



Petrogenesis of Intrusive body in Northeast of Joveinan, North of Isfahan, Urumieh- Dokhtar magmatic zone

Shahzad Sherafat ^{1*} , Majid Zeidi ², Mahnaz Khodami ³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Payame Noor University, Tehran, Iran

² M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, Payame Noor University, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Yazd University, Yazd, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 17 August 2024
Revised: 06 October 2024
Accepted: 07 October 2024

Keywords

Middle Miocene intrusive body
diorite
calc-alkaline
continental margin arc
Joveinan
Isfahan
Urumieh-Dokhtar Magmatic zone

*Corresponding author

Shahzad Sherafat
✉ sh_sherafat@pnu.ac.ir

ABSTRACT

Middle Miocene igneous rocks are located in the Northeast of Joveinan, the middle part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt. The igneous rocks have intruded into the Eocene volcano-sedimentary units. The rocks consist of diorite, quartzdiorite, and monzodiorite. They contain plagioclase, hornblende, biotite, pyroxene, orthoclase, quartz, and opaque minerals, and have granular to porphyroid textures. Field and petrographic evidence such as a lack of thermal metamorphism and graphic texture suggests that the rocks crystallized at a shallow depth. The rocks exhibit characteristics of I-type granitoids and a calc-alkaline nature with metaluminous affinities. The enrichment of large ion lithophile elements (LILEs) and the negative anomaly of Ta, Nb, and Ti elements in the primary mantle normalized diagram demonstrate subduction-related magmatism in the continental arc setting. The chondrite normalized pattern of the rocks ($La_n/Yb_n = 3.68-5.64$) suggests a low degree of partial melting and the absence of garnet as a permanent phase in the source region. Based on the petrological data, the parental magma has been produced in the subduction setting of the collisional zone. The primary magma resulting from the partial melting of the subducted lithospheric mantle intruded into the continental crust. The magma underwent numerous changes and evolution during ascent and created the intrusive rocks of Northeast Joveinan.

How to cite this article

Sherafat, S., Zeidi, M. and Khodami, M., 2024. Petrogenesis of Intrusive body in Northeast of Joveinan, North of Isfahan, Urumieh- Dokhtar magmatic zone. *Journal of Economic Geology*, 16(3): 79–100. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.2024.1120>



©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

The study area is located 130 km north of Isfahan and 10 km northeast of Joveinan which is a part of the Urumieh-Dokhtar magmatic Belt. The Urumieh-Dokhtar magmatic belt resulted from the subduction of the Neotethys oceanic crust under the Central Iranian continental plate (Agard et al., 2005; Mohajjel and Fergusson, 2014).

The Urumieh-Dokhtar zone experienced severe Tertiary magmatism during the Eocene (Alavi, 2004) that persisted until the Quaternary (Agard et al., 2011). The variations in the composition and origins of the melts at different periods have been demonstrated in previous research (Omranian et al., 2008; Chiu et al., 2013; Honarmand et al., 2014). However, no geochemical or petrological data have been reported from the Northeast Joveinan intrusive body. The only available information is derived from investigations carried out during the preparation of the Kashan geological map 1:100000 and Ghohroud geological map 1:25000.

The research on the North Jovian intrusive body provides valuable insights into Cenozoic magmatism and the geology of the middle part of the magmatic belt of Zagros orogeny. This study aims to understand the nature, tectonic setting, origin, and various processes involved in the magmatic evolution of the Northeast Joveinan intrusive rocks.

Material and Methods

After field studies and the sampling of outcrops, 52 microscopic thin sections were prepared and studied using an Olympus polarizing microscope model BX-2. Subsequently, 6 samples with the least amount of alteration were chosen and sent to the ACME Canadian laboratory for ICP-OES inductively coupled plasma emission spectroscopy and ICP-MS inductively coupled plasma mass spectrometry analysis. The data from field, petrographic, and geochemical studies were used for the best conclusion.

Result and Discussion

The main rock units found in the research area include sedimentary rocks belonging to the formations of Niur (Early Silurian), Padeha (Late Devonian), Bahram (Late Devonian), Shotori (Middle Triassic), Shemshak (Jurassic), Cretaceous

carbonate rocks, Eocene volcanic rocks, and Neogene intrusive bodies. The widespread intrusive bodies and Cenozoic volcanic rocks are exposed in the area. Eocene volcanic-sedimentary rocks, including andesitic lavas, hyaloclastite tuffs, and sandy tuffs are the Cenozoic units in the area. In the western part of the area, the Ghohroud batholith, consisting of granite, monzonite, and granodiorite, intruded into the Lower Miocene formations, leading to significant contact metamorphism. North Joveinan post Lower Miocene intrusive body intrudes Eocene volcanic and pyroclastic rocks. These rocks comprise diorite, monzodiorite, and quartzdiorite with granular to porphyroid, poikilitic, and micrographic textures. The marginal parts of intrusive rocks are more microcrystalline and have a porphyroid texture, while the middle parts have a granular, poikilitic, and graphic texture. The main minerals of the rocks include plagioclase, clinopyroxene, hornblende, biotite, opaque minerals, minor quartz, sphene, apatite, and zircon, and secondary minerals including calcite, clay minerals, sericite, and chlorite. The igneous rocks exhibit a composition range of amounts of SiO₂ (53.18-59.46 wt.%), Al₂O₃ (15.27-16.14 wt.%), Na₂O (2.79-5.76 wt.%), K₂O (1.42-2.56 wt.%) and variable concentrations of Fe₂O₃* (7.61-11.13 wt.%), MgO (2.92-3.87 wt.%), CaO (5.15-7.80 wt.%) and LOI (1.4-2.7 wt.%). Geochemical data show these rocks are mainly calc-alkaline diorite, monzodiorite, and quartzdiorite with metaluminous affinities. The primary mantle normalized pattern shows the enrichment of large ion lithophile elements (LILE) and depletion of high field strength elements (HFSE), which is one of the geochemical characteristics of the magma related to the subduction zone (Kuscu and Geneli, 2010). The chondrite-normalized rare earth elements diagrams show a medium enrichment of LREE compared to HREE, a weak negative anomaly of Europium, and a flat pattern of heavy rare earth elements. The rare earth element (REE) patterns indicate low amounts or absence of garnet in the source (Rollinson, 1993), also the magma could be formed at a depth where the garnet is not stable. Based on the discrimination diagrams, the rocks are formed in a magmatic arc setting. Geochemical data, such as the negative anomaly of Ti, Ta, P, and Nb, and the positive anomaly of Rb, Th, and K, along with the enrichment of LILE and LREE, suggest that the North Joveinan intrusive body is comprised of normal calc-alkaline

I-type granitoids, which are produced in an active continental margin. The samples in various diagrams fall within the range of melts formed from the metasomatized mantle (MM) and continental crust (CC). This suggests that the magma results from a mixture of melts from the mantle and crust or a combination of mafic magma with crustal components. The ratio of mantle to crust in the final magma is approximately 50%.

Conclusion

The North Joveinan intrusive rocks in the middle part of the Urumieh-Dokhtar magmatic Belt are formed

due to the subduction of the Neo-Tethys oceanic crust. This causes the release of fluids and melts from the subducted slab into the lithospheric mantle, leading to the melting of the mantle and generating primary mafic magma. The heat needed for partial melting and contamination of crustal rocks is provided with the ascent and placement of basic magma in the lower continental crust. The contamination in the magma reservoir caused the primary magma to change, forming intermediate magma.



پتروژنز توده نفوذی شمال شرق جوینان، شمال اصفهان، پهنه ماگمایی ارومیه دختر

شهزاد شرافت^{۱*}، مجید زیدی^۲، مهناز خدای^۳ ^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران^۲ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
سنگ‌های آذرین نفوذی میوسن میانی شمال‌شرق جوینان واقع در بخش میانی پهنه ماگمایی ارومیه دختر به درون واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها با طیف ترکیبی دیوریت، کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت از کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن، ارتوکلاز، کوارتز و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند و بافت‌های گرانولار تا پورفیروئیدی را به نمایش می‌گذارند. شواهد صحرایی و داده‌های سنگ‌نگاری نظیر عدم رخداد دگرگونی در سنگ‌های مجاور و وجود بافت گرافیکی بیانگر آن است که سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی در عمق نسبتاً کم متبلور شده‌اند. ماگمای مادر این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I و سرشت کالک‌آلکالن و متالومین است. غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون LIL همراه با ناهنجاری منفی عناصر Ta، Nb و Ti در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، شکل‌گیری ماگما در موقعیت زمین‌ساختی فرورانشی از نوع کمان حاشیه قاره را نشان می‌دهد. شیب الگوی بهنجار شده سنگ‌های مورد بررسی نسبت به کندریت (۵/۶۴- $(La_n/Yb_n)=3/68$)، بیانگر درجه پایین تا متوسط ذوب‌بخشی و نبود گارنت به عنوان فاز ماندگار در خاستگاه است. بر پایه شواهد بیان شده، ماگمای مادر این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای در نتیجه نفوذ ماگمای حاصل از ذوب گوشته لیتوسفیری آلاش یافته در پهنه برخوردی ورقه ایران مرکزی و برهم‌کنش دو ماگما حاصل شده است. ماگمای یادشده حین صعود، دچار تغییر و تحولات متعدد شده و توده نفوذی شمال جوینان را به وجود آورده است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۵/۲۷ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۷/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۷/۱۶
	واژه‌های کلیدی توده نفوذی میوسن میانی دیوریت کالک‌آلکالن کمان حاشیه قاره جوینان اصفهان پهنه ماگمایی ارومیه دختر
	نویسنده مسئول شهزاد شرافت sh_sherafat@pnu.ac.ir

استناد به این مقاله

شرافت، شهزاد؛ زیدی، مجید و خدای، مهناز، ۱۴۰۳. پتروژنز توده نفوذی شمال‌شرق جوینان، شمال اصفهان، پهنه ماگمایی ارومیه دختر. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۳):

۷۹-۱۰۰. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1120>

مقدمه

انجام شده، پیکره گرانودیوریتی قهرود در غرب منطقه را حاصل تبلور ماگمای کالک آلکانل متالومین در محیط مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای (Khaksar et al., 2022) و جای گیری آن را با رخداد دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های دربرگیرنده همراه دانسته‌اند (Sherafat and Mackizadeh, 2017; Rezapour et al., 2017; Tabatabaei Manesh et al., 2018). پژوهشی دیگر بیانگر تعلق سنگ‌های آتشفشانی میوپلیوسن شرق کامو (جنوب محدود) به سری ماگمایی کالک آلکانل بوده (Sayari et al., 2014) و سرشت سنگ‌های نیمه عمیق نئوژن کامو را متالومین و کالک آلکانل و خاستگاه آنها را ذوب بخشی گارنت آمفیبولیت در عمق پایداری گارنت می‌داند (Sherafat and Khodami, 2024).

