Journal of Economic Geology
Vol. 10, No. 2 (2018-2019)
ISSN 2008-7306

زمین‌شناسی اقتصادی
جلد ۱۰، شماره ۲ (سال ۱۳۹۷)
صفحات ۳۹ و ۴۰

Geochronology, Petrology and Geochemistry of Intermediate and Mafic Rocks of Bornaward Plutonic Complex (Northwest Bardaskan, Iran)

Reza Monazzami Bagherzadeh[1], Mohammad Hassan Karimpour[1&2*], G. Lang Farmer[3], Charles R. Stern[3], Jose Francisco Santos[4], Sara Ribeiro[4], Behnam Rahimi[1&2] and Mohammad Reza Haidarian Shahri[1]

1) Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
2) Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
3) Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, U.S.A.
4) Department of Geosciences, University of Aveiro, Aveiro, Portugal

Submitted: Aug. 8, 2017
Accepted: Nov. 26, 2017

Keywords: *Complex, Zircon geochronology, microcontinent, Bornaward, Taknar*

Introduction

The study area is located in the northeast of Iran (the Khorasan Razavi province) and 28 km northwest of Bardaskan city and in position of 57˚ 46′ to 57˚ 52′ latitude and 35˚ 21′ to 35˚ 24′ longitude. The study area is a part of Taknar zone. The Taknar geological-structural zone is situated in the north Central Iranian microcontinental and it is a part of Lut block (Fig.1). Taknar plutonic complex that is situated in the Taknar structural zone is located in the northern part of Iranian microcontinent.

Materials and methods

Chemical analysis of REE and minor elements of samples of the Bornaward diorites and gabbro's took place in the ACME Lab. in Vancouver, Canada, by the ICP-MS method (Table. 1). For the Bornaward diorite dating by the U-Pb method, zircon grains of material remaining in the sieve, Bromoform were isolated from light minerals by cleaning and were isolated with a minimum size of 25 microns, and then studies took place in the Crohn's Laser Lab Arizona (Gehrels et al., 2008). Measurement of Rb, Sr, Sm and Nd isotopes and $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ ratios and εNd (T=552), εNd (T=0), εSr (T=552) and εSr (T=0) took place in radioisotope Laboratory, University of Aveiro in Portugal.

Discussion

Geology of study area

The study area forms the central part of the Bornaward plutonic complex. This complex is a granitoid assemblage including granite, granodiorite, tonalite and granophyre.tscentral part has been formed by intermediate and basic intrusive rocks such as diorite, quartz diorite and gabbro units (Fig. 2). From the genetic point of view, the intermediate and mafic rocks of the Taknar plutonic complex does not have any relationship with granitoid rocks of this assemblage, and they are related to a similar magmatic phase but are separated from this granitoid assemblage. However, these mafic and intermediate units are older than granitic units at the rim of the complex that are called Bornaward granite.

Petrography

The main minerals in the diorite and quartz diorite rocks are plagioclase and hornblende and we can see biotite in the quartz dioritic rocks. Quartz exist as tiny grains and anhedral and in the matrix rock. The amount of Quartz in the quartz diorites is 5 to 20%. Plagioclases usually have normal zoning and are highly altered to sericite. Most of the plagioclases were saussuritized. Altered minerals resulted from plagioclase and hornblende are sericite, epidote, chlorite, zoisite and clinozoisite.

The main minerals in the gabbro are pyroxene, hornblende, and fine grains plagioclase. Minor minerals in the rocks are apatite, magnetite and other opaque.

The main texture of intermediate and mafic rocks in this assemblage is medium granular to coarse grain and especially in the intermediate rocks and gabbro rocks, we can see scattered poikilitic, intersertal, sub-ophitic and porphyroid texture.

Geochemistry

The area diorite and gabbro is located locate in Tholeiitic and Calc-alkaline series (Fig. 9). Shand index ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) is obtained under 1.1, in Metaluminous field (Fig. 7) and I-type granite field (Chappell and White, 2001). Based on the TAS diagram (Middlemost, 1985), all the diorite and gabbro samples are located in diorite, gabbro-diorite and gabbro-norite groups (Fig. 6). The diorite and gabbro's show enrichment LREE and low ascending pattern ($(La/Yb)_N$ =1.40-6.12 and La_N =12.26-75.81).

U-Pb zircon geochronology

Measurement of U-Th-Pb isotopes of the Bornaward diorite zircons of BKCh-03 sample (Table 2) show that its age is related to 551.96±4.32 Ma ago (Upper Precambrian (Neoproterozoic) (Ediacaran) (Fig. 14).

Sr-Nd isotopes

The $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ and $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ content of Bornaward diorite and gabbro rocks is located in the range of 0.7038 to 0.7135 and 0.51203 to 0.51214, respectively (Tables 3 and 4). It shows that the diorite and gabbro rocks can be affected by hydrothermal alteration because their $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ is above (Fig. 16). The numeral amounts of $\varepsilon Nd_{(T=552)}$ of Bornaward diorite and gabbro are 2.0 to 4.0.

Petrogenesis

The Bornaward diorite and gabbro rocks show a widespread enriched pattern of Rb, U, K, Pb, La and Th elements than chondrite, while Ba, Ti, Ta, Sr and Nb elements show reduction as a result of fractional crystallization (Fig. 11). The rocks of this complex are formed at the continental margin and VAG environment (Fig. 18) which is related to the subduction of the oceanic crust that exists between the Iranian microcontinent and the Afghan Block.

Results

This assemblage with age of Late Neoproterozoic is the result of extensive magmatism in the northern part of the Iranian microcontinent due to Katangahi orogeny event. The similar magmatism in the northern part of the Iranian microcontinent is existing as Khaf-Kashmar-Bardeskan volcano-plutonic belt**.**

Based on the geochemical investigations, the magmatism of these rocks has been tholeiitic and calk-alkaline and have formed the coexistent rocks with I-type granites. Alumina saturation index for intermediate and mafic rocks of Bornaward complex is metalumina. These are medium-K rocks and enriched in the LILE such as Rb, Pb, U and Th while depleted of the Nb, Ti, Ta, Sr and Ba. Therefore, it shows that these rocks have resulted from the mixing by the lower crust.

The low $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ Bornaward diorite and gabbro rocks and the numeral amounts of $\varepsilon_0Nd_{(present)}$ of these rocks from -0.2 to 4.0 show that production of such intrusive masses can be attributed to the source of upper mantle or contaminated lower continental crust. Environment of formation of the intermediate and basic rocks of the Bornaward plutonic complex is active continental margin and volcanic arc environment.

References

Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, 48(4): 489–499.

Gehrels, G.E., Valencia, V.A. and Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation– multicollector– inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9(3): 1–13.

Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology. Longman, London, New York, 266 pp.

