



Mineralogy, geochemistry, tectonic environment and origin of granodiorite in the east of Bideshk (Urumieh-Dokhtar magmatic zone)

Iman Rahmani Moghaddam¹, Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh^{2*}, Nargess Shirdashtzadeh³ , Elham Amani⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³ Postdoc Researcher, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

⁴ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 28 July 2020
Revised: 10 March 2021
Accepted: 17 April 2021

Keywords

I-Type granitoid
Granodiorite
Geochemistry
Bideshk
Urumieh-Dokhtar

*Corresponding author

Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh

✉ tabataba@sci.ui.ac.ir

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Granitoids are one of the most abundant and common igneous rocks in the continental crust and they formed the world's largest batholiths. They are widely distributed in Precambrian to Cenozoic orogenic belts (e.g., Raymond, 2002), but some are formed in non-orogenic zones (Blatt et al., 2006). Because much of the continental crusts in orogenic belts are composed of granitoids, they are of particular importance in explaining the petrologic processes in orogenic belts.

Cenozoic magmatism of Urmieh-Dokhtar magmatic arc is intruded by Oligo-Miocene plutonic rocks in some regions (Arvin et al., 2004). An outcrop of Oligo-Miocene granites is found in Zafarghand area in the southeast of Ardestan in Isfahan Province. Sarjoughian et al. (2018), Aminoroayaei Yamini et al. (2017), Sadeghian and Ghaffary (2011), Khalatbari Jafari et al. (2016), and Ghalamghash et al. (2019) suggested that this magmatism is a result of lower crust melting during mantle wedge metasomatism, occurred by Neo-Tethys subduction.

This study aims to investigate the Oligo-Miocene granodiorites of East Bideshk, which is exposed in the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc in the northeast of Isfahan city. Despite the tectonomagmatic importance of this pluton in completing the geological history of Urumieh-Dokhtar magmatic arc, there are no comprehensive petrological studies performed on Bideshk granitoid. Thus, this study considered the mineralogy, geochemistry, tectonic environment, and origin of this granodiorite.

How to cite this article

Rahmani Moghaddam, I., Tabatabaei Manesh, S.M., Shirdashtzadeh, N. and Amani, E., 2021. Mineralogy, geochemistry, tectonic environment and origin of granodiorite in the east of Bideshk (Urumieh-Dokhtar magmatic zone). *Journal of Economic Geology*, 13(4): 719–740. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.52036.87968>



©2021 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.

Materials and methods

Microprobe analysis of the minerals was performed using a CAMECA SX 100 model with 15 kV accelerator voltage and 20 nA current at Stuttgart University, Germany. The Minpet software was also used to calculate the structural formula of the minerals and plot the diagrams. Intact and less altered rock samples are selected for geochemical analysis of major, trace, and rare earth elements by ICP-MS and ICP-OES methods in the geochemical laboratory of ALS Chemex in Ireland. The LOI values are also obtained by the gravimetric method. Fe^{2+} and Fe^{3+} are calculated based on the method by [Middlemost \(1989\)](#). Abbreviations for minerals are from [Whitney and Evans \(2010\)](#).

Results and discussion

The Eocene Granodiorite - diorite rocks outcrop in the east of Bideshk area, in the northeast of Isfahan, and along the Urumieh-Dokhtar magmatic zone. According to lithological studies, they are mainly composed of granodiorite with predominant texture are granular, granophyre, and porphyroid.

The major minerals are plagioclase, quartz, K-feldspar, hornblende, and biotite. Accessory minerals include magnetite, and apatite. Calcite and chlorite are the secondary minerals. Embayed plagioclases and quartz with rounded margins and

plagioclases with oscillatory zoning, sieved texture, and dusty rims show non-equilibrium conditions during magma mixing. The composition of calcic amphiboles in these rocks is actinolite- tremolite, hornblende, and magnesio- hornblende. Plagioclases in the rocks of the east of Bideshk are andesine to labradorite in composition, and some show oscillatory zoning. Thermobarometry results indicate pressure, temperature, and crystallization depth decrease from the core (average ~ 3.01-3.63 kb, 685-732°C) of hornblende crystals. Geochemical investigations show that this granitoid is metaluminous, calc-alkaline, and I-type. The primitive mantle and the chondrite- normalized patterns of Bideshk whole-rock samples show enrichment of **LREE** against **HREE**. It is in accordance with magmatism in a subduction zone. Geochemical diagrams and variation in Rb content relative to Nb can also indicate a subduction-related magma source and mantle wedge metasomatism in the east of Bideshk, during Neo-Tethys subduction beneath central Iran.

Acknowledgments

The authors appreciate University of Isfahan for providing academic facilities.



کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، محیط زمین‌ساختی و منشأ گرانودیوریت‌های شرق بیدشک (پهنه ماگمایی ارومیه - دختر)

ایمان رحمانی مقدم^۱، سید محسن طباطبایی منش^{۲*}، نرگس شیردشت‌زاده^۳، الهام امانی^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۳ پژوهشگر پسادکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۴ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

گرانودیوریت - دیوریت شرق بیدشک با سن میوسن در شمال شرق اصفهان و در امتداد پهنه ماگمایی ارومیه دختر رخنمون دارند. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی، پلاژیوکلاز، کوارتز، پتاسیم فلدسپار، هورنبلند و بیوتیت از کانی‌های اصلی، مگنتیت و آپاتیت از کانی‌های فرعی و کلسیت و کلریت از کانی‌های ثانویه سازنده این سنگ‌ها هستند. بافت غالب این سنگ‌ها گرانوفیری و پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. حضور پلاژیوکلازهایی با زونینگ نوسانی، بافت غربالی و حاشیه غبارآلود نشان‌دهنده نبود شرایط تعادل هنگام تبلور ماگمایی هستند. ترکیب آمفیبول‌ها در محدوده آمفیبول‌های کلسیک قرار گرفته است و از نوع ترمولیت - اکتینولیت و مگنزیوهورنبلند هستند. فنوکریست پلاژیوکلاز ترکیب آندزین تا لابرادوریت دارد؛ اما پلاژیوکلازهای سدیک‌تر با ترکیب الیگوکلاز نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. با استفاده از فشارسنجی و دماسنجی هورنبلند، تشکیل این کانی در سنگ‌های نیمه‌نفوذی منطقه بین ۳/۰۱ تا ۳/۶۳ کیلوبار و دمای ۶۸۵ تا ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد برای مگنزیوهورنبلند روی داده است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که این توده گرانودیوریتی، متاآلومینوس، کالک‌آلکالن و از نوع I است و در محیط‌های فرورانش و کمان‌های آتشفشانی مرتبط با قاره تشکیل شده است. الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب و خاکی کمیاب سنگ‌های نفوذی این منطقه نسبت به ترکیب گوشته اولیه و کندریت، بیانگر غنی‌شدگی LREE^۱ نسبت به HREE^۲ است. نمودارهای زمین‌شیمیایی نیز نشان می‌دهند پیدایش ماگمای اولیه گرانودیوریت شرق بیدشک با منطقه فرورانش مرتبط بوده است. همچنین، تنوع در مقدار Rb نسبت به Nb در گرانیتوئیدهای شرق بیدشک می‌تواند نشان‌دهنده غنی‌شدگی ماگمای اولیه سازنده این سنگ‌ها تحت تأثیر مذاب‌های حاصل از رویداد متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای در اثر فرورانش نئوتیس باشد.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۰۷

تاریخ بازنگری: ۱۳۹۹/۱۲/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۸

واژه‌های کلیدی

گرانیتوئید نوع I

گرانودیوریت

زمین‌شیمی

بیدشک

ارومیه - دختر

نویسنده مسئول

سید محسن طباطبایی منش

tabataba@sci.ui.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

رحمانی مقدم، ایمان؛ طباطبایی منش، سید محسن؛ شیردشت‌زاده، نرگس و امانی، الهام، ۱۴۰۰. کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، محیط زمین‌ساختی و منشأ گرانودیوریت‌های شرق بیدشک (پهنه ماگمایی ارومیه - دختر). زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۳(۴): ۷۴۰-۷۱۹. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.52036.87968>

مقدمه

گرانیتوئیدها از فراوان‌ترین و معمول‌ترین سنگ‌های آذرین پوسته قاره‌ای زمین هستند؛ به طوری که بزرگ‌ترین باتولیت‌های جهان توسط همین سنگ‌ها تشکیل می‌شوند. سنگ‌های گرانیتوئیدی در همه قاره‌ها به طور وسیع در طبقات سنگی سپر پراکامبرین و کمبرندهای کوه‌زایی پالتوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک توزیع شده‌اند (Raymond, 2002) و تنها برخی از آنها به عنوان گرانیتوئیدهای غیر کوه‌زایی در پهنه‌های فرورانش واقع شده‌اند (Blatt et al., 2006). در پهنه آتشفشانی-ساختاری ارومیه-دختر هم‌زمان یا پس از کوه‌زایی آلپ میانی و پایانی، ماگماتیسم عظیم و مهمی طی دوران سنوزوئیک به وقوع پیوسته است که آثار آن در همه نقاط ایران به جز زاگرس و کپه‌داغ دیده می‌شود. از این رو، سنگ‌های آتشفشانی-پیروکلاستیک با ترکیب بازیک تا اسیدی، از کرتاسه بالایی تا عهد حاضر، حجم وسیعی از رخنمون‌ها را تشکیل می‌دهند؛ اما پس از ائوسن (الیگوسن-میوسن)، در پی رخداد پلوتونیسم این سنگ‌ها مورد هجوم توده‌های نفوذی اغلب گرانیتوئیدی قرار گرفته‌اند (Arvin et al., 2004). بخشی از این گرانیتوئیدهای الیگوسن-میوسن در منطقه مورد بررسی در این پژوهش قرار دارند. این منطقه در ۶ کیلومتری شرق روستای بیدشک (در ۹۵ کیلومتری شمال شرق اصفهان)، در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان (Radfar et al., 1999) و در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است (شکل ۱). این فعالیت ماگمایی به شکل‌های آذرین بیرونی و درونی بوده است و مربوط به جریان حرارتی مهمی است که در پی فازهای فشارشی و همسان با فاز کششی، ایران‌زمین را تحت تأثیر قرار داده است (Moinevaziri, 1996). از پژوهش‌های زمین‌شناسی که تاکنون روی گرانیتوئیدهای این بخش از پهنه ارومیه-دختر انجام شده است، می‌توان به صادقیان و غفاری (Sadeghian and Ghaffary, 2011)، خلعتبری جعفری و همکاران (Khalatbari Jafari et al., 2016)، امین‌الرعیایی و یمینی و همکاران (Aminoroayaei Yamini et al., 2017)،