با وجود پژوهش‌های متعدد در منطقه، تاکنون داده‌های زمین شیمیایی و سنگ شناختی از توده‌ی نفوذی شمال جوینان ارائه نشده و تنها اطلاعات موجود، حاصل بررسی‌های انجام شده در قالب تهیه چهار گوش زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاشان (Radfar Ghahraie and Alai Mahabadi; 1993) و ۱:۲۵۰۰۰ قهرود (pour and Mohammadiha, 2016) است. با توجه به اهمیت اطلاعات حاصل از بررسی توده‌ی نفوذی یاد شده در شناخت و درک بهتر فرایندهای پتروژنیکی سنوزوئیک ایران و تکمیل داده‌های زمین شناسی بخش میانی کمر بند کوه‌زایی زاگرس، در این پژوهش سعی شده است با بررسی‌های سنگ شناختی و به کار گیری داده‌های زمین شیمیایی به بررسی ماهیت، جایگاه زمین ساختی، خاستگاه و نقش فرایندهای مختلف در تحول و تکامل ماگمایی توده نفوذی این منطقه پرداخته شود.

روش مطالعه

در راستای دستیابی به اهداف پژوهش، پس از بازدید میدانی و پیمایش صحرایی، نمونه برداری از برون زدهای سنگی انجام و از بین نمونه‌های برداشت شده، ۵۲ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان المپیوس مدل BX-2 مورد بررسی

منطقه مورد بررسی به مختصات جغرافیایی $51^{\circ} 29'$ تا $51^{\circ} 30'$ طول شرقی و $33^{\circ} 42'$ تا $33^{\circ} 44'$ عرض شمالی در ۱۳۰ کیلومتری شمال اصفهان و ۱۰ کیلومتری شمال شرق جوینان واقع شده است و جزئی از پهنه ماگمایی ارومیه دختر به حساب می‌آید. این پهنه، بخشی از کوه‌زاد زاگرس متعلق به کمر بند کوه‌زایی آلپ-همالیاست که در نتیجه فرو رانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی در پرموتیراس (Shahabpour, 2007; Agard et al., 2011) یا کرتاسه (Mohajjel and Fergusson, 2000) و برخورد ورقه‌های اوراسیا و عربی در میوسن میانی تا پسین شکل گرفته است (Agard et al., 2005; Mohajjel and Fergusson, 2014).

پهنه ارومیه دختر در سنوزوئیک جولانگاه فعالیت‌های ماگمایی متعدد بوده؛ ولی ماگماتیسیم ترشیری آن بسیار چشمگیر تر است. ماگماتیسیم ترشیری پهنه ارومیه دختر که به دو شکل آتشفشانی و توده‌های نفوذی دیده می‌شود، در ائوسن شدت گرفته (Alavi, 2004) و تا کواترنری ادامه یافته است (Agard et al., 2011). به باور پژوهشگران، ماگماتیسیم سنوزوئیک پهنه ارومیه دختر به سه بخش مجزا شامل رویداد اصلی با سن ائوسن (۴۷ تا ۳۵ میلیون سال پیش)، میوسن پیشین (۲۰ میلیون سال قبل و حاصل عقب گرد یا شکست اسلب) و اوج ماگمایی فرعی در میوسن پسین (۱۰ میلیون سال و با ویژگی‌های ماگماتیسیم پس از برخورد) قابل تقسیم است (Babazadeh et al., 2019; Babazadeh et al., 2021). پژوهش‌های انجام شده، تفاوت ترکیب و خاستگاه مذاب‌های ماگمایی در ادوار مختلف را نشان داده است (Omrani et al., 2008; Chiu et al., 2013; Honarmand et al., 2014).

در منطقه مورد بررسی نیز در پی رخداد کوه‌زایی آلپی، سنگ‌های آتشفشانی، نیمه عمیق و نفوذی گوناگونی از ائوسن تا میوسن پدید آمده‌اند. زمین شناسی و حوادث زمین ساختی این منطقه که در بخش میانی پهنه ارومیه دختر واقع شده، در گذشته توسط پژوهشگران متعدد مورد بررسی قرار گرفته است. پژوهش‌های

قرار گرفت. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، ۶ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب و برای آنالیزهای زمین‌شیمیایی به روش طیف‌سنجی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-OES و ICP-MS) با حدود آشکارسازی ۰/۰۱ درصد برای عناصر اصلی و ۵-۵ ppm برای عناصر کمیاب به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شد. این پژوهش حاصل تجزیه و تحلیل و تلفیق داده‌های حاصل از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی است.

بحث و بررسی

منطقه مورد پژوهش در ۱۳۰ کیلومتری شمال اصفهان و بخش میانی پهنه ماگمایی ارومیه دختر قرار گرفته و دستیابی مستقیم به برون‌زدهای سنگی آن با استفاده از جاده قدیم اصفهان-میمه-کاشان امکان‌پذیر است. مهم‌ترین نمود ساختاری در محدوده، گسل فین با روند شمال‌غربی- جنوب شرقی است که مرز جدایش کمان ارومیه دختر و مثلث ایران مرکزی را تشکیل داده است و توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک در آرایشی خطی به موازات آن برون‌زد یافته‌اند (Radfar and Alai, 1993).

محدوده مورد بررسی دربرگیرنده سازندهای پالئوزوئیک تا کواترنر بوده (Ghahraie pour and Mohammadiha, 2016) و واحدهای سنگی رخمون یافته در آن شامل سنگ‌های رسوبی متعلق به سازندهای نیور (سیلورین پیشین)، پادها (دونین پسین)، بهرام (دونین پسین)، شتری (تریاس میانی)، شمشک (ژوراسیک)، سنگ‌های کربناته و تخریبی کرتاسه، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفوذی نئوژن است. بخش‌های جنوبی منطقه اغلب از نهشته‌های رسوبی دوران اول تشکیل شده است؛ در حالی که ارتفاعات شمالی و غربی منطقه را سنگ‌های آذرین دوران سوم به وجود آورده‌اند. سنگ‌های نه‌چندان مرتفع بخش میانی محدوده به دوران دوم تعلق دارند. توده نفوذی مورد پژوهش به سن بعد از میوسن زیرین (میوسن میانی) در شمال محدوده و در میان واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن رخمون یافته است (شکل ۱).

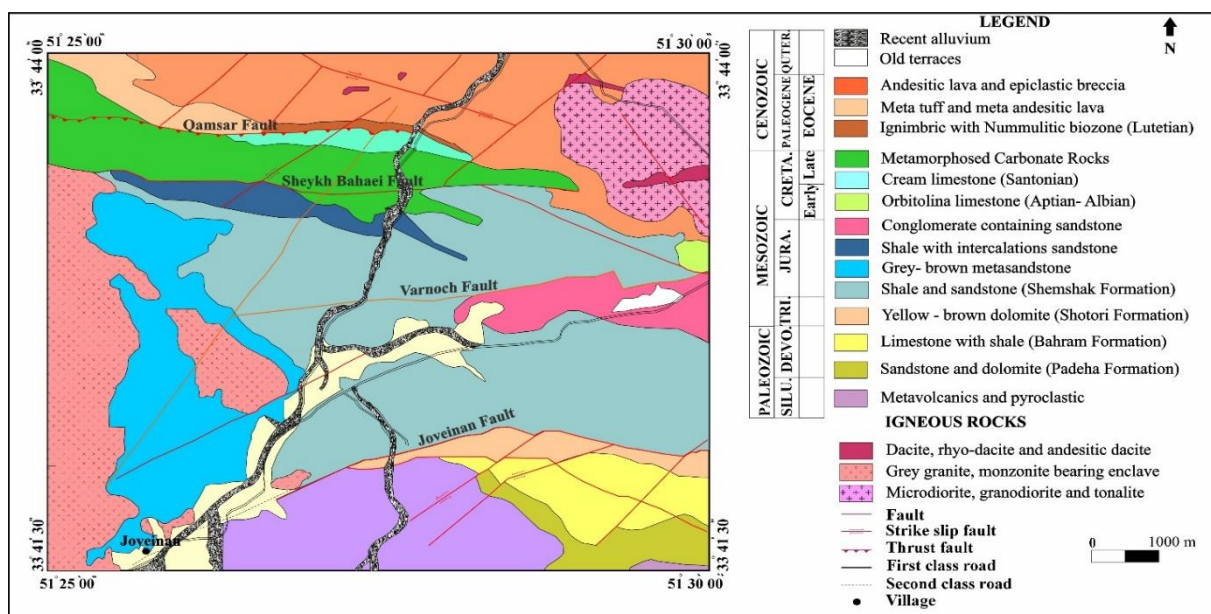
کهن‌ترین برون‌زد سنگی منطقه، متاولکانیک‌های سیلورین پیشین (معادل سازند نیور) هستند که در راستای گسل روانده جوینان رخمون یافته و به گونه‌ای هم‌شیب توسط شیل‌ها و دولومیت‌های دونین پسین (سازند پادها) پوشانده می‌شوند. روی این واحد، آهک و آهک‌های دولومیتی سازند بهرام قرار گرفته است. این مجموعه سنگی واقع در جنوب نقشه، هسته طاقدیس بزرگی با روند شمال‌غربی- جنوب شرقی در شرق دره قهرود- جوینان را تشکیل داده است.

واحدهای سنگ‌چینه‌ای مزوزوئیک شامل سازندهای هم‌ارز شتری، شمشک و آهک‌های کرتاسه از گسترش وسیعی برخوردارند. قدیمی‌ترین نهشته‌های مزوزوئیک منطقه را دولومیت‌های ضخیم لایه تریاس میانی (معادل سازند شتری) تشکیل داده است. روی این نهشته‌ها را واحدهای سنگی ژوراسیک (معادل شمشک) شامل تناوبی از سیلستون، ماسه سنگ و شیل زغال‌دار همراه با میان لایه‌های آهکی- شیلی می‌پوشاند. واحدهای کرتاسه شامل ردیفی از سنگ‌های آواری- کربناتی هستند که به صورت گسله یا ناهمساز بر روی رسوبات سازند شمشک واقع شده‌اند. این واحدهای سنگی با ماسه سنگ و میکروکنگلومرای قرمز شروع و با آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه زیرین (به سن آلبین- آپسین) ادامه می‌یابند. خاتمه بخش رسوب‌های کرتاسه، آهک‌های متوسط تا نازک لایه به سن سانتونین است.