زمین‌شناسی اقتصادی
جلد ۱۰، شماره ۲ (سال ۱۳۹۷)
صفحات ۴۲۵ تا ۴۴۸

Journal of Economic Geology
Vol. 10, No. 2 (2018–2019)
ISSN 2008-7306

سن‌سنجی، پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونوماگماتیسم سنگ‌های حدواسط و مافیک کمپلکس پلوتونیک برنورد (شمال‌غرب بردسکن)

رضا منظمی باقرزاده[۱]، محمدحسن کریم‌پور[۱ و ۲*]، جی لنگ فارمر[۳]، چارلز استرن[۳]، ژوزه فرانسیسکو سانتوس[۴]، سارا ریبیرو[۴]، بهنام رحیمی[۱ و ۲] و محمدرضا حیدریان شهری[۱]

۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۲) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۳) دانشکده علوم زمین، دانشگاه کلرادو، بولدر، امریکا
۴) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آویرو، آویرو، پرتغال

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۵/۱۷، پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۰۵

چکیده

کمپلکس پلوتونیک برنورد واقع در زون ساختاری تکنار، در شمال خرد قاره ایران مرکزی و در ۲۰ کیلومتری شمال‌غرب شهرستان بردسکن قرار دارد. این مجموعه با سنی معادل اواخر پرکامبرین (نئوپروتروزوئیک)، نتیجه فعالیت ماگمایی وسیع شمال خرد قاره ایران مرکزی در اثر پدیده کوه‌زایی کاتانگاهی است. مشابه این ماگماتیسم در شمال خرد قاره ایران مرکزی به‌صورت کمربند ولکانو- پلوتونیک خواف- کاشمر- بردسکن همچون گرانیتوئیدهای کاشمر وجود دارد. این کمپلکس بزرگ‌مقیاس در واقع مجموعه‌ای گرانیتوئیدی شامل سنگ‌های گرانیتی، گرانودیوریتی، تونالیتی و گرانوفیری است که بخش مرکزی آن از یک گروه واحدهای گابرویی، دیوریتی و کوارتزدیوریتی تشکیل‌شده است. بافت اصلی این سنگ‌های حدواسط و مافیک، گرانولار متوسط تا درشت‌بلور است و بافت‌های پورفیروئید به‌ویژه در سنگ‌های حدواسط و بافت‌های پوئی‌کلیتیک و ساب‌افیتیک در سنگ‌های گابرویی به‌صورت پراکنده به چشم می‌خورد. کانی اصلی فرومنیزین‌دار سنگ‌های مافیک و حدواسط، کانی هورنبلند است و در نمونه‌های کوارتزدیوریتی، بیوتیت نیز دیده می‌شود. سنگ‌های حدواسط و مافیک کمپلکس پلوتونیک برنورد از لحاظ ژنتیکی با سنگ‌های گرانیتوئیدی این مجموعه ارتباطی مستقیم دارند. از لحاظ ارتباط صحرایی و بررسی‌های سنی چنین مشخص می‌شود که این واحدهای مافیک و حدواسط نسبت به واحد گرانیتی و دیگر واحدهای نفوذی اسیدی این کمپلکس قدیمی‌تر بوده و توسط این واحدها قطع شده‌اند.

بر اساس سن‌سنجی دیوریت‌های منطقه برنورد با استفاده از کانی زیرکن به‌روش U-Pb، سن این توده های نفوذی ۴/۳۲± ۵۵۱/۹۶ میلیون سال قبل (اواخر پرکامبرین) به‌دست آمده است. بر پایه بررسی‌های ژئوشیمیایی، تحولات ماگمایی این سنگ‌ها از نوع تولئیتی و کالک‌آلکالن بوده و شاخص اشباع از آلومین این سنگ‌ها متاآلومین است. دیوریت‌ها و گابروهای برنورد از نوع پتاسیم متوسط بوده و از لحاظ ویژگی‌های ژئوشیمیایی نسبت به عناصر ناسازگار La, Rb, K, U, Pb به‌همراه Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند؛ در حالی‌که عناصری مانند Nb, Ti, Ta, Sr, Ba تهی‌شدگی شاخصی را در مقایسه با کندریت ارائه می‌دهند.

ویژگی ایزوتوپی $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ دیوریت‌ها و گابروهای برنورد در گستره ۰/۵۱۲۰۳ تا ۰/۵۱۲۱۴ به‌دست آمده است. مقدار عددی نسبت

*مسئول مکاتبات: karimpur@um.ac.ir
DOI: 10.22067/econg.v10i2.66703

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ این توده‌های نفوذی در گستره ۰/۷۰۳۸ تا ۰/۷۱۳۵ اندازه‌گیری شده است. مقدار عددی $\varepsilon Nd_{(T=552)}$ دیوریت‌ها و گابروهای برنورد از ۲/۰ تا ۴/۰ به‌دست آمده است. مقادیر پایین $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ نمونه‌های دیوریت و گابروهای منطقه برنورد و مقادیر $\varepsilon 0Nd_{(present}$ این توده‌های نفوذی که ۰/۲- تا ۴/۰ محاسبه‌شده است، نشان‌دهنده آن است که تولید چنین توده‌های نفوذی می‌تواند به منبعی از گوشته بالایی یا پوسته قاره‌ای زیرین تحت آلایش قرارگرفته شده، نسبت‌داده شود. محیط تشکیل این دسته از سنگ‌های کمپلکس پلوتونیک برنورد، حاشیه فعال قاره و محیط کمان آتشفشانی[1] است که می‌تواند به فرورانش پوسته اقیانوسی موجود بین خرد قاره ایران مرکزی و بلوک افغان مرتبط باشد.

واژه‌های کلیدی: *کمپلکس، سن‌سنجی، خرد قاره، ماگماتیسم، پرکامبرین، بردسکن، تکنار*

مقدمه

کمپلکس پلوتونیک برنورد، در ۲۰ کیلومتری شمال‌غرب شهرستان بردسکن و در زون ساختاری تکنار قرار دارد. این زون که از آن با نام پنجره فرسایشی تکنار نیز یاد می‌شود، در جنوب از بلوک لوت توسط گسل درونه و در شمال از زون سبزوار به‌واسطه گسل تکنار (ریوش)، جدا می‌شود (Muller and Walter, 1983). پنجره فرسایشی تکنار در واقع محیطی ژئوتکتونیکی در میان بلوک لوت و زون سبزوار است (Lindenberg and Jacobshagen, 1983) (شکل ۱). در این منطقه سنگ‌های ولکانیکی و پیروکلاستیکی با درجه دگرگونی پایین به‌همراه دسته‌ای از واحدهای رسوبی کمی دگرگون‌شده با سنی معادل اواخر پرکامبرین، مجموعه‌ای با عنوان سازند تکنار را به ضخامت حدود ۱۶۵۰ تا ۱۸۵۰ متر تشکیل داده‌اند (Muller and Walter, 1983; Homam, 1992). این مجموعه توسط کمپلکس پلوتونیک موردنظر تحت تأثیر و نفوذ قرارگرفته است.

قدیمی‌ترین فعالیت پلوتونیسم در زون تکنار به اواخر پرکامبرین برمی‌گردد که به‌صورت گرانیتوئید برنورد آشکار شده است (Monazzami Bagherzadeh et al., 2015) و این نشان‌دهنده ماگماتیسم گسترده پرکامبرین در شرق ایران است. این فعالیت ماگمایی گسترده با فعالیت کوه‌زایی کاتانگاهی در ایران مطابقت دارد. درحالی‌که سلطانی (Soltani, 2000) در پایان‌نامه خود گرانیتوئیدهای شمال منطقه کاشمر را با روش تعیین سن Rb-Sr به ۴۳ میلیون سال قبل نسبت‌داده است (Alaminia et al., 2013). کمپلکس پلوتونیک برنورد در واقع مجموعه‌ای حلقوی شامل دو بخش مرکزی و حاشیه‌ای است که بخش مرکزی آن از مجموعه‌های مافیک و حدواسط تشکیل‌شده است و بخش حاشیه‌ای آن شامل واحدهای نفوذی اسیدی با عنوان گرانیت برنورد است (Sepahi Gherow, 1993).

