



Geothermobarometry of Fe-Ti hosted gabbroid rocks in the Dar Gaz district (Kahnouj Ophiolitic Complex)

Majid Ghasemi Siani¹, Hamed Ebrahimi Fard^{2*}

¹ Assistant Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

², M.Sc., Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 20 April 2021
Revised: 19 October 2021
Accepted: 26 October 2021

Keywords

Mineral chemistry
Geothermobarometry
Gabbroid rocks
Fe-Ti oxide
Dar Gaz
Kahnouj ophiolitic complex

*Corresponding author

Hamed Ebrahimi Fard
✉ hamed.fard00@gmail.com

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Kahnouj Fe-Ti ore district is located 25 km southeast of Kahnouj city associated with the large gabbro intrusion of the Kahnouj ophiolitic complex. This ophiolite is one of the largest ophiolite assemblages of Iran (SE Iran), and part of neo-tethyan ophiolites (Kananian et al., 2001; Ghasemi Siani et al., 2021b). The Dar Gaz district is located in the middle part of Kahnouj ophiolitic complex and it is classified as the main ortomagmatic Fe-Ti ore mineralization. Although the geothermobarometric of iron-titanium oxide minerals in the Dar Gaz district has been studied by Karimi Shahraki et al. (2019), the geothermometry of silicate minerals (especially ferromagnesian) in the Dar Gaz gabbroic rocks has not been performed. Therefore, the main aim of this study is to determine the crystallization temperature and replacement of gabbroic rocks hosting Fe-Ti mineralization of the Dar Gaz district, using geothermometry of ferromagnesian silicate mineral.

Material and methods

A total of 100 thin-polish sections from different parts of the mining area were prepared and studied at the Iran Mineral Processing Research Center (IMPRC) and the Kharazmi University of Tehran with a Zeiss Axioplan 2 microscope. In order to achieve the temperature conditions of gabbroic rocks formation, 64 points (20 points of olivine, 13 points of clinopyroxene, 3 points of orthopyroxene, 14 points of plagioclase and 14 points of amphibole) from ferrogabbro to coarse-grained pyroxene-hornblende gabbro, 42 points (11 points of olivine, 10 points

How to cite this article

Ghasemi Siani, M. and Ebrahimi Fard, H., 2022. Geothermobarometry of Fe-Ti hosted gabbroid rocks in the Dar Gaz district (Kahnouj Ophiolitic Complex). *Journal of Economic Geology*, 14(1): 185–222. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/econg.2021.69934.1016>



of clinopyroxene, 1 point of orthopyroxene, 8 points of plagioclase and 12 points of amphibole) from pyroxene-hornblende to fine-grained olivine gabbro, 30 points (12 points of clinopyroxene, 10 points of plagioclase, 8 points of amphibole) from fine-grained hornblende gabbro and 20 points (3 points of clinopyroxene, 11 points of plagioclase and 5 points of amphibole) from the diabasic dike of the Dar Gaz district were analyzed using CAMECA SX 100 electron microscopy (EPMA) with 20 kV and 20 nA conditions in the IMPRC.

Discussion

The mafic rocks of the Dar Gaz district include ferrogabbro to coarse-grained pyroxene-hornblende gabbro, fine-grained pyroxene-hornblende gabbro, hornblende gabbro and diabasic dikes. Ferrogabbro to coarse-grained pyroxene-hornblende gabbro is one of the most important host rocks for Fe-Ti mineralization in the district.

According to the thermo-barometers, the formation temperature and pressure of gabbroic rocks in the Dar Gaz district are in the range of 750 to 1258°C and a pressure of 2.5 and 6 kbars (clinopyroxene and amphibole barometers), and diabasic dikes are in the range of 700 to 1145°C and a pressure of 2.5 and 6 kbars were obtained. The highest crystallization temperature related to fine-grained pyroxene-hornblende gabbro unit (754 to 1258 °C) is the base of the sequence.

The ascending of asthenosphere in the back-arc tectonic settings are from a magmatic chamber with a depth of about 15.34 to 21.20 km, and a pressure of about 4 to 8 kbars upwards. The average geometric results of pyroxene-ilmenite mineral pair

geothermometry and pyroxene geothermometer of these rocks, their equilibrium temperature was determined between 901 to 1228°C, which is close to the magmatic temperatures.

With comparison of temperature (700 to 1258°C), pressure (4 to 8 kbars) and oxygen fugacity (-19.25 to -25.25 bars) obtained for gabbroid rocks hosting Fe-Ti oxide mineralization with the temperatures obtained from ilmenite and titanomagnetite by [Karimi Shahraki et al. \(2019\)](#), it can be concluded that oxide mineralization is classified as orthomagmatic and occurs during the replacement, cooling and fraction of basic magma and formation of gabbroid intrusion associated with fractional crystallization.

Conclusion

Thermometry of pyroxenes at 2.5 kbars pressure indicates a temperature of 750 to 1258 °C for gabbroid bodies and 700 to 1145 °C for diabasic dikes. Thermometry of plagioclase and hornblende-plagioclase at 6 kbars pressure for coarse-grained ferrogabbro, fine-grained pyroxene-hornblende gabbro, hornblende gabbro and diabasic dikes are 868, 884, 776 and 784 °C, respectively. Amphibole thermometers at 6 kbar pressure for coarse-grained ferrogabbro, fine-grained pyroxene-hornblende gabbro, hornblende gabbro and diabasic dikes are 911, 948, 937 and 946°C, respectively. Comparison of temperature, pressure and high oxygen fugacity values obtained for gabbroic rocks and ilmenite and titanium magnetite ores of the Dar Gaz district, indicating oxidation conditions associated with fractional crystallization is the main factor for control of orthomagmatic mineralization in the back-arc environment.



زمین‌دما- فشارسنجی سنگ‌های گابروئیدی میزان کانه‌زایی اکسیدی آهن- تیتانیوم در منطقه درگز (کمپلکس افیولیتی کهنوج)

مجید قاسمی سیانی^۱، حامد ابراهیمی فرد^{۲*}

^۱ استادیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲ کارشناسی ارشد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز با طیف سنگ‌شناسی فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلند گابرو درشت‌بلور، پیروکسن- هورنبلند گابرو ریزبلور و هورنبلند گابرو واقع در کمپلکس افیولیتی کهنوج، میزان کانه‌زایی اکسید آهن- تیتانیوم هستند. الیون‌ها ترکیب کریزولیت تا هیالوسیدریت دارند. ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌های بررسی شده، از نوع انستاتیت و اوژیت دیوپسیدی تا دیوپسید اوژیتی است. آمفیبول‌های سنگ‌های گابروئیدی و دایک‌های دیابازی با ترکیب هورنبلند گابرو، منیزیم بالایی داشته و از نوع کلسیک بوده و اغلب از نوع پارگازیت، منیزیهاستیتینگریت و منیزیوهورنبلند هستند. ترکیب پلاژیو کلازاها از بیتونیت در فروگابرو و پیروکسن- هورنبلند گابرو تا آندزین در هورنبلند گابرو و دایک‌های دیابازی متغیر است. بررسی‌های زمین‌دما- فشارسنجی بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها، دماهای ۷۵۰ تا ۱۲۵۸ (زمین‌دماسنج پیروکسن) و ۷۷۶ تا ۸۸۴ درجه سانتی‌گراد (زمین‌دماسنج پلاژیو کلاز و پلاژیو کلاز- هورنبلند) را به ترتیب در فشارهای ۲/۵ و ۶ کیلو بار برای سنگ‌های گابروئیدی نشان داد. با استفاده از این دماسنجی‌ها، دماهای ۷۰۰ تا ۱۱۴۵ (زمین‌دماسنج پیروکسن) و ۹۱۱ تا ۹۴۸ درجه سانتی‌گراد (زمین‌دماسنج پلاژیو کلاز- هورنبلند و هورنبلند) به ترتیب در فشارهای ۲/۵ و ۶ کیلو بار برای دایک‌های دیابازی تخمین زده شد. نتایج حاصل از زمین‌دما- فشارسنجی سنگ‌های گابروئیدی و دایک‌های دیابازی میزان کانه‌زایی اکسیدی آهن- تیتانیوم منطقه درگز، با عمق جای‌گیری و تبلور ماگما (۱۵/۳۴ تا ۲۱/۲۰ کیلومتری)، در بخش بالایی گوشته بالایی مطابقت دارد. مقادیر دما و فوگاسیته بالای اکسیژن به دست آمده برای سنگ‌های گابروئیدی، نشان‌دهنده شرایط اکسیدان در پیدایش این سنگ‌ها به همراه کانه‌زایی همزادی (ارتوماگمایی) اکسید آهن- تیتانیوم در حین سردشدن و تفریق ماگما و شکل‌گیری این توده‌ها در یک حوضه کششی پشت‌کمانی است.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۱/۳۱

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۷/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۰۴

واژه‌های کلیدی

شیمی کانی
زمین‌دما- فشارسنجی
سنگ‌های گابروئیدی
اکسید آهن- تیتانیوم
درگز
کمپلکس افیولیتی کهنوج

نویسنده مسئول

حامد ابراهیمی فرد

hamed.fard00@gmail.com ✉

استناد به این مقاله

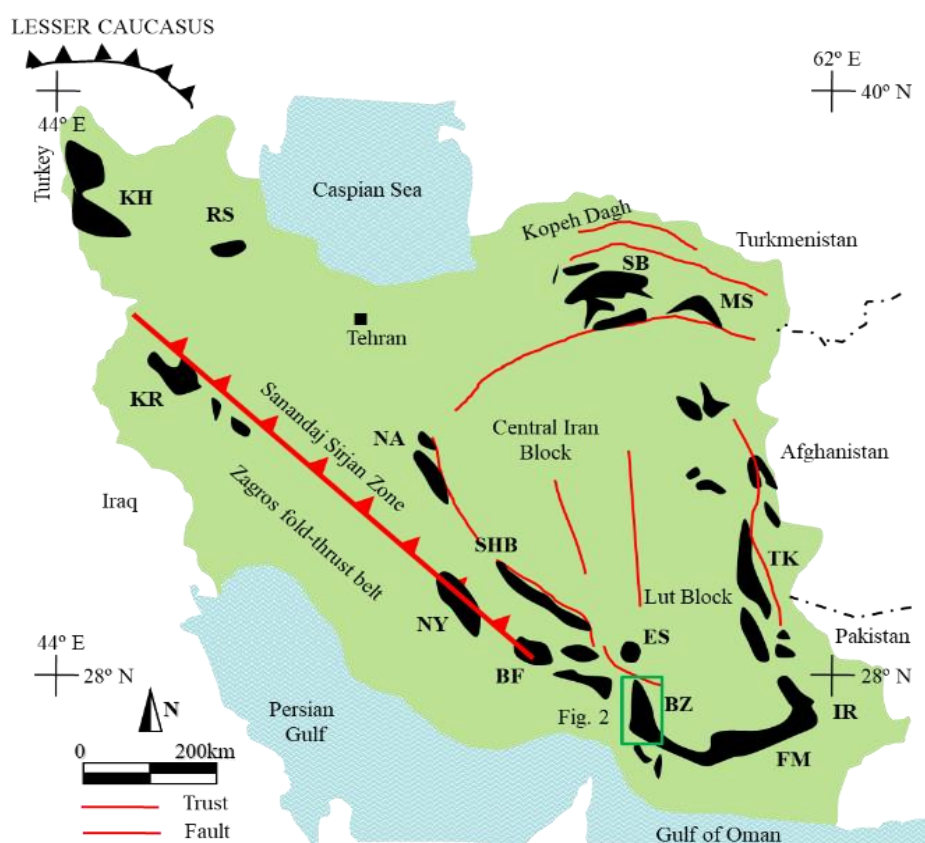
قاسمی سیانی، مجید و ابراهیمی فرد، حامد، ۱۴۰۱. زمین‌دما- فشارسنجی سنگ‌های گابروئیدی میزان کانه‌زایی اکسیدی آهن- تیتانیوم در منطقه درگز (کمپلکس افیولیتی کهنوج) زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۱): ۱۸۵-۲۲۲. <https://dx.doi.org/10.22067/econg.2021.69934.1016>

مقدمه

ذخایر آهن- تیتانیوم کهنوج، در ۲۵ کیلومتری جنوب‌خاوری شهرستان کهنوج در داخل توده گابرویی متعلق به مجموعه افیولیتی کهنوج واقع شده است (شکل ۱). این افیولیت از مجموعه‌های افیولیتی بزرگ ایران (جنوب‌خاوری ایران)، بخشی از افیولیت‌های نئوتیس به سن مزوزوئیک است (Kananian et al., 2001; Ghasemi Siani et al., 2021b). بررسی کنعانیان و همکاران (Kananian et al., 2001)، نشان داد که کانه‌زایی تیتانیوم کهنوج در سنگ مادر گابروئیدی و همچنین به صورت

پلاسری در رسوبات مخروطه افکنه اطراف تشکیل شده است. کانه‌زایی آهن- تیتانیوم درگزر یکی از آنومالی‌های شناخته شده ناحیه معدنی کهنوج است.

سنگ‌های گابروئیدی هورنلنددار در محیط‌های زمین‌ساختی کششی پس از کوه‌زایی یانگ و همکاران (Yang et al., 2018)، ریفتینگ پشت کمان یانگ و همکاران (Yan et al., 2015)، محیط ماگمایی مرتبط با فرورانش و در برخی کمپلکس‌های افیولیتی جهان معمول هستند (Beccaluva et al., 2004; Mandal et al., 2012).



شکل ۱. نقشه پراکندگی توالی‌های افیولیتی در ایران و موقعیت مجموعه افیولیتی کهنوج (چهار گوش سبز). (افیولیت خوی: KH، افیولیت رشت: RS، کرمانشاه: KR، ناین: NA، نیریز: NY، بافت: BF، شهربابک: SHB، اسفندقه: ES، بندزیارت: BZ، فوج- مسکوتان: FM، ایرانشهر: IR، چهل کوره (شرق ایران): TK، مشهد: MS، سبزوار: SB) (با تغییرات از قاضی و همکاران (Ghazi et al., 2004))

Fig. 1. Distribution map of ophiolite sequences in Iran and the location of Kahnij ophiolitic complex (Green Square). (Khoy ophiolite: KH, Rasht ophiolite: RS, Kermanshah: KR, Nain: NA, Neyriz: NY, Baft: BF, Shahrbabak: SHB, Esfahanteh: ES, Bandziyarat: BZ, Fannuj-Maskutan: FM, Iranshahr: IR, Chehelkoureh (East of Iran): TK, Mashhad: MS, Sabzevar: SB) (modified after Ghazi et al. (2004)).

(ملاتروکتولیت، لوکوکتولیت، گابرونوریت، آنورتوزیت گابرو و الیون گابرو)، گابروهای توده‌ای، دایک‌های دیابازی ورقه‌ای کمپلکس افیولیتی کهنوج به وسیله کنعانیان (Kananian, 2001) انجام شده است. زمین‌دما- فشارسنجی کانی‌های اکسیدی آهن- تیتانیوم آنومالی در گرز، توسط کریمی شهرکی و همکاران (Karimi Shahraki et al., 2019)، مورد بررسی قرار گرفته است. هدف از این پژوهش، ارزیابی شرایط مخزن ماگمایی، محیط زمین‌ساختی، دمای تبلور و عمق جایگزینی سنگ‌های گابروئیدی میزان کانه‌زایی آهن- تیتانیوم منطقه درگز، با استفاده از شیمی کانی‌های انباشته‌ای گابرویی (مانند پلاژیوکلاز، هورنبلند و کلینوپیروکسن) است.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

محدوده مورد بررسی، بخشی از کمپلکس بندزیارت (با طول ۸۰ و عرض ۲۰ کیلومتر) از مجموعه افیولیتی کهنوج است که از دیدگاه تقسیم زمین‌شناسی ایران در متتالیه جنوب‌خاوری پهنه سندج- سیرجان قرار دارد (McCall, 1985). این کمپلکس بین دو گسل عمده قرار می‌گیرد (شکل ۲) که عبارتند از: ۱) گسل سبزواران که در بخش باختری این فرازمین قرار دارد و مجموعه افیولیتی بندزیارت را در کنار مجموعه دگرگونی پالئوزوئیک پهنه سندج- سیرجان قرار داده و ۲) گسل جیرفت که حد خاوری فرازمین یادشده است و مجموعه بندزیارت را در کنار باختری هامون قرار داده است (Kananian et al., 2001). کمپلکس بندزیارت (برای واحد پلوتونیک) به همراه دایک دیابازی (برای دایک‌های ورقه‌ای) و کمپلکس دره‌انار (برای واحد آتشفشانی و پوشش رسوبی آن)، مجموعه افیولیتی کهنوج را تشکیل می‌دهند (McCall, 1985). کمپلکس بندزیارت متشکل از گابروهای مختلف، دایک‌های دیابازی، دیوریت، ترونجمیت، کمی دیوریت و پریدوتیت هورنبلنددار و دایک‌های ورقه‌ای با ترکیب دیاباز (هورنبلند گابرو)، ترونجمیت، تونالیت، ریوداسیت و دیوریت است. کمپلکس دره‌انار متشکل از گدازه‌های بالشی، آهک

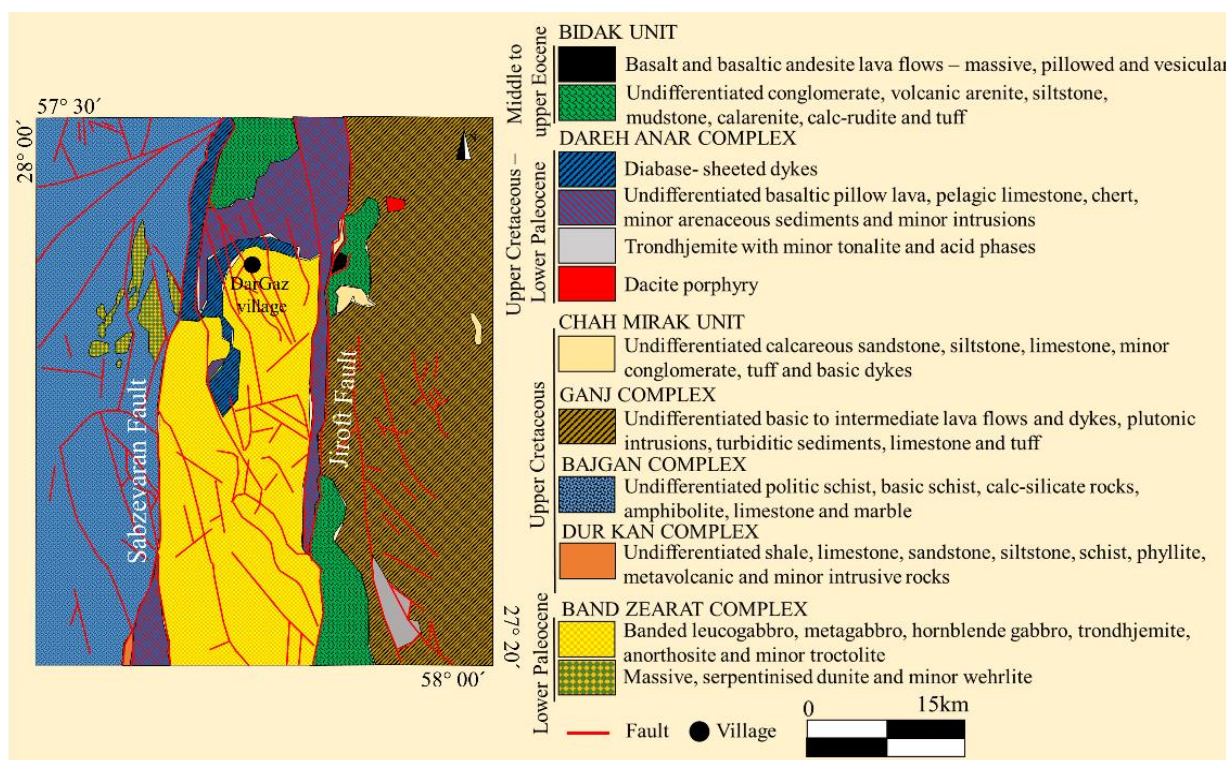
وجود این سنگ‌ها در محیط مرتبط با کمان، نشان‌دهنده فرایندهای تفریق ماگمایی است (Mandal et al., 2012; Yan and Niu, 2014). حضور فراوان آمفیبول در سنگ‌های گابرویی، نتیجه تفریق مستقیم از ماگمای بازالتی غنی از آب (Wan et al., 2013) و یا محصول واکنش بین کانی‌های مراحل اولیه تبلور (الیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز) با مذاب غنی از آب است (Yan and Niu, 2014; Yan et al., 2015).