گستره وسیعی از منطقه مورد بررسی را توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک پوشانده است. بیشتر واحدهای سنوزوئیک را سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن تشکیل داده‌اند که لایه‌بندی کاملاً واضحی در بخش رسوبی و آذرآواری آن دیده می‌شود. فراوان‌ترین رخمون سنگی ائوسن به شکل گدازه‌های آندزیتی، توف‌های هیالوکلاستیت و توف‌های ماسه‌ای است که به طور دگرشیب بر روی آهک‌های کرتاسه جای گرفته است. توده باتولیتی قهرود و زبان‌های آن با گسترش در خور توجه، بخش غربی نقشه را پوشانده است.

سنگ‌های آتشفشانی- پیروکلاستیک ائوسن و در شمال شرق جوینان جای گرفته است. جوان‌ترین واحد سنگی منطقه شامل پادگانه‌های آبرفتی، رودخانه‌ای قدیمی و مخروط افکنه‌های کواترنری است که به ویژه در بخش میانی منطقه دیده می‌شوند.

این توده با لیتولوژی گرانیت، مونزونیت و گرانودیوریتی، نهشته‌های کهن تا میوسن زیرین را گسسته و باعث رخداد دگرگونی مجاورتی پیرامون خود شده است. توده نفوذی موضوع این پژوهش به سن بعد از میوسن زیرین با ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت و مونزودیوریت در میان



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده شمال شرق جوینان برگرفته از چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰ قهرود (Ghahraie pour and Mohammadiha, 2016)

Fig. 1. Simplified geological map of the northeast of Joveinan taken from 1:25000 Ghohroud Geological Quadrangle, (Ghahraie pour and Mohammadiha, 2016)

نیز در برخی نمونه‌ها قابل رؤیت است. بخش‌های حاشیه‌ای توده، ریزبلورتر و دارای بافت پورفیروئیدی هستند؛ در حالی که بخش‌های میانی بافت دانه‌ای، پوئی کلتیک و گرافیکی دارند (شکل ۲- A و B).

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌های اصلی این توده شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، اندکی کلینوپیروکسن، ارتوز، کمی کوارتز و کانی‌های فرعی آن شامل کانی‌های کدر، تیتانیت، آپاتیت و زیرکن است. اورالیت (ترمولیت و اکتینوت)، کلسیت، کانی‌های رسی، سریسیت و کلریت از کانی‌های ثانویه سنگ هستند.

توده نفوذی شمال شرق جوینان هم بعددانه تا ناهم بعددانه بوده و در رخنمون صحرایی به رنگ خاکستری روشن تا تیره و در برخی موارد به علت رخداد دگرسانی کلریتی به رنگ سبز دیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، انواع سنگ‌های دیوریت، کوارتز دیوریت و مونزودیوریت در این توده قابل تشخیص هستند. این سنگ‌ها در نمونه دستی متراکم بوده و بلورهای درشت آن با چشم غیر مسلح قابل رؤیت هستند. روابط صحرایی تأثیر حرارتی خاصی از توده‌های نفوذی در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی مجاور نشان نمی‌دهد. این سنگ‌ها بافت گرانولار تا پورفیروئیدی را به نمایش می‌گذارند و بافت‌های پوئی کلتیک و میکرو گرافیکی

می کند (کوارتز بین روزنه‌ای). تشکیل کوارتز در آخرین مرحله تبلور ماگما اتفاق افتاده و در برخی موارد هم‌رشدی آن با فلدسپات، به تشکیل بافت گرافیکی منجر شده است (شکل ۲-F). این بافت نشان‌دهنده تبلور سریع و هم‌زمان دو کانی از مذاب باقی‌مانده در اعماق کم است (Clarke, 1992).

مونوزودیوریت: کانی‌های اصلی بخش مونوزودیوریتی شامل پلاژیوکلاز (با فراوانی تا ۳۵ درصد حجمی)، آمفیبول (تا ۲۰ درصد حجمی)، بیوتیت (تا ۱۵ درصد حجمی)، ارتوز (تا ۲۰ درصد حجمی) و کوارتز (تا ۵ درصد) است. ارتوز اغلب به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل دار متوسط‌دانه دیده شده و در نتیجه دگرسانی به کائولینیت تجزیه شده است.

کانی کلریت اغلب به صورت پراکنده یا جانشینی کانی‌های اولیه قابل رؤیت است. این کانی در نتیجه دگرسانی کانی‌های آهن منیزیم دار یا به واسطه ورود آهن و منیزیم به سنگ توسط محلول‌های گرمایی و یا وقوع این دو پدیده با هم در سنگ تشکیل می‌شود (Evans, 1992).

با توجه به جزئیات سنگ‌نگاری نظیر طیف ترکیبی سنگ‌شناسی (دیوریت، مونوزودیوریت و کوارتزیدیوریت)، حضور کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، پیروکسن، تیتانیت و مگنتیت و نبود کانی‌های مسکویت و دیگر کانی‌های آلومینوسیلیکاته در توده نفوذی شمال شرق جوینان، می‌توان این توده را از دسته گرانیتوئیدهای نوع I دانست.

زمین‌شیمی

در جدول ۱، نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های شمال جوینان به روش طیف‌سنجی پلاسمای جفت‌شده القایی آورده شده است. گستره محدود تغییرات SiO_2 (۵۳/۱۸ تا ۵۹/۴۶ درصد وزنی) این سنگ‌ها، سرشت حدواسط آنها را نشان می‌دهد. درصد وزنی Na_2O و K_2O سنگ‌های مورد بررسی به ترتیب از ۲/۸۱ تا ۵/۷۶ و ۱/۴۲ تا ۲/۵۶ درصد وزنی تغییر می‌کند.

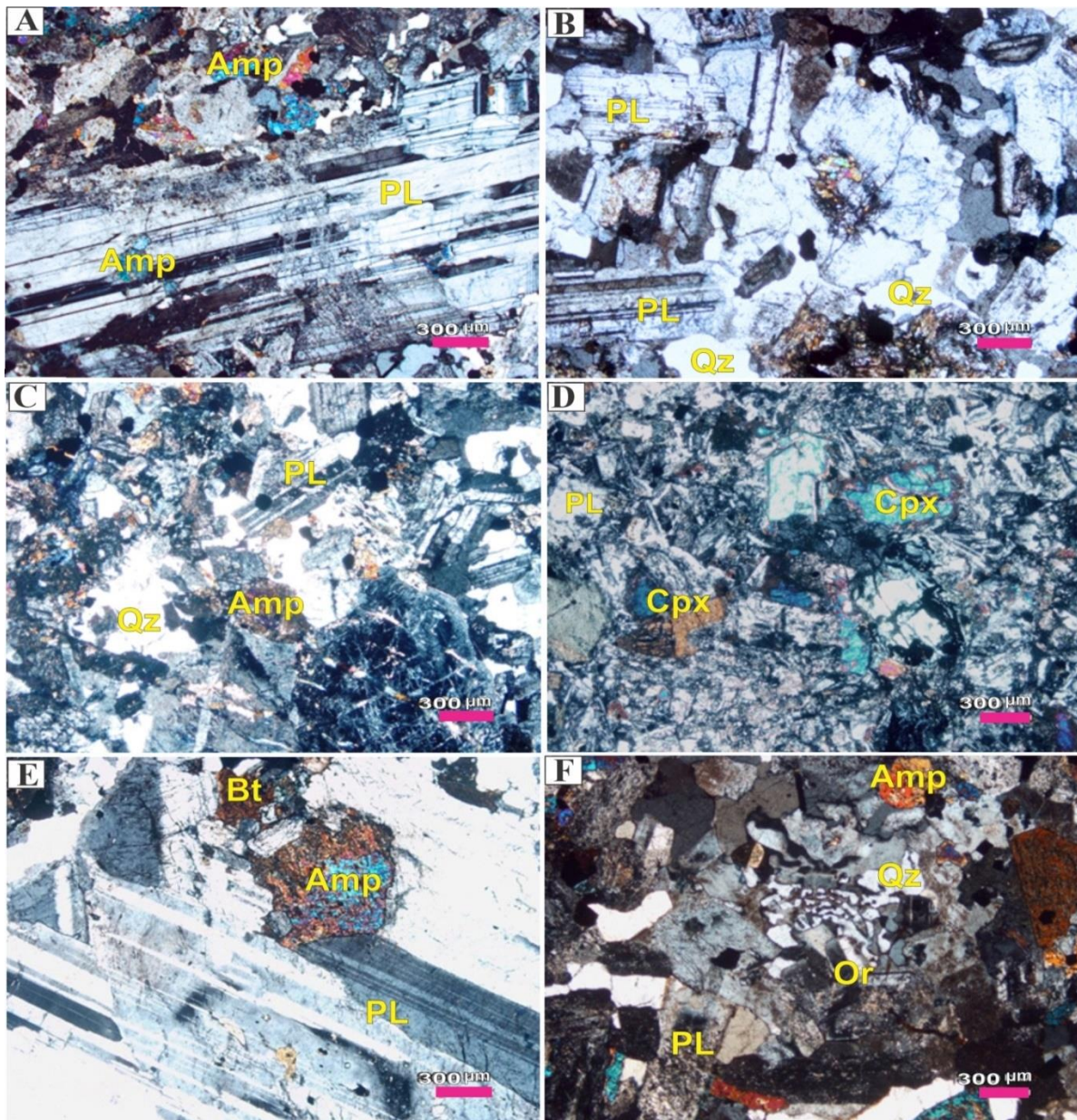
دیوریت: فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های دیوریتی مورد بررسی، پلاژیوکلاز است که مقدار آن گاهی تا ۴۵ درصد حجمی سنگ می‌رسد. این کانی اغلب خودشکل تا نیمه‌شکل دار و دارای ماکل تکراری و به ندرت ساختار منطقه‌ای است. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ متغیر بوده و هم به شکل بلورهای درشت (اندازه بزرگ‌تر از ۱ میلی‌متر) و هم بلورهای کوچک (اندازه ۰/۵ تا ۰/۱ میلی‌متر) دیده می‌شود. حضور بلورهای ریز پلاژیوکلاز درون پلاژیوکلازهای بزرگ‌تر بیانگر حضور دو نسل مختلف پلاژیوکلاز در سنگ‌های نفوذی منطقه بوده و شرایط آشفته مخزن ماگمایی و عدم پایداری آن طی تشکیل پلاژیوکلازها را نشان می‌دهد (شکل ۲-C). وجود میان‌بارهایی از کانی آمفیبول داخل برخی پلاژیوکلازها به تشکیل بافت پوئی‌کلیتیک منجر شده است. در برخی موارد بلورهای پلاژیوکلاز به طور کامل یا بخشی به مجموعه‌ای از کلسیت، کلریت، اپیدوت و آلبیت تجزیه شده‌اند.