در این مقاله سعی‌شده است با تکیه بر نتایج حاصل از بررسی روابط صحرایی حاکم بر بخش‌های مختلف کمپلکس پلوتونیک برنورد، سن‌سنجی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های حدواسط و مافیک این مجموعه، به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف، منشأ ماگمای سازنده و جایگاه زمین‌ساختی آنها پرداخته‌شود.

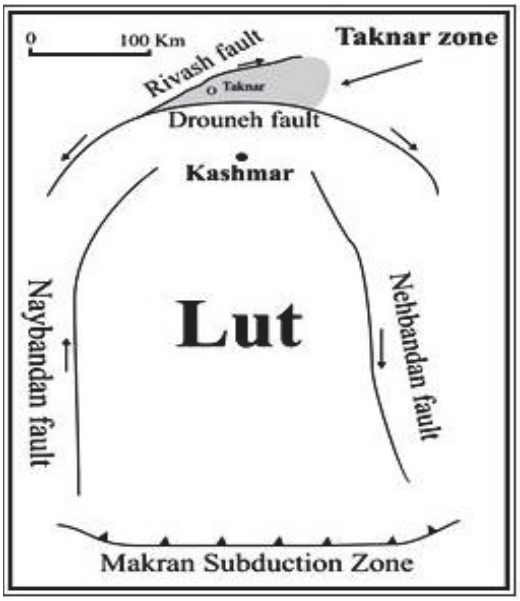
روش مطالعه

- مطالعه تشکیلات سنگی و پردازش تصاویر ماهواره‌ای ETM^+ منطقه برای تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ انجام‌شده است.
- نمونه‌برداری از ۷ توده آذرین نفوذی برای بررسی پتروگرافی و سنجش مقدار اکسیدهای اصلی به‌روش XRD و عناصر کمیاب و نادر خاکی به‌روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME کشور کانادا انجام‌شده است.
- نمونه‌برداری از دیوریت‌های منطقه برای تعیین سن مطلق کانی

1. Volcanic Arc Granites (VAG)

زیرکن به‌روش U-Pb در آزمایشگاه دانشگاه کلرادو امریکا مورد بررسی قرارگرفته است

- ارتباط ژنتیکی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آذرین نفوذی منطقه با استفاده از تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی مورد بررسی و مطالعه قرارگرفته است.



شکل ۱. موقعیت زون تکنار، بلوک لوت و گسل‌های درونه و تکنار (Lindenberg and Jacobshagen, 1983)

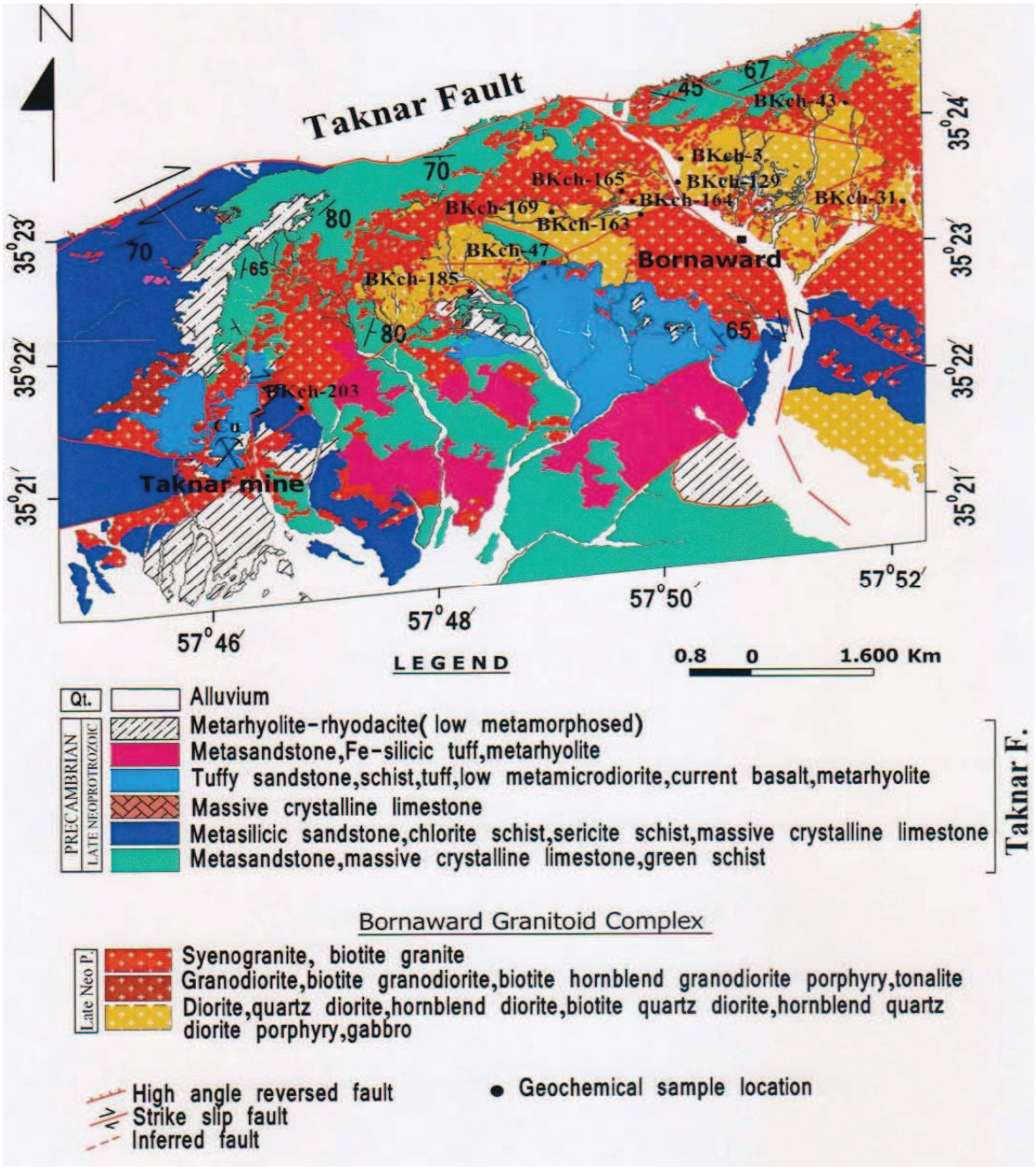
Fig. 1. The location of Taknar zone, Lut Block and Drouneh and Taknar faults (Lindenberg and Jacobshagen, 1983)