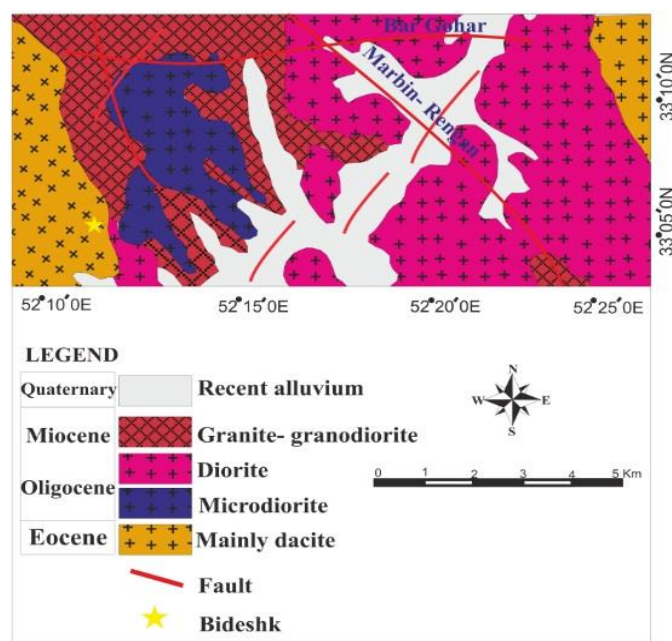
سرجوقیان و همکاران (Sarjoughian et al., 2018) و قلمقاش و همکاران (Ghalamghash et al., 2019) اشاره کرد. بر اساس نتایج بررسی‌ها بر روی توده گرانیتوئیدی جنوب ظرفقند (در ۱۳ کیلومتری بیدشک و جنوب شرقی اردستان)، ذوب ورقه اقیانوسی نئوتیس، گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده روی آن و تا حدودی پوسته زیرین و همچنین تبلور تفریقی ماگمای تولیدشده در تشکیل این توده دخیل بوده است. از آنجایی که تاکنون پژوهش پترولوژی جامعی روی گرانیتوئیدهای منطقه بیدشک انجام نشده است و با توجه به نفوذ گرانیت‌های الیگوسن-میوسن شرق بیدشک در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پهنه ارومیه-دختر، این پژوهش در تعیین محیط زمین‌پویایی تشکیل سنگ‌های منطقه و در نهایت وقایع تکتونوماگمایی مرتبط با این پهنه ماگمایی اهمیت بالایی دارد. از این رو، برای تکمیل الگوی زمین‌شناسی این پهنه ماگمایی، در این پژوهش با به کار بردن داده‌های زمین‌شیمیایی به بررسی کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، محیط زمین‌ساختی و منشأ گرانودیوریت‌های شرق بیدشک در بخش میانی پهنه ارومیه-دختر پرداخته می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

در شرق روستای بیدشک و به ویژه در اطراف گسل مارین-رنگان در نیمه جنوب شرقی ورقه اردستان، برون‌زدهایی از گرانیتوئید دیده می‌شوند. مختصات جغرافیایی این منطقه در طول جغرافیایی شرقی $52^{\circ}14'20/5''$ تا $52^{\circ}14'34/3''$ و عرض جغرافیایی شمالی $04^{\circ}33'15/5''$ تا $05^{\circ}33'30/3''$ قرار دارد و بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. پهنه آتشفشانی-ساختاری ارومیه-دختر پهنایی در حدود ۱۵۰ کیلومتر و درازایی بیش از ۱۷۰۰ کیلومتر دارد. به دنبال فاز فشاری کرتاسه پایانی که با دگرگونی، چین‌خوردگی، بالاآمدگی و جابه‌جایی افیولیت‌ها همراه بوده است، فاز کششی مهمی در ایران به جز زاگرس و کپه‌داغ حاکم شده و نتیجه آن ولکانیسم شدید ائوسن در پهنه ارومیه-دختر بوده

بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان (Radfar et al., 1999)، گرانودیوریت مورد بررسی در منطقه بیدشک بین افق های روشن داسیتی بیوتیت دار دیده می شود. شکستگی اصلی در منطقه شامل گسل بر گوهر است که با امتداد شرقی- غربی از شمال منطقه مورد بررسی عبور می کند (شکل ۱). همچنین، گسل دیگری به نام ماربین- رنگان با امتداد شمال غرب- جنوب شرق در شرق منطقه امتداد می یابد (شکل ۱). گسل های دیگری نیز در منطقه زفره و در حاشیه توده نفوذی مشاهده می شوند که به احتمال زیاد عملکردی جدا از سامانه زمین ساختی منطقه دارند و در اثر افزایش فشار حاصل از نفوذ توده یاد شده به وجود آمده اند (Aminoroayaei et al., 2016).

است (Moinevaziri, 1996). به باور پژوهشگرانی مانند محجل و همکاران (Mohajjel et al., 2003)، فعالیت ماگمایی در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر در ائوسن آغاز و تا پلیوسن ادامه داشته است و در ائوسن میانی به اوج رسیده است. به باور دیگر پژوهشگران (Ahmadian et al., 2009; Verdel et al., 2011; Ghorbani and Bezenjani, 2011; Chiu et al., 2013; Yeganehfar et al., 2013; Ghorbani et al., 2014; Ghadirpour et al., 2018)، اوج ماگماتیسم در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر در ائوسن رخ داده است؛ اما بیشتر یافته های اخیر در بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر رکوردی نسبتاً مستمر از سنگ های آتشفشانی بازیک تا حدواسط را از زمان ائوسن تا الیگو- میوسن ثبت کرده اند.



شکل ۱. نقشه زمین شناسی بیدشک، شمال شرق اصفهان بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان (Radfar et al., 1999)

Fig. 1. Geological map of Bideshk, northeast of Isfahan, based on Geological Map 1: 100000 Ardestan (Radfar et al., 1999)

برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه شد. آنالیز نقطه ای کانی ها با استفاده از دستگاه CAMECA مدل SX 100 با ولتاژ شتاب دهنده

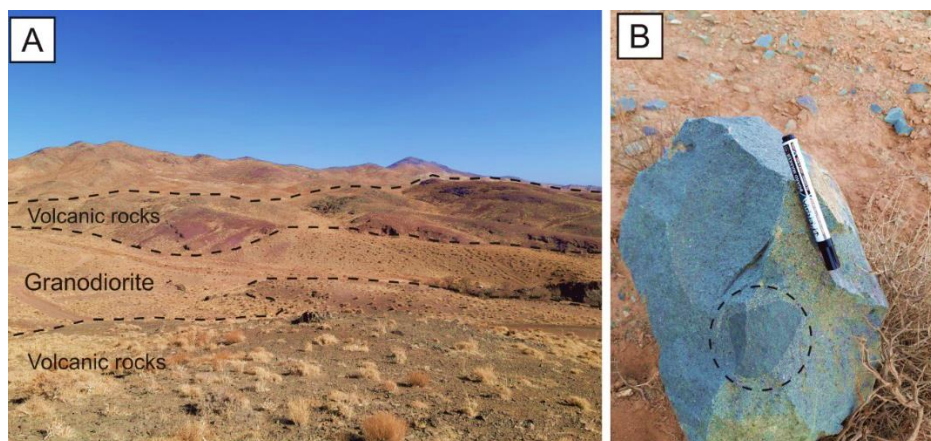
روش مطالعه
در باز دیده های صحرایی، تعداد ۸۰ نمونه سنگ به صورت منظم

گرانودیوریتی مشاهده می شود. این توده به طول ۴ کیلومتر و عرض ۱ کیلومتر با روند شمالی- جنوبی در میان سنگ های آتشفشانی ائوسن رخمون پیدا کرده است (شکل ۲-۱). گرانودیوریت در نمونه دستی رنگ خاکستری تا سفید مایل به سبز نشان می دهد و کانی های پلاژیو کلاز، پتاسیم فلدسپار، کوارتز و کانی های مافیک مانند هورنبلند در آنها قابل تشخیص هستند. این سنگ ها به ندرت انکلاوهای میکرو گرانولار مافیک در ابعاد چند سانتی متر به رنگ خاکستری تیره و شکل های بیضوی تا مدور دارند (شکل ۲-۲). ترکیب انکلاوها تقریباً با ترکیب سنگ میزبان خود همسان است؛ ولی دارای کانی های فرومیزین (آمفیبول و بیوتیت) به میزان فراوان تر و کوارتز و پتاسیم فلدسپار کمتری هستند. عمده ترین کانی های این سنگ ها را پلاژیو کلاز و کانی های فرومیزین تشکیل می دهد.

۱۵kV و جریان ۲۰nA در دانشگاه اشتوتگارت آلمان انجام شده است. همچنین، برای محاسبه فرمول ساختاری کانی ها و ترسیم نمودارها از نرم افزار Minpet استفاده شد. آنالیز ۶ نمونه سالم و کمتر دگرسان شده برای بررسی های زمین شیمیایی و تعیین عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در آزمایشگاه ALS Chemex ایرلند با روش ICP-MS و ICP-OES انجام شده است. مقدار LOI نیز با روش ترموگراویمتری به دست آمده است. برای تفکیک آهن ۲ و ۳ موجود در گرانیتوئیدها از روش میدلموست (Middlemost, 1989) استفاده شد. علائم اختصاری کانی ها در جدول ها و شکل های میکروسکوپی از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است.