به باور پژوهشگرانی مانند مولینا و همکاران (Molina et al., 2009)، ژانگ و همکاران (Zhang et al., 2006)، گیاکامینی و همکاران (Giacomini et al., 2007)، جاکامون و لارسن (Jacamon and Larsen, 2009)، با بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی و فرعی سنگ‌ها، می‌توان تا حدودی به منشأ، نوع پهنه زمین‌ساختی، شرایط دما- فشار و عمق پیدایش و جای‌گیری ماگمای میزان کانه‌زایی پی‌برده می‌شود. آمفیبول و پیروکسن از کانی‌های مهم تشکیل‌دهنده انباشته‌های گابرویی میزان هستند. تجربه‌های پژوهشگران مختلف نشان‌دهنده است که میزان آلومینیم کل هورنبلند و پیروکسن، رابطه‌ای مستقیم با فشار و دمای تبلور آن دارد و از این‌رو می‌توان از ترکیب شیمیایی آمفیبول و پیروکسن برای محاسبه‌های زمین‌دما- فشارسنجی استفاده کرد (Hammarstrom and Zen, 1986; Aoki and Shiba, 1993). از ترکیب شیمیایی کانی‌های گروه آمفیبول، به عنوان یک شاخص پتروژنتیکی مهم برای تخمین شرایط دما و فشار محیط تبلور (دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۱ تا ۲۳ کیلوپار) استفاده می‌شوند (Ridolfi et al., 2010; Yavaz and Doner, 2017).

تاکنون پژوهش‌های متعددی درباره توالی افیولیتی کهنوج و کانه‌زایی ایلمنیت- مگنتیت انجام شده است (Ghadami, 1998; Kananian, 2001; Kananian et al., 2001; Ghazi et al., 2004; Arvin et al., 2005; Rajabzadeh et al., 2011; Ghasemi Siani et al., 2018; Ghasemi Siani et al., 2021b; Karimi Shahraki et al., 2019). تخمین دما و فشار بر اساس شیمی کانی‌های سیلیکاته موجود در گابروهای لایه‌ای

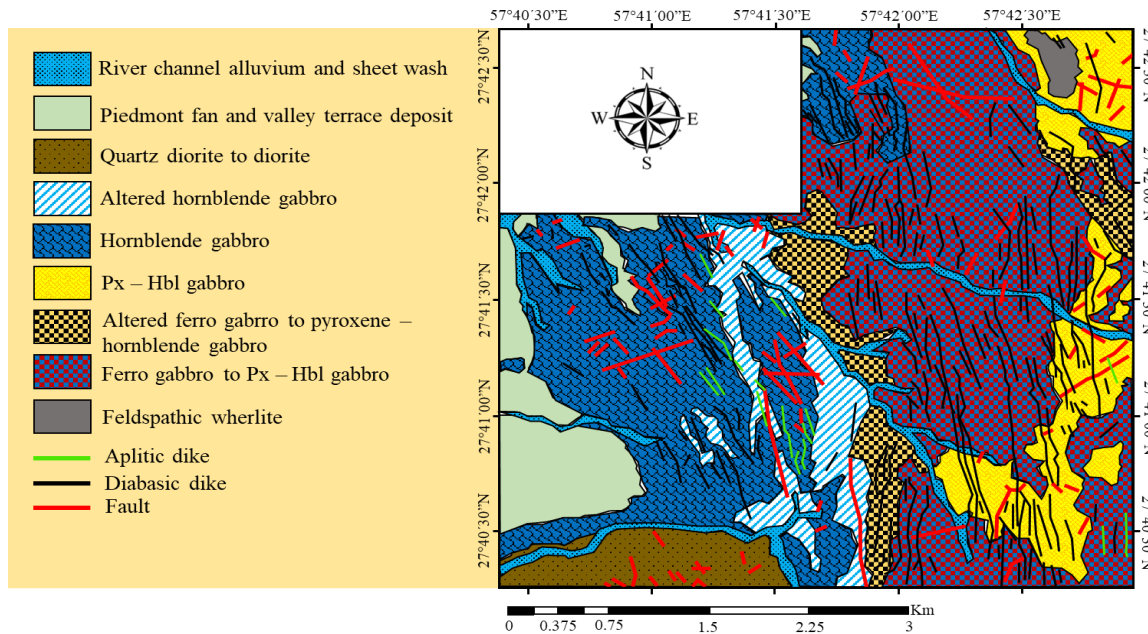
توده‌ای بالایی (بخش باختری) و گابروهای لایه‌ای زیرین (بخش‌های خاوری) رده‌بندی می‌شود. منطقه درگز متشکل از واحدهای سنگی فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلند گابروی درشت‌بلور، پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور، هورنبلند گابرو و دایک‌های دیابازی و مجموعه سنگ‌های گرانیتوئیدی است (شکل ۳). زمین‌شناسی و سیانی و همکاران (Ghasemi Siani et al., 2018; Ghasemi) سنگ‌نگاری واحدهای آذرین به صورت کامل توسط قاسمی (Siani et al., 2021b)، مورد بررسی قرار گرفته و در ادامه فقط به صورت مختصر به آن اشاره شده است.

پلاژیوک، چرت، رسوبات ماسه‌سنگی و مقادیر کمی توده‌های نفوذی است. واحدهای آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالایی گنج، باجگان، چاه میرک، دورکان و بیدک در حاشیه کمپلکس افیولیتی جای دارند (شکل ۲). سنگ‌های رخنمون‌یافته در کمپلکس افیولیتی کهنوج شامل طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین با ترکیب‌های بازیک تا اسیدی هستند. این سنگ‌ها شامل گابروهای درشت‌بلور و ریزبلور، میکروگابرو، دایک‌های دیابازی، گرانیت، دایک‌های آپلیتی و رگه- رگچه‌های پلاژیوگرانیتی است. بر اساس بررسی‌های حسنی‌پاک و همکاران (Hassanipak et al., 1996) و مک‌کال (McCall, 1997)، واحدهای گابرویی افیولیت بندزیارت به دو بخش گابروهای



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده مجموعه افیولیتی کهنوج و کمپلکس‌های دربرگیرنده پیرامون آن (تهیه‌شده بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه‌های شماره ۷۵۴۴ (قلعه منوجان) و ۷۵۴۵ (کهنوج) با تغییرات از مهندسین مشاور پاراگون (Paragon-Contech Consulting Engineers, 1985).

Fig. 2. Simplified geological map of Kahnuj ophiolitic complex and the surrounding complexes (prepared based on the geological map of 1/100000 sheets No. 7544 (Manojan Castle) and 7545 (Kahnuj) with changes from Paragon-Contech Consulting Engineers (1985).

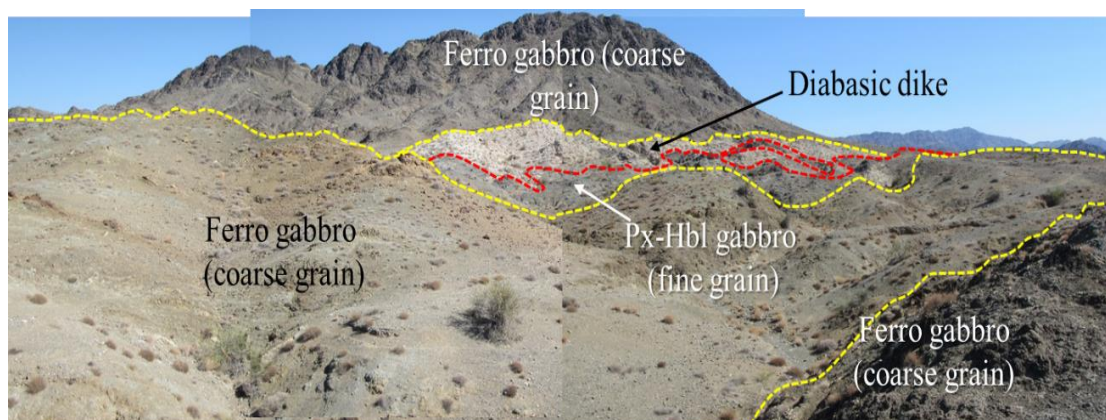


شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی تهیه‌شده از آنومالی درگز

Fig. 3. Geological map prepared from DarGaz anomaly

پگماتوئیدی گسترده‌ترین واحد در منطقه درگز بوده و دگرسانی را نیز متحمل شده است (شکل ۴).

واحد فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلند گابروی درشت‌بلور، به صورت درشت‌بلور و با بافت اینترگرانولار، انباشته‌ای و گاه



شکل ۴. دورنمایی از واحدهای گابروئیدی (پیروکسن- هورنبلند گابرو تا فروگابرو) منطقه درگز (دید به سمت شمال)

Fig. 4. Overview of gabbroic units (pyroxene-hornblende-gabbro to ferrogabbro) of Dar Gaz district (northward view)

انستاتیت) و آمفیبول اولیه (هورنبلند و هاستینگزیت منیزیم‌دار) به همراه کانه‌های مگنتیت، تیتانومگنتیت و ایلمنیت مهم‌ترین اجزای

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (بیتونیت)، پیروکسن (دیوپسید و به مقدار کمتر

فرو گابرو تا پیروکسن - هورنبلند گابروی درشت بلور، ۴۲ نقطه (۱۱) نقطه الیون، ۱۰ نقطه کلینوپیروکسن، ۱ نقطه ارتوپیروکسن، ۸ نقطه پلاژیو کلاز و ۱۲ نقطه آمفیبول) از واحد پیروکسن - هورنبلند تا الیون گابروی ریزبلور، ۳۰ نقطه (۱۲) نقطه کلینوپیروکسن، ۱۰ نقطه پلاژیو کلاز، ۸ نقطه آمفیبول) از واحد هورنبلند گابروی ریزبلور و تعداد ۲۰ نقطه (۳) نقطه کلینوپیروکسن، ۱۱ نقطه پلاژیو کلاز و ۵ نقطه آمفیبول) از دایک دیابازی منطقه درگز با استفاده از دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی^۱ مدل CAMECA SX 100 با شرایط ۲۰ کیلوولت و ۲۰ نانوآمپر در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفت. در مجموع تعداد ۱۵۶ تجزیه نقطه‌ای انجام شده است.

شیمی کانی‌ها

الیون: ترکیب متوسط الیون‌های موجود در واحدهای فروگابروی درشت بلور و پیروکسن - هورنبلند گابروی ریزبلور، به ترتیب Fo₆₁-Fa₄₁ تا Fo₆₅-Fa₄₂ متغیر است (جدول ۱). الیون‌ها در نمودار Mg#-Fe#، دیر و همکاران (Deer et al., 2013)، در محدوده کریزولیت و هیالوسیدریت قرار گرفتند (شکل ۶-۱). مقدار NiO در الیون‌ها کمتر از ۰/۳ درصد وزنی (بین ۰/۱ تا ۰/۱۰ درصد وزنی) در تغییر است. لذا بخشی از الیون‌های موجود در واحدهای فروگابروی درشت بلور و پیروکسن - هورنبلند گابروی ریزبلور، در نمودار تغییرات درصد فورستریت در برابر درصد وزنی NiO (شکل ۶-۲) در قلمرو انباشته‌های اقیانوسی قرار می‌گیرند (Elthon et al., 1992). محتوای NiO الیون‌ها با کاهش درصد فورستریت کاهش می‌یابد. در (شکل ۶-۳) تغییرات میزان MnO الیون‌ها در برابر درصد وزنی فورستریت ترسیم شده است. مطابق این شکل محتوای MnO الیون‌ها با درصد وزنی فورستریت رابطه خطی معکوس دارد. وجود انطباق خطی مشخص بین درصد وزنی Fo و MnO در ترکیب شیمیایی الیون‌ها نشانه جایگزینی Mn²⁺ به جای Fe²⁺ در ساختمان الیون در حین تفریق و تبلور ماگماست (Tamayo, 1998). به جز

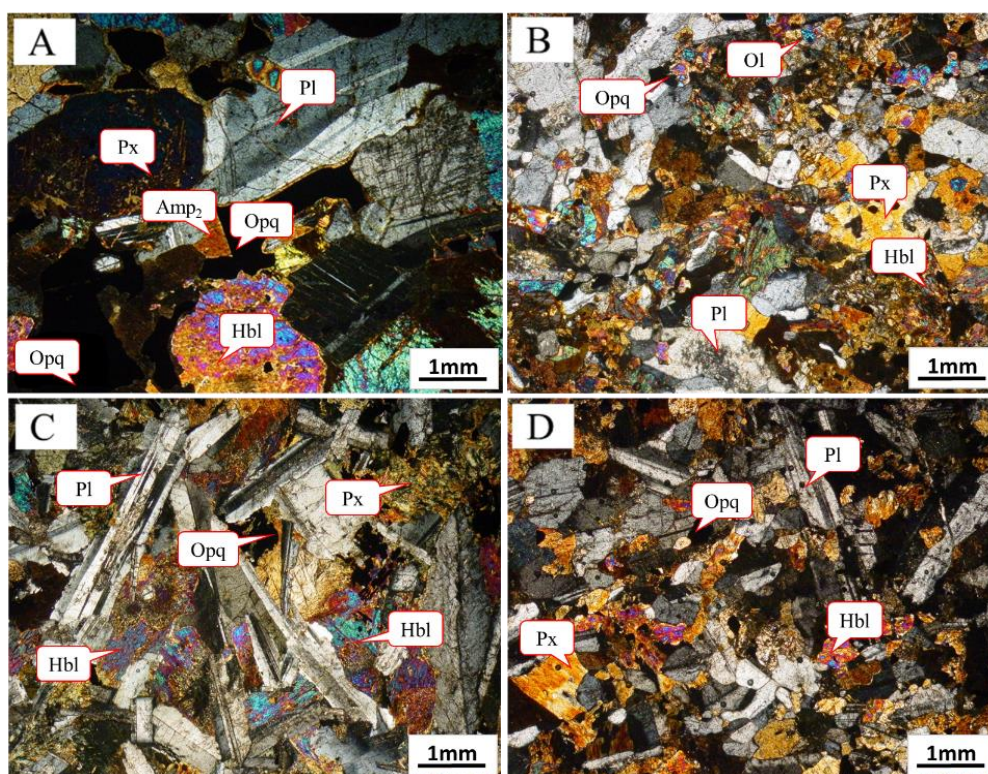
تشکیل دهنده آن هستند (شکل ۵-۱). افزون بر آمفیبول اولیه، آمفیبول ثانویه (پارگازیت) نیز در پی دگرسان شدن بلورهای دیوپسید، به ویژه در سطح همبری با کانی‌های کدر، پدید آمده است (شکل ۵-۲). پلاژیو کلازها که نخستین فاز تبلور یافته در این سنگ‌ها هستند، به صورت تبلور انباشتی دیده می‌شوند. همچنین، بلورهای دانه‌ریزی از پیروکسن و کانی‌های کدر به صورت میان‌بار درون آنها دیده می‌شوند. واحد پیروکسن - هورنبلند گابروی ریزبلور بافت هیپایدیومورف میکروگرانولار و انباشته‌ای دارد. این گابرو ریزبلور بوده و پیروکسن (دیوپسید، اوژیت و انستاتیت)، پلاژیو کلاز (بیتونیت)، الیون (فایالیت)، آمفیبول اولیه (هاستینگزیت منیزیم‌دار)، آمفیبول ثانویه (پارگازیت) و کانی‌های فلزی اکسیدی (مانند ایلمنیت و مگنتیت) کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آن هستند (شکل ۵-۳). میان‌بارهایی از کانی‌های پیروکسن و کانی‌های کدر در پلاژیو کلاز دیده می‌شوند. هورنبلند گابرو بافت‌های اینترگرانولار و میکروگرانولار (دانه‌ای) داشته و اغلب از کانی‌های پلاژیو کلاز (آندزین)، آمفیبول اولیه (هاستینگزیت منیزیم‌دار)، آمفیبول ثانویه (پارگازیت) و پیروکسن (دیوپسید و اوژیت) تشکیل شده است (شکل ۵-۴). دایک‌های دیابازی ترکیب کانی‌شناسی همانند هورنبلند گابروها با بافت اینترگرانولار دارند. آمفیبول اولیه (هاستینگزیت منیزیم‌دار)، پلاژیو کلاز (آندزین) و پیروکسن (دیوپسید و اوژیت) از مهم‌ترین کانی‌های سازنده این دایک‌ها هستند (شکل ۵-۵).

روش مطالعه

تعداد ۱۰۰ مقطع نازک - صیقلی از بخش‌های مختلف منطقه معدنی تهیه و در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و دانشگاه خوارزمی تهران با میکروسکوپ نور گذری - بازتابی زایس (مدل Axioplan 2) مورد بررسی قرار گرفت. برای دست‌یابی به شرایط دمایی تشکیل سنگ‌های گابروئیدی تعداد ۶۴ نقطه (۲۰ نقطه الیون، ۱۳ نقطه کلینوپیروکسن، ۳ نقطه ارتوپیروکسن، ۱۴ نقطه پلاژیو کلاز و ۱۴ نقطه آمفیبول) از واحد

گابروی ریزبلور (۵۸/۰ تا ۵۹/۰ درصد وزنی) محاسبه شده است. این مقادیر نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی الیون‌ها در سنگ‌های گابروئیدی تقریباً یکسان است. این امر احتمالاً ناشی از واکنش یک نوع مذاب با سنگ‌های مافیکی بوده که به بافر شدن ترکیب الیون‌ها منجر شده و ترکیب آنها را در سنگ‌های بررسی شده، تقریباً یکسان کرده است (Kelemen et al., 1995).