زمین‌شناسی منطقه

کمپلکس نفوذی برنورد به‌صورت مجموعه تپه‌های کم ارتفاع در مرکز و کوه‌های مرتفع در اطراف رخنمون‌داشته است و مساحتی در حدود ۵۵ کیلومتر مربع را شامل می‌شود. این کمپلکس در اطراف روستای برنورد از توابع شهرستان بردسکن واقع‌شده است. از لحاظ زمین‌شناسی ایران، قسمت بزرگی از زون ساختاری تکنار را تشکیل می‌دهد که از شمال به آبرفت‌های کواترنری در اطراف گسل ریوش و سازندهای مربوط به زون سبزوار می‌رسد. نفوذ کمپلکس پلوتونیک موردنظر در داخل سازند تکنار و همچنین ایجاد دگرگونی مجاورتی در مجموعه ولکانوسدیمنت تکنار که در اثر نفوذ سنگ‌های این کمپلکس ایجادشده است، بیانگر جوان‌تر بودن این مجموعه است. از لحاظ سنگ‌شناسی، بیشترین حجم این مجموعه از سنگ‌های گرانیتوئیدی تشکیل‌شده است که در بخش مرکزی، توده‌هایی از سنگ‌های گابرویی، دیوریتی و کوارتزدیوریتی دیده می‌شود (شکل ۲). این توده‌های مافیک و حدواسط اغلب به‌صورت آپوفیزهایی با برخورد گسله واحدهای گرانیتی، گرانودیوریتی و تونالیتی بخش مرکزی کمپلکس را قطع کرده‌اند. بر اساس شواهدی مانند: الف) وجود مرز زیگزاگی بین دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها، ب) حاشیه انجماد سریع سنگ‌های کوارتزدیوریتی در محل همبری با گرانودیوریت و گرانیت‌های بخش مرکزی و ج) دگرسانی و میلونیتی‌شدن واحدهای گرانیتوئیدی بخش مرکزی در محل تماس با واحدهای مافیک و حدواسط موردنظر، جوان‌تر بودن این واحدها را از گرانیتوئیدهای بخش مرکزی کمپلکس برنورد اثبات می‌کند. اما همین واحدهای مافیک و حدواسط به‌سمت حاشیه توسط گرانیت روشن رنگ حاشیه‌ای که به گرانیت برنورد مشهور است، مورد نفوذ قرارگرفته و دچار دگرسانی و

اپیدوتی‌شدن شده و رگه هایی از جنس کوارتز حاوی کانی تورمالین و رگه‌های سیلیسی حاوی مگنتیت و هماتیت در آنها نفوذ کرده است. این کمپلکس پلوتونیک به‌ویژه در بخش مرکزی توسط مجموعه‌ای از دایک‌های تأخیری دلریتی با ترکیب مشابه سنگ‌های گابرویی و میکرودیوریتی مورد نفوذ قرارگرفته است.

این دسته از دایک‌ها همانند منطقه کاشمر بیانگر توده ماگمایی مافیک سردشده در عمق هستند که عامل دگرسانی نیز محسوب می‌شوند (Almasi et al., 2015).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه برنورد به‌همراه موقعیت نمونه‌های سنگی

Fig. 2. Geological map of the Bornaward area and locations of the rock samples

پتروگرافی سنگ‌های حدواسط و مافیک

دیوریت‌ها و دایک‌های میکرودیوریتی

این سنگ‌ها شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دیوریت تا کوارتزدیوریت به‌همراه دایک‌های میکرودیوریتی هستند. سنگ‌های دیوریتی با بافت غالب هیپیدیومورف گرانولار متوسط تا ریز بلور و گاهی افیتیک، اینترسرتال (شکل ۳-A) و پورفیروئید شامل کانی‌های اصلی همچون پلاژیوکلاز و هورنبلند است. پلاژیوکلازها با فراوانی ۴۵- ۵۵ درصد به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل پلی‌سینتتیک و زون‌بندی آشکار شده‌اند. ترکیب پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها بیشتر از نوع آندزین است. تجزیه سوسوریتی در این کانی به‌ویژه در مرکز پلاژیوکلازهای زونینگ‌دار کاملاً مشخص است. هورنبلند به‌عنوان تنها کانی فرومنیزین دیوریت‌ها با فراوانی ۴۰- ۵۰ درصد به‌صورت نیمه شکل‌دار و گاه به‌صورت اینترگرانولار در بین بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. رنگ این کانی در مقطع نازک از سبز تا قهوه‌ای روشن متغیر است. در انواع کوارتزدیوریت‌ها علاوه‌بر کانی هورنبلند، بیوتیت نیز دیده می‌شود. کوارتز به مقدار کم (حدود ۵ درصد) و بیشتر به‌صورت دانه ریز و بی‌شکل در متن سنگ پراکنده است.

سرسیت، اپیدوت، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت به‌همراه بیوتیت ثانویه و کلریت که همگی نتیجه دگرسانی و تجزیه کانی‌های اصلی سنگ یعنی پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند، در مقاطع دیده می‌شوند. این سنگ‌ها به‌دلیل فراوانی کانی فرومنیزین هورنبلند در آنها در واقع سنگ‌های هورنبلنددیوریتی هستند.

کوارتزدیوریت‌ها از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی کاملاً با گروه دیوریت‌ها یکسان هستند، فقط از لحاظ مقدار کوارتز با گروه قبلی متفاوت بوده و مقدار کوارتز در آنها بالاتر است و به‌طور تقریبی بین ۵ تا ۲۰ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. گاهی در این سنگ‌ها بافت پورفیروئید نیز دیده می‌شود که فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز به‌صورت درشت بلورهایی با دگرسانی متوسط تا شدید (شکل ۳-B) در زمینه سنگ قابل مشاهده‌اند. در نمونه‌هایی از کوارتزدیوریت‌ها کانی فرومنیزین اصلی سنگ هورنبلند است، برخلاف گروه دیوریت‌ها که از نوع بیوتیت است.

ترکیب دایک‌های میکرودیوریتی در زیر میکروسکوپ بیشتر در حد میکروکوارتزدیوریت است و تنها تفاوت آنها با کوارتزدیوریت‌ها در اندازه دانه‌ها و بافت سنگ است. در این دایک‌ها، مگنتیت به‌صورت کانی تیره[1] در مقاطع نازک دیده می‌شود که نشان‌دهنده شرایط اکسیدان و بالابودن فشار بخار آب در ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ است. کانی پیریت با فراوانی بسیار پایین در سطح نمونه به‌صورت پراکنده دیده می‌شود. پیریت‌ها اتومورف[2] هستند و ابعادی بین ۵۰ تا ۴۰۰ میکرون دارند. بعضی از دانه‌ها که در شکستگی‌ها قرار دارند، به‌دلیل تأثیر محلول‌های سطحی، توسط هیدروکسیدهای آهن جانشین شده‌اند.

گابروها و دایک‌های دلریتی

بافت گابروها، هیپیدیومورف گرانولار، اینترسرتال (شکل ۴) پوئی‌کیلیتیک و ساب‌افیتیک است. پلاژیوکلاز به‌عنوان کانی اصلی این سنگ‌ها با فراوانی ۴۵- ۵۴ درصد بر اساس اندازه‌گیری زاویه خاموشی، بیشتر از نوع لابرادوریت و گاهی بایتونیت با ماکل پلی‌سینتتیک و دارای ساخت زونینگ است. این کانی‌ها در بعضی مقاطع دچار دگرسانی‌شده و به کانی‌های اپیدوت، کلینوزوئیزیت، سرسیت و کربنات (سوسوریتی‌شدن) تبدیل شده‌اند. پیروکسن (اورتو و کلینو) و هورنبلند در مجموع با فراوانی ۴۳- ۵۲ درصد به‌صورت بلورهای منشوری و بی‌شکل، به‌عنوان کانی‌های اصلی فرومنیزین این سنگ‌ها قابل مشاهده‌اند. گاهی این کانی‌ها بلورهای درشتی را در مقاطع تشکیل می‌دهند که به‌صورت بافت پوئی‌کیلیتیک، بلورهای کوچک پلاژیوکلاز را دربرگرفته است. در بعضی از قسمت‌ها، بلورهای پیروکسن به مجموعه دگرسانی اورالیت تبدیل شده‌اند. همچنین هورنبلند نیز در بعضی از قسمت‌ها دگرسانی