سنگ شناسی

در شرق روستای بیدشک رخمونی از یک توده نیمه نفوذی



شکل ۲. A: رخمونی از گرانودیوریت درون سنگ های آتشفشانی ائوسن در منطقه شرق بیدشک (دید به سمت شمال غرب) و B: حضور انکلاو در گرانودیوریت

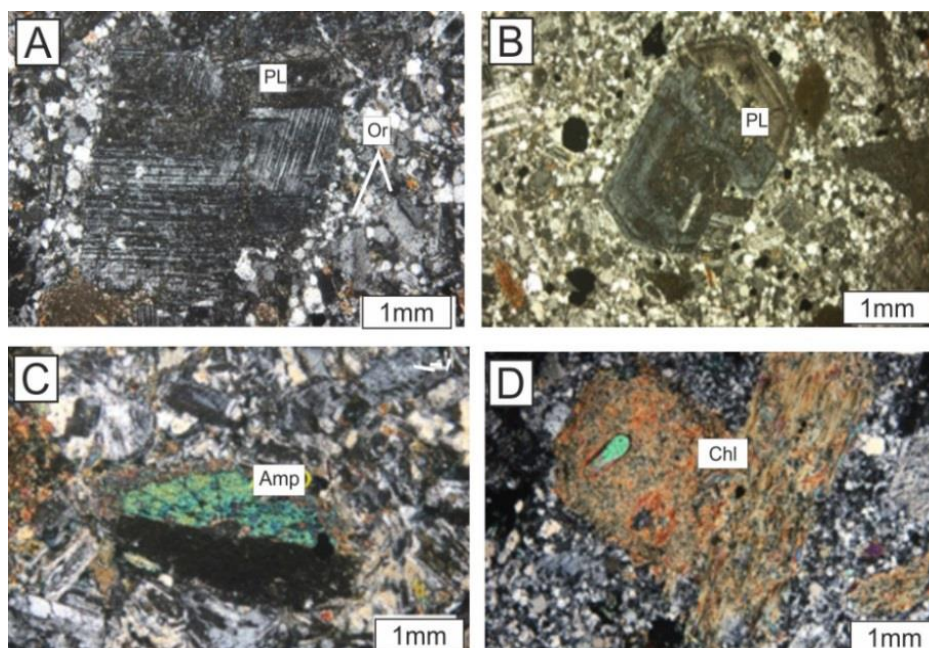
Fig. 2. A: An outcrop of granodiorite in Eocene volcanics rocks in the east of Bideshk (northwest view), and B: Presence of an enclave in the granodiorite

این توده شامل پلاژیو کلاز با ماکل پلی سنتتیک و ساختار منطقه ای، درشت بلورهای آمفیبول، پتاسیم فلدسپار و کوارتز اغلب با خاموشی مویی هستند که در زمینه ای دانه ریزتر از همین کانی ها

وجود بافت پورفیری در گرانودیوریت ها (شکل ۳) بیانگر سرد شدن آنها از اعماق زیاد تا کم و نیمه نفوذی تا نفوذی بودن توده است. در مقیاس میکروسکوپی (شکل ۳)، کانی های اصلی

شده‌اند (شکل ۳-۳D). کوارتزها با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی، بیشتر به صورت دانه‌های بی‌شکل و ریز فضای بین بلورهای دیگر را پر می‌کنند؛ اما گاه شماری از آنها به صورت فنو کریست یافت می‌شوند. ارتو کلاز به صورت ریز بلورهای زمینه به طور متوسط ۵ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۳A). آپاتیت که تقریباً در همه سنگ‌های آذرین از بازیک تا اسیدی دیده می‌شود، از کانی‌های فرعی گرانودیوریت‌های این منطقه است. این کانی در اغلب موارد به شکل سوزنی در پلاژیو کلازها دیده می‌شود. مگنتیت کانی کدر این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد که به دو صورت اولیه و ثانویه دیده می‌شوند. کانی‌های کدر اولیه به صورت بلورهای کاملاً خود شکل در هنگام سرد شدن ماگما پدید آمده‌اند. کانی‌های کدر ثانویه به صورت بی‌شکل و بیشتر در اثر دگرسانی، در اطراف کانی‌های فرومیزین تجمع کرده‌اند.

قرار گرفته‌اند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها کلسیت، کلریت، کانی کدر و آپاتیت است. فنو کریست‌های پلاژیو کلاز با فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی، فراوان‌ترین فنو کریست سازنده گرانودیوریت‌ها به شمار می‌آیند. این کانی به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار و با ماکل‌های پلی سنتتیک، دوتایی و شطرنجی (شکل ۳-۳A) و منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۳-۳B) دیده می‌شود. آمفیبول با درصد حجمی ۱۵ تا ۲۰ درصد، سهم عمده‌ای در میان کانی‌های گرانودیوریت دارد. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز در اندازه‌های کوچک تا متوسط اغلب به صورت نیمه شکل دار تا بی‌شکل با حاشیه‌های نامنظم و گاهی با ماکل دوتایی و گاه به صورت بلورهایی با حاشیه‌های ناپایدار دیده می‌شوند. البته برخی از آنها در اثر دگرسانی از اطراف به ترمولیت-اکتینولیت (شکل ۳-۳C) و در برخی بخش‌ها به کلریت همراه با اکسید آهن تبدیل



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از گرانودیوریت بیدشک A: ماکل شطرنجی در پلاژیو کلاز، B: منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیو کلاز، C: هورنبلندهای سبز خود شکل با حاشیه ناپایدار و D: کلریت‌های حاصل از دگرسانی آمفیبول. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (PL: پلاژیو کلاز، Amp: آمفیبول، Chl: کلریت، Or: ارتو کلاز).

Fig. 3. Photomicrograph (in XPL) of Bideshk granodiorite A: Chessboard twinning in plagioclase, B: Oscillatory zoning in plagioclase, C: Green and euhedral hornblende with altered rims, and D: Chlorite formed by amphibole alteration. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (PL: plagioclase, Amp: Amphibole, Chl: Chlorite, Or: Orthoclase).

شیمی کانی‌ها

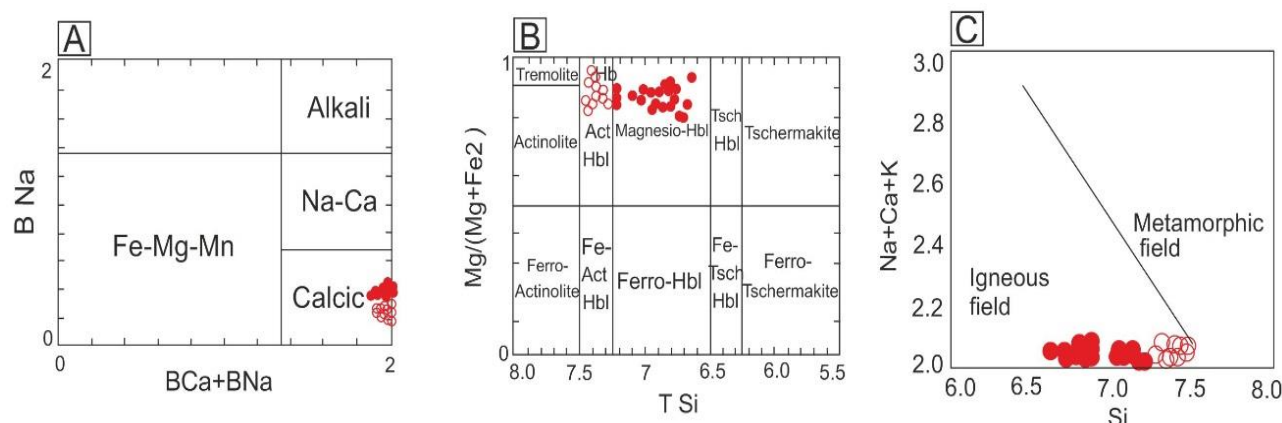
(A) هستند و در محدوده ترکیبی ترمولیت-اکتینولیت هورنبلند (بخش حاشیه بلورها) و مگنزیتو هورنبلند (بخش مرکزی بلورها) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲). همچنین، نمودار Ca+Na+K در برابر Si نشان‌دهنده خاستگاه آذرین آمفیبول‌های گرانودیوریت شرق بیدشک است (شکل ۴-۳).

الف) آمفیبول: آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک سازنده گرانودیوریت شرق بیدشک است. در این مقاله، تنها داده‌های به دست آمده از تجزیه ۱۰ نقطه آمفیبول از ۵۰ نمونه آنالیز شده به عنوان نمونه شاهد در جدول ۱ آمده است. آمفیبول‌های موجود در گرانودیوریت‌های منطقه از نوع آمفیبول‌های کلسیک (شکل ۴-۴)

جدول ۱. نتایج آنالیز الکترون میکروپروب (بر پایه درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن (بر پایه a.p.f.u.) برای آمفیبول‌های گرانودیوریت شرق بیدشک

Table 1. Electron microprobe analyses (in weight percent) and calculated structural formula based on 23 oxygens (in a.p.f.u.) for amphiboles in granodiorite of east Bideshk

Point No.	103C	115C	122C	125C	127C	109R	185R	167R	191R	201R	194R	113R
SiO ₂	51.05	52.61	50.98	52.47	52.75	47.22	47.66	50.56	47.91	46.9	47.78	47.47
TiO ₂	0.67	0.41	0.57	0.47	0.43	1.08	1.05	0.43	0.95	1.24	0.99	1.01
Al ₂ O ₃	3.93	2.89	3.79	3.04	2.40	7.18	6.74	3.28	6.83	7.29	6.81	7.03
FeO	11.56	11.26	11.46	11.00	10.65	14.48	14.53	13.51	15.01	15.31	14.17	15.17
MnO	0.25	0.28	0.32	0.23	0.22	0.36	0.43	0.36	0.47	0.44	0.48	0.43
MgO	17.22	17.51	16.9	17.32	17.78	14.65	14.63	15.00	14.52	14.89	14.88	14.37
CaO	11.08	11.35	11.65	11.59	11.30	10.62	10.61	11.58	10.11	10.46	10.34	10.27
Na ₂ O	1.41	1.03	1.1	0.90	0.86	1.85	1.44	0.87	1.34	1.47	1.84	1.37
K ₂ O	0.25	0.20	0.26	0.27	0.24	0.31	0.25	0.37	0.22	0.32	0.24	0.30
Total	97.41	97.54	97.03	97.29	96.63	97.74	97.33	95.95	97.35	98.33	97.53	97.41
Si	7.24	7.43	7.29	7.45	7.50	6.77	6.83	7.41	6.83	6.64	6.83	6.78
Ti	0.07	0.04	0.06	0.05	0.05	0.12	0.12	0.05	0.10	0.13	0.11	0.11
Al ^{IV}	0.66	0.48	0.64	0.51	0.40	1.21	1.14	0.57	1.15	1.22	1.15	1.18
Al ^{VI}	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.09	0.09	0.04	0.11	0.04	0.10	0.10
Fe ²⁺	0.44	0.50	0.63	0.63	0.47	0.54	0.47	1.09	0.28	0.21	0.42	0.36
Fe ³⁺	0.82	0.74	0.67	0.63	0.70	1.17	1.24	0.55	1.48	1.46	1.24	1.42
Mn	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05
Mg	3.64	3.69	3.60	3.66	3.77	3.13	3.13	3.28	3.08	3.14	3.17	3.06
Ca	1.68	1.72	1.79	1.76	1.72	1.63	1.63	1.82	1.54	1.59	1.58	1.57
Na	0.32	0.28	0.22	0.24	0.24	0.37	0.37	0.18	0.37	0.40	0.42	0.38
K	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.07	0.04	0.06	0.04	0.06
Cations	15.12	15.03	15.14	15.06	15.00	15.2	15.07	15.13	14.95	15.05	15.14	15.01



شکل ۴. A: ترکیب نمونه‌های آمفیبول گرانودیوریت بیدشک در A: نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 2004)، B: نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک (Leake et al., 2004) و C: نمودار تفکیک آمفیبول‌های دگرگونی و آذرین (Giret et al., 1980). دایره‌های توپر مربوط به هسته و دایره‌های توخالی مربوط به حاشیه آمفیبول‌هاست.