گابروهای ریزبلور که در بالاترین بخش گابروهای لایه‌ای در امتداد رودخانه درگز (خارج از محدوده مورد بررسی در این پژوهش) رخمون دارند و به شدت از فایالیت غنی هستند (Kananian, 2001)، گابروهای توده‌ای همگی بیش از ۵۰ درصد وزنی فورستريت دارند که این امر از ویژگی‌های گابروهای اقیانوسی است (Hebert, 1982; Hebert et al., 1991). بر اساس نتایج تجزیه نقطه‌ای، Mg# الیون‌ها در فروگابروی درشت‌بلور (۵۸/۰ تا ۶۵/۰ درصد وزنی) و در پیروکسن- هورنبلند



شکل ۵. تصویر میکروسکوپی در نور عبوری از سنگ‌های مافیکی در آنومالی درگز. A: فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلند گابروی درشت‌بلور (در نور XPL)، B: پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور (در نور XPL)، C: بافت اینترگرانولار در هورنبلند گابرو که در آن بلورهای پیروکسن و هورنبلند در فضاها بین پلاژیوکلازها قرار گرفته‌اند (در نور XPL) و D: دایک‌های دیابازی که ترکیبی همانند هورنبلند گابرو دارند (در نور XPL). علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Hbl: هورنبلند، Amp₂: آمفیبول ثانویه، Px: پیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Ol: الیون، Opq: کانی کدر).

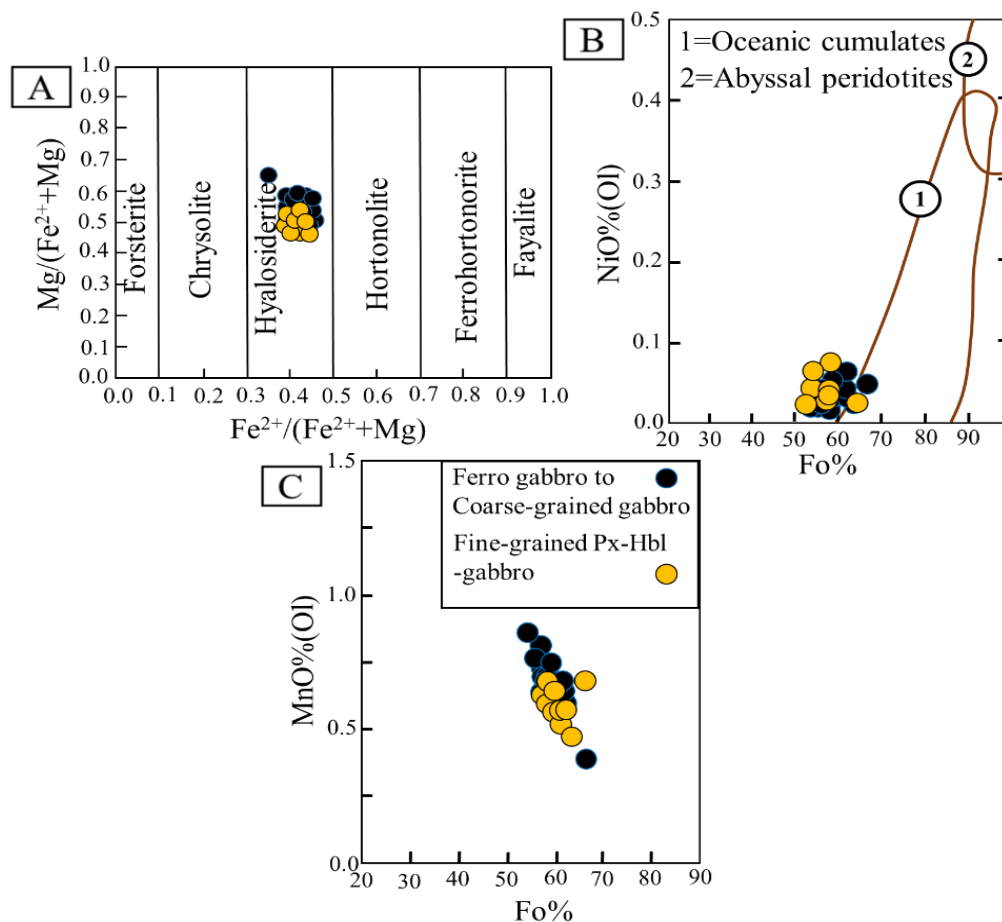
Fig. 5. Microscopic image of mafic rocks in the Dar Gaz district. A: Ferro gabbro to Coarse-grained pyroxene-hornblende gabbro (XPL light), B: fine-grained pyroxene-hornblende gabbro (XPL light), C: Intergranular texture in the hornblende gabbro where pyroxene and hornblende crystals are located in the spaces between plagioclase (XPL light), and D: Diabase dikes that have the same composition as hornblende gabbro (in XPL light). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Hbl: Hornblende, Amp₂: Secondary amphibole, Px: Pyroxene, Pl: Plagioclase, Ol: Olivine, Opq: Opaque mineral).

جدول ۱. نتایج تجزیه نقطه‌ای الیوین‌های موجود در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز بر اساس درصد وزنی و داده‌های فرمول ساختاری بر اساس ۴ اتم اکسیژن به همراه محاسبه اعضای پایانی آنها

Table 1. Results of point analysis of olivines in gabbroic rocks of Dargaz region based on weight percentage and structural formula data based on 4 oxygen atoms along with the calculation of their final members

Rock Type	Coarse-grained gabbro (n=20) Min-Max	Fine-grained Px-Hbl-gabbro (n=11) Min-Max
SiO₂	34.04 - 36.42	34.95 - 35.96
TiO₂	b.d - 0.43	0.01 - 0.07
FeO	34.00 - 36.78	35.48 - 36.91
MnO	0.57 - 0.73	0.27 - 0.69
MgO	27.89 - 31.04	27.63 - 28.21
CaO	b.d - 0.07	0.03 - 0.07
NiO	b.d - 0.06	0.01 - 0.07
Na₂O	b.d - 0.09	b.d - 0.04
Total	100.10 - 100.87	99.82 - 101.32
Si	0.965 - 1.006	0.977 - 0.998
Ti	0.001 - 0.009	0.000 - 0.001
Fe²⁺	0.770 - 0.850	0.820 - 0.870
Mn	0.011 - 0.017	0.006 - 0.016
Mg	1.150 - 1.273	1.155 - 1.172
Ca	0.000 - 0.002	0.001 - 0.002
Ni	0.000 - 0.001	0.001 - 0.002
Na	0.000 - 0.005	0.000 - 0.002
Mg#	57.93 - 62.20	57.38 - 58.80
Cations	2.97 - 3.03	3.00 - 3.02
Forsterite	57.15 - 61.58	57.16 - 65.51
Fayalite	37.84 - 41.94	33.58 - 42.15
Tephroite	0.52 - 0.85	0.32 - 0.86
Ca-Ol	0.01 - 0.10	0.04 - 0.10

b.d: below detection limit



شکل ۶. A: ترکیب الیون‌های موجود در واحدهای فرو گابروی درشت‌بلور و پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور منطقه درگژ در نمودار Fe# - Mg#، B: نمودار تغییرات فرستریت در برابر NiO، نشان‌دهنده محدوده انباشته‌های اقیانوسی (Elthon et al., 1992) و C: فراوانی MnO با درصد وزنی فورستریت در الیون‌ها ارتباط خطی معکوس دارد (Tamayo, 1998).

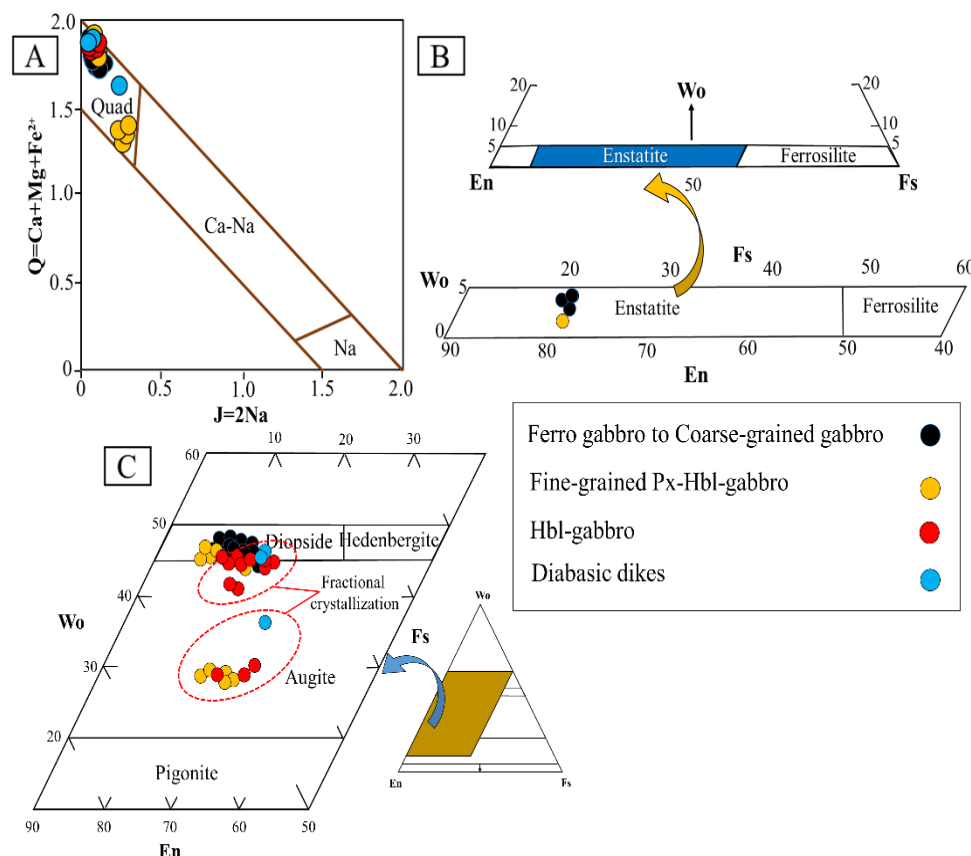
Fig. 6. A: Composition of olivines present in the coarse-grained ferro-gabbro and fine-grained pyroxene-hornblende gabbro of Dar Gaz district in the Fe # - Mg # diagram, B: Diagram of variation of forsterite in versus NiO, showing the range of oceanic accumulations (Elthon et al., 1992), and C: MnO frequency is inversely related to the weight percentage of forsterite in the olivines (Tamayo, 1998).

موریموتو (Morimoto, 1988)، ارتوپروکسن‌های موجود در واحدهای فرو گابروی درشت‌بلور و پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور، از نوع انستاتیت (شکل ۷-B) و دارای دامنه ترکیب $Wo_{2.2-3.1}En_{77.5-79.2}Fs_{14.2-20.2}$ هستند (جدول ۲). در این نمودار همچنین، کلینوپروکسن‌های موجود در فرو گابروی درشت‌بلور (نوع دیوپسید)، پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور

پیروکسن: همه پیروکسن‌های منطقه درگژ اعم از کلینو و ارتوپروکسن‌ها در نمودار Q-J که توسط موریموتو (Morimoto, 1988) برای طبقه‌بندی پیروکسن‌ها پیشنهاد شده است (شکل ۷-A)، در قلمرو پیروکسن‌های آهن- منیزیم- کلسیم قرار گرفتند. مجموع کاتیون‌های $Ca+Mg+Fe^{2+}$ آنها نزدیک به ۲ و در عوض از سدیم فقیر هستند. در نمودار Wo-En-Fs از

ارتوپروکسن نیز ۱/۲۸ درصد وزنی است. اصولاً ترکیب پیروکسن‌ها از گابروهای توده‌ای به سمت دایک‌های دیابازی از Mg و تا حدی از Ca فقیرتر و در عوض از آهن غنی‌تر می‌شوند و یا به عبارت دیگر از دیوپسید به سمت اوژیت متمایل می‌شوند. علت این تنوع ترکیبی احتمالاً با فرایند تفریق بلوری مذاب گوشته‌ای مرتبط است (شکل ۷-۷).

(نوع اوژیت دیوپسیدی)، هورنبلند گابرو (نوع دیوپسید اوژیتی) و دایک دیابازی (نوع دیوپسید اوژیتی) هستند (شکل ۷-۷) و دامنه ترکیب $Wo_{2.2-46.5}En_{34.1-79.2}Fs_{13.6-24.2}$ دارند (جدول ۲). میانگین مقدار Mg کلینوپروکسن در گابروئیدها و دایک‌های دیابازی به ترتیب ۰/۸۴ و ۰/۶۸ است و مقادیر Mg ارتوپروکسن‌ها در سنگ‌های گابروئیدی ۱/۵۳ است. مقادیر CaO کلینوپروکسن نمونه‌های گابروئیدی ۱۱ تا ۲۳ درصد وزنی است. محتوای CaO



شکل ۷. A: پیروکسن‌های منطقه درگز در نمودار Q-J (Morimoto, 1988). همگی در قلمرو پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe قرار می‌گیرند، B: ترکیب ارتوپروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز بر روی نمودار مثلثی انستاتیت (En) - ولاستونیت (Wo) - فروسیلیت (Fs). قلمرو انستاتیت و فروسیلیت از موریموتو (Morimoto, 1988) و C: ترکیب کلینوپروکسن‌های واقع در سنگ‌های گابروئیدی و دایک‌های دیابازی منطقه درگز در نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto, 1988)

Fig. 7. A: Pyroxenes of the Dar Gaz district in the Q-J diagram (Morimoto, 1988). All fall in the Ca-Mg-Fe pyroxene field, B: Composition of orthopyroxenes in gabbroic rocks of the Dar Gaz district on the enstatite En-Wo-Fs triangular diagram. The enstatite and ferrosilite fields are from Morimoto (1988), and C: Combination of clinopyroxenes in gabbroic rocks and diabasic dikes of the Dar Gaz district in the Wo-En-Fs triangular diagram (Morimoto, 1988)

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن به همراه محاسبه اعضای پایانی آنها. (دماهای به دست آمده بر حسب درجه سانتی‌گراد در فشار ۲/۵ کیلو بار)

Table 2. Results of point analysis of pyroxenes in gabbroic rocks of Dargaz district based on weight percentage and structural formula calculation data based on 6 oxygen atoms with the calculation of their final members. (Temperatures obtained in degrees Celsius at a pressure of 2.5 kbar)

Rock Type	Coarse-grained gabbro (n=16) Min-Max	Fine-grained Px-Hbl-gabbro (n=11) Min-Max	Hbl-gabbro (n=12) Min-Max	Diabasic dikes (n=3) Min-Max
SiO ₂	49.87 - 55.10	44.43 - 55.24	44.93 - 51.48	50.02 - 52.51
TiO ₂	0.10 - 1.11	0.34 - 2.01	0.63 - 2.98	0.41 - 1.54
Al ₂ O ₃	1.90 - 2.59	1.64 - 13.30	2.30 - 11.82	1.62 - 6.05
Fe ₂ O ₃	0.00 - 6.45	0.00 - 9.06	0.92 - 5.75	0.00 - 1.27
FeO	5.41 - 12.64	2.93 - 13.11	5.96 - 8.04	10.27 - 11.98
MnO	0.02 - 0.35	0.03 - 0.33	0.08 - 0.30	0.34 - 0.44
MgO	14.07 - 29.65	13.72 - 28.39	13.93 - 14.82	11.37 - 12.19
CaO	1.21 - 22.23	1.10 - 22.21	11.28 - 21.91	15.43 - 22.16
Na ₂ O	0.11 - 0.35	0.11 - 2.33	0.24 - 2.04	0.29 - 1.59
Total	99.30 - 101.26	99.31 - 100.58	99.30 - 100.40	99.88 - 100.09
Si	1.850 - 1.964	1.630 - 1.968	1.659 - 1.907	1.871 - 1.988
Ti	0.003 - 0.031	0.009 - 0.055	0.018 - 0.058	0.012 - 0.043
Al	0.080 - 0.114	0.069 - 0.576	0.101 - 0.513	0.072 - 0.267
Fe ³⁺	0.000 - 0.180	0.000 - 0.250	0.026 - 0.159	0.000 - 0.036
Fe ²⁺	0.151 - 0.377	0.090 - 0.391	0.187 - 0.236	0.324 - 0.375
Mn	0.001 - 0.011	0.001 - 0.010	0.002 - 0.010	0.011 - 0.014
Mg	0.780 - 1.562	0.749 - 1.508	0.765 - 0.828	0.642 - 0.680
Ca	0.046 - 0.887	0.042 - 0.887	0.445 - 0.879	0.618 - 0.896
Na	0.008 - 0.025	0.008 - 0.165	0.017 - 0.146	0.021 - 0.115
Mg#	78.68 - 84.18	78.68 - 89.93	75.82 - 81.10	63.44 - 67.48
Cations	4.000 - 4.000	4.000 - 4.000	4.000 - 4.000	4.000 - 4.000
Wollastonite	2.32 - 45.81	2.16 - 45.81	27.86 - 45.23	36.51 - 46.44
Enstatite	39.23 - 79.12	40.16 - 77.71	40.78 - 47.87	34.02 - 40.13
Ferrosilite	13.58 - 19.53	13.58 - 24.14	13.79 - 24.27	18.68 - 23.36
X_{PT}	37.88 - 38.97	27.29 - 38.67	28.54 - 38.83	32.92 - 39.48
Y_{PT}	(-26.51) - (-27.95)	(-24.60) - (-27.16)	(-23.72) - (-27.56)	(-24.20) - (-25.08)
Cpx Name	diopside	augite - diopside	diopside - augite	diopside - augite
Opx Name	Enstatite	Enstatite	----	----

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول

ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن به همراه محاسبه اعضای پایانی آنها. (دماهای به دست آمده بر حسب درجه سانتی‌گراد در فشار ۲/۵ کیلوبار)

Table 2 (Continued). Results of point analysis of pyroxenes in gabbroic rocks of Dargaz district based on weight percentage and structural formula calculation data based on 6 oxygen atoms with the calculation of their final members. (Temperatures obtained in degrees Celsius at a pressure of 2.5 kbar)