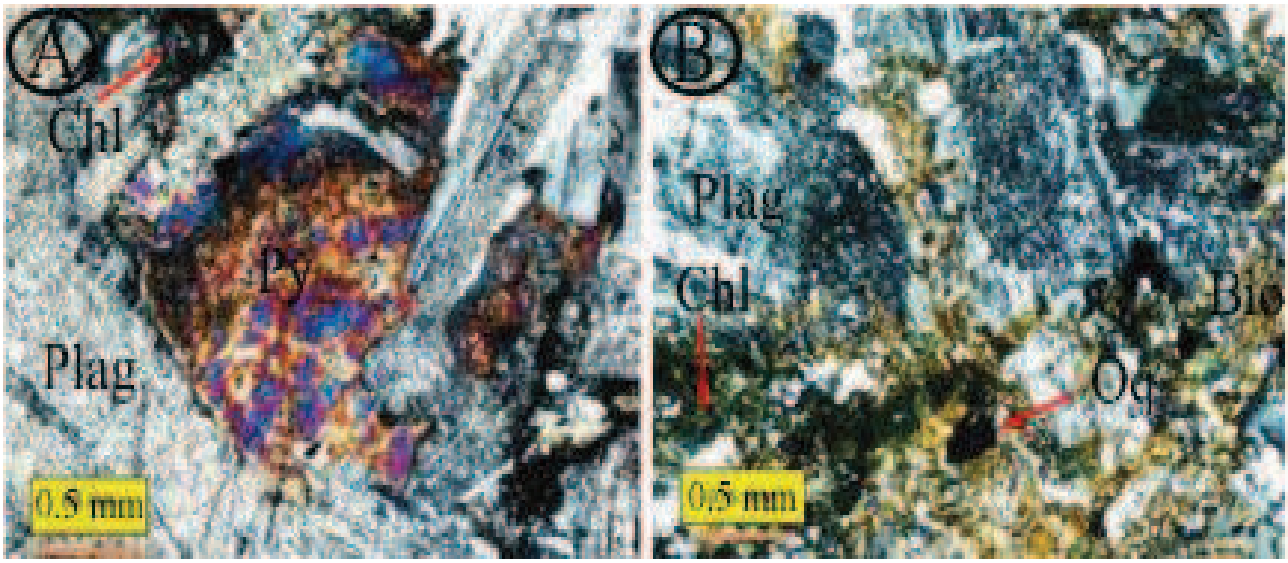
1. Opaque mineral
2. Automorphic

پروپیلیتیک[1] نشان‌داده و با کانی‌های بیوتیت، کلریت، اپیدوت و اکتینولیت جانشین شده‌اند.

از جمله کانی‌های فرعی و جزئی در این سنگ‌ها می‌توان از کانی کوارتز به‌صورت بلورهای بسیار ریز و بی‌شکل پراکنده در سنگ و به‌مقدار بسیار پایین (کمتر از ۱ درصد) نام برد. همچنین آپاتیت، مگنتیت و دیگر کانی‌های تیره در مجموع با فراوانی حدود ۲ درصد نیز در این سنگ‌ها به‌صورت پراکنده دیده می‌شود.

بیوتیت ثانویه، کلریت و اکتینولیت بیشترین کانی‌های ثانویه را تشکیل می‌دهند و همه نتیجه آلتراسیون هورنبلند هستند. در این سنگ‌ها، اپیدوت و سریسیت نیز که نتیجه دگرسانی پلاژیوکلازها هستند، دیده می‌شوند.

ترکیب دایک‌های دلریتی منطقه نیز کاملاً مشابه واحدهای گابرویی است. در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز به‌صورت بلورهای خودشکل کشیده و متقاطع دیده می‌شود. هورنبلند نیز به‌صورت بلورهای درشت در متن سنگ دیده شده و اغلب به‌صورت بین دانه‌ای فضای موجود در بین کانی‌های پلاژیوکلاز را پر کرده و بافت‌های شاخص دلریتیک اینترسرتال، اینترگرانولار و ساب‌افیتیک را ایجادکرده است.



شکل ۳. A: بافت اینترسرتال همراه با دگرسانی شدید پلاژیوکلازها در مقطع نازک دیوریت (XPL) و B: دگرسانی شدید پلاژیوکلازها و کلریتی‌شدن بیوتیت‌ها در کوارتزدیوریت (XPL). Py: پیروکسن، Chl: کلریت، Plag: پلاژیوکلاز، Bio: بیوتیت، Oq: کانی‌های تیره. علایم اختصاری از گمل و فالتن و رلواس و همکاران (Gemmell and Fulton, 2001; Relvas et al., 2006)

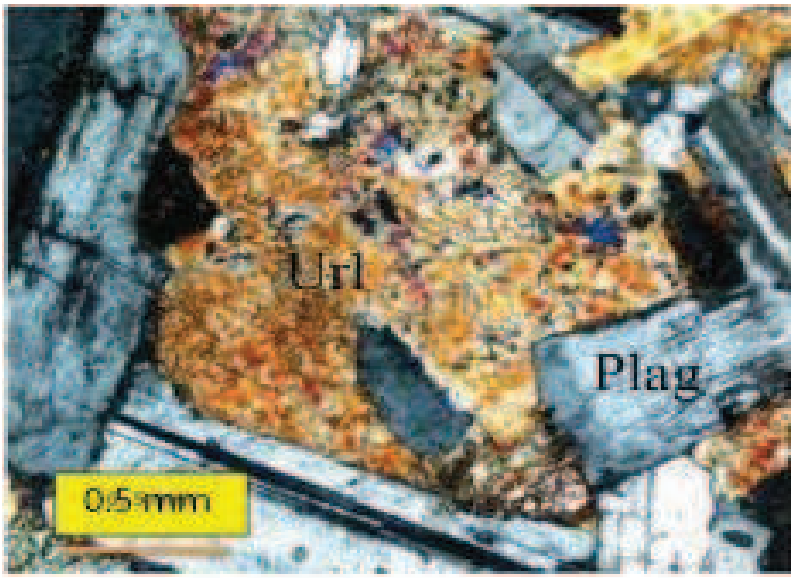
Fig. 3. A: Intersertal texture with strong alteration of plagioclase at tin section of diorite (XPL), and B: strong alteration of plagioclase and chloritization of biotites in quartzdiorite rock (XPL). Py: Pyroxene, Chl: Chlorite, Plag: Plagioclase, Bio: Biotite, Oq: Opaque minerals. Abbreviations after Relvas et al. (2006) and Gemmell and Fulton (2001)

ژئوشیمی اکسیدهای اصلی

نتایج آنالیز شیمیایی یازده نمونه سنگی از دیوریت‌ها و گابروهای منطقه برنورد در جدول ۱ آمده است و نام‌گذاری آنها با استفاده از شیمی اکسیدهای اصلی، با بررسی‌های پتروگرافی هماهنگی کاملی نشان می‌دهد؛ به‌طوری‌که بر اساس تقسیم‌بندی سنگ‌های موردنظر با استفاده از شیمی اکسیدهای اصلی در نمودار میدلموست (Middlemost, 1985)، این سنگ‌ها در محدوده دیوریت، گابرو- دیوریت و گابرو- نوریت

1. Propylitic alteration

قرار می‌گیرند (شکل ۵). گستره SiO_2 در سنگ‌های منطقه از ۵۲/۱۴ تا ۵۵/۷۰ درصد است. همچنین گستره مجموع Na_2O+K_2O دیوریت و گابروهای منطقه از ۲/۳۳ تا ۴/۵۸ درصد وزنی، گستره نسبت K_2O/Na_2O در این سنگ‌های حدواسط و بازیک از ۰/۱۷ تا ۰/۷۷ متغیر است. گستره تغییرات K_2O از ۰/۴۳ تا ۱/۴۷ درصد وزنی به‌دست آمده است. بر اساس اندیس شاند (Shand, 1943) مقدار عددی $(Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O))$، سنگ‌های منطقه برنورد کمتر از شاخص ۱/۱ بوده و بنابراین، متاآلومین[1] هستند (شکل ۶) (Chappell and White, 2001). بنابراین، سنگ‌های منطقه در گروه‌های تولئیتی و کالک‌آلکالن با پتاسیم کم قرار می‌گیرند (شکل ۷). رخداد دگرگونی درجه پایین بر روی توده‌های نفوذی منطقه و در پی آن رویدادهای متاسوماتیزم و دگرسانی کانی‌ها می‌تواند تا حدودی بر روی شیمی‌سنگ‌ها تأثیر گذاشته باشد. بر اساس نمودار AFM ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار K_2O در مقابل SiO_2 از پسریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976)، سنگ‌های مورد نظر اغلب در محدوده گروه تولئیتی و تعدادی نیز در محدوده گروه کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۸).