کلینوپیروکسن (تا ۱۰ درصد حجمی) به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه شکل دار با اندازه تا ۱ میلی‌متر به ویژه در دیوریت‌ها دیده می‌شود. برخی از بلورهای پیروکسن دارای ماکل رگه‌ای یا کارلسباد بوده و گاهی اجتماعی از بلورهای پیروکسن در سنگ دیده می‌شود (شکل ۲-D).

بلورهای نیمه شکل دار و سبز رنگ آمفیبول با فراوانی تا ۱۵ درصد حجمی در سنگ دیده شده و حضور آمفیبول داخل پلاژیوکلاز به شکل ادخال بیانگر تشکیل این کانی قبل از پلاژیوکلاز است (شکل ۲-E).

بیوتیت‌های نیمه شکل دار با چندرنگی زرد-قهوه‌ای با حجم کمتر از ۵ درصد، فراوانی کمتری نسبت به هورنبلند دارند.

کوارتزیدیوریت: بخش کوارتزیدیوریتی از کانی‌های پلاژیوکلاز (با فراوانی تا ۴۰ درصد حجمی)، آمفیبول (تا ۲۰ درصد حجمی)، بیوتیت (تا ۱۵ درصد حجمی) و کوارتز (تا ۱۵ درصد) تشکیل شده است. کوارتز اغلب به صورت بلورهای ریزدانه و نیمه شکل دار تا بی‌شکل دیده شده است و فضای خالی بین سایر کانی‌ها را پر



شکل ۲. تصاویرهای میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق جوینان در نور قطبیده متقاطع. A: بافت پورفیروئیدی در سنگ‌های دیوریتی حاشیه توده، B: بافت گرانولار در سنگ‌های مونزودیوریتی بخش مرکزی توده، C: حضور دو نسل پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت ها، D: تجمع بلورهای پیروکسن در دیوریت‌ها، E: ادخال آمفیبول داخل پلاژیوکلاز و رشد درهم کوارتز با فلدسپات و تشکیل بافت گرافیکی در مونزودیوریت‌ها. علائم اختصاری از ویتنی و ایوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Or: ارتوکلاز، Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Qz: کوارتز).

Fig. 2. Microphotographs of the plutonic rocks in the northeast of Joveinan in crossed polarized light. A: Porphyroitic texture in diorites, B: Granular texture in monzodioritic rocks, C: Two generation of plagioclase in quartzdiorite, D: Pyroxene accumulation in diorites, E: Amphibole inclusion in plagioclase, and F: Intergrowth of quartz with feldspar and graphite texture in monzodioritic rocks. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: Clinopyroxene, Pl: Plagioclase, Or: Orthoclase, Amp: Amphibole, Bt: Biotite, Qz: Quartz).

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل توده نفوذی شمال شرق جوینان با روش ICP-OES و ICP-MS (مقادیر اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

Table 1. Whole rock chemical analysis results of the northeast of Joveinan intrusive rocks using the ICP-MS and the ICP-OES method (major elements in Wt.% and trace elements in ppm).

	6-1	7-1	9-1	6-5	7-4	8-2
SiO₂	59.25	56.44	56.93	59.46	53.18	57.60
TiO₂	0.84	0.98	0.88	0.85	1.38	0.83
Al₂O₃	15.54	15.85	15.57	15.65	15.27	16.14
Fe₂O₃*	7.93	8.70	7.61	7.96	11.13	7.82
MnO	0.16	0.17	0.12	0.15	0.19	0.15
MgO	2.93	3.36	2.73	2.92	3.87	3.69
CaO	6.12	6.85	7.80	5.94	5.15	6.03
Na₂O	2.81	3.03	3.24	2.79	5.76	3.46
K₂O	2.56	1.93	1.98	2.26	1.42	1.87
P₂O₅	0.17	0.19	0.17	0.17	0.30	0.15
LOI	1.4	2.3	2.7	1.6	2.1	2.0
Total	99.81	99.82	99.81	99.81	99.78	99.82
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Co	18.8	21.3	16.8	19.3	25.5	20.2
Sc	21	25	21	21	33	23
V	160	207	181	165	338	179
Sn	2	2	<1	2	<1	1
W	1.4	0.8	1.1	1.3	<0.5	1.1
Rb	80.9	55.9	56.8	73.4	24.5	55.5
Cs	1.5	1.8	1.3	3.2	1.0	2.2
Ba	535	445	410	527	448	385
Sr	263.4	248.9	328.4	279.0	222.0	246.4
Ga	14.9	15.7	15.7	14.8	17.0	14.8
Ta	0.8	0.7	0.6	0.6	0.4	0.7
Nb	10.4	9.4	9.1	10.2	6.1	7.9
Hf	5.8	5.1	5.0	4.7	3.1	4.3
Zr	206.7	190.7	191.4	194.8	121.3	165.6
Y	29.1	28.9	29.0	28.9	29.9	24.7
Th	9.1	6.3	8.6	10.8	2.6	7.5

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل توده نفوذی شمال شرق جوینان با روش ICP-OES و ICP-MS (مقادیر اکسید عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

Table 1 (Continued). Whole rock chemical analysis results of the northeast of Joveinan intrusive rocks using the ICP-MS and the ICP-OES method (major elements in Wt.% and trace elements in ppm).

	6-1	7-1	9-1	6-5	7-4	8-2
U	3.4	2.0	2.8	3.7	0.7	2.6
La	17.8	22.4	25.2	25.0	17.9	21.4
Ce	35.9	45.5	49.8	49.7	38.4	42.4
Pr	4.43	5.37	5.59	5.51	4.65	4.78
Nd	18.6	21.7	23.5	23.0	19.9	19.6
Sm	4.66	4.78	4.78	4.88	4.70	4.27
Eu	1.05	1.11	1.13	1.09	1.53	1.00
Gd	5.09	5.13	4.85	4.99	5.23	4.45
Tb	0.87	0.84	0.80	0.83	0.88	0.73
Dy	5.17	5.20	4.91	4.84	5.12	4.20
Ho	1.16	1.11	1.05	1.06	1.17	0.95
Er	3.38	3.14	2.92	3.17	3.31	2.89
Tm	0.48	0.45	0.42	0.44	0.47	0.40
Yb	3.17	3.02	2.98	2.97	3.24	2.82
Lu	0.49	0.46	0.44	0.48	0.50	0.41
La _n /Yb _n	3.74	4.94	5.64	5.61	3.68	5.06
Gd _n /Yb _n	1.28	1.35	1.30	1.39	1.29	1.34
Gd _n /Yb _n	0.66	0.69	0.72	0.68	0.95	0.71
Dy _n /Yb _n	1.05	1.10	1.06	1.05	1.01	0.95

(1982)، دارای سرشت کالک آلکان هستند (شکل ۳-D). پایین بودن نسبت مولی A/CNK (زیر عدد یک) سنگ‌های مورد بررسی نیز تشابه آنها با گرانیتوئیدهای نوع I را نشان می‌دهد (Clarke, 1981).

در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، سنگ‌های مورد بررسی از عناصر لیتوفیل درشت یون همانند Cs, K, Sr, Ba غنی شدگی و از عناصر با شدت میدان بالا مانند Nb, Ti و P تهی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-A). ویژگی یادشده از ویژگی‌های زمین شیمیایی

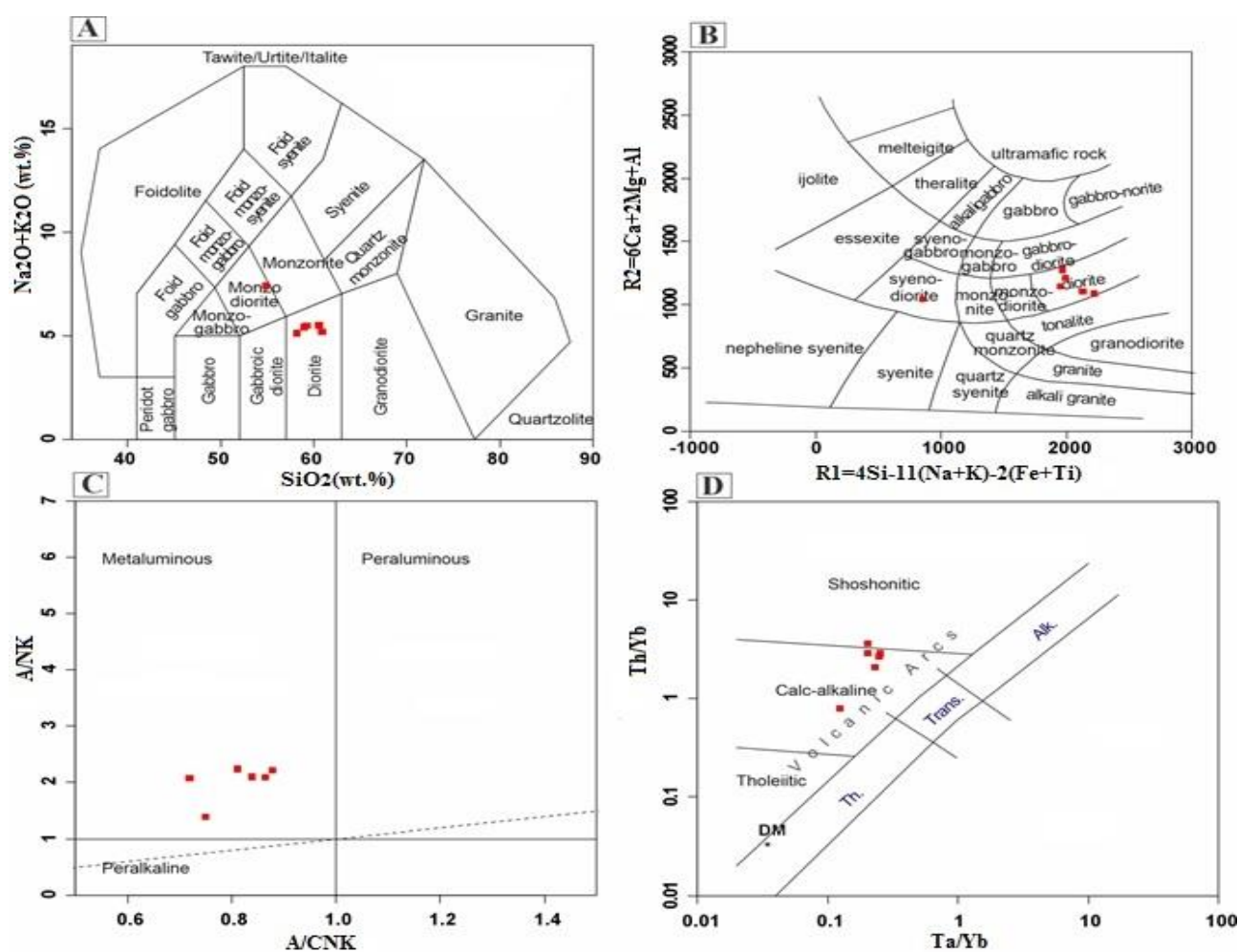
با توجه به محدوده تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، سنگ‌های مورد بررسی اغلب از نوع دیوریت، مونزوادیوریت و کوآرتزادیوریت هستند.