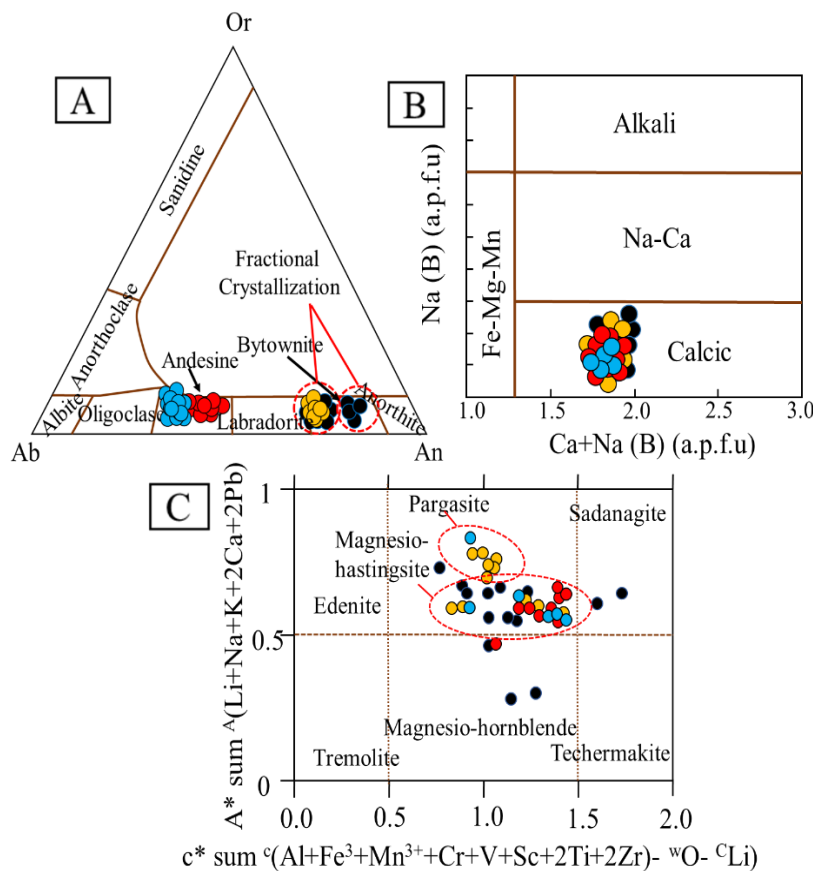
Rock Type	Coarse-grained gabbro (n=16) Min-Max	Fine-grained Px-Hbl-gabbro (n=11) Min-Max	Hbl-gabbro (n=12) Min-Max	Diabasic dikes (n=3) Min-Max
Geothermometry based on Temperature in °C and Pressure in 2.5 Kbar				
$K_D = 101.66, \text{Ln}K_D = 4.62$				
Cpx-Ilm (Bishop, 1980)	901	916	889	811
$K_D = 212.5, \text{Ln}K_D = 2.46$				
Opx-Ilm (Bishop, 1980)	1036	1040	----	----
$K_D = 0.872, \text{Ln}K_D = -0.136$				
Opx-Cpx (Bertrand and Mercier, 1985)	$T_1 = 876$ $T_2 = 1217$	$T_1 = 1201$ $T_2 = 1258$	----	----
Cpx (Bertrand and Mercier, 1985)	1188	1228	1124	1145
$K_D = 0.887, \text{Ln}K_D = 5.60$				
Opx-Cpx (Kretz, 1994)	807	877	----	----
Cpx (Kretz, 1994)	1093	1187	1022	1011

فلدسپار: ترکیب پلاژیوکلازها در فروگابرو و پیروکسن-هورنبلند گابرو، در محدوده بیتونیت ($\text{An}_{63.4-77.2}\text{Ab}_{22.6}$) قرار گرفته است (جدول ۳) و (شکل ۸-۸). آمفیبول: با توجه به نسبت $\text{Ca}_{(B)}/(\text{Ca}+\text{Na})_{(B)}$ (بیشتر از ۰/۵۷ و میانگین این نسبت ۰/۹۰۵) و بر اساس تقسیم‌بندی هاوتورن و همکاران (Hawthorne et al., 2012)، آمفیبول‌های بررسی شده از نوع کلسیک هستند (جدول ۴) و (شکل ۸-۸). ترکیب آمفیبول‌ها از قاعده توالی افیولیتی به سمت بخش‌های بالایی توالی گابروهای لایه‌ای (گابروهای توده‌ای)، به دلیل فرایند تبلور تفریقی

فلدسپار: ترکیب پلاژیوکلازها در فروگابرو و پیروکسن-هورنبلند گابرو، در محدوده بیتونیت ($\text{An}_{63.4-77.2}\text{Ab}_{22.6}$) قرار گرفته است. علت تنوع ترکیبی در برخی بلورهای پلاژیوکلاز واحد فروگابروی درشت‌بلور را می‌توان به فرایند تفریق بلوری مذاب گوشته‌ای نسبت داد (شکل ۸-۸). ترکیب این کانی در هورنبلند گابرو و دایک‌های دیابازی اندکی سدیک‌تر بوده و در محدوده آندزین ($\text{An}_{43.2-49.4}\text{Ab}_{50.6}$)

ریزبلور، هورنبلند گابرو و دایک دیابازی در محدوده آمفیبول‌های غنی از کلسیم نوع پارگازیت (گاه غنی از Ti)، منیزیوهایستینگزیت (گاه غنی از Ti) و منیزیوهورنبلند قرار می‌گیرند. در این پژوهش، از آمفیبول‌های اولیه نوع منیزیوهایستینگزیت غنی از Ti و منیزیوهورنبلند در محاسبات زمین‌دما- فشارسنجی استفاده شد.

و فاصله گرفتن از مخزن ماگمایی و در نهایت، حضور انواع ثانویه پارگازینی و منیزیوهایستینگزیتی، به تدریج از Mg و Ti فقیرتر و از Ca، Al، Si و Fe غنی‌تر می‌شوند؛ به طوری که با توجه به نمودار پیشنهادی لوکوک (Locock, 2014) (شکل ۸-C)، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های فروگابرو یا پیروکسن-هورنبلند گابروی درشت‌بلور، پیروکسن-هورنبلند گابروی



شکل ۸. A: ترکیب فلدسپارهای منطقه درگز بر روی نمودار مثلثی ارتوز-آلبیت-آنورتیت (Deer et al., 2013)، B: ترکیب آمفیبول‌های موجود در واحدهای سنگی فروگابرو تا پیروکسن-هورنبلند گابروی درشت‌بلور، پیروکسن-هورنبلند گابروی ریزبلور، هورنبلند گابرو و دایک‌های دیابازی منطقه درگز با استفاده از نمودار پیشنهادی هاوتورن و همکاران (Hawthorne et al., 2012)، C: نمودار $c^* \sum (Al+Fe^{3+}+Mn^{3+}+Cr+V+Sc+2Ti+2Zr)$ در برابر $A^* \sum (Li+Na+K+2Ca+2Pb)$ (Locock, 2014). برای علامت سنگ‌ها به شکل ۷ مراجعه شود.

Fig. 8. A: Composition of Dar Gaz feldspars on the orthoclase- albite- anorthite triangular diagram (Deer et al., 2013), B: Composition of amphiboles in the ferrogabbro to coarse-grained pyroxene-hornblende gabbro, fine-grained pyroxene-hornblende gabbro, hornbeland-gabbro, and diabasic dikes of the Dar Gaz district using Hawthorne et al. (2012) diagrams, and C: Diagram of $c^* \sum (Al+Fe^{3+}+Mn^{3+}+Cr+V+Sc+2Ti+2Zr)$ vs. $A^* \sum (Li+Na+K+2Ca+2Pb)$ (Locock, 2014). Symbols are the same as Fig. 7.

جدول ۳. نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختاری بر اساس ۸ اتم اکسیژن به همراه محاسبه اعضای پایانی آنها. (دماهای به دست آمده بر حسب درجه سانتی‌گراد در فشار ۶ کیلوپار)

Table 3. Results of point analysis of plagioclase in gabbroic rocks of Dargaz region based on weight percentage and data of structural formula calculations based on 8 oxygen atoms along with the calculation of their final members. (Temperatures obtained in degrees Celsius at a pressure of 6 kbar)

Rock Type	Coarse-grained gabbro (n=14) Min-Max	Fine-grained Px-Hbl-gabbro (n=8) Min-Max	Hbl-gabbro (n=10) Min-Max	Diabasic dikes (n=11) Min-Max
SiO ₂	50.12 - 52.64	50.70 - 51.81	56.64 - 58.24	56.41 - 57.71
TiO ₂	b.d - 0.29	b.d - 0.05	0.01 - 0.05	b.d - 0.05
Al ₂ O ₃	30.62 - 31.48	30.85 - 31.56	26.46 - 27.42	25.32 - 27.05
FeO	0.05 - 0.22	b.d - 0.09	0.02 - 0.48	0.09 - 0.88
MgO	b.d	b.d - 0.04	b.d - 0.05	b.d
CaO	13.45 - 16.10	13.14 - 13.85	9.50 - 10.24	9.54 - 11.18
Na ₂ O	2.61 - 3.79	3.50 - 4.15	5.85 - 6.35	6.32 - 6.91
K ₂ O	0.05 - 0.08	0.04 - 0.05	b.d - 0.06	b.d - 0.11
Total	99.95 - 101.41	99.33 - 100.68	98.59 - 101.34	99.46 - 100.94
Si	2.299 - 2.384	2.305 - 2.343	2.548 - 2.587	2.529 - 2.568
Ti	0.000 - 0.010	0.000 - 0.002	0.000 - 0.002	0.000 - 0.002
Al	1.640 - 1.675	1.652 - 1.690	1.390 - 1.439	1.337 - 1.427
Fe	0.002 - 0.015	0.000 - 0.003	0.000 - 0.018	0.003 - 0.033
Mg	0.000 - 0.000	0.000 - 0.003	0.000 - 0.003	0.000 - 0.000
Ca	0.649 - 0.791	0.640 - 0.676	0.466 - 0.492	0.459 - 0.534
Na	0.232 - 0.333	0.306 - 0.366	0.510 - 0.545	0.546 - 0.601
K	0.003 - 0.006	0.002 - 0.003	0.000 - 0.003	0.000 - 0.006
Cations	4.999 - 5.000	4.999 - 5.001	4.999 - 5.000	4.999 - 5.000
Anorthite	66.75 - 77.01	63.45 - 68.37	46.34 - 48.73	43.15 - 49.43
Albite	22.59 - 33.61	31.34 - 36.26	51.27 - 53.49	50.57 - 56.47
Orthoclase	0.30 - 0.56	0.16 - 0.29	0.00 - 0.34	0.00 - 0.61
Name	Bytownite	Bytownite	Andesine	Andesine
Geothermometry based on Temperature in °C and Pressure in 6 Kbar				
Plg-Hbl (Holland and Blundy, 1994; Blundy and Holland, 1990)	868	884	776	784
Plg-Hbl (Schmidt, 1992; Anderson and Smith, 1995)	870	870	754	754

b.d: below detection limit.

جدول ۴. نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز براساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن به همراه محاسبه اعضای پایانی آنها. (دماهای به دست آمده بر حسب درجه سانتی‌گراد در فشار ۶ کیلوبار)

Table 4. Results of point analysis of amphiboles in gabbroic rocks of Dargaz region based on weight percentage and structural formula calculation data based on 23 oxygen atoms along with the calculation of their final members. (Temperatures obtained in degrees Celsius at a pressure of 6 kbar)

Rock Type	Coarse-grained gabbro (n=14) Min-Max	Fine-grained Px-Hbl-gabbro (n=12) Min-Max	Hbl-gabbro (n=8) Min-Max	Diabasic dikes (n=5) Min-Max
SiO ₂	38.12 - 45.61	41.86 - 44.82	41.87 - 44.46	42.09 - 45.29
TiO ₂	1.35 - 3.15	1.62 - 3.18	1.08 - 2.98	1.74 - 2.66
Al ₂ O ₃	8.98 - 16.25	9.60 - 12.30	10.82 - 13.30	10.27 - 12.45
Fe ₂ O ₃	1.49 - 7.95	2.45 - 8.49	7.73 - 9.21	3.14 - 9.82
FeO	5.59 - 14.48	4.80 - 15.46	4.36 - 5.81	3.27 - 11.39
MnO	0.11 - 0.28	0.03 - 0.28	0.06 - 0.22	0.13 - 0.25
MgO	10.81 - 13.89	9.88 - 14.39	13.64 - 14.04	12.72 - 14.44
CaO	11.07 - 12.82	11.08 - 12.02	11.22 - 11.51	11.34 - 12.10
Na ₂ O	1.35 - 2.62	2.05 - 2.82	1.93 - 2.33	2.07 - 2.80
K ₂ O	0.04 - 0.46	0.09 - 0.48	0.48 - 0.70	0.26 - 0.46
H ₂ O*	2.01 - 2.07	1.98 - 2.08	2.05 - 2.07	2.01 - 2.08
Total	98.28 - 101.77	99.21 - 102.54	99.84 - 101.23	99.85 - 101.20
Si	5.630 - 6.700	6.132 - 6.678	6.126 - 6.442	6.159 - 6.588
Ti	0.149 - 0.344	0.182 - 0.346	0.118 - 0.325	0.191 - 0.298
Al	1.548 - 2.788	1.686 - 2.089	1.853 - 2.294	1.761 - 2.115
Al ^{iv}	1.300 - 2.370	1.322 - 1.864	1.558 - 1.874	1.412 - 1.841
Al ^{vi}	0.000 - 0.549	0.017 - 0.387	0.189 - 0.420	0.105 - 0.349
Fe ³⁺	0.099 - 0.739	0.095 - 0.569	0.505 - 0.637	0.161 - 0.651
Fe ²⁺	0.687 - 1.849	0.835 - 2.056	0.797 - 1.048	0.708 - 1.531
Mn	0.013 - 0.035	0.004 - 0.036	0.007 - 0.027	0.016 - 0.032
Mg	2.389 - 3.075	2.225 - 3.114	2.946 - 3.050	2.826 - 3.130
Ca	1.747 - 2.000	1.755 - 1.924	1.742 - 1.805	1.751 - 1.932
Na	0.261 - 0.747	0.477 - 0.709	0.112 - 0.137	0.446 - 0.773
K	0.009 - 0.087	0.017 - 0.089	0.090 - 0.131	0.049 - 0.085
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000
Cations	15.243 - 15.686	15.468 - 15.767	15.444 - 15.564	15.505 - 15.822

ادامه جدول ۴. نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز براساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول

ساختاری بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن به همراه محاسبه اعضای پایانی آنها. (دماهای به دست آمده بر حسب درجه سانتی‌گراد در فشار ۶ کیلو بار)

Table 4 (Continued). Results of point analysis of amphiboles in gabbroic rocks of Dargaz region based on weight percentage and structural formula calculation data based on 23 oxygen atoms along with the calculation of their final members. (Temperatures obtained in degrees Celsius at a pressure of 6 kbar)

Rock Type	Coarse-grained gabbro (n=14) Min-Max	Fine-grained Px-Hbl-gabbro (n=12) Min-Max	Hbl-gabbro (n=8) Min-Max	Diabasic dikes (n=5) Min-Max
(Ca+Na)B	2.000	2.000	2.000	2.000
Ca(B)	1.747 - 2.000	1.755 - 1.924	1.742 - 1.790	1.751 - 1.932
Ca(A)	0.197 - 0.228	0.197 - 0.212	0.201 - 0.205	0.202 - 0.215
Na(B)	0.000 - 0.253	0.041 - 0.133	0.104 - 0.137	0.036 - 0.132
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.571 - 0.805	0.522 - 0.746	0.754 - 0.791	0.649 - 0.814
Fe ³⁺ /Fe ³⁺ +Al ^{vi}	0.253 - 1.000	0.207 - 0.815	0.570 - 0.762	0.696 - 0.714
Fe*/(Fe*+Mg)	0.305 - 0.453	0.306 - 0.498	0.320 - 0.346	0.304 - 0.385
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.194 - 0.426	0.214 - 0.478	0.148 - 0.181	0.185 - 0.351
Amphibole Name	pargasite, magnesio-hastingsite, magnesio-hornblende	Ti-rich pargasite, Ti-rich magnesio-hastingsite	magnesio-hastingsite, Ti-rich magnesio-hastingsite	magnesio-hastingsite, pargasite
Amphibole group	Calcic	Calcic	Calcic	Calcic
Geobarometry based on pressure in Kbar				
Hammarstrom and Zen, 1986	5.4	6.1	7.1	6.6
Hollister et al., 1987	5.7	6.4	7.5	7
Johnson and Rutherford, 1989	4.4	4.9	7.4	5.4
Schmidt, 1992	5.8	6.4	7.4	6.9
Mutch et al., 2016	4.2	4.7	5.1	5.1
Ridolfi and Renzulli, 2012	4.5	6.1	8.1	7.5
Depth (Km) based on amphibole mineral chemistry				
Schmidt, 1992	15.34	17.16	21.20	18.66
Geothermometry based on Temperature in °C and Pressure in 6 Kbar				
Putirka, 2016	910	948	937	946
Molina et al., 2015	911	933	902	902
fO ₂ (bar) based on amphibole mineral chemistry				
Wones, 1989	-19.25	-19.62	-22.08	-25.25
H ₂ O (Liquid) wt.% based on amphibole mineral chemistry				
Ridolfi et al., 2010	1.07 - 2.68 (Average = 1.17)	1.39 - 2.95 (Average = 1.18)	2.01 - 3.84 (Average = 2.92)	2.13 - 2.55 (Average = 2.72)

زمین فشارسنجی

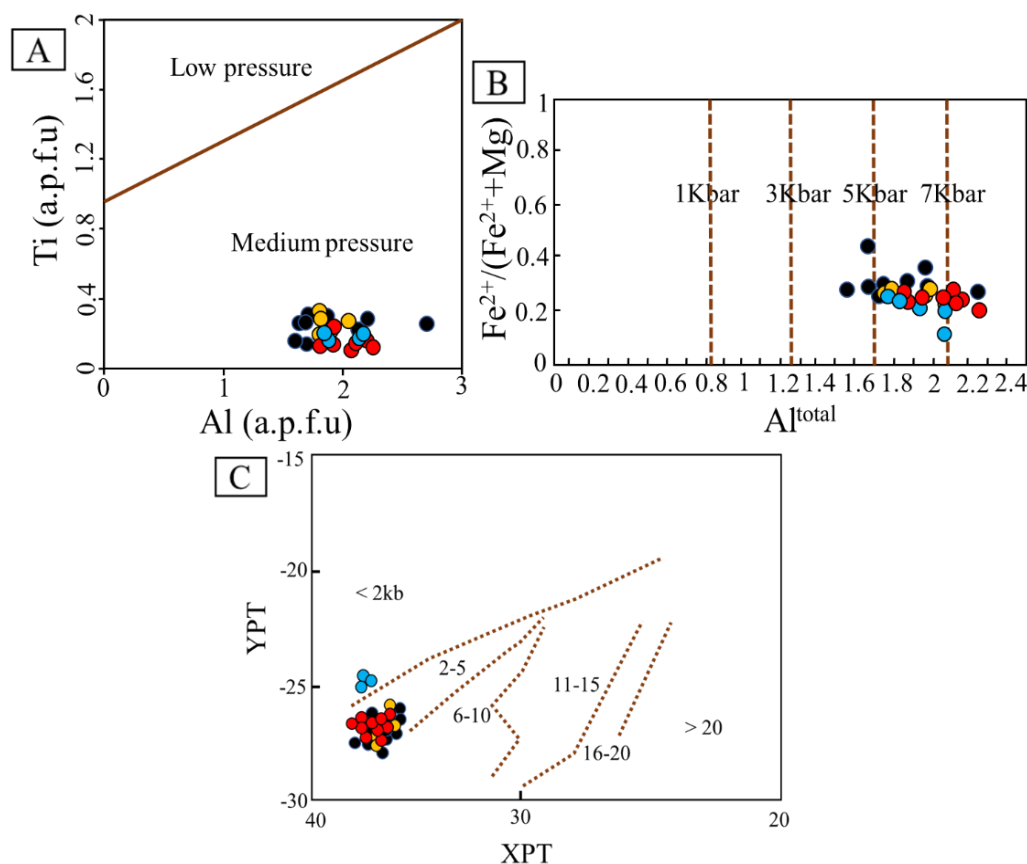
الف) به کارگیری آمفیبول: این کانی در بازه دمایی (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) و فشاری (۱ تا ۲۳ کیلوبار) گستره‌ای پایدار است (Stein and Dietl, 2001). آمفیبول‌های بررسی شده در سنگ‌های گابروئیدی و دایک‌های دیابازی به ترتیب دارای $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ برابر ۰/۱۰۴ تا ۰/۴۵۵ و ۰/۰۹۹ تا ۰/۳۲۷ درصد وزنی هستند و در بازه ۱/۵ تا ۲ درصد وزنی جای می‌گیرند (فوگاسیته اکسیژن بالا). از این رو، برای فشارسنجی کارآمد هستند (Anderson and Smith, 1995). میزان Al در ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول، تأثیر به‌سزایی در تعیین دما، فشار حاکم بر محیط تشکیل و عمق جایگزینی توده‌های نفوذی دارد (Simakin et al., 2012). بنابر هامارستروم و زن (Hammarstrom and Zen, 1986)، با افزایش فشار، مقدار Al در ترکیب آمفیبول افزایش می‌یابد.