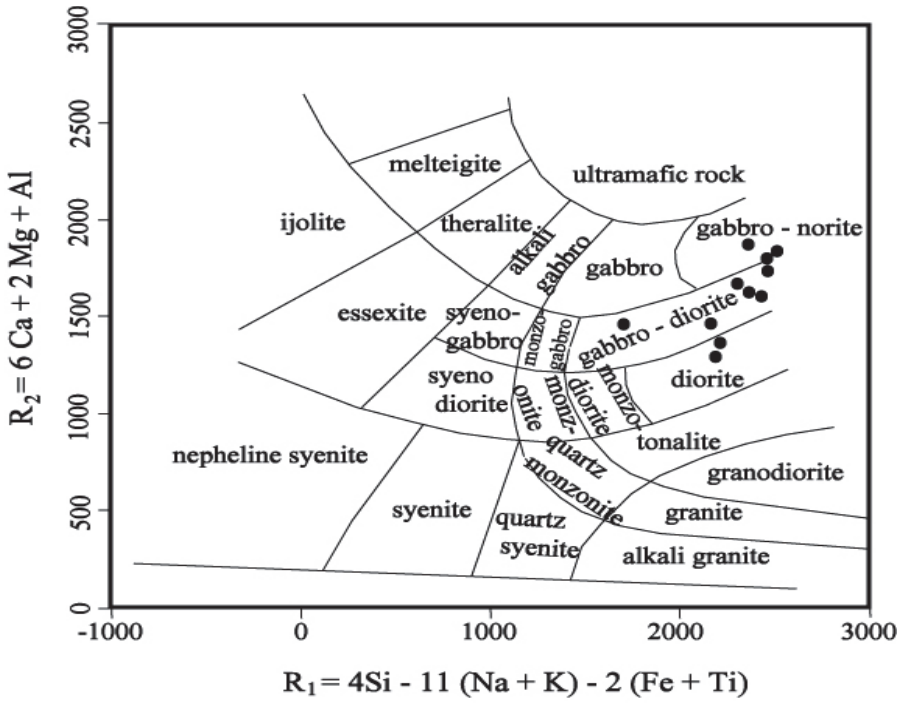


شکل ۴. بافت اینترسرتال و هورنبلند به‌شدت دگرسان‌شده در هورنبلند گابرو (XPL). Plag: پلاژیوکلاز، Url: اورالیتیزیشن علایم اختصاری از گمل و فالتن و رلواس و همکاران (Gemmell and Fulton, 2001; Relvas et al., 2006)

Fig. 4. Intersertal texture and strongly altered hornblende in hornblende gabbro (XPL). Plag: Plagioclase, Url: Uralitization. Abbreviations after Relvas et al. (2006) and Gemmell and Fulton (2001)

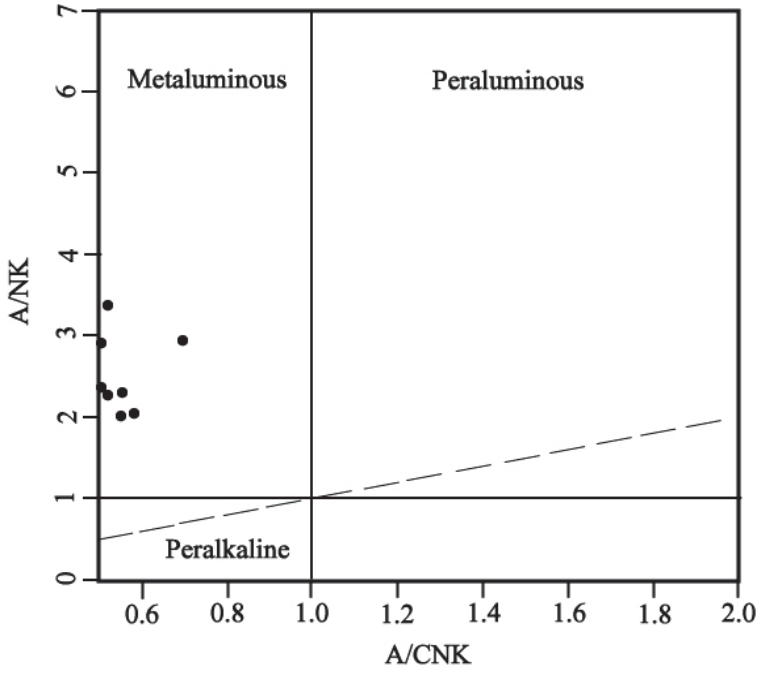
برای تفسیر تحولات ماگمایی از نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی در مقابل سیلیس استفاده‌شده است (Harker, 1909). چنان‌که در شکل ۹ دیده می‌شود، میزان اکسیدهای MgO, CaO, Al_2O_3 و عناصری همچون Ni و Co با افزایش سیلیس، کاهش می‌یابد. درحالی‌که مجموع اکسیدهای عناصر آلکالن (Na_2O+K_2O) و عناصری همچون Ce, Y, Yb در مقابل افزایش سیلیس، روند افزایشی را نشان می‌دهند. این تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل سیلیس نشان‌دهنده ماهیت ژنتیکی مشابه سنگ‌های موردنظر و همچنین بیانگر روند عادی تفریق در تشکیل این سنگ‌هاست.

1. Metaluminous



شکل ۵. موقعیت توده‌های نفوذی حدواسط و بازیک منطقه برنورد، بر اساس شیمی اکسیدهای اصلی (Middelemost, 1985)

Fig. 5. Location of the Bornaward intermediate and basic intrusives on based of chemistry of major oxides (Middelemost, 1985)



شکل ۶. مؤلفه‌های مولی A/NK در برابر A/CNK و تفکیک محدوده‌های پرآلومین، متاآلومین و پرآلکالن برای سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد (Chappell and White, 2001)

Fig. 6. Mole parameters of A/NK vs A/CNK and separation of Peraluminous, Metaluminous and Peralkaline fields for the Bornaward dioritic and gabbroic rocks (Chappell and White, 2001)

جدول ۱. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد، به‌روشXRF برای اکسیدهای اصلی و ICP-MS برای عناصر کمیاب و نادر خاکی