سنگ‌های مورد بررسی در نمودار رده‌بندی قلیایی‌ها در برابر سیلیس (Middlemost, 1994) و نمودار پیشنهادی دلاروش و همکاران (De La Roche et al., 1980) در گستره ترکیبی دیوریت و مونزو- سینودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۳-A و B). این سنگ‌ها از نظر شاخص اشباع شدگی از آلومینیوم، متالومین (شکل ۳-C) و بر پایه نمودارهای پیشنهادی پیرس (Pearce,

نسبت Na_2O/K_2O سنگ‌های تشکیل دهنده توده نفوذی شمال جوینان بالا و از ۱ تا ۴/۰۵ متغیر است. این سنگ‌ها در نمودار قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱). سنگ‌های مورد بررسی در نمودارهای Rb در مقابل Y و Rb در برابر Th نیز روندی مشابه با گرانیتوئیدهای نوع I را به نمایش می‌گذارند (شکل ۵-۲ و ۵-۳)

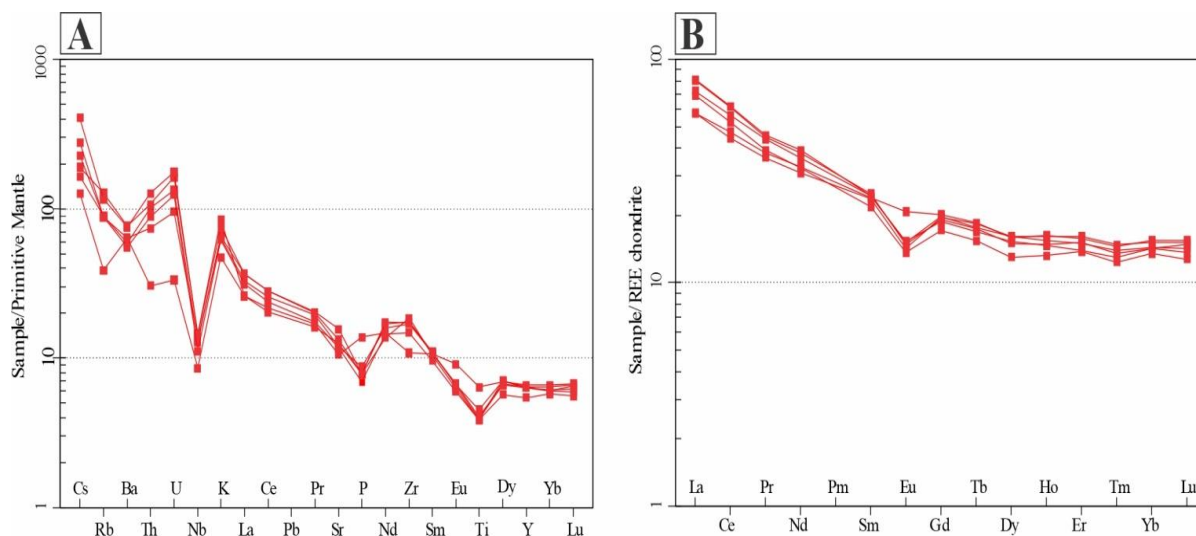
ماگماهای تشکیل شده در پهنه‌های فرورانشی است (Kuscu and Geneli, 2010).

در نمودار بهنجار شده نسبت به عناصر نادر خاکی کندریت (Nakamura, 1974)، تمام نمونه‌ها روندی شیب‌دار با غنی‌شدگی متوسط LREE نسبت به HREE و الگوی مسطح در عناصر نادر خاکی سنگین با بی‌هنجاری منفی ضعیف یوروپوم را به نمایش می‌گذارند (شکل ۴-۲).



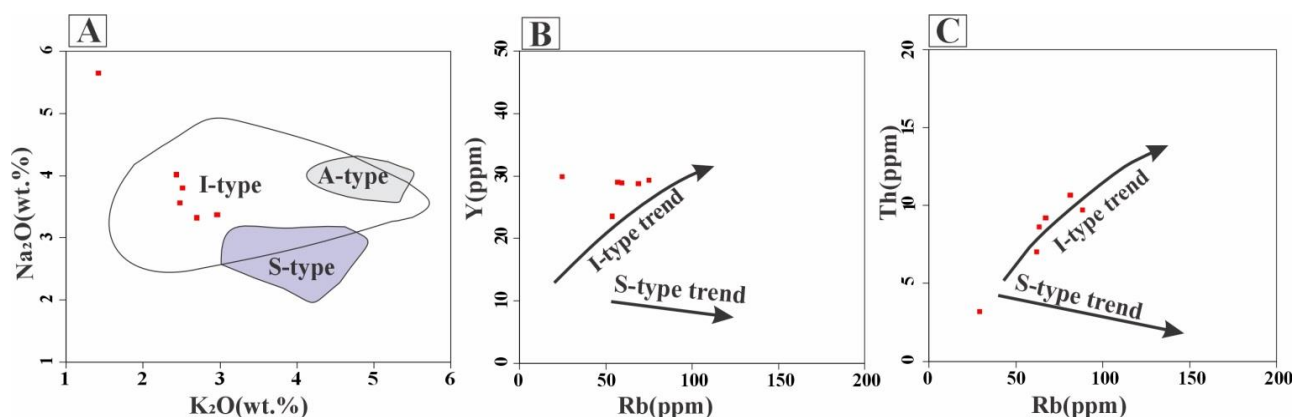
شکل ۳. طبقه‌بندی و سرشت ماگمایی سنگ‌های نفوذی شمال شرق جوینان. A: نمودار مجموع آلکالی به سیلیس (Middlemost, 1994); B: نمودار رده‌بندی بر اساس R1-R2 (De La Roche et al., 1980); C: نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943) و D: نمودار نسبت Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1982)

Fig. 3. Classification and magmatic affinity of the northeast Joveinan intrusive rocks, A: Total Alkalis versus Silica diagram (Middlemost, 1994), B: R1-R2 classification diagram (De La Roche et al., 1980), C: A/NK versus A/CNK diagram (Shand, 1943), and D: Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Pearce, 1982)



شکل ۴. A: نمودار عنکبوتی سنگ‌های منطقه شمال شرق جوینان که نسبت به گوشته اولیه عادی‌سازی شده‌اند (Sun and McDonough, 1989) و B: نمودار عادی‌سازی شده عناصر نادر نمونه‌ها نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)

Fig. 4. A: Spider diagram of northeast Joveinan intrusive rocks normalized by primitive mantle (Sun and McDonough, 1989), and B: Chondrite normalized diagram for the samples (Nakamura, 1974)



شکل ۵. موقعیت نمونه‌های شمال شرق جوینان در نمودارهای تشخیصی گرانیتوئیدها. A: نمودار Na_2O در مقابل K_2O (White and Chappell, 1983) محدوده‌های I، S و A-گرانیت از کریستیانسن و کیت (Christiansen and Keith, 1996) اقتباس شده است، B: نمودار Rb در برابر Y و C: نمودار Rb در مقابل Th، روند گرانیتوئیدهای نوع I و S از لیو و همکاران (Liu et al., 2009)

Fig. 5. Position of northeast Joveinan intrusive rocks in granitoids discrimination diagrams, A: Na_2O versus K_2O diagram (White and Chappell, 1983; I-, S- and I-type granitoids are from Christiansen and Keith (1996), B: Rb versus Y diagram, and C: Rb versus Th diagram (I and S granitoid trends from Liu et al., 2009)

نتیجه‌گیری

توده نفوذی شمال شرق جوینان از دیوریت، کوارتز دیوریت و مونزودیوریت تشکیل شده است و ماهیت کالک‌آلکان و

بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی نشان می‌دهد که

نسبت به عناصر نادر خاکی کندریت، نبود گارنت در تفاله و عدم جدایش HREE (Rollinson, 1993) و تشکیل ماگما در عمق کمتر از گستره پایداری گارنت یا کم بودن مقدار آن در خاستگاه را نشان می‌دهد. ناهنجاری منفی یوروپوم در نمودار یادشده با حضور مقادیر کم پلاژیوکلاز در خاستگاه یا درگیر نشدن آن در فرایند ذوب (Arslan and Aslan, 2006) و نیز جدایش پلاژیوکلاز طی تبلور تفریقی در شرایط ماگمایی فوگاسیته بالای اکسیژن (آلودگی کمتر با پوسته قاره‌ای) قابل توجیه است (Tepper et al., 1993). همراهی ناهنجاری منفی یوروپوم با تهی‌شدگی نسبی استرانسیوم در سنگ‌های مورد بررسی می‌تواند بیانگر این واقعیت باشد که پلاژیوکلاز فاز پایدار در خاستگاه یا فاز اصلی حین جدایش بلورین یا تغییر فوگاسیته اکسیژن بوده است (Rollinson, 1993; White, 2005).