برای محاسبه فشار از روش اشمیت (Schmidt, 1992)، هامارستروم و زن (Hammarstrom and Zen, 1986)، هولیستر و همکاران (Hollister et al., 1987)، جانسون و رادرفورد (Johnson and Rutherford, 1989)، موج و همکاران (Mutch et al., 2016) و ریدولفی و رنزولی (Ridolfi and Renzulli, 2012) بهره گرفته شد (جدول ۴). نتایج محاسبه فشار تبلور آمفیبول به وسیله روش‌های ذکرشده، در واحدهای فروگابروی درشت بلور و پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور، نزدیک به هم بوده و فشار تبلور در حدود ۴/۲ تا ۶/۴ (میانگین ۵/۳) کیلوبار برآورد شد. این مقدار برای سنگ‌های هورنبلند گابرو اندکی بیشتر و در حدود ۵/۱ تا ۸/۱ (میانگین ۷/۱) کیلوبار به دست آمد. علت بالا بودن فشار در این گابروئیدها را می‌توان به وجود مقادیر بالای Al در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های واحد هورنبلند گابرو (میانگین ۲/۰۶۸ درصد وزنی) نسبت داد. فشار تبلور آمفیبول‌ها در واحد دایک دیابازی با ترکیب هورنبلند گابرو نیز در حدود ۵/۱ تا ۷/۵ (میانگین ۶/۴) کیلوبار تخمین زده شد. در (جدول ۴)، فشارهای به دست آمده با این فشارسنج برای

سنگ‌های گوناگون نشان داده شده‌اند. مقدار Al کل در آمفیبول‌ها به غلظت اولیه (غلظت Al کل در سنگ مادر) وابسته نیست و به فشار محیط در هنگام پیدایش این کانی بستگی دارد. از این رو، از محتوای Al در بلورهای آمفیبول برای اندازه‌گیری فشار حاکم در هنگام تبلور این کانی بهره گرفته می‌شود. این فشار چه بسا نشان‌دهنده سطحی است که آمفیبول در آن متبلور می‌شود (نه فشاری که در آن توده گابروئیدی منجمد می‌شود)؛ زیرا حرکت به سوی بالا شاید پس از تبلور آمفیبول‌ها نیز همچنان ادامه داشته باشد (Ghent et al., 1991).

بر اساس نمودار Ti در مقابل Al در فرمول ساختاری آمفیبول پیشنهادی هاینس (Hynes, 1982) (شکل ۹-۹A)، نمونه‌های بررسی شده در محدوده آمفیبول‌های فشار متوسط قرار می‌گیرند. همچنین، برای ارزیابی فشار تبلور آمفیبول، نمودار Al^{Total} در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ پیشنهادی اشمیت (Schmidt, 1992) به کار برده می‌شود. بر اساس این نمودار، فشار ۴ تا ۷ کیلوبار (میانگین ۶ کیلوبار) برای نمونه‌ها ارزیابی می‌شود (شکل ۹-۹B).

ب) به کارگیری کلینوپروکسن: برای تعیین فشار، با استفاده از نمودار $X_{PT} = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO^{(tot)} - 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 Y_{PT} = - 0.369 SiO_2 + (CaO - 0.446 Na_2O - 0.535 TiO_2 - 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO^{(tot)} + 0.235 (MnO - 0.516 MgO - 0.167 CaO - 0.153 Na_2O)$ پیشنهادی سوئو (Soesoo, 1997) (شکل ۹-۹C)، میزان فشار تبلور کلینوپروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز، در حدود ۲ تا ۵ کیلوبار و میزان فشار تبلور دایک‌های دیابازی، کمتر از ۲ کیلوبار به دست آمد. به نظر می‌رسد که مقادیر بالای فشار به دست آمده، حاصل از فشارسنجی کانی‌های آمفیبول سنگ‌های گابروئیدی نسبت به کلینوپروکسن، ناشی از میزان نسبتاً بالای محتوای Al در آمفیبول (میانگین ۲/۰۶۸ درصد وزنی) نسبت به کلینوپروکسن (میانگین ۰/۱۸۸ درصد وزنی) است (Hammarstrom and Zen, 1986).



شکل ۹. A: میزان فشار تشکیل آمفیبول، در نمودار Ti در برابر Al (Hynes, 1982)، B: ترکیب آمفیبول موجود در گابروئیدهای منطقه درگز در نمودار Al^{Total} در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (Schmidt, 1992) و C: تعیین فشار تبلور پیروکسن‌ها با استفاده از نمودار سوئسو (Soesoo, 1997). برای علامت سنگ‌ها به شکل ۷ مراجعه شود.

Fig. 9. A: Amphibole formation pressure, in the Ti versus Al diagram (Hynes, 1982), B: Composition of amphibole in the gabbroic of the Dar Gaz district in the Al^{Total} versus $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ diagram (Schmidt, 1992), and C: Determination of crystallization pressure of pyroxenes using Soesoo (1997) diagram. Symbols are the same as Fig. 7.

زمین‌دماسنجی

زمین‌دماسنج‌هایی که در این بخش برای ارزیابی دمای تشکیل سنگ‌های منطقه درگز مورد استفاده قرار گرفته‌اند، شامل زمین‌دماسنج‌های پیروکسن (ارتوپروکسن - کلینوپروکسن) - ایلمنیت (Bishop, 1980)، زوج کانی ارتوپروکسن - کلینوپروکسن (Lindsley, 1983; Bertrand and Mercier, 1985; Kretz, 1994)، کلینوپروکسن (Kretz, 1994)،

کلینوپروکسن - آمفیبول (Anderson, 1996)، آمفیبول کلینوپروکسن (Molina et al., 2015; Putirka, 2016)، پلاژیوکلاز (Nekvasil, 1992; Furhman and Lindsley, 1988) و پلاژیوکلاز - هورنبلند (Blundy and Holland, 1990; Schmidt, 1992; Holland and Blundy, 1994; Anderson and Smith, 1995) هستند. داده‌های شیمی کانه تیتانومگنتیت و ایلمنیت از کریمی شهرکی و همکاران (Karimi

(Shahraki et al., 2019) است.

زمین‌دماسنج پیروکسن (ارتوپیروکسن - کلینوپیروکسن) - ایلمنیت: نتایج دماسنجی زوج کانی ارتوپیروکسن-ایلمنیت و زوج کانی کلینوپیروکسن-ایلمنیت در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز در **جدول ۲** گزارش شده است. مطابق **جدول ۲**، بیشترین دمای به دست آمده از زمین‌دماسنجی کلینوپیروکسن-ایلمنیت، مربوط به واحدهای پیروکسن-هورنبلند گابروی ریزبلور و فروگابرو تا پیروکسن-هورنبلند گابروی درشت‌بلور، به ترتیب با محدوده‌های دمایی ۹۱۶ و ۹۰۱ درجه سانتی‌گراد است. کمترین دما نیز مربوط به واحدهای هورنبلند گابرو و دایک دیابازی به ترتیب با محدوده‌های دمایی ۸۸۹ و ۸۱۱ درجه سانتی‌گراد است. بیشترین دمای به دست آمده از زمین‌دماسنجی ارتوپیروکسن-ایلمنیت، مربوط به واحدهای فروگابرو تا پیروکسن-هورنبلند گابروی درشت‌بلور و پیروکسن-هورنبلند گابروی ریزبلور به ترتیب با محدوده‌های دمایی ۱۰۳۶ و ۱۰۴۰ درجه سانتی‌گراد است.

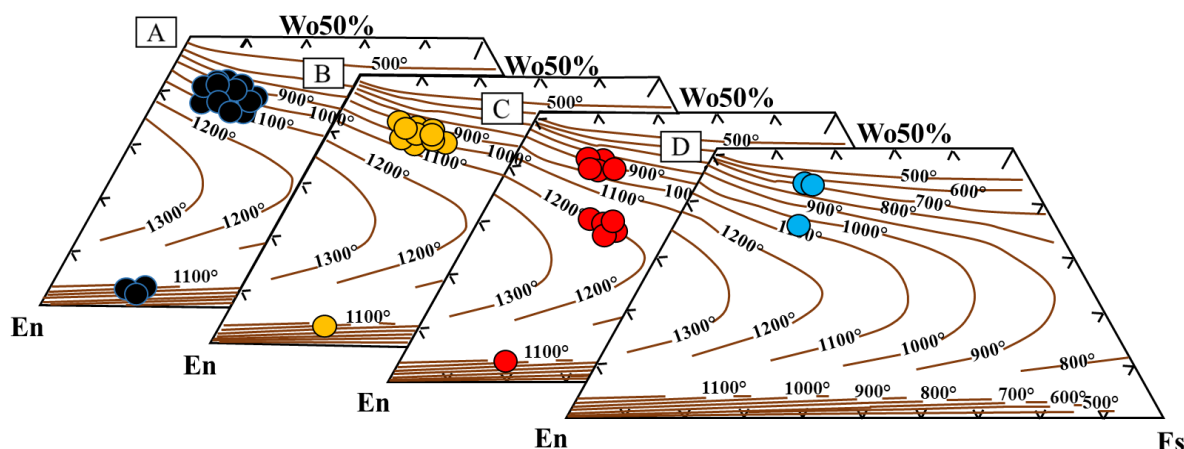
زمین‌دماسنج پیروکسن‌ها

زوج کانی ارتوپیروکسن-کلینوپیروکسن: این ترمومتر بر اساس تبادل آهن و منیزیم بین دو پیروکسن همزیست، دمای تعادل دو کانی را نشان می‌دهد که در **جدول ۲** بر اساس روش برتراند و مرسییر (Bertrand and Mercier, 1985) و روش کرتز (Kretz, 1994) محاسبه شده است (**جدول ۲**). با توجه به **جدول ۲** مشاهده می‌شود که از بین زمین‌دماسنج‌های پیشنهادی برای زوج کانی ارتوپیروکسن-کلینوپیروکسن، زمین‌دماسنج (T₂) برتراند و مرسییر (Bertrand and Mercier, 1985)، نسبت به سایرین دماهای بالاتری را عرضه کرده است که به دماهای ماگمایی تبلور این کانی‌ها نزدیک‌تر است. دماهای (T₁) برتراند و مرسییر (Bertrand and Mercier, 1985) و زمین‌دماسنج کرتز (Kretz, 1994)، تا حدی منعکس‌کننده دماهای تعادل سبب سولیدوس است. همچنین نمونه‌های مورد بررسی در نمودار

ارائه شده توسط لیندسلی (Lindsley, 1983)، ترسیم شد که نشان‌دهنده دمای تشکیل فروگابروی درشت‌بلور (۹۰۰ تا ۱۱۷۰ درجه سانتی‌گراد) (**شکل ۱۰-A**)، پیروکسن-هورنبلند گابروی ریزبلور (۸۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) (**شکل ۱۰-B**)، هورنبلند گابرو (۷۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد) (**شکل ۱۰-C**) و دایک‌های دیابازی (۷۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) به دست آمد (**شکل ۱۰-D**). تنوع ترکیبی در کلینوپیروکسن‌های موجود در واحد هورنبلند گابرو، موجب شده تا دماهای متفاوتی برای این سنگ‌ها به دست آید. چنان‌که در بخش‌های قبلی نیز عنوان شد، وجود این اختلاف ترکیبی را می‌توان به فرایند تبلور تفریقی در زمان جای‌گیری مذاب گوشته‌ای در محیط کششی واقع در یک **حوضه پشت کمان**^۲ ربط داد.

زمین‌دماسنج کلینوپیروکسن: با استفاده از روش کرتز (Kretz, 1994)، میانگین دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز (فروگابروی درشت‌بلور در حدود ۱۰۹۳، پیروکسن-هورنبلند گابروی ریزبلور در حدود ۱۱۸۷، هورنبلند گابرو در حدود ۱۰۲۲ و دایک دیابازی در حدود ۱۰۱۱ درجه سانتی‌گراد) ارزیابی شد. به دلیل این که این دماها در بیشتر موارد بیانگر دمای تبلور سنگ‌ها و گاهی مربوط به تغییرات سبب سولیدوس پیروکسن‌ها بوده؛ لذا میزان آن از دماهای تبلور سنگ‌ها کمتر است.

با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن، می‌توان به ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر نمونه‌ها نظیر دما، فشار و فشاربخشی (گریزندگی) اکسیژن ماگما پرداخت (Morimoto, 1988). برتری چشم‌گیر این روش در دماسنجی این است که حضور هم‌زمان دو پیروکسن الزامی نیست؛ همچنین، برای انواع پیروکسن‌های Mg-Ca-Fe دار و Fe-Mg دار قابل استفاده است. بر اساس روش سوئسو (Soesoo, 1997)، دمای تشکیل پیروکسن‌ها در سنگ‌های گابروئیدی و دایک‌های دیابازی منطقه درگز به ترتیب، بین ۱۱۶۰ تا ۱۱۸۰ و ۱۱۵۰ تا ۱۱۶۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد (**شکل ۱۱-A**).



شکل ۱۰. برآورد دمای تشکیل سنگ‌های پیروکسن دار منطقه درگز بر اساس درصد فراوانی Wo-En-Fs (Lindsley, 1983). A: فروگابرو تا پیروکسن- هورنبلند گابروی درشت‌بلور، B: پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور، C: هورنبلند گابرو و D: دایک دیابازی. برای علامت سنگ‌ها به شکل ۷ مراجعه شود.

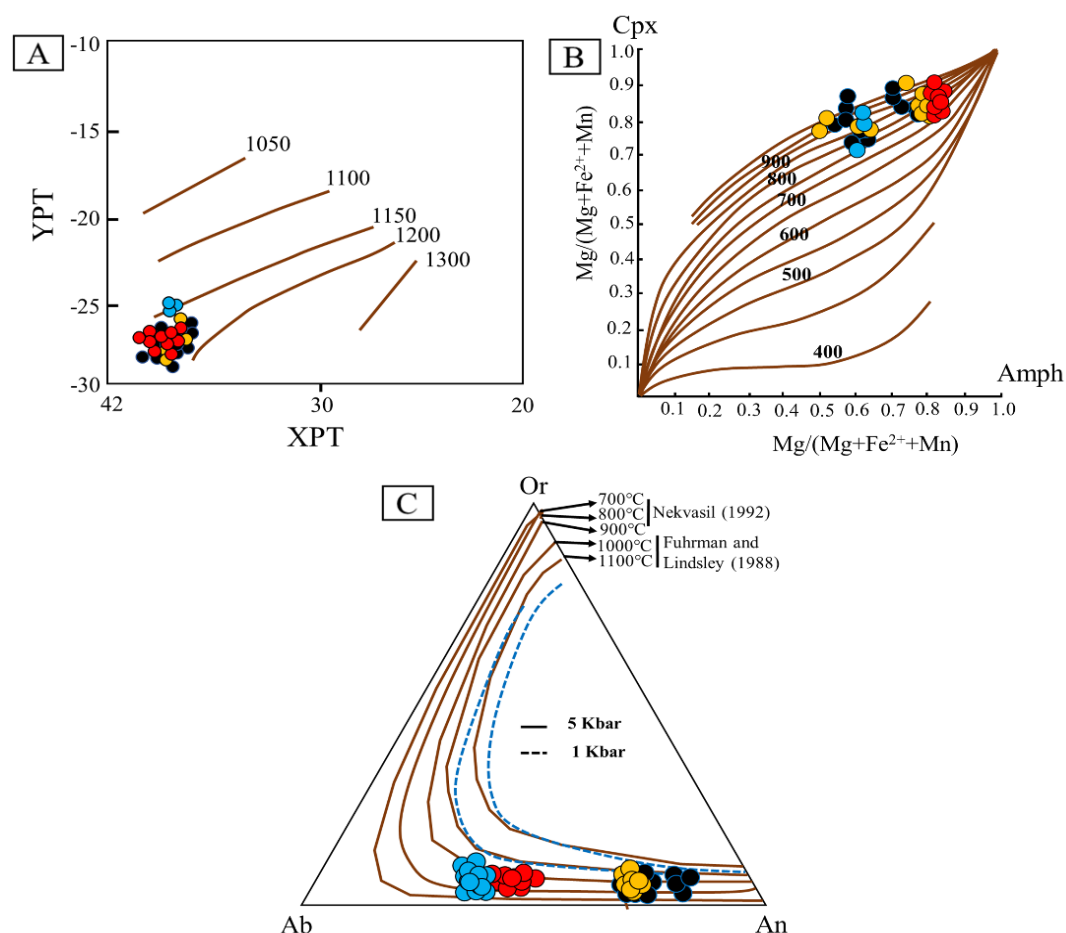
Fig. 10. Estimation of pyroxene rock formation temperature in the Dar Gaz district based on the Wo-En-Fs composition (Lindsley, 1983). A: Ferrogabbro to coarse-grained pyroxene - hornblende gabbro, B: Fine-grained pyroxene-hornblende gabbro, C: Hornblende gabbro, and D: Diabasic dike. Symbols are the same as Fig. 7.

پیروکسن- هورنبلند گابرو، نسبت به سایر سنگ‌ها بالاتر بوده که احتمالاً ناشی از عمق زیاد تشکیل و نزدیک بودن به منبع ماگمایی تبلور و تفریق است.

زمین‌دماسنج پلاژیو کلاز - هورنبلند: بر اساس روش پیشنهادی هالند و بلوندی (Holland and Blundy, 1994) و بلوندی و هالند (Blundy and Holland, 1990)، دمای سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز تحت فشار ۴ تا ۸ کیلوپار (میانگین ۶ کیلوپار) به صورت، فروگابروی درشت‌بلور ۸۶۸، پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور ۸۸۴، هورنبلند گابرو ۷۷۶ و دایک دیابازی ۷۸۴ درجه سانتی‌گراد تعیین شد. دماهای به دست آمده برای سنگ‌های یادشده بر پایه روش پیشنهادی اش‌میت (Schmidt, 1992) و اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995)، تحت فشار ۴ تا ۸ کیلوپار (۶ کیلوپار) به ترتیب، ۸۷۰، ۸۷۰، ۷۵۴ و ۷۵۴ است (جدول ۳). دمای بالای فروگابروی درشت‌بلور و پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور نشان‌دهنده نزدیک بودن دمای این سنگ‌ها به دمای تبلور ماگمایی است.

زمین‌دماسنج کلینوپیروکسن - آمفیبول: این زمین‌دماسنج بر مبنای ضریب توزیع آهن و منیزیم در دو کانی آمفیبول و کلینوپیروکسن همزیست و دمای تعادل این دو کانی ارائه شده است (Anderson, 1996). بر این مبنای، سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز در دمای ۷۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد، متبلور شده است (شکل ۱۱-B)؛ بنابراین با توجه به مطابقت محدوده دمایی به دست آمده از این روش (۷۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) با دماهای به دست آمده از روش پیشنهادی نکواسیل (Nekvasil, 1992) و فورمن و لیندسلی (Furhman and Lindsley, 1988)، دمای تشکیل سنگ‌های گابروئیدی از فروگابروی درشت‌بلور به سمت هورنبلند گابرو کاهش می‌یابد.