Fig. 4. Composition of amphiboles in Bideshk granodiorite on A: classification diagram of amphiboles (Leake et al., 2004), B: Classification of calcic amphiboles (Leake et al., 2004), and C: Discrimination diagram for igneous and metamorphic amphiboles (Giret et al., 1980). The solid circles are related to the core and the hollow circles show the margin of the amphiboles.

درصد وزنی دارای ترکیب بازیک تا اسیدی هستند. در نمودار TAS (شکل ۶-۱) به طور غالب توده ترکیب گرانودیوریت (-دیوریت) نشان می‌دهد. هرچند گاه ترکیب یکی از نمونه‌ها تا مرز دیوریت-گابرو نیز می‌رسد؛ اما در این مقاله، به طور کلی نام توده به اختصار و بر اساس ترکیب غالب آن، به نام گرانودیوریت معرفی شده است. همچنین، نوع ماگما در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرد. همچنین، در نمودار AFM، همه نمونه‌ها از روند کالک‌آلکالن پیروی کرده‌اند (شکل ۶-۲).

بررسی شاخص اشباع از آلومین و جایگاه زمین‌ساختی گرانودیوریت‌های شرق بیدشک

بر اساس شکل ۷-۱ و B، همه نمونه‌های مورد بررسی دارای نسبت $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ کمتر از یک ($ASI < 1$) هستند و در محدوده سنگ‌های متاآلومین و گرانیت‌های نوع I قرار گرفته‌اند. بر اساس جایگاه تکنونوماگمایی، گرانیت‌ها در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی و یا هم‌زمان با برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۷-۲ و D).

ب) فلدسپار: نتایج میکروپروب ۱۰ نقطه پلاژیوکلاز از ۵۰ مورد آنالیز انجام‌شده روی این کانی به عنوان نمونه در سنگ‌های گرانودیوریتی شرق بیدشک به همراه فرمول ساختاری آن در جدول ۲ آمده است. بر پایه نمودار رده‌بندی فلدسپارها (شکل ۵)، فنوکریست پلاژیوکلاز ترکیب آندزین تا لابرادوریت دارد؛ اما شماری از آنها در محدوده الیگوکلاز واقع شده‌اند (شکل ۵-۱). زونینگ نوسانی یکی دیگر از ویژگی‌های این پلاژیوکلازهاست (شکل ۵-۲).

زمین‌شیمی

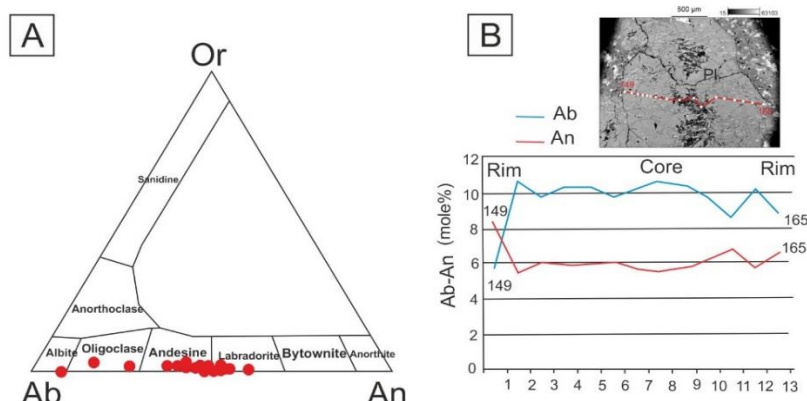
مقادیر اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب گرانودیوریت‌های شرق بیدشک در جدول ۳ آمده است. برای تعیین محیط زمین‌پویایی تشکیل این سنگ‌ها و در نهایت پهنه ارومیه-دختر، در این بخش ابتدا نام دقیق سنگ‌ها و ماهیت ماگمای مولد آنها تعیین می‌شود. سپس جایگاه زمین‌ساختی و پتروژنز آنها بر پایه نمودارهای زمین‌شیمیایی مربوطه تعیین می‌شود.

بر اساس این داده‌ها، این سنگ‌ها با SiO_2 برابر با ۵۴/۴ تا ۶۵/۸

جدول ۲. نتایج آنالیز الکترون میکروپروپ (بر پایه درصد وزنی) و محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۸ اتم اکسیژن (بر پایه a.p.f.u.) برای پلاژیوکلازهای گرانودیوریت شرق بیدشک

Table 2. Electron microprobe analyses (in weight percent) and calculated structural formula based on 8 oxygens (in a.p.f.u.) for plagioclase in granodiorite of east Bideshk

Point No.	149	150	151	152	153	154	155	156	157	158
SiO₂	61.13	54.85	55.82	55.59	55.69	55.98	56.23	58.06	54.98	55.42
TiO₂	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	23.58	27.55	26.92	27.26	27.06	26.92	26.63	25.48	27.27	26.97
FeO	0.18	0.24	0.17	0.27	0.23	0.22	0.23	0.29	0.27	0.22
MnO	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.04	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03
CaO	5.77	10.72	9.96	10.36	10.38	9.83	10.03	8.63	10.71	11.39
Na₂O	8.25	5.53	6.06	5.85	5.96	6.05	6.13	6.74	5.56	5.67
K₂O	0.47	0.17	0.23	0.21	0.25	0.21	0.17	0.24	0.18	0.21
Total	99.48	99.10	99.21	99.54	99.63	99.23	99.49	99.45	99.02	99.92
Si	2.74	2.50	2.54	2.52	2.52	2.54	2.51	2.55	2.51	2.50
Al	1.24	1.48	1.44	1.46	1.44	1.44	1.44	1.42	1.47	1.46
Fe²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.28	0.52	0.49	0.50	0.50	0.48	0.00	0.00	0.52	0.00
Na	0.72	0.49	0.53	0.51	0.52	0.53	0.55	0.49	0.49	0.55
K	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.50	0.54	0.01	0.49
Cations	5.01	5.01	5.02	5.01	5.02	5.01	5.02	5.02	5.01	5.02
Ab	70.20	47.80	51.70	50.00	50.30	52.10	46.80	52.00	48.00	46.70
An	27.20	51.20	47.00	48.90	48.40	46.80	52.00	47.10	51.00	52.30
Or	2.60	1.00	1.30	1.20	1.30	1.20	1.10	1.00	1.00	1.00



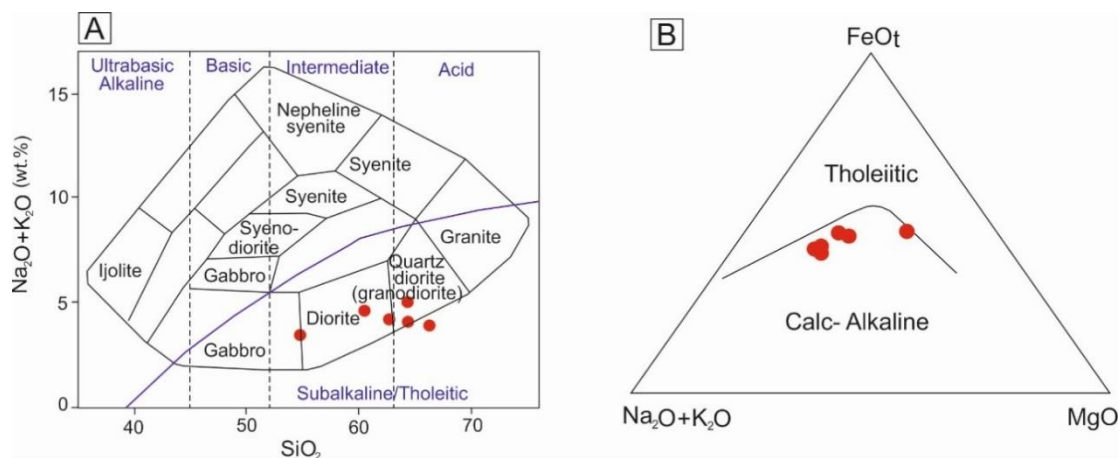
شکل ۵. پلاژیوکلازهای گرانودیوریت بیدشک در A: نمودار رده‌بندی An-Ab-Or (Deer et al., 1992) و B: پروفیل تغییرات ترکیبی بلور پلاژیوکلاز به صورت حاشیه-مرکز-حاشیه

Fig. 5. Plagioclases of Bideshk granodiorite in A: Or-Ab-An classification diagram (Deer et al., 1992), and B: Rim-core-rim compositional profile of a plagioclase crystal

جدول ۳. داده‌های عناصر اصلی (بر پایه درصد وزنی)، کمیاب و خاکی نادر (بر پایه ppm) برای سنگ‌های آذرین شرق بیدشک

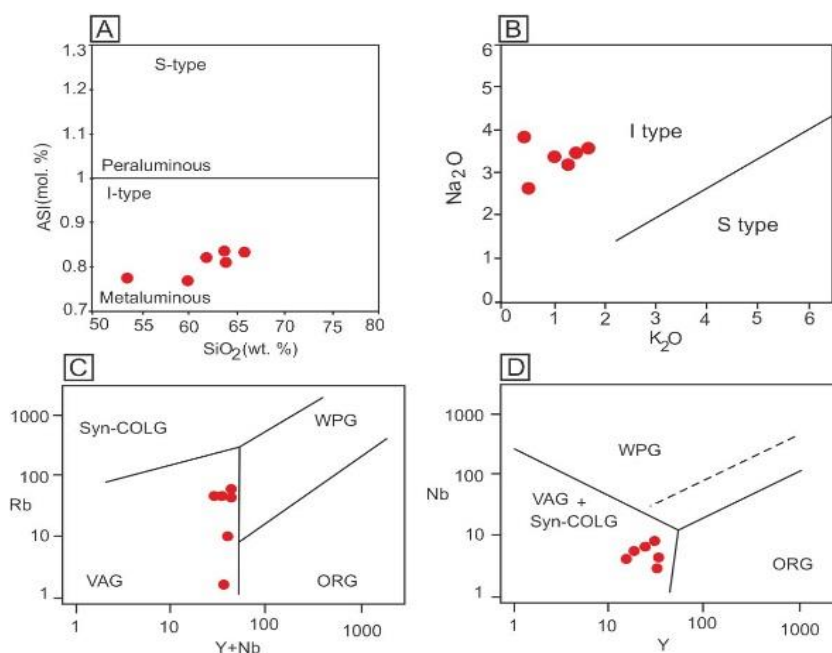
Table 3. Major (in weight percent), trace and rare earth (in ppm) elements data for igneous rocks of east Bideshk