همانگونه که پیشتر گفته شد داده‌های ژئوشیمیایی نظیر ناهنجاری منفی Nb, Ti, Ta, P و مثبت Rb, Th و K همراه با غنی‌شدگی از LILE و LREE بیانگر آن است که توده نفوذی شمال جوینان از نوع کالک‌آلکانل عادی مناطق فرورانشی (و با توجه به مقادیر $Y > 18\text{ppm}$, $Yb > 1.9\text{ppm}$, $Sr < 400\text{ppm}$ و $Sr/Y < 40$ بدون ماهیت آداکتی) و مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای با ویژگی‌های مشابه گرانیتوئیدهای نوع I است. ماگماهای نوع I می‌توانند از ذوب‌بخشی سنگ‌های بازیک تا حدواسط پوسته (Chappell and White, 1974)، اختلاط مذاب‌های مشتق از گوشته با مذاب‌های ناشی از مواد پوسته‌ای (Fang et al., 2017) و هضم یا آلیش با مواد پوسته‌ای (Cobbing, 2000) حاصل شده و تنوع ترکیب سنگ‌شناختی آنها افزون بر تبلور تفریقی، به اختلاط ماگمایی، جدایش مذاب از سنگ مادر، هضم سنگ‌های دیواره و مخلوطی از سازوکارهای یادشده نسبت داده می‌شود (Chappell, 1996). ترکیب حدواسط توده نفوذی شمال شرق جوینان، می‌تواند بیانگر نشأت گرفتن ماگمای مولد آن از تبلوربخشی ماگمای مافیک مشتق از گوشته باشد (Straub et al., 2011).

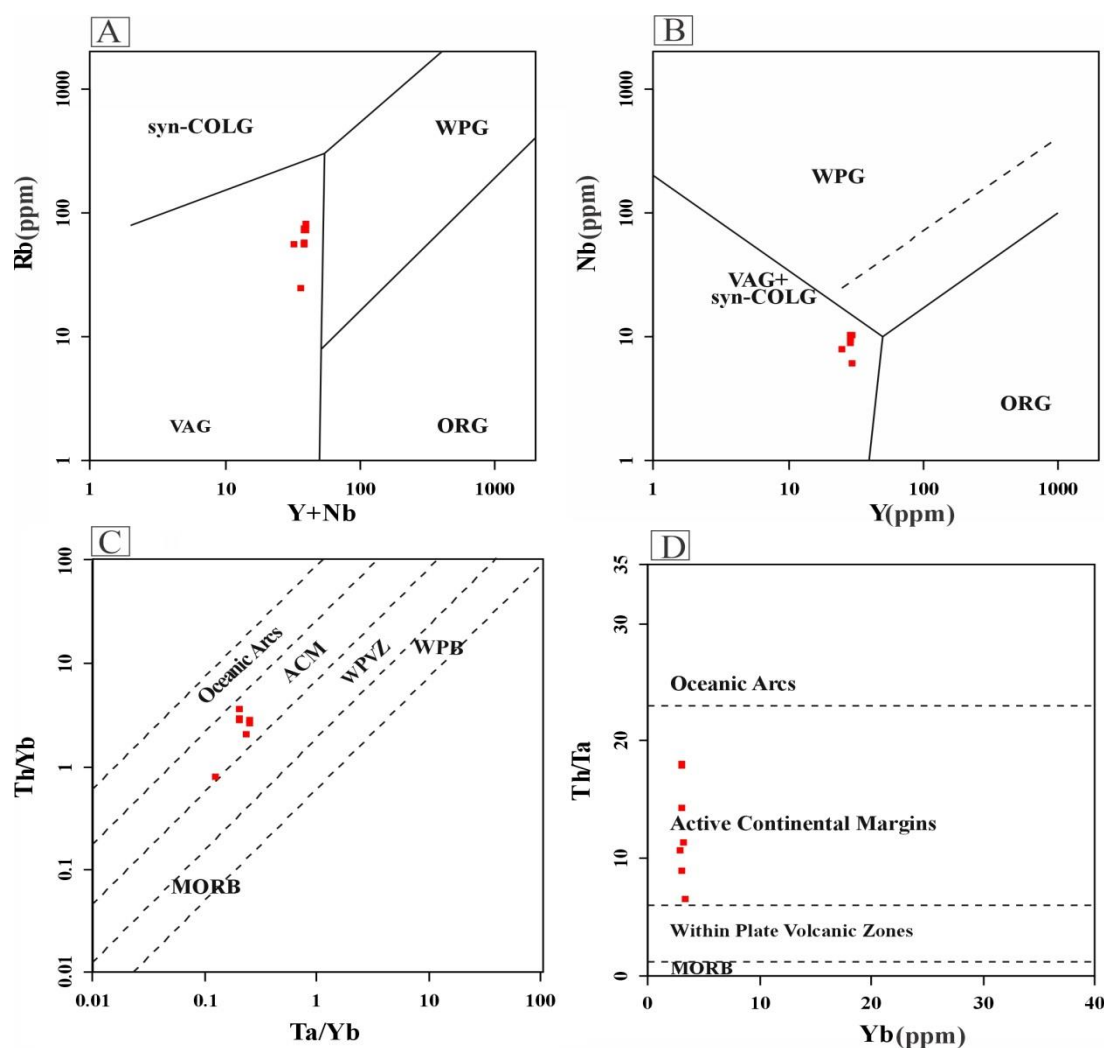
به منظور تفسیر جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین حدواسط

متآلومین دارد. این توده دارای ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I بوده و علاوه بر نمودارهای تکتونوماگمایی، وجود شواهدی نظیر غنی‌شدگی از LILE و LREE و تهی‌شدگی از HFSE و HREE بر تکوین ماگماتیسیم در یک محیط فرورانشی از نوع کمان قاره‌ای دلالت دارد.

از آنجایی که غلظت عناصر HFS توسط شیمی خاستگاه و فرایندهای بلور/مذاب در طول تشکیل سنگ کنترل می‌شود (Rollinson, 1993)، تهی‌شدگی این عناصر به ویژه Nb و Ti با پایداری برخی کانی‌های دیرگداز (نظیر اسفن، روتیل، تیتانومگنتیت هورنبلند، اسفن و ایلمنیت) در خاستگاه مرتبط بوده (Keppler, 1996) و عدم مشارکت کانی‌های یادشده در فرایند ذوب‌بخشی، تهی‌شدگی این عناصر در مذاب‌های مناطق فرورانشی و کمان‌های آتشفشانی را به دنبال خواهد داشت (Pearce and Peate, 1995). غنی‌شدگی عناصر LIL اغلب حاصل درجه‌های پایین تا متوسط ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای، ذوب گوشته دگرگناده شده و جابه‌جایی توسط سیالات و تحرک حین دگرسانی است؛ زیرا فرایندهای آب‌زدایی در مناطق فرورانشی، این عناصر را از ورقه فرورانده به گوشته بالایی منتقل می‌کنند. بالاتر بودن مقادیر عناصر K, Rb, Th نسبت به عناصر Sr, Ti و P در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه می‌تواند به دلیل آلیش پوسته‌ای طی تحولات ماگمایی باشد. بی‌هنجاری مثبت U و Th نیز به افزوده شدن رسوب‌های پلاژیوک و پوسته اقیانوسی دگرسان به خاستگاه یا آلیش پوسته‌ای نسبت داده شده است (Fan et al., 2003; Kuscu and Geneli, 2010). غنی‌شدگی از عناصر LIL و تهی‌شدگی از عناصر HFS همراه با افزایش نسبت LILE/HFSE از آلیش با مواد پوسته‌ای نیز حاصل می‌شود (Wang et al., 2013). ناهنجاری منفی فسفر توده نفوذی در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه می‌تواند به سبب جدایش آپاتیت از ماگما باشد (Wu et al., 2003). غنی‌شدگی متوسط LREE نسبت به HREE همراه با بی‌هنجاری منفی ضعیف یوروپوم در نمودار عادی‌سازی شده سنگ‌های شمال شرق جوینان

می گیرند (شکل ۶- A و B). نمودارهای Th/Yb در برابر Ta/Yb نیز (Schandl and Gorton, 2002) به Yb نسبت به Th/Ta و موقعیت حاشیه فعال قاره را برای سنگ‌های مورد بررسی نشان می دهند (شکل ۶- C و D).

شمال شرق جوینان، از نمودارهای تکتونوماگمایی متنوعی استفاده شده است. در این میان نمودارهایی که در ساختار آنها از عناصر کم تحرک Th، Yb، Nb، Ta و Y استفاده شده است، ارزش بیشتری دارند. سنگ‌های مورد بررسی در نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) در موقعیت کمان ماگمایی قرار



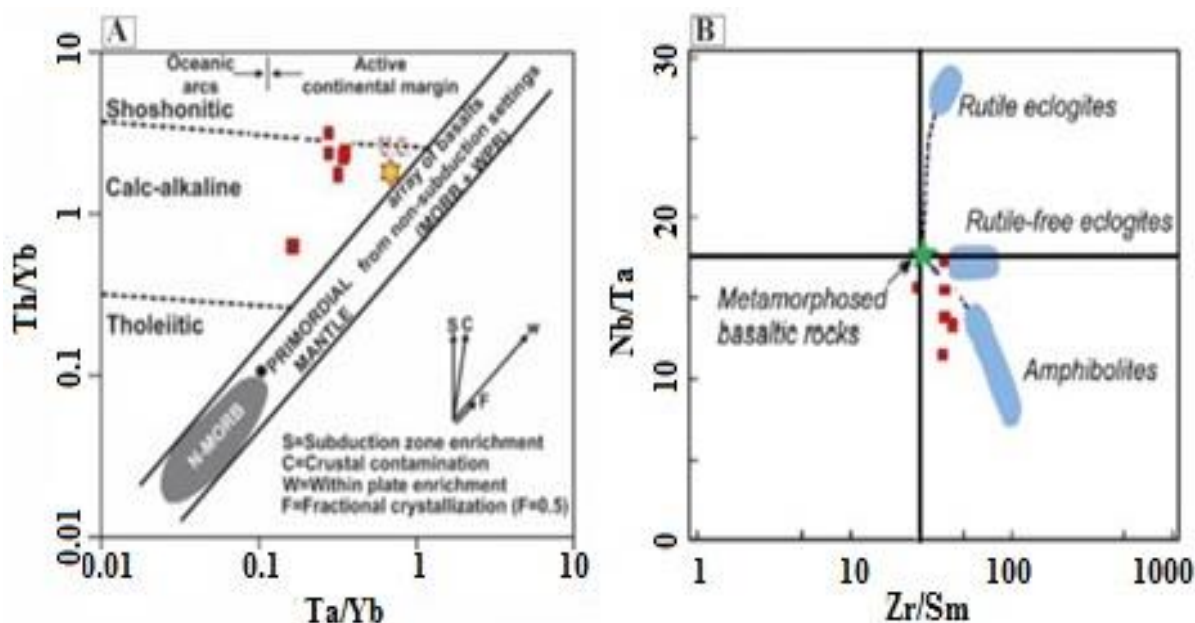
شکل ۶. A و B: موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های نفوذی شمال شرق جوینان در نمودارهای پیشنهادی پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، C: نمونه‌ها در نمودار نسبت Th/Hf در مقابل Ta/Hf و D: نمودار نسبت Th/Ta به Yb (Schandl and Gorton, 2002) محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند.