زمین‌دماسنج پلاژیو کلاز: زمین‌دماسنجی پلاژیو کلاز بر اساس نمودار Ab-An-Or ارائه شده توسط نکواسیل (Nekvasil, 1992) و فورمن و لیندسلی (Furhman and Lindsley, 1988) نشان می‌دهد که دمای تبلور آنها حدود ۷۰۰ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۱-C). دمای تشکیل فروگابرو و



شکل ۱۱. A: تعیین دمای تبلور پیروکسن‌ها با استفاده از نمودار سوئسو (Soesoo, 1997); B: ارزیابی دمای تشکیل سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز با استفاده از مقادیر $Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn)$ مربوط به کانی‌های آمفیبول و کلینوپیروکسن (Anderson, 1996) و C: زمین‌دماسنجی فلدسپارها در نمودار مثلثی Ab-An-Or (Furhrman and Lindsley, 1988; Nekvasil, 1992). برای علامت سنگ‌ها به شکل ۷ مراجعه شود.

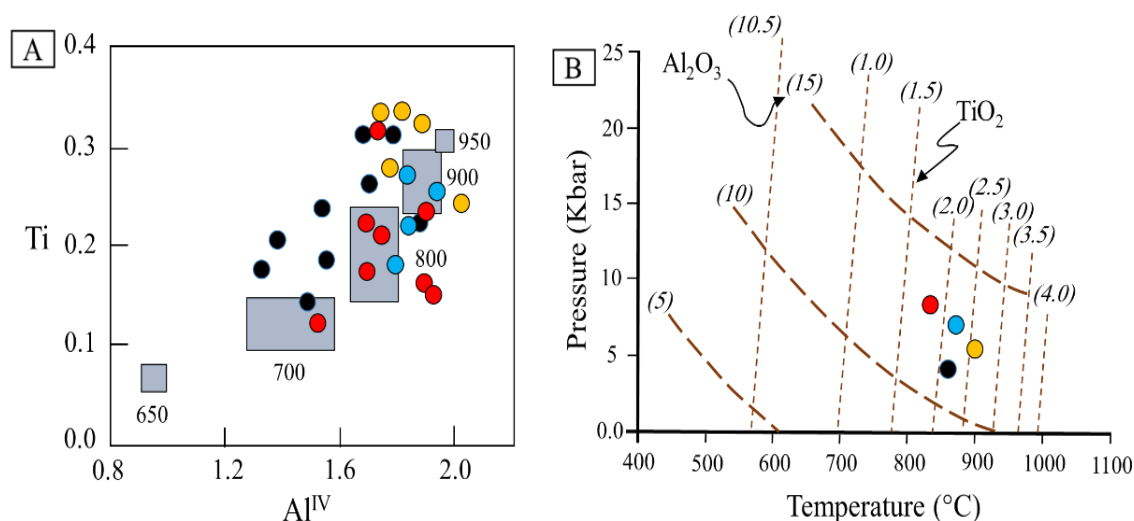
Fig. 11. A: Determination of pyroxene crystallization temperature using Soesoo (1997) diagram, B: Evaluation of temperature formation of gabbroic rocks in the Dar Gaz district using $Mg/(Mg + Fe + Mn)$ values related to amphibole and clinopyroxene minerals (Anderson, 1996), and C: Geothermometry of feldspar in the Ab-An-Or triangular diagram (Furhrman and Lindsley, 1988; Nekvasil, 1992). Symbols are the same as Fig. 7.

هورنبلند گابرو ۹۰۲ تا ۹۴۶ درجه سانتی‌گراد تعیین شد (جدول ۴). نمودار حرارت‌سنجی آمفیبول‌ها پیشنهادی ارنست و لیو (Ernst and Liu, 1998) (شکل ۱۲-A)، نشان می‌دهد که در منطقه درگز، واحد پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور در دماهای بالاتری (حدود ۹۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد) از سایر سنگ‌های گابروئیدی (حدود ۷۲۵ تا ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد) متبلور می‌شود.

زمین‌دماسنجی آمفیبول: دمای به دست آمده برای گابروهای منطقه مورد بررسی، بر اساس زمین‌دماسنجی آمفیبول‌های کلسیمی ارائه‌شده توسط پوتیرکا (Putirka, 2016) و مولینا و همکاران (Molina et al., 2015) تحت فشار ۶ کیلوبار، فروگابروی درشت‌بلور ۹۱۰ تا ۹۱۱، پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور ۹۳۳ تا ۹۴۸، هورنبلند گابرو ۹۰۲ تا ۹۳۷ و دایک دیاپازی با ترکیب

دماهای بالای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد، به عنوان یک زمین‌دماسنج نیمه کمی مورد استفاده قرار می‌گیرد. بر اساس نمودار تغییرات TiO_2 در برابر Al_2O_3 پیشنهادی ارنست و لیو (Ernst and Liu, 1998) (شکل ۱۲-B)، آمفیبول‌های کلسیمی مورد بررسی دمای ۸۳۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ تا ۸ کیلوپار را نشان می‌دهند.

بارکلی و کارمیچل (Barclay and Carmichel, 2004)، حد بالایی پایداری آمفیبول‌های غنی از Ti (پارگازیت و منزیوهایستینگزیت غنی از Ti) را، فشار ۱۰ کیلوپار و دمای کمتر از ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد در نظر می‌گیرند. محتوای Ti آمفیبول‌های کلسیمی با افزایش دما افزایش می‌یابد؛ اما به فشار وابسته نیست (Ernst and Liu, 1998). همچنین، بر اساس پژوهش‌های ارنست و لیو (Ernst and Liu, 1998)، Ti در



شکل ۱۲. A: تعیین دمای تشکیل آمفیبول‌های سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز، بر اساس مقدار Al^{IV} در برابر Ti (Ernst and Liu, 1998) و B: ایزوپلت‌های Al_2O_3 و TiO_2 آمفیبول‌های کلسیمی، بر پایه درصد وزنی به عنوان تابعی برای تعیین فشار و دما (Ernst and Liu, 1998). برای علامت سنگ‌ها به شکل ۷ مراجعه شود.

Fig. 12. A: Determination of temperature of formation of amphiboles of gabbroid rocks in the Dar Gaz district, based on Al^{IV} vs. Ti contents (Ernst and Liu, 1998), and B: Al_2O_3 and TiO_2 isopleths of calcic amphiboles, based on weight percentage as a function for determining pressure and temperature (Ernst and Liu, 1998). Symbols are the same as Fig. 7.

در ترکیب شیمیایی آمفیبول بیشتر باشد، نشان‌دهنده میزان فوگاسیته اکسیژن پایین محیط است (Anderson and Smith, 1995; Scaillet and Evans, 1999). بر اساس رده‌بندی اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995)، مقدار $\text{Fe}^{\#}$ میان صفر تا ۰/۶ نشان‌دهنده

ارزبایی فوگاسیته اکسیژن و تعیین میزان آب ماگما
میزان فوگاسیته یک ماگما به پهنه زمین‌ساختی که ماگما در آن پدید آمده است، بستگی دارد. ماگمایی که در مرز صفحه‌های هم‌گرا پدید می‌آید، دارای فوگاسیته اکسیژن بالایی است و Fe^{3+} بالایی دارد (Ewart, 1979). هرچه، نسبت

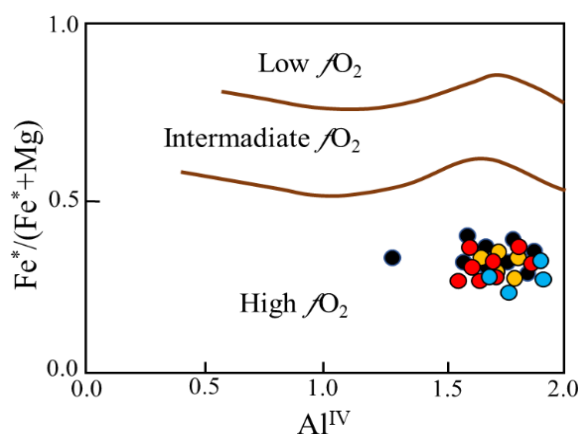
(شکل ۱۳) $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ در گستره فوگاسیته بالای اکسیژن جای می‌گیرند. به باور وونز (Wones, 1981)، کانی آمفیبول در حین تفریق و تبلور از ماگمای اولیه، با افزایش فوگاسیته اکسیژن از Mg غنی می‌شود. در نتیجه، وجود مقادیر بالای Mg در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مورد بررسی، نشان‌دهنده زیاد بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز است. از طرفی، میزان فوگاسیته اکسیژن را با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول و بر مبنای رابطه زیر می‌توان تخمین زد (Wones, 1989):

$$\text{Log}fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142 (P-1)/T$$

مقدار فوگاسیته اکسیژن محاسبه شده آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گابروئیدی و دایک‌های دیابازی منطقه درگز، در محدوده ۱۹/۲۵- تا ۲۵/۲۵- و میانگین ۲۱/۵۵- بار، نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن است.

فوگاسیته بالای اکسیژن، مقدار ۰/۶ تا ۰/۸ نشان‌دهنده فوگاسیته متوسط اکسیژن و مقدار ۰/۸ تا ۱ نشان‌دهنده فوگاسیته کم اکسیژن است.

مقدار $Fe\#$ یا $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در آمفیبول‌های بررسی شده برای فروگابروی درشت‌بلور ۰/۲۲۲ تا ۰/۴۰۸، پیروکسن-هورنبلند گابروی ریزبلور ۰/۲۱۴ تا ۰/۳۰۴، هورنبلند گابرو ۰/۲۱۰ تا ۰/۲۶۲ و دایک‌های دیابازی ۰/۱۸۵ تا ۰/۳۵۱ است. به باور اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995)، آمفیبول با ترکیب $Al^{IV} > 0.75$ و $Fe^*/(Fe^*+Mg) > 0.3$ برای ارزیابی فوگاسیته اکسیژن کارآمد است. در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های اولیه و ماگمایی بررسی شده، نسبت $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ بین ۰/۳۰۵ تا ۰/۴۴۴ متغیر است. همچنین، میزان Al^{IV} بین ۱/۳۰۰ تا ۱/۸۶۸ متغیر است. آمفیبول‌های بررسی شده در نمودار Al^{IV} در برابر



شکل ۱۳. نمونه‌های آمفیبول در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز در نمودار پیشنهادی اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995). برای علامت سنگ‌ها به شکل ۷ مراجعه شود.

Fig. 13. Amphibole samples in gabbroic rocks of Dar Gaz district in the Anderson and Smith (1995) diagram. Symbols are the same as Fig. 7.

Meurer and Chlaeson, 2002; Fischer and Marty, 2005; Wallace, 2005; Abd El-Rahman et al., 2012; Humphreys et al., 2019). بنابراین، میزان آب ماگمای

معمولاً تبلور و پایداری آمفیبول اولیه، در نتیجه تبلور از مذاب/ سیال بین بلوری از ماگماهایی با مقدار آب فراوان و در اعماق متوسط پوسسته انجام می‌شود (Scaillet and Evans, 1999);

درگزر در محدوده آمفیبول‌های وابسته به محیط‌های کششی حدفاصل زون فرورانش و درون صفحه‌ای واقع در یک حوضه پشت کمان ماگمایی قرار می‌گیرند. همچنین، بنابر میاشیرو (Miyashiro, 1974) و وینال و همکاران (Vyhnal et al., 1991)، میانگین مقادیر Al^{IV} آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گابروئیدی و دایک‌های دیابازی منطقه درگزر، بالاتر از ۱/۵ (۱/۷۱۹) بوده و مرتبط با محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به زون فرورانش نیستند؛ بلکه در یک محیط کششی ایجاد شده‌اند. برای شناخت جایگاه زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های گابروئیدی و دایک‌های دیابازی منطقه درگزر، از نمودار (F1 = $(0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO^I) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * (MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O)$) در مقابل $F2 = (0.0149 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) + (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO^I) - (0.1435 * MnO) + ((0.0029 * MgO) - (0.0085 * CaO) - (0.016 * Na_2O)$) استفاده شد (شکل ۱۴-B). نسبت F1 به F2 پیشنهادی نسبت و پیرس (Nisbet and Pearce, 1977) (شکل ۱۴-B)، همه سنگ‌های گابروئیدی و دایک‌های دیابازی در محدوده حدواسط بین بازالت‌های کمان آتشفشانی^۴ و بازالت‌های کف اقیانوس^۵، واقع در یک حوضه پشت کمان ماگمایی قرار می‌گیرند. کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگزر از لحاظ ترکیب شیمیایی کاملاً مشابه با کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های پوسته اقیانوسی و مجموعه‌های افیولیتی است. از طرفی کلینوپیروکسن‌های موجود در واحدهای گابروئیدی و دایک‌های دیابازی از لحاظ میزان Al_2O_3 در برابر $Mg\# = 100$ $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ پیشنهادی رامپون و همکاران (Rampone et al., 1998) (شکل ۱۴-C) در قلمرو انباشته‌های اقیانوسی مرتبط با محیط زمین‌ساختی پشته‌های میان اقیانوسی قرار می‌گیرند که در یک زون بازشونده کششی در یک حوضه پشت کمان ماگمایی به وجود آمده‌اند.

تشکیل دهنده این سنگ‌ها بالا بوده که با توجه به حضور کانی‌های آبدار (هورنبلند) منطقی به نظر می‌رسد. وجود آمفیبول و مقادیر کم ارتوپیروکسن در سنگ‌ها، بیانگر وجود بیش از ۳ درصد آب در ماگمای اولیه است. میزان آب ماگما را با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول، بر اساس این روابط می‌توان تخمین زد (Ridolfi et al., 2010):

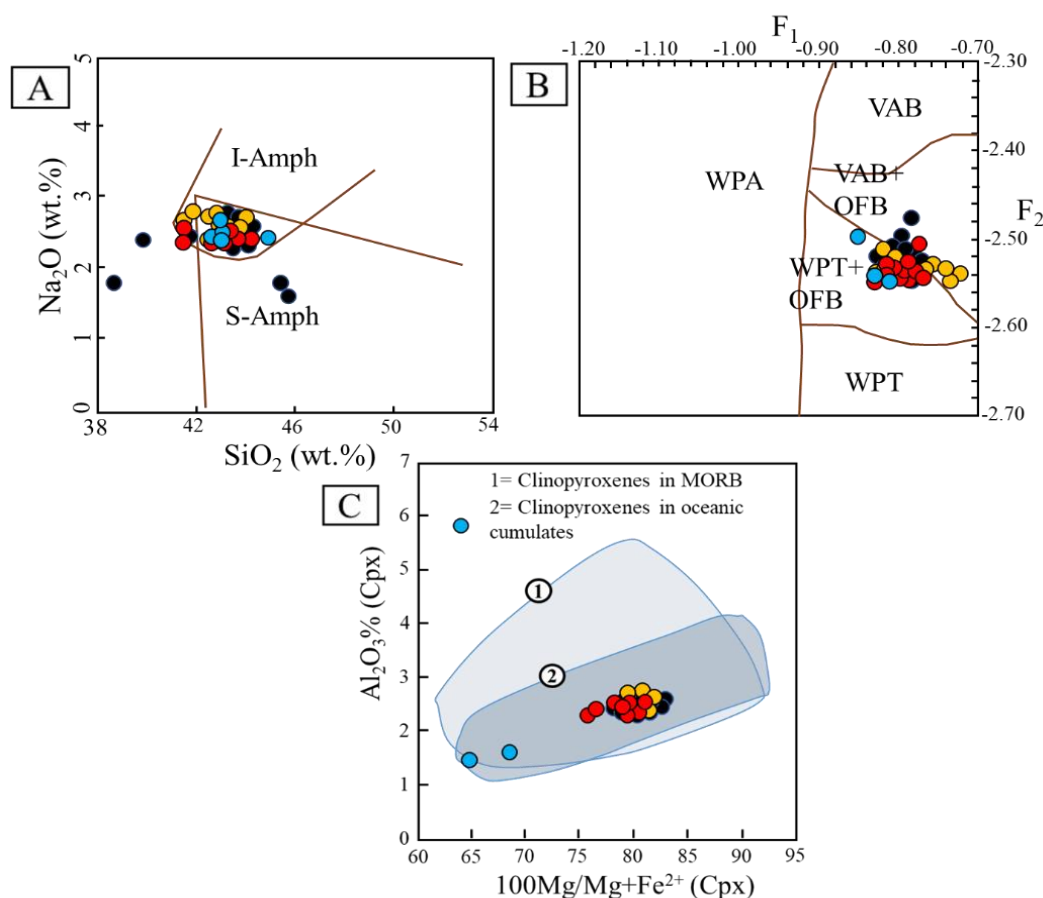
$$H_2O_{melt} = 5.215Al^{VI*} + 12.28 Al^{VI*} = Al^{VI} + (Al^{IV}/13.9) - ((Si+Ti)/5) - ({}^CFe^{2+}/3) - (Mg/1.7) + (({}^B Ca + {}^A \{ \})/1.2) + ({}^A Na/2.7) - 1.5K - (Fe/1.6)$$

مطابق محاسبات انجام‌شده، ماگما در حین تبلور آمفیبول دارای ۱/۰۷ تا ۳/۸۴ درصد (میانگین ۱/۹۹ درصد) آب بوده است. با توجه به مقادیر $Mg\#$ (بین ۰/۵۴۵ تا ۰/۹۰۰ و میانگین ۰/۷۳۵ درصد وزنی)، به عنوان شاخصی از منشأ گوشته‌ای ($Mg\# > 0.7$) و یا پوسته‌ای ($Mg\# < 0.7$) ماگما (Xie and Zhang, 1990; Huaimin et al., 2006) است. بر این اساس، ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگزر، منشأ گوشته‌ای دارد.

تعیین محیط زمین‌ساختی و عمق جایگزینی ماگما

کلترتی و همکاران (Coltorti et al., 2007)، از ترکیب زمین‌شیمیایی آمفیبول‌های موجود در زینولیت‌های گوشته‌ای، برای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی فرورانشی و درون‌صفحه‌ای از یکدیگر استفاده کردند. آمفیبول‌های مرتبط با محیط‌های کششی (I-Amph)، میزان TiO_2 و Na_2O بیشتری نسبت به آمفیبول‌های محیط‌های فرورانشی (S-Amph) در ترکیب خود دارند (Coltorti et al., 2007). آمفیبول‌های نوع (S-Amph)، ویژگی‌های مشابه افیولیت‌های بالای زون فرورانش^۳ واقع در حوضه‌های جلوی کمانی را دارد.

بر اساس نمودار Na_2O در برابر TiO_2 کلترتی و همکاران (Coltorti et al., 2007) (شکل ۱۴-A)، بیشتر آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گابروئیدی و دایک‌های دیابازی منطقه



شکل ۱۴. A: جایگاه آمفیبول‌های سنگ‌های گابروئیدی و دایک‌های دیابازی منطقه درگزر، در نمودار SiO_2 در مقابل Na_2O (Coltorti et al., 2007) (I-Amph: Intra-plate amphiboles; S-Amph: Suprasubduction amphiboles)، B: ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن در نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی F_1 در مقابل F_2 (Nisbet and Pearce, 1977) و C: نمودار رامپون و همکاران (Rampone et al., 1998). برای علامت سنگ‌ها به شکل ۷ مراجعه شود.