Sample No.	z2	z22	z35	z66	z8	z52	Sample No.	z2	z22	z35	z66	z8	z52
SiO ₂	62.8	65.8	64.3	64.00	54.4	60.4	Ga	16.1	14.4	15.7	15.9	15.1	16.4
TiO ₂	0.55	0.46	0.6	0.58	0.84	0.65	V	112	84	105	110	224	192
Al ₂ O ₃	18.85	15.85	16.2	16.05	16.85	16.35	Cr	10	10	20	10	120	10
Fe ₂ O ₃ *	4.89	4.61	6.01	6.19	8.8	7.24	Hf	3.7	3.00	3.3	3.5	2.5	2.8
Fe ₂ O ₃ (cal)	1.83	1.73	2.25	2.93	3.3	2.72	Cs	0.13	0.52	0.51	0.51	0.27	1.19
FeO(cal)	2.75	2.59	3.38	2.93	4.95	4.07	Ta	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4
MnO	0.07	0.05	0.06	0.13	0.11	0.08	La	11.4	11.00	15.2	18.7	11.9	6.8
MgO	1.96	1.91	2.3	2.32	5.64	3.24	Ce	24.5	21.5	44.9	35.4	24.5	14.7
CaO	6.78	5.35	5.56	5.26	7.7	5.83	Pr	3.11	2.62	4.68	4.02	3.16	1.89
Na ₂ O	3.93	3.05	3.21	3.62	2.67	3.39	Nd	13	11.3	16.5	15.5	12.9	8.6
K ₂ O	0.32	1.15	1.00	1.74	0.47	1.47	Sm	3.03	3.13	3.15	3.24	3.2	2.72
P ₂ O ₅	0.18	0.13	0.22	0.19	0.15	0.13	Eu	0.83	0.84	1.04	1.02	1.13	0.85
LOI	0.67	2.01	2.28	1.32	2.37	2.33	Gd	3.32	2.81	2.84	3.42	3.67	3.15
Total	98.01	98.89	101.76	101.44	100.00	101.12	Tb	0.48	0.44	0.48	0.60	0.60	0.61
Ba	106	244	174.5	434	114	225	Dy	3.34	3.09	3.13	3.34	4.08	3.81
Rb	14.2	37.5	38.5	46.1	10.6	45.1	Ho	0.66	0.56	0.64	0.72	0.58	0.81
Sr	393	312	379	282	393	363	Er	1.85	1.87	1.98	2.11	2.38	2.35
Y	18.9	16.6	18.7	21.00	22.4	24.1	Tm	0.26	0.30	0.30	0.36	0.34	0.36
Zr	121	104	103	111	78	101	Yb	2.02	2.01	1.94	2.56	2.42	2.68
Nb	6.3	5.5	5.6	6.8	4.9	4.4	Lu	0.34	0.34	0.31	0.35	0.35	0.40
Th	5.56	6.06	4.92	6.43	1.98	4.88	Eu/Eu*	0.8	0.9	1.1	0.9	1.0	0.9



شکل ۶. ترکیب گرانودیوریت‌های شرق بیدشک در A: نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Cox et al., 1979) و B: نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)

Fig. 6. Composition of granodiorite in the east of Bideshk on A: Na_2O+K_2O vs. SiO_2 diagram (Cox et al., 1979), and B: AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971)

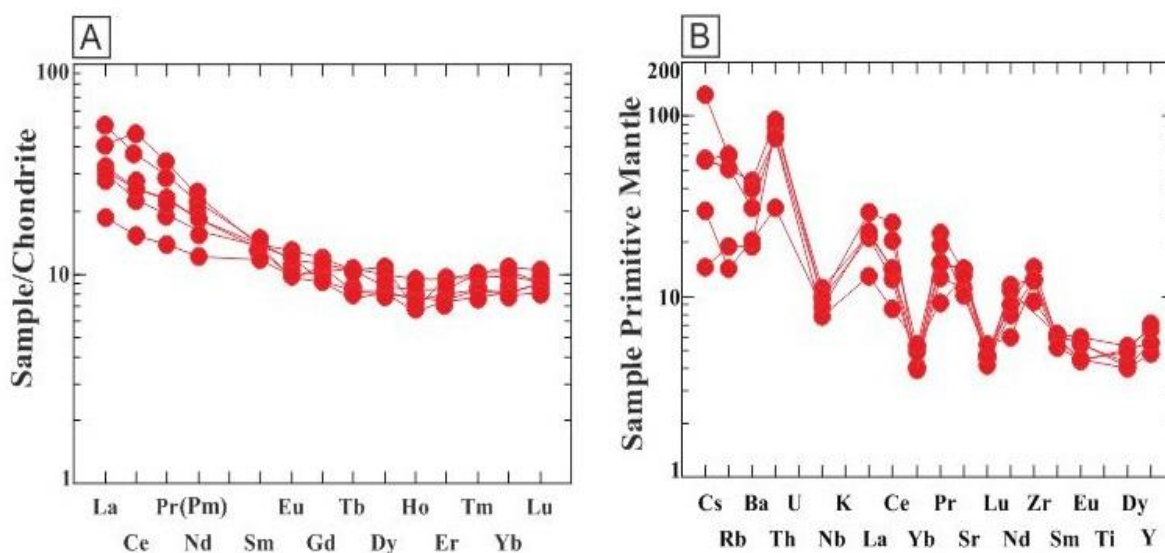


شکل ۷. ترکیب گرانودیوریت‌های شرق بیدشک در A: نمودار ASI در برابر SiO_2 (بر پایه درصد وزنی) (Frost and Frost, 2008)، B: نمودار Na_2O در برابر K_2O (بر پایه درصد وزنی) (Chappell and White, 2001)، C: نمودار Rb در برابر $Y+Nb$ (بر پایه ppm) (Pearce et al., 1984) و D: نمودار Nb در برابر Y (بر پایه ppm) (Pearce et al., 1984): VAG: گرانیت‌های کمان آتشفشانی، Syn-COLG: گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد، WPG: گرانیت‌های درون صفحه‌ای، ORG: گرانیت‌های پشته اقیانوسی

Fig. 7. Composition of granodiorite in the east of Bideshk on A: ASI vs. SiO_2 (in wt.%) diagram (Frost and Frost, 2008), B: Na_2O vs. K_2O (in wt.%) diagram (Chappell and White, 2001), C: Rb vs. $Y+Nb$ (in ppm) diagram (Pearce et al., 1984), and D: Nb vs. Y (in ppm) diagram (Pearce et al., 1984) (VAG: Volcanic arc granite, Syn-COLG: Syn-collisional granite, WPG: Within-plate granite, ORG: Oceanic ridge granite)

تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفتن نمونه‌هاست (شکل ۸- B). چنان‌که در شکل ۸- A دیده می‌شود، غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به MREE³ و HREE حضور کانی‌های غنی از LREE (مانند پلاژیوکلاز، زیرکن، اسفن، آپاتیت) در مذاب سازنده سنگ و مشارکت نداشتن کانی‌های غنی از HREE (مانند گارنت) در ترکیب سنگ و به عبارتی جدایش و به‌جا ماندن آنها به صورت تفاله در سنگ منشأ (Rollinson, 1993; Höning et al., 2014) است.

الگوی بهنجار شده سنگ‌های گرانودیوریتی این منطقه نسبت به ترکیب پیشنهادی سان (Sun, 1982) برای ترکیب کندریت بیانگر غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است (شکل ۸). Sr و K در نمونه‌های مورد بررسی غنی‌شدگی نشان می‌دهند که با حضور فراوان پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در این سنگ‌ها مطابقت دارد. غنی‌شدگی این عناصر بیانگر نبود تفریق پلاژیوکلاز یا حضور آن در فازهای باقی‌مانده در منشأ است (Jahangiri, 2007). پراکندگی میزان Rb و Ba و K به علت تحرک بالا و



شکل ۸. الگوی بهنجار شده عناصر REE و عناصر کمیاب گرانودیوریت شرق بیدشک نسبت به A: ترکیب کندریت (Sun, 1982) و B: ترکیب گوشته اولیه (Sun, 1982)

Fig. 8. Chondrite and primitive mantle normalized REE and trace element patterns for granodiorite of eastern Bideshk A: Chondrite composition (Sun, 1982), and B: Primary mantle composition (Sun, 1982)

جدایش بلوری آمفیبول و پلاژیوکلاز (Tankut et al., 1998) است. این غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در بهنجارسازی نسبت به کندریت شاخص‌تر است (شکل ۸- A). الگوی نسبتاً مقعر MREE نیز با تفریق آمفیبول همخوانی دارد؛ زیرا تفریق این کانی نسبت La/Yb در مذاب را افزایش و MREE را کاهش می‌دهد؛ اما عدم تفریق آمفیبول موجب ایجاد الگوی محدب MREE

بر اساس رایب و مک‌کوری (Wright and McCurry, 1997)، آنومالی منفی در Yb نیز پیامد حضور گارنت در ناحیه خاستگاه و به‌جاماندن این عنصر در این کانی است. به عبارت دیگر، غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE پیامد تفریق کانی گارنت در محل خاستگاه به علت درجه کم ذوب‌بخشی و آرایش ماگما به مواد پوسته‌ای (Almeida et al., 2007)، تبلور و