Fig. 6. A, B: Tectonic discrimination diagrams of northeast Joveinan intrusive rocks after Pearce et al. (1984), C: Th/Yb versus Ta/Yb (ACM = active continental margin; WPB = within-plate basalt; WPVZ = within-plate volcanic zones), and D: Th/Ta versus Yb discrimination diagrams (Schandl and Gorton, 2002) show active continental margins.

نقش اساسی پوسته زیرین در تولید ماگمای سازنده توده نفوذی شمال شرق جوینان را نشان می‌دهد (شکل ۷-ب). میانگین نسبت Nb/Ta برای ماگماهای مشتق از پوسته بین ۱۱ تا ۱۲ و در ماگماهای حاصل از گوشته ۱۷/۵ است (Green, 1995). این نسبت در سنگ‌های مورد بررسی ۱۴/۱۹ و نشان‌دهنده نشأت‌گیری ماگمای مولد از گوشته و آرایش آن توسط سنگ‌های پوسته‌ای است.

مقادیر بالای نسبت Nb/La نشان‌دهنده خاستگاه گوشته استونوسفری شبیه جزایر اقیانوسی ($Nb/La > 1$) یا حاصل اختلاط مواد لیتوسفری و استونوسفری ($Nb/La > 1$) و مقادیر کمتر آن ($1 - 0.5 \approx Nb/La$) بیانگر خاستگاه گوشته لیتوسفری است. مقادیر پایین نسبت یادشده در سنگ‌های مورد بررسی (زیر ۰/۵)، خاستگاه گوشته لیتوسفری را نشان می‌دهد.

برای تشخیص خاستگاه توده نفوذی شمال شرق جوینان از نمودارهای متعددی استفاده شده است. در نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb، توده نفوذی مورد بررسی بیرون از محدوده آرایه گوشته‌ای و در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته است. توده نفوذی شمال شرق جوینان در مقایسه با مذاب‌های حاصل از گوشته دارای محتوای Th بالاتری است (شکل ۷-ا) و این جابه‌جایی به حضور مواد فرورانشی در خاستگاه یا آرایش با پوسته بالایی نسبت داده می‌شود (Pearce, 2008). نسبت بالاتر Th/Yb در توده نفوذی شمال شرق جوینان نسبت به میانگین پوسته بالایی بیانگر آن است که ماگمای مادر توده نفوذی شمال جوینان تحت تأثیر غنی‌شدگی حاصل از سیالات ورقه فرورو بوده است. جانمایی نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های بازالتی دگرنهاد شده در نمودار نسبت Zr/Sm در مقابل Nb/Tb (Foley et al., 2000)،

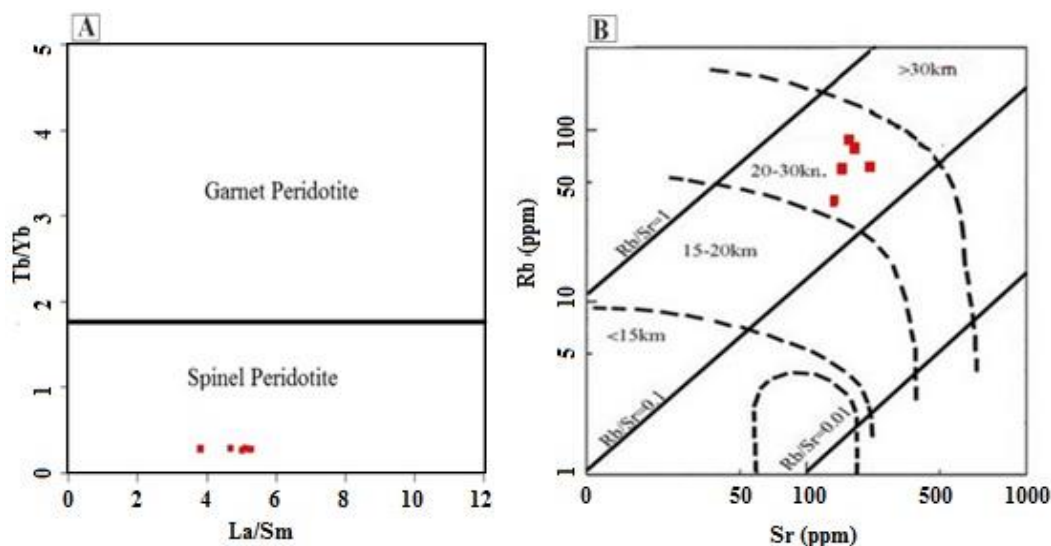


شکل ۷. A: نسبت عناصر جزئی Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 2008) تأثیر غنی‌شدگی زون فرورانش و نقش آرایش پوسته‌ای در زایش ماگمای مولد توده نفوذی شمال شرق جوینان را نشان می‌دهد، میانگین ترکیب پوسته بالایی (U.C.) از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) اقتباس شده است و B: نمودار نسبت Zr/Sm در مقابل Nb/Ta (Foley et al., 2000)

Fig. 7. A: Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Pearce, 2008) show effect of subduction zone enrichment and crustal contamination on genesis of northeast Joveinan magma, the average upper crust (U.C.) is from Sun and McDonough (1989), and B: Zr/Sm versus Nb/Ta diagram (Foley et al., 2000)

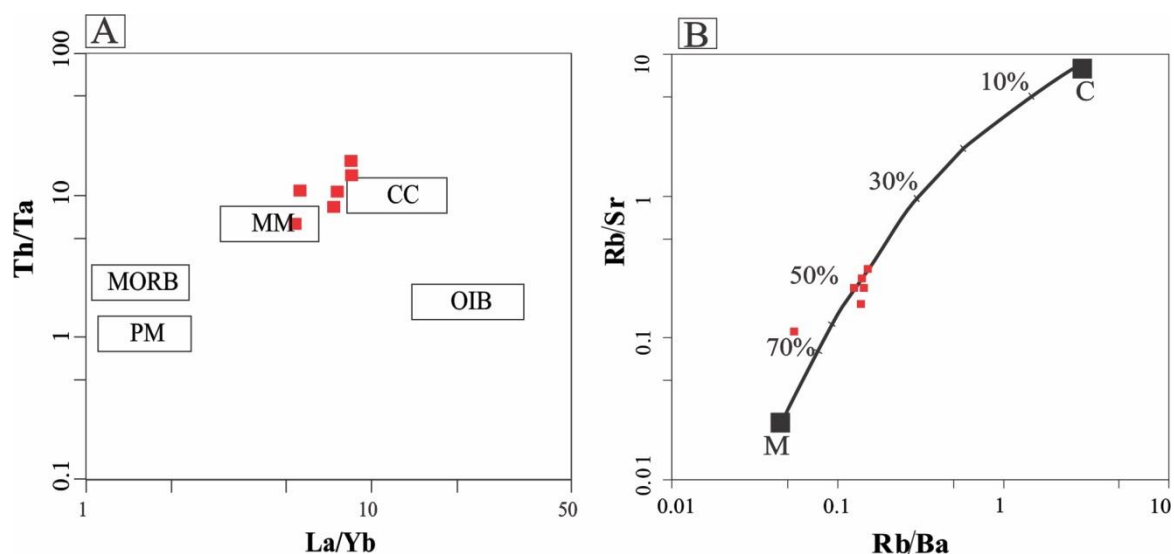
است که ماگمای مولد توده نفوذی شمال جوینان از یک خاستگاه گوشته‌ای حاوی اسپینل (و بدون گارنت) نشأت گرفته است. نمودار نسبت Rb به Sr (شکل ۸-۱)، عمق تشکیل ماگمای مولد توده نفوذی شمال شرق جوینان را بین ۲۰ تا ۳۰ کیلومتر نشان می‌دهد (Condie and Hunter, 1976). نمونه‌های مورد بررسی در نمودار نسبت La/Yb در مقابل Th/Ta (Berzina et al., 2014) اغلب در میان محدوده مذاب‌های مشتق از گوشته دگرنهاد شده (MM) و ماگماهای حاصل از پوسته قاره‌ای (CC) قرار می‌گیرند (شکل ۹-۱). جانمایی نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Rb/Sr در مقابل Rb/Ba (Koprubasi and Aldanmaz, 2004)، بیانگر این واقعیت است که ماگمای مادر سنگ‌های آذرین شمال جوینان حاصل اختلاط ماگمای مشتق از گوشته با مذاب حاصل از ذوب پوسته (یا آرایش ماگمای مافیک با اجزای پوسته‌ای) است. نسبت مواد گوشته به پوسته حدود ۵۰ درصد است (شکل ۹-۲).

از عناصر نادر خاکی می‌توان برای تعیین ترکیب کانی‌شناسی خاستگاه استفاده کرد (Thirlwall et al., 1994). از آنجایی که عناصر نادر خاکی سنگین ضریب جدایش بالایی برای گارنت دارند، ترکیب ماگمای مشتق از گوشته حاوی گارنت دارای نسبت بالاتر LREE/HREE خواهد بود. با توجه به ضرایب جدایش متفاوت عناصر Dy و Yb برای اسپینل و گارنت، از نسبت $(Dy/Yb)_n$ برای تشخیص ترکیب خاستگاه گوشته و نشأت‌گیری ماگما از میدان پایداری گارنت $(Dy/Yb)_n > 2.5$ یا اسپینل $(Dy/Yb)_n < 1.5$ استفاده می‌شود (Shaw et al., 2003). پایین بودن نسبت $(Dy/Yb)_n$ در نمونه‌های مورد بررسی (۰/۹۵-۱/۰۱)، نشان‌دهنده نشأت‌گرفتن ماگما از عمق پایداری اسپینل است. در نمودار نسبت Tb/Yb در مقابل La/Sm (شکل ۸-۲) جدایش بین محدود خاستگاه حاوی گارنت از گوشته بدون گارنت و دارای اسپینل با معیار Tb/Yb با عدد ۱/۸ مشخص شده است (Wang et al., 2002). پایین بودن نسبت Tb/Yb در سنگ‌های شمال شرق جوینان (از ۰/۲۶ تا ۰/۲۸) بیانگر این واقعیت



شکل ۸. A: نمودار نسبت Tb/Yb در مقابل La/Sm برای نمونه‌های توده نفوذی شمال شرق جوینان (Wang et al., 2002) و B: نمودار نسبت Rb به Sr (Condie and Hunter, 1976)