Fig. 14. A: Location of amphibole of gabbroid rocks and diabasic dikes of Dar Gaz district in the SiO_2 vs. Na_2O diagram (Coltorti et al., 2007) (I-Amph: Intra-plate amphiboles; S-Amph: Suprasubduction amphiboles), B: The chemical composition of clinopyroxene in tectonic setting F_1 vs. F_2 diagram (Nisbet and Pearce, 1977), and C: Diagram of Rampone et al. (1998). Symbols are the same as Fig. 7.

سنگ‌های سازنده پوسته اقیانوسی و قسمت بالایی گوشته بالایی، حدود $3/4$ تا 3 gr/cm^3 است. اگر افزایش چگالی سنگ‌ها در برابر افزایش عمق و همچنین، کاهش شتاب گرانی با افزایش عمق نادیده گرفته شوند و با تقریب مناسبی، چگالی سنگ‌های پوسته و شتاب گرانی زمین ثابت فرض شوند ($9/81 \text{ m/s}^2$)، آنگاه عمق اتاق ماگمایی و عمق جایگزینی سنگ‌های گابروئیدی منطقه

با به کارگیری فشار تبلور محاسبه شده آمفیبول در سنگ‌های گابروئیدی، عمق جایگیری ماگما پیش از بالا آمدن برآورد می‌شود (Hossain et al., 2009). با این فرض که فشار در هنگام تبلور بلورهای آمفیبول، فشار همه جانبه لیتواستاتیک (ناشی از وزن سنگ‌های بالایی) بوده است، از رابطه $P = \rho \cdot h \cdot g$ (پیشنهادی اشمیت (Schmidt, 1992) استفاده می‌شود. چگالی (ρ)

زمین‌دما- فشارسنجی با یکدیگر، مشخص می‌شود که دما و فشار تشکیل سنگ‌های مافیک منطقه از قاعده توالی به سمت بالا (از گابروئیدها به سمت دایک‌های دیابازی) به تدریج کاهش می‌یابد. همچنین، در پژوهش قاسمی سیانی و همکاران (Ghasemi Siani et al., 2021a) دماهای تشکیل سنگ‌های اسیدی منطقه در گز بر اساس مقدار تیتانیوم در زیرکن محاسبه شده است. بر همین اساس، دماهای به دست آمده برای دایک‌های پلاژیوگرانیته معادل ۷۵۴ تا ۹۵۵ (با میانگین ۸۶۹) درجه سانتی‌گراد، برای توده‌های پلاژیوگرانیته ۷۰۷ تا ۹۸۱ (با میانگین ۸۵۶) درجه سانتی‌گراد و برای دایک‌های گرانیتی برابر ۷۷۳ تا ۱۰۴۶ (با میانگین ۸۹۰) درجه سانتی‌گراد است. بیشترین فراوانی در دماهای ۸۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد مشاهده شده است.

طیف دما و فشار واحدهای همجوار مانند فرو گابروی درشت‌بلور و پیروکسن- هورنبلند گابرو ریزبلور، به دلیل داشتن محتوای مشابه Al (به ترتیب میانگین ۱/۷۸۴ و ۱/۸۹۲ درصد وزنی)، با یکدیگر هم‌پوشانی دارند. در بین سنگ‌های منطقه بالاترین دمای تبلور، مربوط به واحد پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور (۷۵۴ تا ۱۲۵۸ درجه سانتی‌گراد) قاعده توالی است. بالاترین میزان فشار تبلور نیز، مربوط به واحد هورنبلند گابرو (۵/۱ تا ۸/۱ کیلوبار) است. میانگین نتایج حاصل از زمین‌دماسنجی زوج کانی پیروکسن- ایلمنیت و زمین‌دماسنج پیروکسن این سنگ‌ها، دمای تعادل آنها را بین ۹۰۱ تا ۱۲۲۸ درجه سانتی‌گراد تعیین کرد که به دمای‌های ماگمایی تشکیل این سنگ‌ها نزدیک است. دماهای حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد احتمالاً مربوط به تغییرات ساب‌سولیدوس کانی‌ها به خصوص در حین دگرشکلی پلاستیکی فراگیر گابروهاست (Yoder and Tilley, 1962). دمای حاصل از سایر زمین‌دماسنجی‌ها، نشان‌دهنده تبادلات ساب‌سولیدوس در واحدهای پیروکسن- هورنبلند گابرو یا الیون گابروی ریزدانه بوده و از دماهای ماگمایی فاصله گرفته‌اند. در انواع دیگر گابروئیدهای منطقه درگز، دماهای حاصل از زمین‌دماسنج زوج کانی ارتوپيروکسن- کلینوپيروکسن (T_2) برتراند و مرسیر

در گز و مجموعه افیولیتی کهنوج، حدود ۱۵/۳۴ تا ۲۱/۲۰ کیلومتر است. این نتیجه، با عمق تفریق و تبلور مخزن ماگمایی بخش بالایی گوشته بالایی در زمان صعود به سمت لیتوسفر اقیانوسی، در یک حوضه کششی پشت‌کمانی ماگمایی سازگاری دارد (Petrini and Podladchikov, 2000) (جدول ۴). همچنین، این عمق با میانگین دماهای تبلور محاسبه شده برای کانی‌های آمفیبول (۸۷۱ درجه سانتی‌گراد) همخوانی دارد (Kelemen et al., 2003; Richards, 2003; Fanka et al., 2016). در نتیجه، می‌توان بیان کرد که تفریق ماگمایی در بخش بالایی گوشته بالایی اتفاق افتاده است.

بحث و نتیجه‌گیری

منطقه درگز بخشی از کمپلکس افیولیتی کهنوج است که در جنوب‌خاوری ایران واقع شده و در آن سنگ‌های گابروئیدی کمپلکس افیولیتی، به طور پراکنده میزان کانه‌زایی اکسیدی آهن- تیتانیوم هستند. واحدهای سنگی مافیک منطقه درگز شامل سنگ‌های گابروئیدی فرو گابرو تا پیروکسن- هورنبلند گابروی درشت‌بلور، پیروکسن- هورنبلند گابروی ریزبلور، هورنبلند گابرو و دایک‌های دیابازی است. واحد فرو گابرو تا پیروکسن- هورنبلند گابروی درشت‌بلور از مهم‌ترین واحدهای میزان کانه‌زایی تیتانیوم در منطقه بوده و دارای ساخت توده‌ای است. کانه‌زایی اکسیدی آهن- تیتانیوم به صورت حضور کانه‌های تیتانومگنتیت، ایلمنیت و مگنتیت در سنگ‌های یادشده است. تنوع سنگ‌شناسی سنگ‌های بازیک منطقه منعکس‌کننده تغییرات فراوانی کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپيروکسن، الیون و آمفیبول در این سنگ‌هاست. با توجه به دما- فشارسنجی‌های صورت گرفته، دما و فشار تشکیل سنگ‌های گابروئیدی منطقه مورد بررسی در محدوده دمایی ۷۵۰ تا ۱۲۵۸ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ تا ۸/۱ کیلوبار (فشارسنجی کلینوپيروکسن و آمفیبول) و دایک‌های دیابازی در محدوده دمایی ۷۰۰ تا ۱۱۴۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ تا ۷/۵ کیلوبار به دست آمد. از مقایسه داده‌های حاصل از روش‌های مختلف

(Sepidbar et al., 2020)، ایجاد یک حوضه پشت کمانی در نتیجه کشش ایجاد شده توسط فشار حاصل از صعود استونسفر (گوشته بالایی) در حد فاصل بلوک لوت (بخش خاوری) و سکوی عربی (بخش باختری)، باعث تغییر رژیم فشارشی به رژیم کششی و صعود مذاب گوشته‌ای از یک مخزن ماگمایی با عمق حدود ۱۵/۳۴ تا ۲۱/۲۰ کیلومتر و فشار حدود ۴ تا ۸ کیلو بار به سمت بالا و در نهایت جایگزینی مذاب گابرویی در پوسته زیرین شده است. این حوضه، در اواخر ژوراسیک تا اوایل کرتاسه باز بوده و به جدایش کمپلکس بجگان- دورکان از بلوک لوت و ایجاد کمپلکس افیولیتی کهنوج در یک حوضه اقیانوسی باریک و کم عمق در پشت کمان ماگمایی منجر شده است. جای گیری، تفریق و تبلور ماگمای پلاژیوگرانیتی و گابروئیدی با دماها و فشارهای ذکر شده، در این حوضه صورت گرفته است. این سنگ‌ها، ویژگی‌های انباشته‌های اقیانوسی را نشان می‌دهند (شکل ۱۵-B).

پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، افیولیت‌ها را به طور کلی به دو دسته تقسیم کرده است که عبارتند از:

(۱) افیولیت‌های بالای زون فرورانش که ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشابه با جزایر کمانی تولیتی^۶ دارند.

(۲) افیولیت‌های نوع MORB که ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها مشابه سنگ‌های موجود در پشته‌های میان اقیانوسی است.

با توجه به اینکه افیولیت‌های نوع MORB، در محل گسل‌های ترانسفورم کششی واقع در حوضه‌های پشت کمانی نیز تشکیل می‌شوند؛ بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که کمپلکس افیولیتی کهنوج ویژگی‌هایی شبیه به افیولیت‌های نوع MORB دارند. حضور آمفیبول، ایلمنیت و تیتانومگنتیت در توده گابروئیدی، نشان‌دهنده بالابودن فوگاسیته اکسیژن و شرایط اکسیدان در هنگام پیدایش آن است (Enami et al., 1993). پژوهش‌های انجام شده توسط کریمی شهرکی و همکاران (Karimi Shahraki et al., 2019)، بر روی دما و فوگاسیته اکسیژن سنگ‌های گابروئیدی منطقه درگز نشان داد که گابروهای میزبان کانه‌زایی در دمایی تا

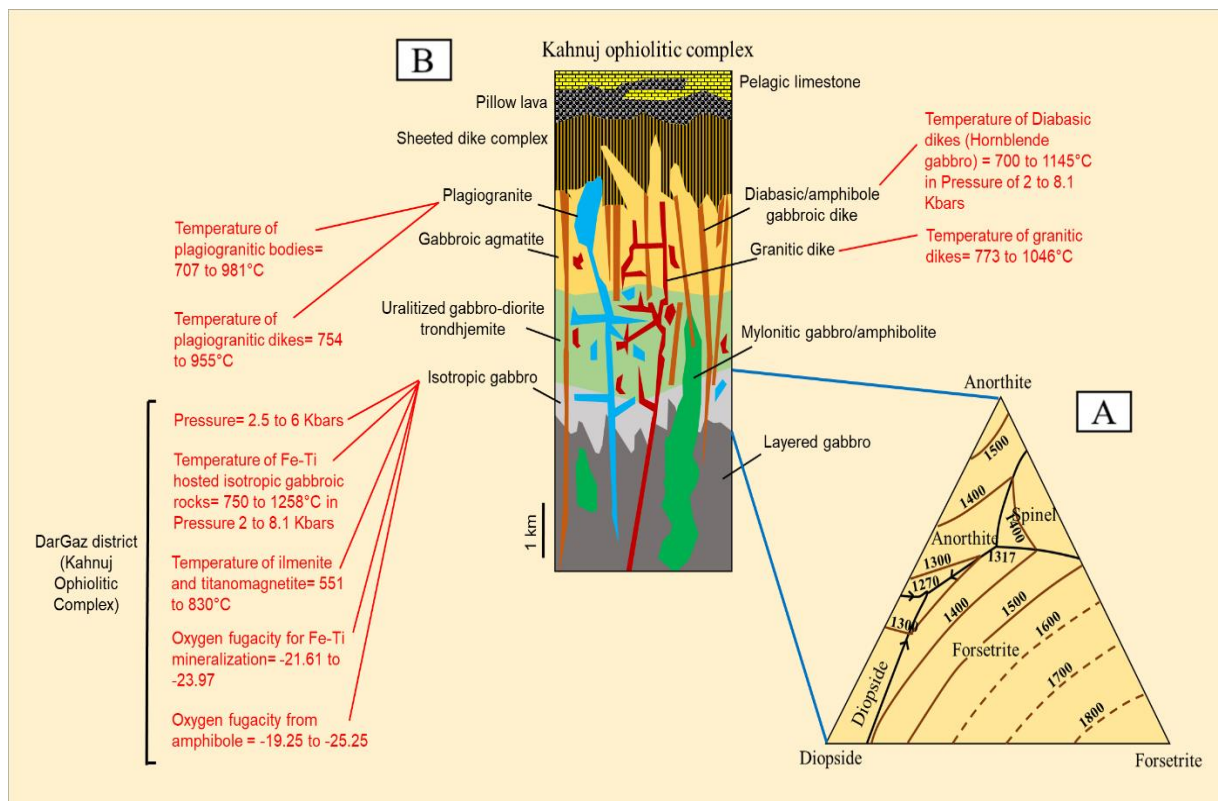
(Bertrand and Mercier, 1985)، نسبت به سایر زمین‌دماسنج‌ها بالاتر است (۱۲۱۷ تا ۱۲۵۸ درجه سانتی‌گراد) و نتایج آن بیشتر در محدوده دمای نقطه اتوتکتیک سامانه سه‌تایی دیوپسید- آنورتیت- فورستریت پیشنهادی یودر و تایللی (Yoder and Tilley, 1962) (شکل ۱۵-A) قرار می‌گیرد و لذا به دماهای ماگمایی تبلور این سنگ‌ها نزدیک است.

برخی از دماهایی که از سایر روش‌های زمین‌دماسنجی برای سنگ‌های گابروئیدی شبیه به زمین‌دماسنج زوج کانی ارتوپیروکسن- کلینوپیروکسن (T₂) برتراند و مرسیر (Bertrand and Mercier, 1985)، بوده و دمای تعادل ماگمایی بین فازها را نشان می‌دهند و برخی نیز دماهای پایین‌تری را نشان داده‌اند که مربوط به تبادلات ساب‌سولیدوس کانی‌هاست. با توجه به این که در سامانه‌های بازالتی با کاهش فشار، دمای تبلور فازها (دمای نقطه اتوتکتیک) کاهش می‌یابد، بنابراین انتظار می‌رود که دمای تبلور دایک‌های دیابازی، کمی پایین‌تر از دمای تبلور سنگ‌های گابروئیدی باشد. نتایج زمین‌دماسنجی نشان می‌دهد که در محل همبری دایک‌های دیابازی با گابروها، دمای تعادل گابروئیدها اندکی کاهش یافته است.

با توجه به بررسی‌های زمین‌دما- فشارسنجی صورت گرفته در منطقه درگز و همچنین چندین پژوهش انجام شده در مورد حوضه‌های افیولیتی جنوب‌خاوری ایران، مانند مک کال و کید (McCall and Kidd, 1982)، دزموئز و بکالوآ (Desmons and Beccaluva, 1983)، مک کال (McCall, 1997)، قاضی و همکاران (Ghazi et al., 2004)، برگ و همکاران (Burg et al., 2013)، برگ (Burg, 2018) هنزیکر (Hunziker, 2014)، هنزیکر و همکاران (Hunziker et al., 2015)، شفایی مقدم و استرن (Shafaii Moghadam and Stern, 2015)، مسلم‌پور و همکاران (Moslempour et al., 2015)، دورانی و همکاران (Dorani et al., 2017)، ساکانی و همکاران (Saccani et al., 2018)، اسماعیلی و همکاران (Esmaeili et al., 2020)، باربرو و همکاران (Barbero et al., 2020)، سپیدبر و همکاران

(Shahraki et al., 2019)، که دماهای بین ۵۵۱ تا ۸۳۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته اکسیژن بین ۲۱/۶۱- تا ۲۳/۹۷- بار را برای تشکیل کانسننگ اکسیدی آهن- تیتانیوم منطقه درگز در نظر گرفته‌اند، می‌توان نتیجه گرفت که کانه‌زایی تیتانیوم منطقه درگز، به صورت همزادی (ارتوماگمایی) و در زمان جای‌گیری، سرد شدن و تفریق ماگمای بازیک و شکل‌گیری توده گابروئیدی و تحت شرایط غالب فوگاسیته اکسیژن در یک حوضه کششی پشت‌کمانی ایجاد شده است.

۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده و سپس با کاهش دما و افزایش فوگاسیته اکسیژن، کانی‌های اکسیدی تشکیل شده‌اند و با افزایش فوگاسیته اکسیژن، کانی‌های تیتانومگنتیت و ایلمنیت نیز اکسید شده و به هماتیت تبدیل شده‌اند. از مقایسه دما (۷۰۰ تا ۱۲۵۸ درجه سانتی‌گراد)، فشار (۴ تا ۸ کیلوبار) و فوگاسیته اکسیژن (۱۹/۲۵- تا ۲۵/۲۵- بار) به دست آمده برای سنگ‌های گابروئیدی میزان کانه‌زایی اکسیدی آهن- تیتانیوم در این پژوهش با دماهای حاصل از زمین‌دماسنجی‌های ایلمنیت و تیتانومگنتیت انجام شده توسط کریمی شهرکی و همکاران (Karimi)



شکل ۱۵. A: نمودار فاز سامانه سه تایی دیوپسید- آنورتیت- فورستریت (Yoder and Tilley, 1962) و B: نمایش محدوده‌های دمایی به دست آمده از واحدهای سنگی منطقه درگز بر روی نیم‌رخ زمین‌شناسی افولیت‌ها (با تغییرات از کنعانیان و همکاران (Kananian et al., 2001) و شفای‌مقدم و استرن (Shafaii Moghadam and Stern, 2015)).

Fig. 15. A: Phase diagram of the Diopside-Anorthite-Forsterite ternary system (Yoder and Tilley, 1962), and B: Schematic scheme of temperature ranges obtained from rock units in the Dar Gaz district based on the geological profile of ophiolite (modified after Kananian et al. (2001) and Shafaii Moghadam and Stern, 2015)).

قدردانی

از جناب آقای دکتر اندرو جی. لوكوك^۷ از دانشکده علوم زمین و اتمسفر دانشگاه آلبرتا، کانادا، به دلیل راهنمایی‌های ارزشمند برای ارائه نرم‌افزارها و دیدگاه کلیدی پیرامون مباحث شیمی و

زمین دما- فشارسنجی، کمال تشکر و قدردانی را داریم. همچنین از سردبیر محترم جناب آقای دکتر کریم پور و داوران محترم به دلیل ارائه نکته‌ها و راهنمایی‌های ارزشمندشان، کمال تشکر را داریم.