بحث

الف) دماسنجی و فشارسنجی

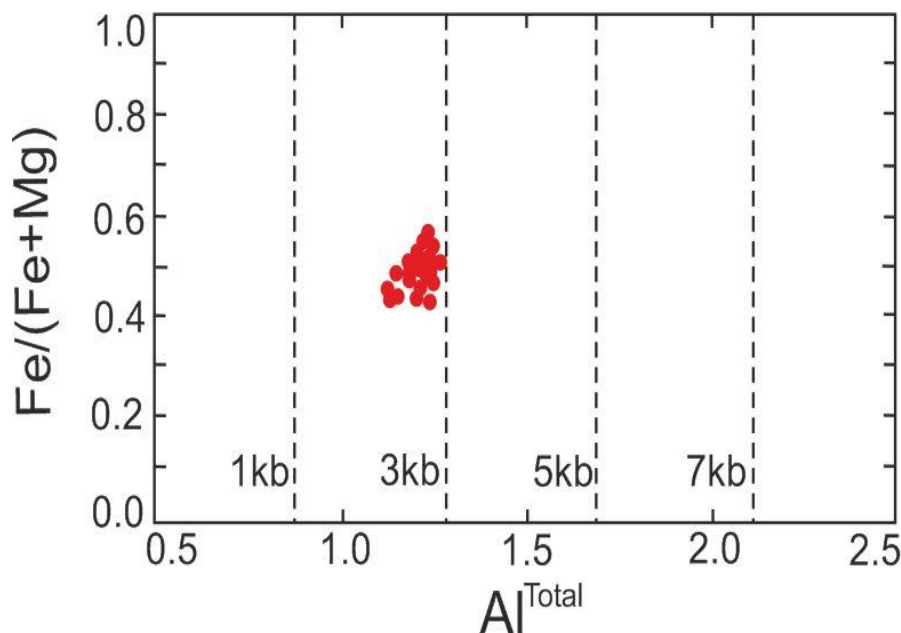
برای تخمین فشار و دمای حاکم در زمان تبلور سنگ‌های این منطقه، بر پایه نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های گرانودیوریت و Al^{Total} آنها از روش فشارسنجی اشمیت (Schmidt, 1992) (P) $Al^{Total} = -3.01 + 4.76 \pm 0.6 \text{ kb}$ (Otten, 1984) $(T < 970^\circ\text{C}: T(^{\circ}\text{C}) = 1.204 * (\text{Ti}/23\text{O}) + 545)$ استفاده شد. بر این اساس، بخش مرکزی بلورهای آمفیبول (که دچار دگرسانی نشده‌اند) در فشار تقریبی ۳/۰ تا ۳/۶ کیلوبار، عمق ۱۴/۷ تا ۱۵/۱ کیلومتر و دمای ۶۸۵ تا ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (جدول ۴). البته این دماها دمای پیدایش مذاب اولیه نیست؛ بلکه دمای توقف تبادل و تعادل نهایی (دمای بسته‌شدن) توده در پوسته بالایی است. نمودار Al^{Total} در برابر $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg$ نیز فشار را در محدوده ۲ تا ۳ کیلوبار (میانگین ~ ۲/۵ کیلوبار) نشان می‌دهد (شکل ۹).

می‌شود (Altherr et al., 2000). بر اساس ژانو و ژائو (Zhao and Zhao, 2007)، الگوی نسبتاً مسطح در HREE نمونه‌ها نیز می‌تواند جدایش آمفیبول هنگام فرایند ذوب بخشی را نشان دهد. آنومالی Eu به وسیله فلدسپارها به ویژه در مذاب‌های فلسیک کنترل می‌شود. عنصر Eu^{2+} در پلاژیوکلازها سازگار است؛ به گونه‌ای که جدایش این کانی از مذاب (در پی فرایند جدایش بلورین) موجب پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب و مقدار Eu/Eu^* کمتر از یک می‌شود؛ در حالی که جدایش بلورین کانی‌هایی مانند هورنبلند، اسفن و گارنت موجب آنومالی مثبت Eu در مذاب و مقدار Eu/Eu^* بیشتر از یک می‌شود. از این رو، بر اساس تانکوت و همکاران (Tankut et al., 1998) و با توجه به تغییرات محدود مقادیر Eu/Eu^* به دست آمده (۰/۸ تا ۱/۱؛ جدول ۳) و شکل ۸-A، آنومالی Eu کمتر از یک (میانگین ۰/۹) و الگوی REE در گرانیتوئیدهای بیدشک نشان‌دهنده نقش تفریق و تبلور پلاژیوکلاز و آمفیبول در هنگام انجماد مذاب است.

جدول ۴. نتایج ترموبارومتري آمفیبول‌های شرق بیدشک بر مبنای فرمول‌های آتن (Otten, 1984) و اشمیت (Schmidt, 1992)

Table 4. Thermobarometry of amphiboles of east Bideshk based on formula by Otten (Otten, 1984) and Schmidt (Schmidt, 1992)

Amphibole	Schmidt (1992)	Otten (1984)
No	P(kb)	T [°] C Depth(km)
1	3.63	696.1 15.06
2	3.42	695.1 14.95
3	3.32	698.8 14.90
4	3.28	685.2 14.88
5	3.36	694.9 14.92
6	3.17	687.3 14.83
7	3.25	732.9 14.87
8	3.01	710.2 14.75
9	3.43	722.3 14.96



شکل ۹. نمودار فشارسنجی آمفیبول های شرق بیدشک (Schmidt, 1992)

Fig. 9. A: Amphibole barometry diagram of east of Bideshk (Schmidt, 1992)

شیمی کانی آمفیبول ها در شناخت شیمی سنگ میزبان اهمیت فراوانی دارد؛ زیرا شیمی کانی آمفیبول توسط ترکیب فاز سیال کنترل می شود (Offler, 1984). افزون بر حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، نبود کانی های دگرگونی، سیلیکات های آلومین و پیدایش آمفیبول های کلسیک در این سنگ ها نشان می دهد که این سنگ ها از گرانیتوئیدهای نوع I است (Stein and Dietl, 2001).

بر اساس نمودارهای بهنجار شده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه (شکل ۸)، گرانیتوئیدهای بیدشک دارای غنی شدگی LREE نسبت به HREE هستند و این ویژگی از ویژگی ماگماهای کالک آلکالن (Machado et al., 2005) و پهنه های فرورانش است (Fitton et al., 1988). این ویژگی می تواند از عواملی همچون کاهش ذوب بخشی و مشتق شدن سنگ ها از کمان مرتبط با گوشته متاسوماتیزه ناشی شده باشد (Green, 2006). از سوی دیگر، در نمودار بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (شکل ۸-B)،

ب) خاستگاه ماگمای سازنده سنگ های گرانودیوریتی شرق بیدشک

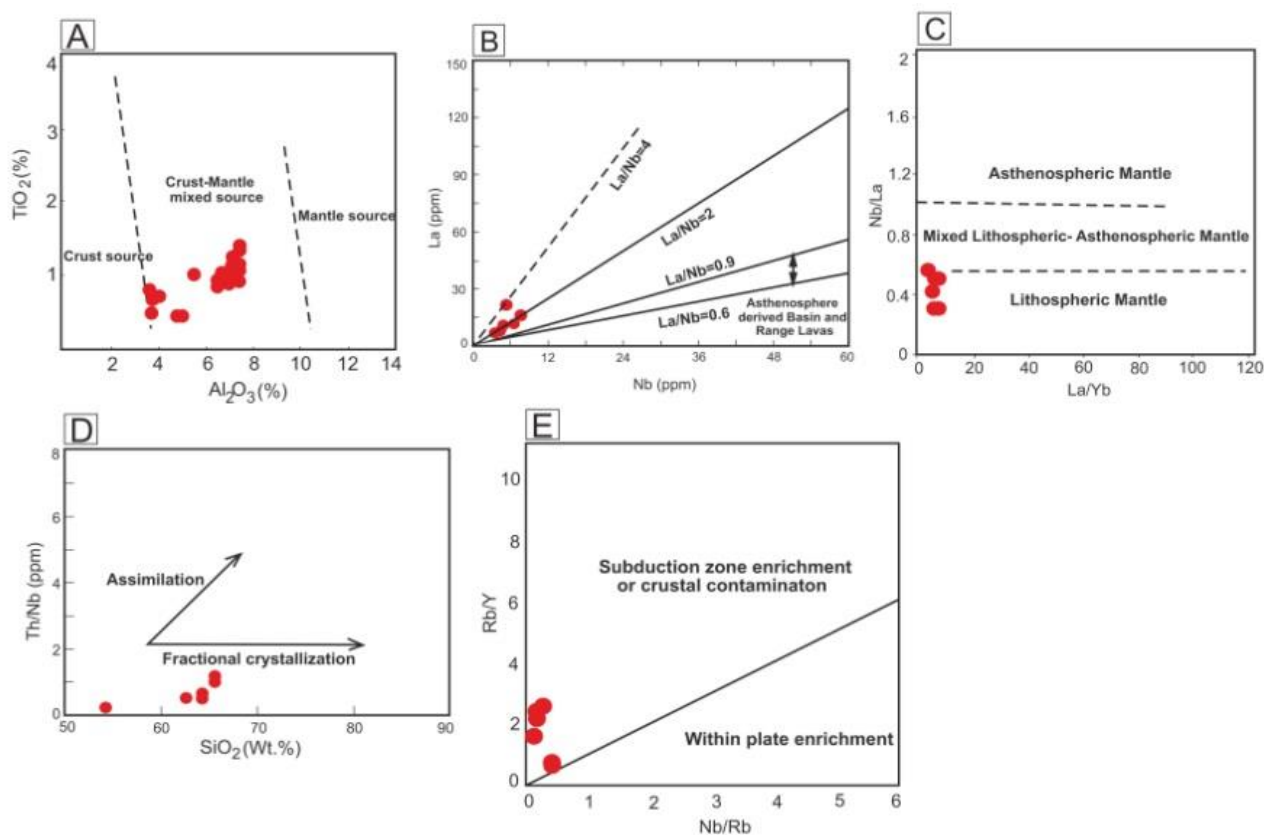
گرانودیوریت ها دارای ترکیب گسترده و خاستگاه های گوناگون از جمله ذوب بخشی پوسته قاره ای، ذوب بخشی گوشته، اختلاط ماگمایی (ترکیبی از مذاب های پوسته و گوشته)، آناکسی سنگ های پیشین و یا مخلوطی از این فرایندها هستند (Frost et al., 2001). در بررسی های کمپ و همکاران (Kemp et al., 2009)، گرانیت های کالک آلکالن مرتبط با کمان های آتشفشانی، گرانیت های هیبرید کمان قاره ای در نظر گرفته شده اند که دو مؤلفه پوسته ای و گوشته ای در تشکیل آن دخیل هستند. اختلاط منابع بازالتی زیر ورقه ای با اجزای پوسته ای موجود در جایگاه های تولید این سنگ ها از بارزترین ویژگی های سنگ های گرانیتوئیدی است (Aydogan et al., 2008). از دیرباز، کاربرد شیمی کانی ها و سنگ کل، برای بررسی خاستگاه مذاب سازنده آنها روش متداولی بوده است. برای نمونه، از دیدگاه کانی شناسی، بررسی

نمودار Th/Nb در برابر SiO_2 سنگ‌های گرانودیوریتی روند تبلور تفریقی را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-D). برای بررسی رخداد غنی‌شدگی در منشأ نمونه‌ها، از نمودار Rb/Y در برابر Nb/Rb استفاده شد. بر اساس نمودار پیشنهادی تمل و گندگدو (Temel and Gondogdu 1998)، این گرانودیوریت‌ها شواهد غنی‌شدگی در منطقه فرورانش را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-E).