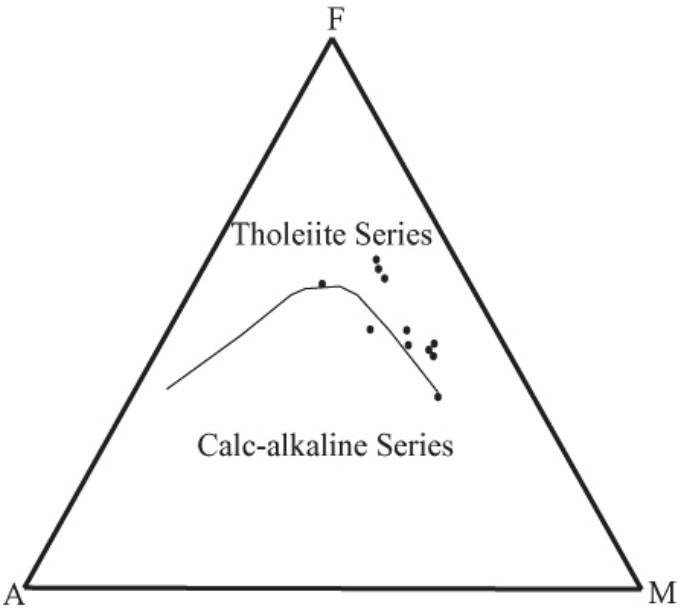
Table 1. Chemical composition of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks using XRF method for major oxides and ICP-MS for trace elements and REE

Sample Roke type	BKCh-3	BKCh-31	BKCh-43	BKCh-47	BKCh-129	BKCh-163
Longitude	57° 50′ 14″	57° 52′ 09″	57° 51′ 40″	57° 49′ 02″	57° 50′ 12″	57° 49′ 53″
Latitude	35° 23′ 39″	35° 23′ 17″	35° 24′ 06″	35° 22′ 50″	35° 23′ 27″	35° 23′ 12″
Petrology	Diorite	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Microdiorite
Major Oxides (wt.%)						
SiO_2	55.70	54.33	52.70	53.23	54.85	53.27
TiO_2	1.2	0.94	0.92	1.56	0.88	2.38
Al_2O_3	11.73	11.93	11.85	10.88	11.31	10.11
Fe_2O_3	10.2	9.59	9.92	12.58	9.32	13.7
MnO	0.19	0.05	0.21	0.22	0.16	0.23
MgO	6.43	7.18	8.96	6.19	7.72	5.73
CaO	8.53	10.7	10.6	10.7	9.55	7.6
Na_2O	2.62	2.05	1.75	1.97	2.61	2.4
K_2O	1.4	0.67	0.58	0.77	0.44	0.43
P_2O_5	0.23	0.14	0.11	0.18	0.11	0.37
L.O.I	1.48	2.01	2.22	1.36	2.45	3.59
Total	99.71	99.59	99.82	99.64	99.40	99.81
Trace elements (ppm)						
Ba	301	159	140	138	134	99
Cs	1.4	2.1	8.0	0.5	1.7	0.2
Ga	13.3	11.88	14.3	17	16.1	18.4
Nb	1.9	4.21	1.4	2.2	3.3	11.2
Rb	25.1	0.1	17.3	19.5	11.2	12.0
Sr	210.3	48.21	162.4	178.1	209.8	201.8
Ta	0.1	0.14	0.1	0.2	0.3	0.8
Th	0	0	4.0	0	6	6
V	179	143	146	238	144	235
Zr	111.7	72.1	70.3	82.4	93.9	161.1
Y	37	33	21	46	27	53
La	9.0	5.8	4.6	7.3	7.9	14.7
Ce	20.9	14.2	11.1	17.3	17.8	33.1
Pr	2.78	1.78	1.56	2.34	2.39	4.28
Nd	13.6	8.9	7.4	11.4	11.2	22.3
Sm	3.44	2.39	2.57	3.31	3.0	5.35
Eu	1.26	0.9	1.0	1.25	1.15	1.84
Gd	3.77	2.7	3.01	4.0	3.48	5.73
Tb	0.77	0.54	0.56	0.85	0.72	1.14
Dy	4.44	3.07	4.06	5.22	4.30	6.63
Ho	1.05	0.71	0.94	1.16	0.95	1.49
Er	3.22	2.05	2.55	3.37	3.11	4.02
Tm	0.38	0.27	0.35	0.48	0.43	0.56
Yb	2.82	2.12	2.22	3.04	2.85	3.79
Lu	0.45	0.3	0.36	0.48	0.46	0.55
$(La/Yb)_N$	1.40	1.40	1.62	1.87	2.15	2.61
Eu/Eu*	1.04	1.10	1.05	1.09	1.07	1.03

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد، به‌روشXRF برای اکسیدهای اصلی و ICP-MS برای عناصر کمیاب و نادر خاکی

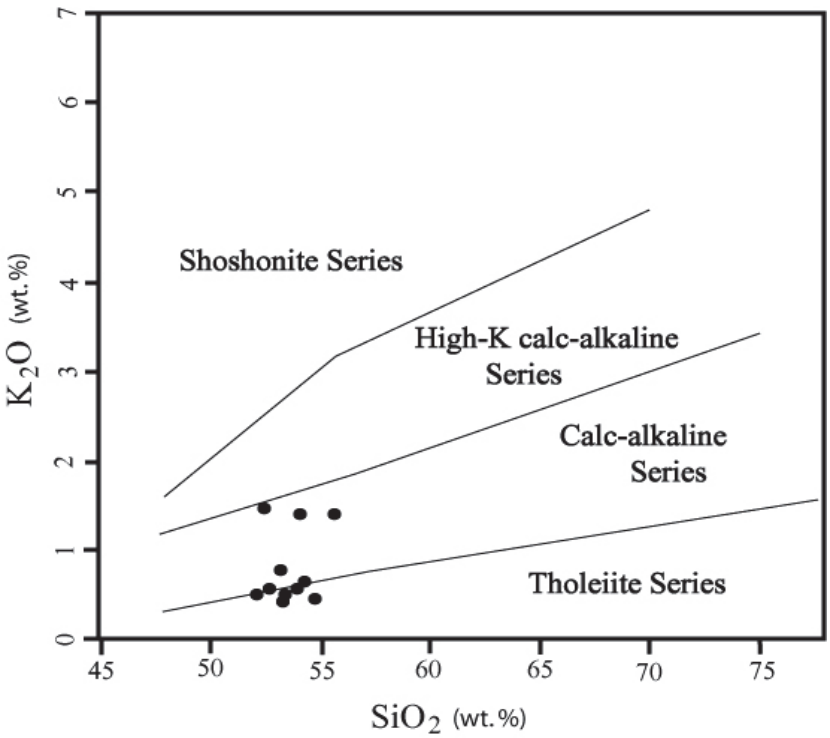
Table 1 (Continued). Chemical composition of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks using XRF method for major oxides and ICP-MS for trace elements and REE