-
1. Electron Probe Micro-Analyzer
 2. Back arc basin
 3. Suprasubduction zone (SSZ)
 4. Volcanic arc basalts (VAB)
 5. Oceanic floor basalts (OFB)
 6. Island arc tholeiite (IAT)
 7. Andrew J. Locock

References

- Abd El-Rahman, Y., Helmy, H.M., Shibata, T., Yoshikawa, M., Arai, S. and Tamura, A., 2012. Mineral chemistry of the Neoproterozoic Alaskan-type Akarem Intrusion with special emphasis on amphibole: Implications for the pluton origin and evolution of subduction-related magma. *Lithos*, 155: 410–425. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.09.015>
- Aoki, K.I. and Shiba, I., 1993. Pyroxenes from Iherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos*, 6(1): 41–51. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(73\)90078_9](https://doi.org/10.1016/0024-4937(73)90078_9)
- Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87(1–2): 125–138.
- Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, 80 (5–6): 549–559. <https://doi.org/10.2138/am.1995-5-615>
- Arvin, M., Babaei, A. A., Ghadami, Gh., Dargahi, S. and Shakerardekani, A.R., 2005. The origin of the Kahnuj ophiolitic complex, SE of Iran, Constraints from whole rock and mineral chemistry of the Bande-Zeyarat gabbroic complex. *Ophiolite*, 30 (1): 1–14.
- Barbero, E., Delavari, M., Dolati, A., Vahedi, L., Langone, A., Marroni, M. and Saccani, E., 2020. Early Cretaceous Plume–Ridge Interaction Recorded in the Band-e-Zeyarat Ophiolite (North Makran, Iran): New Constraints from Petrological, Mineral Chemistry, and Geochronological Data. *Minerals*, 10(12): 1100. <https://doi.org/10.3390/min10121100>
- Barclay, J. and Carmichael, I.S.E., 2004. A hornblende basalt from western Mexico: water-saturated phase relations constrain a pressure–temperature window of eruptibility. *Journal of Petrology*, 45(3): 485–506. <https://doi.org/10.1093/petrology/egg091>
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Bonadiman, C., Siena, F. and Vaccaro, C., 2004. Coexisting anorogenic and subduction-related metasomatism in mantle xenoliths from the Betic Cordillera (southern Spain). *Lithos*, 75(1-2): 67–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.015>
- Bertrand, P. and Mercier, J.C., 1985. The mutual solubility of coexisting ortho- and Clinopyroxene: toward and absolute geothermometry for natural system? *Earth and Planetary Science Letters*, 76(1–2): 109–122. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)earpscilett.90152-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)earpscilett.90152-9)
- Bishop, F.C., 1980. The distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting ilmenite and pyroxene with application to geothermometry. *American Journal of Sciences*, 280(1): 46–77. <https://doi.org/10.2475/ajs.280.1.46>
- Blundy, J.D., and Holland, T.J., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2): 208–224. <https://doi.org/10.1007/BF00306444>
- Burg, J.P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 185, 1210–1231. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.011>
- Burg, J.P., Dolati, A., Bernoulli, D. and Smit, J., 2013. Structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran. In: K. H. Al hosani, F. Roure, and R. Ellison (Editors), *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The Arabian Plate and analogues*. Springer, Berlin, pp. 239–259. https://doi.org/10.1007/978-3-642-30609-9_12
- 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>
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 2013. An introduction to the rock forming minerals. Longman Scientific and Technical, London, 506 pp.
- Desmons, J. and Beccaluva, L., 1983. Mid-ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: palaeographic implications: complementary reference. *Chemical Geology*, 39(1–2): 39–63. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(83\)90071_2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(83)90071_2)
- Dorani, M., Arvin, M., Oberhänsli, R. and Dargahi, S., 2017. PT evolution of metapelites from the Bajgan complex in the Makran accretionary prism, south eastern Iran. *Geochemistry*, 77(3): 459–475. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.07.004>
- Elthon, D., Stewart, M., and Ross, D.K., 1992. Compositional trends of minerals in oceanic

- cumulates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B11): 15189–15199. <https://doi.org/10.1029/92JB01187>
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G. and Bird, D.K., 1993. Al– Fe³⁺ and F– OH substitutions in titanite and constrains on their P–T dependence. *European Journal of Mineralogy*, 5(2): 231–291. <https://doi.org/10.1127/ejm.5.2.0219>
- Ernst, W.G. and Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al-and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—A semiquantitative thermobarometer. *American mineralogist*, 83(9–10): 952–969. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1004>
- Esmaeili, R., Xiao, W., Ebrahimi, M., Zhang, J.E., Zhang, Z., Abd El-Rahman, Y. and Aouizerat, A., 2020. Makran ophiolitic basalts (SE Iran) record Late Cretaceous Neotethys plume-ridge interaction. *International Geology Review*, 62(13–14): 1677–1697. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1658232>
- Ewart, A., 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. *Developments in Petrology*, 6: 13–121. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41765-7.50007-1>
- Fanka, A., Tsunogae, T., Daorerk, V., Tsutsumi, Y., Takamura, Y., Endo, T. and Sutthirat, C., 2016. Petrochemistry and mineral chemistry of Late Permian hornblendite and hornblende gabbro from the Wang Nam Khiao area, Nakhon Ratchasima, Thailand: indication of Palaeo-Tethyan subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 130: 239–255. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.11.018>
- Fischer, T.P. and Marty, B., 2005. Volatile abundances in the sub-arc mantle: insights from volcanic and hydrothermal gas discharges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(1–3): 205–216. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.022>
- Furhman, M.L. and Lindsley, D.H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73(3–4): 201–215. Retrieved October 10, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/73/3-4/201/42101/Ternary-feldspar-modeling-and-thermometry?redirectedFrom=PDF>
- Ghadami, Gh., 1998. Petrology and geochemistry of the Kahnij ophiolitic gabbroid rocks. M.Sc. Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran, 145 pp. (in Persian)
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi B., Karimi Shahraki B. and Kheirabadi A., 2018. Geology, petrography and geochemistry of ultramafic-mafic rocks and associated mineralization at Dargaz anomaly (Kahnij OphioliticComplex). *Petrology*, 34(9): 139-162. (in Persian) <http://dx.doi.org/10.22108/ijp.2018.111638.1089>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Neubauer, F., Cao, S., 2021a. Trace element geochemistry of zircons from the Kahnouj ophiolite complex: implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(14): 1–20. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07575-5>
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Neubauer, F., Cao, S. and Lentz, D.R., 2021b. Geochronology, geochemistry, and origin of plagiogranitic rocks and related granitic dikes in the Dar Gaz district, Kahnij ophiolite complex, SE Iran: Analysis of their petrogenesis in a back-arc tectonic setting. *Lithos*, 380: 105832. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105832>
- Ghazi A.M., Hassanipak A.A., Mahoney J.J. and Duncan R.A., 2004. Geochemical characteristics, ⁴⁰Ar- ³⁹Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. *Tectonophysics*, 393(1–4): 175–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.035>
- Ghent, E.D., Nicholls, J., Simony, P.S., Sevigny, J. H. and Stout, M.Z., 1991. Hornblende geobarometry of the Nelson Batholith, southeastern British Columbia: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28(12): 1982–1991. <https://doi.org/10.1139/e91-180>
- Giacomini, F., Tiepolo, M., Dallai, L. and Ghezzo, C., 2007. On the onset and evolution of the Ross-orogeny magmatism in North Victoria Land-Antarctica. *Chemical Geology*, 240(1–2): 103–

128.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.005>
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E.A., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11–12): 1297–1313. Retrieved October 10, 2021 from
<https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/71/11-12/1297/104900/Aluminum-in-hornblende-An-empirical-igneous?redirectedFrom=fulltext>
- Hassanipak, A.A., Ghazi, A.M. and Wampler, J.M., 1996. Rare earth element characteristics and K-Ar ages of the Band Ziarat ophiolite complex, southeastern Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33(11): 1534–1542.
<https://doi.org/10.1139/e96-116>
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C. and Welch, M.D., 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97(11–12): 2031–2048.
<https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Hebert, R., 1982. Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples. *Ophioliti*, 7(2–3): 299–324. Retrieved October 10, 2021 from <https://pascal-francis.inist.fr>
- Hebert, R., Constantin, M. and Robinson, P.T., 1991. Primary mineralogy of Leg 118 gabbroid rocks and their place in the spectrum of oceanic mafic igneous rocks. In: *Proceeding of the ocean Drilling Program. Scientific Results*, 118: 3–20. Retrieved October 10, 2021 from
http://www-odp.tamu.edu/publications/118_SR/VOLUME/C_HAPTERS/sr118_01.pdf
- Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 433–447.
<https://doi.org/10.1007/BF00310910>
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H. H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3–4): 231–239. Retrieved October 10, 2021 from
<https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/72/3-4/231/104937/confirmation-of-the-empirical-correlation-of-al-in>
- Hossain, I., Tsunogae, T. and Rajesh, H.M., 2009. Geothermobarometry and fluid inclusions of dioritic rocks in Bangladesh: Implications for emplacement depth and exhumation rate. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(6): 731–739.
<https://doi.org/10.1016/j.jseas.2008.10.010>
- Huaimin X., Shuwen D., Ping, J., 2006. Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen in China", *Earth Sciences*, 49: 684–695.
<https://doi.org/10.1007/s11430-006-0684-y>
- Humphreys, M.C., Cooper, G. F., Zhang, J., Loewen, M., Kent, A.J., Macpherson, C.G. and Davidson, J.P. 2019. Unravelling the complexity of magma plumbing at Mount St. Helens: a new trace element partitioning scheme for amphibole. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174(1): 1–15.
<https://doi.org/10.1007/s00410-018-1543-5>
- Hunziker, D., 2014. Magmatic and metamorphic history of the North Makran ophiolites and blueschists (SE Iran): Influence of Fe³⁺/Fe²⁺ ratios in blueschist facies minerals on geothermobarometric calculations. Ph.D. Thesis, University of Zurich, Zurich, Switzerland, 384 pp.
- Hunziker, D., Burg, J.P., Bouilhol, P. and von Quadt, A., 2015. Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. *Tectonics*, 34(3): 571–593.
<https://doi.org/10.1002/2014TC003768>
- Hynes, A., 1982. A comparison of amphiboles from medium- and low-pressure metabasites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81(2): 119–125.
<https://doi.org/10.1007/BF00372049>
- Jacamon, F. and Larsen, R.B., 2009. Trace element evolution of quartz in the charnockitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation. *Lithos*, 107(3–4): 281–291.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.10.016>
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to

- Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17(9): 837–841.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2)
- Kananian A., 2001. Petrology and geochemistry of Kahnuj ophiolite complex. Ph.D. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 241 p (in Persian).
- Kananian A., Juteau T., Bellon H., Darvishzadeh A., Sabzehi M., Whitechurch H. and Ricou L. E., 2001. The ophiolite massif of Kahnuj (western Makran, southern Iran). new geological and geochronological data. *Sciences de la Terre et des planètes/Earth and Planetary Sciences*, 332(9):543–552.
[https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01574-9](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01574-9)
- Karimi Shahraki, B., Ghasemi Siani, M. and Gholizadeh K., 2019. Geothermometry and oxygen fugacity of iron-titanium oxide minerals in Dargaz anomaly, southeast of Kahnuj. *Kharazmi Earth Sciences*, 5(1): 79–98 (in Persian). Retrieved October 10, 2021 from <https://doi.org/10.29252/gnf.5.1.79>
- Kelemen, P. B., Rilling, J. L., Parmentier, E. M., Mehl, L. and Hacker, B. R., 2003. Thermal structure due to solid-state flow in the mantle wedge beneath arcs. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 138, 293–311.
<https://doi.org/10.1029/138GM13>
- Kelemen, P., Whitehead J. A., Aharonov E. and Joordahl K. A., 1995. Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle. *Journal of Geophysical Research*, 100(B1): 475–496.
<https://doi.org/10.1029/94JB02544>
- Kretz, R., 1994. *Metamorphic crystallization*. John Wiley and Sons Ltd, New York, USA, 507 pp. Retrieved October 10, 2021 from <https://www.academia.edu>
- Lindsley, D.H., 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68: 477–493. Retrieved October 10, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/68/5-6/477/104808/Pyroxene-thermometry>
- Locock, A. J., 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers and Geosciences*, 62: 1–11.
<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011>
- Mandal, A., Ray, A., Debnath, M. and Paul, S. P., 2012. Petrology, geochemistry of hornblende gabbro and associated dolerite dike of Paharpur, Puruliya, West Bengal: Implication for petrogenetic process and tectonic setting. *Journal of Earth System Science*, 121(3): 793–812.
<https://doi.org/10.1007/s12040-012-0195-5>
- McCall, G. J. H., 1985. Explanatory text of the Minab quadrangle map 1:250000. Geological Survey of Iran, Report No. J13. (in Persian)
- McCall, G. J. H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of the southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15(6): 517–531.
[https://doi.org/10.1016/S0743-9547\(97\)00032-9](https://doi.org/10.1016/S0743-9547(97)00032-9)
- McCall, G. J. H. and Kidd, R. G. W., 1982. The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to Present. Geological Society, London, Special Publications, 10(1): 387–397.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.26>
- Meurer, W. P., and Claeson, D. T., 2002. Evolution of crystallizing interstitial liquid in an arc-related cumulate determined by LA ICP-MS mapping of a large amphibole oikocryst. *Journal of Petrology*, 43(4): 607–629.
<https://doi.org/10.1093/petrology/43.4.607>
- Molina, J. F., Moreno, J. A., Castro, A., Rodríguez, C. and Fershtater, G. B., 2015. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232: 286–305.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.027>
- Molina, J. F., Scarrow, J. H., Montero, P. G. and Bea, F., 2009. High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(1): 69–98.
<https://doi.org/10.1007/s00410-008-0371-4>
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, 27: 143–156.
<https://doi.org/10.1007/BF01226262>
- Moslempour, M. E., Khalatbari-Jafari, M., Ghaderi, M., Yousefi, H. and Shahdadi, S., 2015. Petrology, geochemistry and tectonics of the

- extrusive sequence of Fannuj-Maskutan ophiolite, Southeastern Iran. *Journal of the Geological Society of India*, 85(5): 604–618. <https://doi.org/10.1007/s12594-015-0255-y>
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4): 321–355. <https://doi.org/10.2475/ajs.274.4.321>
- Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattitch, B.C., Cooper, F. J. and Brooker, R. A., 2016. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(10): 1–27. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Nekvasil, H., 1992. Ternary feldspar crystallization in high-temperature felsic magmas. *American Mineralogist*, 77(5–6): 592–604. Retrieved October 10, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/77/5-6/592/42680/Ternary-feldspar-crystallization-in-high?redirectedFrom=PDF>
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(2): 149–160. <https://doi.org/10.1007/BF00398776>
- Paragon-Contech Consulting Engineers, 1985. Explanatory text of Minab Map 1:250000. Geological survey of Iran. (in Persian)
- Pearce, J.A., Lipart, S.J. and Roberts, S., 1984. Characteristic and tectonic setting of Supra-Subduction zone ophiolites. *Geological Society Special Publication* (London), 16: 77–94. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06>
- Petrini, K. and Podladchikov, Y., 2000. Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(1): 67–77. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00240.x>
- Putirka, K.D., 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101(4): 841–858. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- Rajabzadeh, M.A., Ghorbani M and Saadati M., 2011. Mineralization study of titanium in Kahnouj ophiolitic complex based on petrological, mineralogical and geochemical data, south of Kerman province. *Petrology*, 7(2): 21–38 (in Persian). Retrieved October 10, from https://ijp.ui.ac.ir/article_16078.html?lang=en
- Rampone, E., Hofmann, A.W. and Raczek, I., 1998. Isotopic contrasts within the Internal Liguride ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle-crust link. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1–4):175–189. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00185-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00185-X)
- Richards, J.P., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8): 1515–1533. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.8.1515>
- Ridolfi, F. and Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5): 877–895. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction – related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1): 45–66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Saccani, E., Dilek, Y. and Photiades, A., 2018. Time-progressive mantle-melt evolution and magma production in a Tethyan marginal sea: A case study of the Albanide-Hellenide ophiolites. *Lithosphere*, 10(1): 35–53. <https://doi.org/10.1130/L602.1>
- Sepidbar, F., Lucci, F., Biabangard, H., Zaki Khedr, M. and Jiantang, P., 2020. Geochemistry and tectonic significance of the Fannuj-Maskutan SSZ-type ophiolite (Inner Makran, SE Iran). *International Geology Review*, 62(16): 2077–2104. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1753118>
- Scaillet, B. and Evans, B.W., 1999. The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P–T–f O₂–f H₂O conditions of the dacite magma. *Journal of Petrology*, 40(3): 381–411. <https://doi.org/10.1093/ptroj/40.3.381>

- 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>
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R.J., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 31–59.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.12.016>
- Simakin, A., Zakrevskaya, O. and Salova, T., 2012. Novel amphibole geo-barometer with application to mafic xenoliths. *Earth Science Research*, 1(2): 82–97.
<http://dx.doi.org/10.5539/esr.v1n2p82>
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Foreningen)*, 119(1): 55–60.
<https://doi.org/10.1080/11035899709546454>
- 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>
- Tamayo, Jr, R.A., 1998. Petrology and mineral chemistry of a back-arc upper mantle suite: Example from the Camarines Norte Ophiolite complex, South Luzon. *Journal of the Geological Society of the Philippines*, 51: 1–23.
- 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 October 10, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/76/1-2/176/42488/Hornblende-chemistry-in-southern-Appalachian?redirectedFrom=fulltext>
- Wallace, P. J., 2005. Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(1–3): 217–240.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.023>
- Wan, B., Xiao, W., Windley, B.F. and Yuan, C., 2013. Permian hornblende gabbros in the Chinese Altai from a subduction-related hydrous parent magma, not from the Tarim mantle plume. *Lithosphere*, 5(3): 290–299.
<https://doi.org/10.1130/L261.1>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wones, D.R., 1981. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, 31(168): 191–212.
<https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.31.191>
- Wones, D.R., 1989. Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74(7–8): 744–749. Retrieved October 10, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/74/7-8/744/42272/Significance-of-the-assemblage-titanite-magnetite>
- Xie, Y.W. and Zhang Y.Q., 1990. Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduanshan region. *Acta Mineral Sin*, 10: 35–45. Retrieved October 10, 2021 from https://en.cnki.com.cn/Article_en/CJFDTOTAL-KWXB199001005.htm
- Yan, S. and Niu, H.C., 2014. Petrography and geochemistry of the Wuling amphibole gabbro and its implication for iron ore metallization. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 2(88): 397–398.
https://doi.org/10.1111/1755-6724.12372_25
- Yan, S., Shan, Q., Niu, H.C., Yang, W.B., Li, N.B., Zeng, L.J. and Jiang, Y.H., 2015. Petrology and geochemistry of late Carboniferous hornblende gabbro from the Awulale Mountains, western Tianshan (NW China): Implication for an arc-nascent back-arc environment. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113: 218–237.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.01.016>
- Yang, D.G., Sun, D.Y., Gou, J. and Hou, X.G., 2018. Petrogenesis and tectonic setting of Carboniferous hornblende gabbros of the northern Great Xing'an Range, NE China: Constraints from geochronology, geochemistry, mineral chemistry, and zircon Hf isotopes. *Geological Journal*, 53(5): 2084–2098.
<https://doi.org/10.1002/gj.3035>

- Yavaz, F. and Döner, Z., 2017. WinAmptb: A Windows program for calcific amphibole thermobarometry. *Periodico di Mineralogia*, 86(2): 135–167.
<https://doi.org/10.2451/2017PM710>
- Yoder, H.S. and Tilley, C.E., 1962. Origin of Basaltic Magma: an experimental Study of Natural and synthetic rocks systems. *Journal of Petrology*, 3(3): 342–532.
<https://doi.org/10.1093/petrology/3.3.342>
- Zhang, S.H., Zhao, Y. and Song, B., 2006. Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block. *Mineralogy and Petrology*, 87(1): 123–141.
<https://doi.org/10.1007/s00710-005-0116-2>