ج) تعیین موقعیت زمین‌ساختی و فوگاسیته اکسیژن بر پایه شیمی آمفیبول

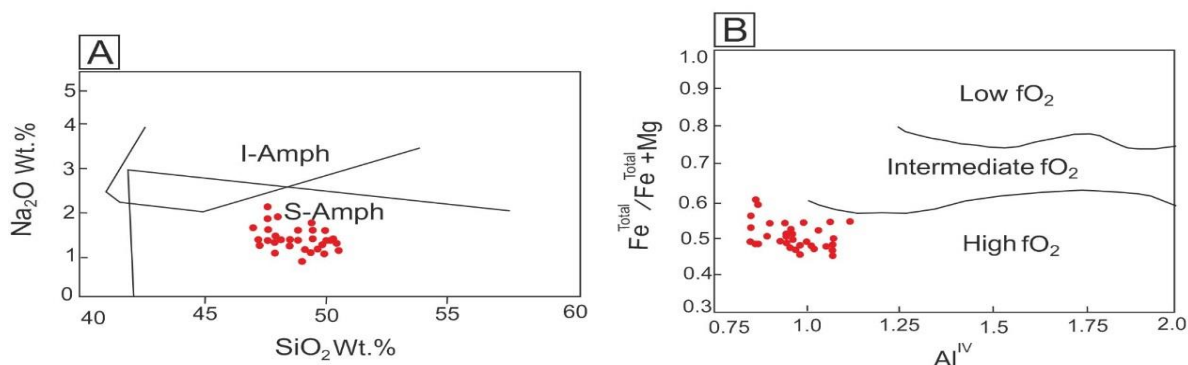
مقدار Al^{IV} در آمفیبول‌ها که کمتر از ۱/۵ است (جدول ۱) نشان می‌دهد، این آمفیبول‌ها در حاشیه فعال قاره‌ای و در فشار کمتر از ۵ کیلو بار تشکیل شده است (Miyashiro, 1994; Vyhnalet al., 1991). از ویژگی زمین‌شیمیایی آمفیبول‌ها که بیشتر بر پایه بررسی زینولیت‌های گوشته‌ای حاصل شده، برای مقایسه ویژگی‌های محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف استفاده می‌شود (Coltorti et al., 2007). آمفیبول‌های وابسته به فرورانش TiO_2 و Na_2O کمتری نسبت به انواع آمفیبول‌های میان‌صفحه‌ای^۴ دارند. بر اساس نمودار تفکیک‌کننده، آمفیبول‌های این منطقه در گستره آمفیبول‌های سوپراسابداکشن^۵ قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-A). فوگاسیته اکسیژن از عامل‌های مهم و تأثیرگذار در مجموعه کانی‌های یک سنگ است. مقدار فوگاسیته یک ماگما به محیط زمین‌ساختی تشکیل ماگما بستگی دارد. به باور اوارت (Ewart, 1979)، ماگماهایی که در مرز ورقه‌های هم‌گرا تشکیل می‌شوند، فوگاسیته اکسیژن بالایی دارند. بر اساس نمودار اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995)، مگنزیوهورنبلندهای گرانودیوریت شرق بیدشک در گستره اکسیژن بالا قرار گرفتند (شکل ۱۱-B). نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول‌ها (جدول ۱) بیانگر وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم در گرانودیوریت‌هاست و نشان می‌دهد ماگمای سازنده آنها اکسایشی و محصول ماگماتیسیم در پهنه فرورانش بوده است.

تهی‌شدگی Nb با تفریق فازهای تیتانیوم‌دار مانند تیتانیت، تیتانومگنتیت و غیره اثبات می‌شود (Wilson, 1989). متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای از Nb تهی‌شده است؛ لذا هر ماگمای آلاینش‌یافته با مواد پوسته‌ای، تهی‌شدگی Nb نشان می‌دهد (Nagudi et al., 2003) و این ویژگی نشان‌دهنده نقش پوسته در خاستگاه این سنگ‌ها (Reichew et al., 2005) و پیدایش آنها در محیط وابسته به پهنه فرورانش و تأثیر فرورانش بر منابع گوشته‌ای را نشان می‌دهد (Soesoo, 2000). غنی‌شدگی از Th در نمودارهای عنکبوتی، نشانه نقش رسوبات پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده در خاستگاه ذوب است (Fan et al., 2003). افزون بر این، در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ، بیشتر نمونه‌های آمفیبول در میدان آمفیبول‌های با منشأ پوسته-گوشته قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-A). بر اساس نظر کاسترو (Castro, 2013)، این ویژگی نشان‌دهنده این است که در اثر فرورانش نئوتیس به زیر ایران مرکزی سیالات آزادشده از ورقه فرورونده، گوه گوشته‌ای را ذوب کرده و سپس در اثر حرکت رو به بالای مذاب حاصل، سنگ‌های پوسته در این مذاب هضم شده‌اند و از این رو، نمونه‌ها منشأ پوسته-گوشته نشان می‌دهند. در مواردی که سنگ‌های گرانودیوریتی غنی از هورنبلند تحت‌تأثیر آلاینش و یا اختلاط قرار گرفته باشند در پلاژیوکلازها منطقه‌بندی نوسانی بیشتر از منطقه‌بندی عادی مشاهده می‌شود (Shelley, 1993) (شکل ۳-B و شکل ۵-B). از دیدگاه ترکیب شیمیایی سنگ کل، نسبت La/Nb در ماگماهای مشتق‌شده از گوشته استنوسفری حدود ۰/۶ تا ۰/۹ است؛ اما این نسبت در ماگماهای وابسته به گوشته لیتوسفری، بیشتر از ۲ است (شکل ۱۰-B) (DePaolo and Daley, 2000). نسبت La/Nb (۲/۱۷)، جدول ۳) در گرانودیوریت‌های شرق بیدشک بیانگر خاستگاه لیتوسفری ماگمای مولد این سنگ‌هاست. همچنین، بر اساس نمودار La/Yb در برابر Na/La که محدوده گوشته لیتوسفری و استنوسفری را از یکدیگر متمایز می‌کند، منشأ مذاب پدیدآورنده گرانودیوریت‌های بیدشک، گوشته لیتوسفری تعیین شد (شکل ۱۰-C). بر اساس



شکل ۱۰. A: نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 بر اساس ترکیب آمفیبول های بیدشک (Jiang and An, 1984)، B: نمودار La در برابر Nb (DePaolo and Daley, 2000)، C: نمودار Nb/La در برابر La/Yb (Moharami et al., 2014)، D: نمودار Th/Nb در برابر SiO_2 (Sarrionandia et al., 2012) و E: نمودار Rb/Y در برابر Nb/Rb (Temel and Gondogdu, 1998)

Fig. 10. A: TiO_2 versus Al_2O_3 diagram based on amphiboles composition of Bideshk (Jiang and An, 1984), B: La versus Nb diagram (DePaolo and Daley, 2000), C: Nb/La versus La/Yb diagram (Moharami et al., 2014), D: Th/Nb versus SiO_2 diagram (Sarrionandia et al., 2012), and E: Rb/Y versus Nb/Rb diagram (Temel and Gondogdu, 1998)



شکل ۱۱. ترکیب آمفیبول در A: نمودار Na_2O در برابر SiO_2 (بر پایه درصد وزنی) (Coltorti et al., 2007) و B: نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al^{IV} (بر پایه a.p.f.u.) برای تعیین فوگاسیته اکسیژن (Anderson and Smith, 1995)

Fig. 11. Amphibole composition on A: Na_2O vs. SiO_2 (in wt.%) diagram (Coltorti et al., 2007), and B: $Fe/(Fe+Mg)$ vs. Al^{IV} (in a.p.f.u.) diagram for determination of oxygen fugacity (Anderson and Smith, 1995)

نتیجه گیری

سنگ های گرانیتوئیدی شرق بیدشک از نوع گرانودیوریت-دیوریت (یک نمونه گابرو است) هستند و بافت های گرانوفیری و پورفیری بافت های غالب در این سنگ ها به شمار می روند. کانی های پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز و پتاسیم فلدسپار کانی های اصلی و آپاتیت، کلریت و کانی کدر از کانی های فرعی این سنگ ها هستند. ویژگی های صحرائی (حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک)، پتروگرافی (زونینگ نوسانی و حاشیه خورده شده پلاژیوکلازها، آمفیبول ها) و نمودارهای زمین شیمیایی نشان می دهند که ماگمای حاصل از متاسوماتیسم گوشته ای پس از صعود و نفوذ در پوسته قاره ای، دچار آلاش شده است. دما، فشار و عمق به دست آمده برای تبلور آمفیبول و فلدسپار گویای جای گیری مذاب و تبلور این دو کانی در پوسته بالایی هستند. شواهد پتروگرافی مانند حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، حضور هورنبلند، نبود کانی های دگرگونی، سیلیکات های آلومین و فوگاسیته بالای اکسیژن توده نیمه نفوذی در این سنگ ها نشان دهنده I-Type بودن این توده و همچنین، ارتباط آن با محیط های فرورانش است. الگوی پراکندگی عناصر خاکی

کمیاب روی نمودارهای عنکبوتی، گواه غنی شدگی گرانیتوئیدها از عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین است. بالا بودن نسبت های LREE/HREE را می توان از ویژگی های مناطق فرورانش به شمار آورد. بالا بودن نسبت La/Ta ، Ba/La ، Ba/Ta و پایین بودن مقدار TiO_2 در سنگ های گرانودیوریتی منطقه از ویژگی های آشکار مناطق کمان به شمار می رود. با استفاده از داده های زمین شیمیایی می توان سنگ منشأ مذاب اولیه سازنده گرانودیوریت های شرق بیدشک را بخش گوشته لیتوسفری بالایی در نظر گرفت. با توجه به اینکه سنگ های مورد بررسی از نوع کوهزایی و محیط زمین ساختی آنها کمان های ماگمایی است و همچنین به دلیل قرار گرفتن آنها در نوار ماگمایی ارومیه- دختر، به نظر می رسد، ماگماتیسیم الیگومیوسن در این منطقه و تشکیل این سنگ ها با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه ایران مرکزی در ارتباط بوده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت های معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می کنند.