Fig. 8. A: Tb/Yb versus La/Sm diagram for the samples from the northeast Joveinan pluton (Wang et al., 2002), and B: Rb versus Sr diagram (Condie and Hunter, 1976)



شکل ۹. A: نمودار نسبت La/Yb در مقابل Th/Ta (Berzina et al. 2014)، سنگ‌های آذرین درونی شمال شرق جوینان در میان محدوده ماگماهای مشتق از گوشته دگرنهادشده و مذاب‌های حاصل از پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرند و B: نمودار Rb/Sr در برابر Rb/Ba (Koprubasi and Aldanmaz, 2004)

Fig. 9. A: La/Yb versus Th/Ta diagram (Berzina et al. 2014), northeast Joveinan intrusive rocks plot mainly between the field of the metasomatized mantle-derived magmas and the field of continental crust-derived magmas, and B: Rb/Sr Rb/Badiagram (Koprubasi and Aldanmaz, 2004) versus

ایجادشده در مخزن ماگمایی سبب تغییر ماهیت ماگمای اولیه و تشکیل ماگمای حدواسط شده است. با پیشرفت تفریق بلورین و توسعه آرایش با مواد پوسته‌ای در ماگماهای حدواسط، انواع سنگ‌های اسیدی‌تر از جمله کوارتز دیوریت‌ها حاصل شده‌اند.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

با توجه به جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی شمال جوینان در بخش میانی پهنه ماگمایی ارومیه دختر، تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های نفوذی را می‌توان چنین به تصویر کشید که با ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و آب‌زدایی و آزادسازی سیالات به درون گوشته لیتوسفری، این بخش از گوشته ذوب و ماگمای مافیک اولیه ایجادشده است. ضمن صعود و جای‌گیری ماگمای بازیک در پوسته قاره‌ای زیرین، حرارت مورد نیاز برای ذوب‌بخشی و هضم سنگ‌های پوسته‌ای فراهم‌شده و آرایش

1. LILE
2. HFSE

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401–419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5–6): 692–725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- 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>
- Arslan, M. and Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(2): 177–193. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.03.002>
- Babazadeh, S., D'Antonio, M., Cottle, J.M., Ghalamghash, J., Raeisi, D. and An, Y., 2021. Constraints from geochemistry, zircon U Pb geochronology and Hf Nd isotopic compositions on the origin of Cenozoic volcanic rocks from central Urumieh Dokhtar magmatic arc, Iran. *Gondwana Research*, 90: 27–46. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.10.010>
- Babazadeh, S., Ghorbani, M.R., Cottle, J.M. and Bröcker, M., 2019. Multi-stage tectono-magmatic evolution of the central Urumieh Dokhtar magmatic arc, south Ardestan, Iran: Insights from zircon geochronology and geochemistry. *Geological Journal*, 54(4): 2447–2471. <https://doi.org/10.1002/gj.3306>
- Berzina, A.P., Berzina, A.N. and Gimon, V.O., 2014. Geochemical and Sr–Pb–Nd isotopic characteristics of the Shakhtama porphyry Mo–Cu system (Eastern Transbaikalia, Russia). *Journal of Asian Earth Sciences*, 79(Part B): 655–665. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.07.028>
- Chappell, B.W., 1996. Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidence from the granites of southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 37(3): 449–470. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.3.449>
- Chappell, B.J. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173–174. Retrieved August 18, 2023 from <https://typeset.io/papers/two-contrasting-granite-types-2nfxi6neme>
- 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(24): 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Christiansen, E.H. and Keith, J.D., 1996. Trace element systematics in silicic magmas: a metallogenic perspective. In: D.A. Wyman (Editor), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulfide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12:1 15–151. Retrieved June 10, 2024 from https://www.researchgate.net/publication/304109422_Trace_element_systematics_in_silicic_magmas_A_metallogenic_perspective
- Clarke, D.B., 1981. Peraluminous granites. *The Canadian Mineralogist*, 19(1) :1–2. Retrieved January 21, 2023 from <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/19/1/1/267046/Symposium-Proceedings>
- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid rocks*. Chapman & Hall, London, 283 pp.
- Cobbing, J., 2000. *The geology and mapping of granite batholiths: Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer, Berlin Heidelberg, 141 pp. <https://doi.org/10.1007/3-540-45055-6>
- Condie, K.C. and Hunter, D.R., 1976. Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 29(2): 389–400. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90144-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90144-8)
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses- Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4): 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Evans, L.J., 1992. Alteration products at the Earth's surface- the clay minerals. *Developments in Earth Surface Processes*, 2: 107–125. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-89198->

3.50010-6

- Fan, W.M., Gue, F., Wang, Y.J. and Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of orogenic extension in the northern Da Hinggan mountains, northern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121(1–2): 115–135. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00415-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00415-8)
- Fang, Y., Zhang, Y., Zhang, S., Cao, H., Zou, H. and Dong, J., 2017. Early Cretaceous I-type granites in the Tengchong terrane: New constraints on the Late Mesozoic tectonic evolution of southwestern China. *Geoscience Frontiers*, 9(2): 459–470. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.04.007>
- Foley, S.F., Barth, M.G. and Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(5): 933–938. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00355-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00355-5)
- Ghahraie pour, M. and Mohammadiha, K., 2016. Geological map of IRAN, 1: 25000 Series, Ghohroud Sheet, NO. 6257 II NE, Geological Survey of Iran.
- Green, T.H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical geology*, 120(3–4): 347–359. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00145-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00145-X)
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran, N., Neubauer, F., Emami, M.H., Nabatian, G., Liu, X., Dong, Y., Quadt, A.V. and Chen, B., 2014. Laser-ICP-MS U-Pb zircon ages and geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Niyasar plutonic complex, Iran: Constraints on petrogenesis and tectonic evolution. *International Geology Review*, 56(1): 104–132. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.820375>
- Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, 380: 237–240. <https://doi.org/10.1038/380237a0>
- Khaksar, T., Rashidnejad-Omran, N., Li, S.Q., Song, S.G., Kananian, A., Chen, F. and Li, S., 2022. Geochronology and petrogenesis of granitoids and associated mafic enclaves from Ghohroud in the Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Evidence for magma mixing during the closure of the Neotethyan Oceans. *Geological Journal*, 57(8): 3313–3332. <https://doi.org/10.1002/gj.4480>
- Koprubasi, N. and Aldanmaz, E., 2004. Geochemical constraints on the petrogenesis of Cenozoic I-type granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: evidence for magma generation by lithospheric delamination in a post-collisional setting. *International Geology Review*, 46(8): 705–729. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.8.705>
- Kuscu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoy Volcanic Complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3): 593–621. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0402-4>
- Liu, Sh., Hu, R., Gao, Sh., Feng, C., Huang, Zh., Lai, Sh., Yuan, H., Liu, X., Coulson, I. M., Feng, G., Wang, T. and Qi, Y., 2009. U–Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the age and origin of Early Palaeozoic I-type granite from the Tengchong-Baoshan Block, Western Yunnan Province, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36(2–3): 168–182. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.05.004>
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-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)
- Mohajjel, M. and Fergusson, C., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22(8): 1125–1139. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7)
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56(3): 263–287. <http://doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 757–775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Omran, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3–4): 380–398. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>

- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), *Orogenic andesites and related rocks*. John Wiley and Sons, U.K. 528–548. Retrieved January 21, 2023 from <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625>
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4): 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251–285. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343>
- Radfar, J. and Alai Mahabadi, S., 1993. Geology map of Kashan, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Rezapour, M.R., Hajalioghli, R., Moazzen, M. and Vartan, S., 2017. Variety of authomorph quartz crystals from the Qohrud, South Kashan, instance for diverse crystallization conditions of mgmatic hydrothermal liquids, *Iraian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 25(1): 3–12. (in Persian) Retrieved August 28, 2024 from <http://ijcm.ir/article-1-36-fa.html>
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London, 352 pp.
- Sayari, M., Sharifi, M. and Ahmadian, J., 2014. Determining magmatic series and oxygen fugacity of volcanic rocks in the east of Kamu, north of Isfahan, based on biotite chemistry. *Journal of Economic Geology*, 6(10): 149–161. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v6i1.21362>
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3): 629–642. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(5–6): 652–665. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.02.004>
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive rocks*. New York, John Wiley.
- Shaw, J.E., Baker, J.A., Menzies, M.A., Thirwall, M. F. and Ibrahim, K., 2003. Petrogenesis of largest intraplate volcanic field on the Arabian plate (Jordan): a mixed lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension. *Journal of Petrology* 44(9): 1657–1679. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg052>
- Sherafat, S. and Khodami, M. 2024. Petrogenesis of Neogene subvolcanic rocks in Kamu, North of Isfahan. *Petrological Journal*, 14(4): 101–120. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2024.140871.1325>
- Sherafat, S. and Mackizadeh, M.A., 2017. Mineralogy and Genesis of Joveinan Iron Skarn (Cenozoic Magmatic Arc, North of Isfahan). *Petrological Journal*, 8(29): 89–108. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2017.21541>
- Straub, S.M., Gomez-Tuena, A., Stuart, F.M., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Cai, Y. and Iizuka, Y., 2011, Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust: *Earth and Planetary Science Letters*, 303(3–4): 337–347. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.01.013>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tabatabaei Manesh, M., Mackizadeh, M.A., Ranjbar, S. and Gholinezhad, R., 2018. Mineralogy and determination of thermodynamic conditions at Javinan skarn, South of Kashan. *Scientific Quaterly Journal of Geosciences*, 28(109): 327–338. (in Persian) <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.72014.1008>
- Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(3): 333–351. <https://doi.org/10.1007/BF00286926>
- Thirlwall, M.F., Smith, T.E., Graham, A.M.,

- Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J.P., and Arculus, R.J., 1994. High Field Strength Element Anomalies in Arc Lavas: Source or Process? *Journal of Petrology*, 35(3): 819–838. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.3.819>
- Wang, W., Liu, S., Xiang Bai, X., Li, Q., Yang, P., Zhao, Y., Zhang, S. and Guo, R., 2013. Geochemistry and zircon U–Pb–Hf isotopes of the late Paleoproterozoic Jianping diorite–monzonite–syenite suite of the North China Craton: Implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Lithos*, 162–163: 175–194. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.005>
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B1): 5–21. <https://doi.org/10.1029/2001JB000209>
- White, W.M., 2005. *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, London, 660 pp.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoirs*, 159(1): 21–34. <http://dx.doi.org/10.1130/MEM159-p21>
- 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>
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66(3–4): 241–273. [http://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00222-0](http://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00222-0)