1. Light Rare Earth Elements
2. Heavy Rare Earth Elements
3. Middle Rare Earth Elements
4. Intraoceanic amphibole
5. Suprasubduction amphibole

References

- Ahmadian, J., Hasckke, M., Mc Donald, I., Regelous, M., Ghorbani, M.R., Hashem Emami, M. and Murata, M., 2009. High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America*, 121(5–6): 857–868.
<https://doi.org/10.1130/B26279.1>
- Almeida, M.E., Macambira, M.J. and Oliveira, E.C., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research*, 155(1–2): 69–97.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.01.004>
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50(1–3): 51–73.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00052-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3)
- Aminoroayaei Yamini, M., Tutti, F., Aminoroayaei Yamini, M.R. and Ahmadian, J., 2016. Plagioclase as evidence of magmatic evolution in the Zafarqand porphyry copper deposit, NE Isfahan. *Economic Geology*, 10(1): 103–85. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v10i1.49039>
- Aminoroayaei Yamini, M., Tutti, F., Haschke, M., Ahmadian, J. and Murata, M., 2017. Synorogenic copper mineralization during the Alpine–Himalayan orogeny in the Zafarghand copper exploration district, Central Iran: petrography, geochemistry and alteration thermometry. *Geological Journal*, 52(2): 263–281.
<https://doi.org/10.1002/gj.2755>
- Anderson, J. L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80(5–6): 549–559.
<https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Arvin, M., Dargahi, S. and Babaei, A.A., 2004. Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(1): 105–113.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.09.004>
- Aydogan, M.S., Coban, H., Bozcu, M. and Akıncı, Ö., 2008. Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan Granite from the Muratdağı Region (Banaz, Uşak), western Turkey: Implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene–Miocene granites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(3–4): 155–176.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.10.007>
- Blatt, H., Tracy, R. and Owens, B., 2006. *Petrology igneous, sedimentary, and metamorphic*. W.H. Freeman and Company, USA, 529 pp.
- Castro, A., 2013. Tonalite –granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. *Earth-Science Reviews*, 124: 68–95.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.006>
- Chappell, B.W. and White, A.J., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
<https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- 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: 70–87.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. and Powell, W., 2007. Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, 99(1–2): 68–84.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009>
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London, 450 pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and J., Zussman, 1992. *An Introduction to the Rock forming Minerals*, Second Longman Editions, Longman, London, 696 pp.
- DePaolo, D.J. and Daley, E.E., 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169(1–2): 157–185.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00261-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00261-8)
- Ewart, A., 1979. A review of the mineralogy and

- chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. In: F. Barker (Editor), *Developments in petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 13–121. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41765-7.50007-1>
- Fan, W.M., Guo, F., Wang, Y.J. and Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc alkaline volcanism of extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern 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)
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D. S. and Leeman, W.P., 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrology*, 24(1): 331–349. https://doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume.1.331
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Frost, B.R. and Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11): 1955–1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>
- Ghadirpour, M. Ahmadian, J. Sherafat, S. and Mackizadeh, M.A., 2018. Petrogenesis of Tarq-Mazdeh volcanic rocks based on clinopyroxene chemistry (South of Natanz, Urumieh Dokhtar volcanic belt). *Journal of Economic Geology*, 11(2): 305–320. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v11i2.63479>
- Ghalamghash, J., Schmitt, A.K. and Chaharlang, R., 2019. Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post-collisional magmatism in northwestern Iran: Evidence for time-transgressive magmatism away from the collisional suture. *Lithos*, 344: 265–279. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.031>
- Ghorbani, M.R. and Bezenjani, R.N., 2011. Slab partial melts from the metasomatizing agent to adakite, Tafresh Eocene volcanic rocks, Iran. *Island Arc*, 20(2): 188–202. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00757.x>
- Ghorbani, M.R., Graham, I.T. and Ghaderi, M., 2014. Oligocene–Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran. *International Geology Review*, 56(8): 1039–1050. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.919615>
- Giret, A., Bonin, B. and Leger, J.M., 1980. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-composition. *The Canadian Mineralogist*, 18(4): 481–495. Retrieved March 02, 2019 from <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/18/4/481/11440/Amphibole-compositional-trends-in-oversaturated>
- Green, N.L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87(1–2): 23–49. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.05.003>
- Hönig, S., Čopjaková, R., Škoda, R., Novák, M., Dolejš, D., Leichmann, J. and Galiová, M.V., 2014. Garnet as a major carrier of the Y and REE in the granitic rocks: An example from the layered anorogenic granite in the Brno Batholith, Czech Republic. *American Mineralogist*, 99(10): 1922–1941. <https://doi.org/10.2138/am-2014-4728>
- Irvine, T.N.J. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jahangiri, A., 2007. 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>
- Jiang, C.Y. and An, S.Y., 1984. On chemical characteristics of Calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Acta Mineralogy Sinica*, 33(1): 1–9. (in Chinese with English abstract) Retrieved February 12, 2016 from https://www.researchgate.net/post/Crustal_amphiboles_or_Mantle_amphiboles
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Collins, W.J., Gray, C.M. and Blevin, P.L. 2009. Isotopic evidence for rapid continental growth in an extensional accretionary orogen: the Tasmanides, eastern Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3–4): 455–466.

- <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.011>
- Khalatbari Jafari, M., Akbari, M. and Ghalamghash, J. 2016. Geology, Petrology and Tectonomagmatic Evolution of the Eocene Volcanic Rocks in Aq Dag Area, NE Abhar. *Kharazmi Journal of Earth Sciences*, 2(1): 33–60. <https://doi.org/10.29252/gnf.2.1.33>
- Leake, B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A., Ferraris G., Grice J.D. and Stephenson N.C., 2004. Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *Mineralogical Magazine*, 34(6): 209–215. <https://doi.org/10.1180/0026461046810182>
- Machado, A., Lima, E.F., Chemale Jr, F., Morata, D., Oteíza, O., Almeida, D.P.M. and Urrutia, J.L., 2005. Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3–4): 407–425. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.011>
- Middlemost, E.A., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77(1): 19–26. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90011-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9)
- Miyashiro, A., 1994. *Metamorphic petrology*. CRC Press, London, 399 pp.
- Moinevaziri, H., 1996. *A Discourse on Magmatism in Iran*. Tarbiat Moallem University Press, Tehran, 440 pp. (in Persian)
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Moharami, F., Azadi, I., Mirmohamadi, M., Mehdipour Ghazi, J. and Rahgoshay, M., 2014. Petrological and Geodynamical Constraints of Chaldoran Basaltic Rocks, NW Iran: Evidence from Geochemical characteristics. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 6(1): 31–43. Retrieved February 20, 2021 from http://ijes.mshdiau.ac.ir/article_522915.html
- Nagudi, B., Koeberl, C. and Kurat, G., 2003. Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implications for its origin. *Journal of African Earth Sciences*, 36(1–2): 73–87. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00014-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00014-9)
- Offler, R., 1984. Subcalcic, Fe-rich amphiboles in meta-dolerites, Glenrock Station, NSW, Australia. *Mineralogical Magazine*, 48(346): 47–52. <https://doi.org/10.1180/minmag.1984.048.346.07>
- Otten, M.T., 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(2): 189–199. <https://doi.org/10.1007/BF00381846>
- Pearce, J.A., Harris, N.B. 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>
- Radfar, J., Alai Mahabadi, S. and Emami, E., 1999. Geology map Ardestan, scale 1: 100,000. Geological Survey of Iran (in Persian).
- Raymond, L.A., 2002. *The study of igneous sedimentary and metamorphic rocks*. Petrology McGraw-Hill, Boston, 720 pp.
- Reichew, M.K., Saundres, A.D., White, R.V. and Ukhamedov, A.I., 2005. Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the west Siberian Basin, an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, 79(3–4): 425–452. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.011>
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*, Longman Group UK Ltd., London, United Kingdom, 352 pp.
- Sadeghian, M. and Ghaffary, M., 2011. The petrogenesis of Zafarghand granitoid pluton (SE of Ardestan). *Iranian Journal of Petrology*, 36(4): 47–70. Retrieved February 20, 2021 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16071.html
- Sarjoughian, F., Lentz, D., Kananian, A., Ao, S. and Xiao, W., 2018. Geochemical and isotopic constraints on the role of juvenile crust and magma mixing in the UDMA magmatism, Iran: evidence from mafic microgranular enclaves and cogenetic granitoids in the Zafarghand igneous complex. *International Journal of Earth Sciences*, 107(3): 1127–1151. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1548-8>
- Sarrionandia, F., Sánchez, M.C., Eguluz, L., Ábalos, B., Rodríguez, J., Pin, C. and Ibarguchi, J.G., 2012. Cambrian rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif):

- Geochemical and geophysical evidence of Gondwana break-up. *Tectonophysics*, 570(4): 135–150.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.023>
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2–3): 304–310.
<https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London, 445 pp.
- Soesoo, A., 2000. Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: an example from Lachlan Fold Belt, Australia. *Journal of the Geological Society*, 157(1): 135–149.
<https://doi.org/10.1144/jgs.157.1.135>
- Stein, E. and Dietl, C., 2001. Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology*, 72(1–3): 185–207.
<https://doi.org/10.1007/s007100170033>
- Sun, S.S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 46(1): 179–192.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90245-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90245-9)
- Tankut, A., Dilek, Y. and Önen, P., 1998. Petrology and geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara melange, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1–4): 265–284.
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00059-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00059-6)
- Temel, A., Gondogdu, M.N. and Gourgau, A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1–4): 327–354.
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00062-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00062-6)
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30(3): 213–235.
<https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- Vyhnal, C.R., McSween, H.Y. and Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, 76(1–2): 176–188. Retrieved February 01, 1991 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/76/1-2/176/42488/Hornblende-chemistry-in-southern-Appalachian?redirectedFrom=fulltext>
- 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>
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis. In: S. Mills and R. Mitchell (Editores), *Mineralogical magazine*. Cambridge University Press, London, pp. 466–515.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1989.053.372.15>
- Wright, J.B. and McCurry, P., 1997. Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria and a possible Pan-African suture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(5): 90–96.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90149-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90149-2)
- Yeganehfar, H., Ghorbani, M.R., Shinjo, R. and Ghaderi, M., 2013. Magmatic and geodynamic evolution of Urumieh–Dokhtar basic volcanism, Central Iran: major, trace element, isotopic, and geochronologic implications. *International Geology Review*, 55(6): 767–786.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2012.752554>
- Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Neoproterozoic adakitic plutons and arc magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *The Journal of Geology*, 115(6): 675–689.
<https://doi.org/10.1086/521610>