Sample Roke type	BKCh-164	BKCh-165	BKCh-169	BKCh-185	BKCh-203
Longitude	57° 49′ 48″	57° 49′ 43″	57° 49′ 06″	57° 48′ 23″	57° 46′ 55″
Latitude	35° 23′ 19″	35° 23′ 24″	35° 23′ 14″	35° 23′ 37″	35° 21′ 41″
Petrology	Gabbro	Diorite	Diorite	Microdiorite	Diorite
Major Oxides (wt.%)					
SiO_2	52.14	54.16	54.04	53.4	52.51
TiO_2	0.69	0.28	0.75	2.55	1.66
Al_2O_3	10.68	13.06	11.42	10.06	13.63
Fe_2O_3	9.35	7.84	9.34	13.29	11.74
MnO	0.16	0.18	0.18	0.37	0.21
MgO	8.97	10.24	8.56	5.9	3.97
CaO	11.3	7.82	11	8.24	9.23
Na_2O	2.08	1.8	1.97	2.32	3.11
K_2O	0.5	1.4	0.59	0.5	1.47
P_2O_5	0.1	0.04	0.1	0.43	0.49
L.O.I	3.56	2.97	1.75	2.72	1.66
Total	99.53	99.79	99.70	99.45	99.68
Trace elements (ppm)					
Ba	69	227	159	120	419
Cs	2.2	1.1	2.1	0.4	1.3
Ga	12.8	12.5	13.2	20.1	19.8
Nb	0.9	3.8	1.5	13.8	24.5
Rb	14.3	38.3	15.9	10.8	37.6
Sr	285.0	230.9	238.8	274.3	456.2
Ta	0.1	0.3	0.1	0.9	1.4
Th	4	10	0	0	9
V	136	62	135	245	212
Zr	35.2	88.4	47.5	204.4	140.2
Y	18	42	38	71	32
La	3.8	10.5	4.8	16.7	23.5
Ce	8.5	23.4	10.2	38.6	46.8
Pr	1.24	3.01	1.47	5.13	5.28
Nd	6.5	13.4	6.9	24.9	22.2
Sm	2.03	3.09	2.17	6.66	4.74
Eu	0.73	0.65	0.84	2.22	1.67
Gd	2.25	3.01	2.37	7.53	5.09
Tb	0.48	0.60	0.51	1.47	0.92
Dy	2.69	3.86	3.18	8.32	5.09
Ho	0.63	0.76	0.70	1.81	1.05
Er	1.78	2.50	2.07	5.27	2.81
Tm	0.26	0.32	0.28	0.73	0.39
Yb	1.83	2.13	1.82	4.88	2.59
Lu	0.26	0.33	0.27	0.75	0.39
$(La/Yb)_N$	3.32	1.78	2.31	6.12	1.84
Eu/Eu*	0.65	1.13	0.96	1.04	1.08



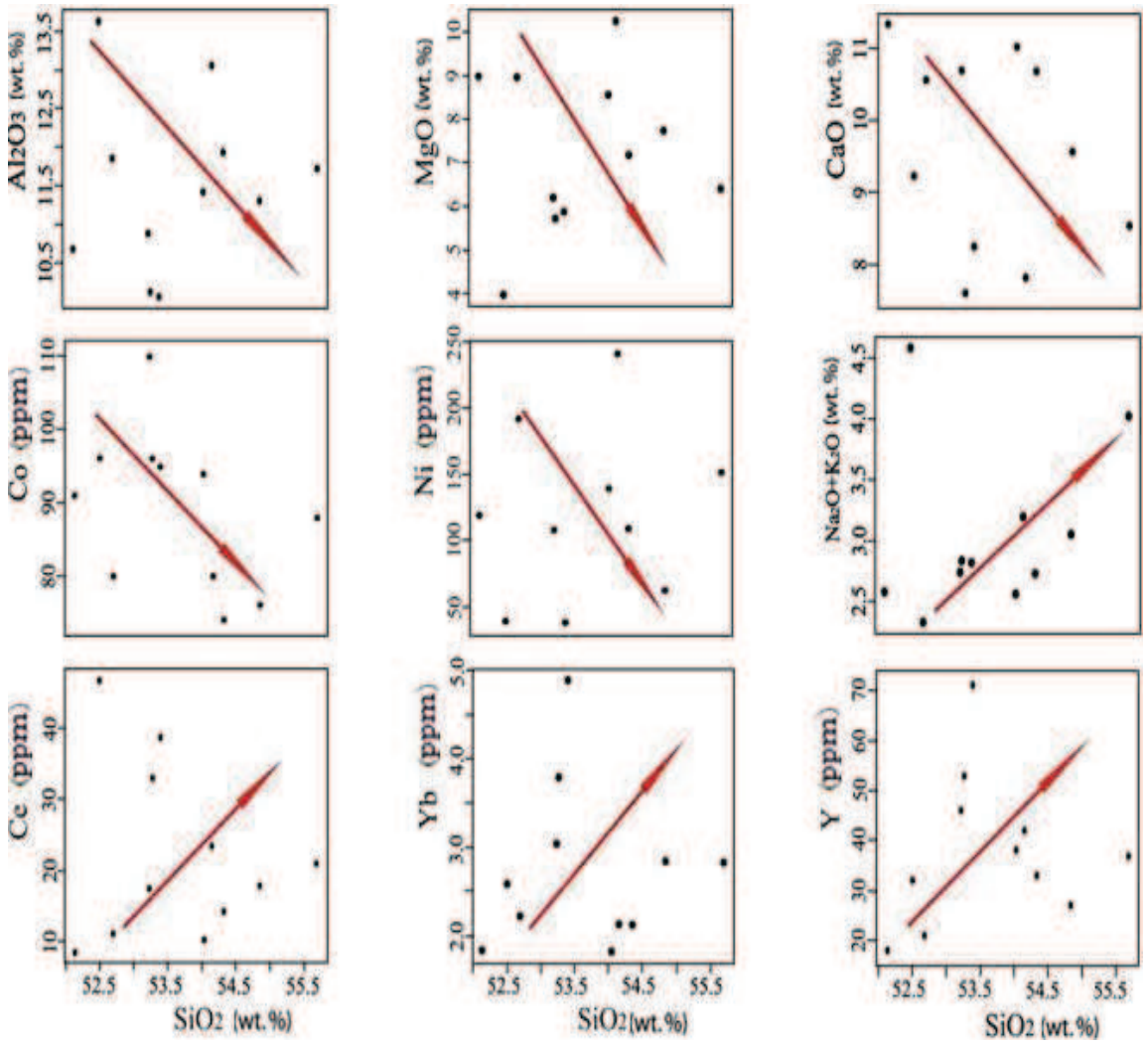
شکل ۷. موقعیت سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد بر روی نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971)

Fig. 7. The location of Bornaward dioritic and gabbroic rocks on AFM triangles diagram (Irvine and Baragar, 1971)



شکل ۸. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 برای تفکیک سری‌های سنگی برای سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد (Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 8. Diagram of K_2O vs SiO_2 for separation of Tholeiitic, Calc- alkaline, High K-calc-alkaline and Shoshonite series for the Bornaward dioritic and gabbroiv rocks (Peccerillo and Taylor, 1976)



شکل ۹. روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی در مقابل SiO_2 در سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد

Fig. 9. Variations of major oxides, trace elements and REE vs. SiO_2 in the Bornaward dioritic and gabbroic rocks

MgO در مراحل نخستین تبلور در ساختمان کانی‌های فرومنیزین مصرف‌شده است. بنابراین، با افزایش SiO_2، مقدار آن کاسته می‌شود. این روند در سنگ‌های نفوذی مورد بررسی به‌خوبی دیده می‌شود و با کاهش مقدار کانی‌های فرومنیزین در سنگ‌های اسیدی سازگاری نشان می‌دهد. همچنین نمودار تغییرات CaO در مقابل SiO_2 نیز بیانگر روند کاهشی است؛ زیرا CaO در مراحل اولیه انجماد در ساختمان کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز با درصد آنورتیت بالاتر واردشده است و روند کاهشی CaO با گرایش ترکیب پلاژیوکلازها به‌سمت ترکیبات دارای آنورتیت کمتر و آلبیت بیشتر در سنگ‌های اسیدی مطابقت دارد.

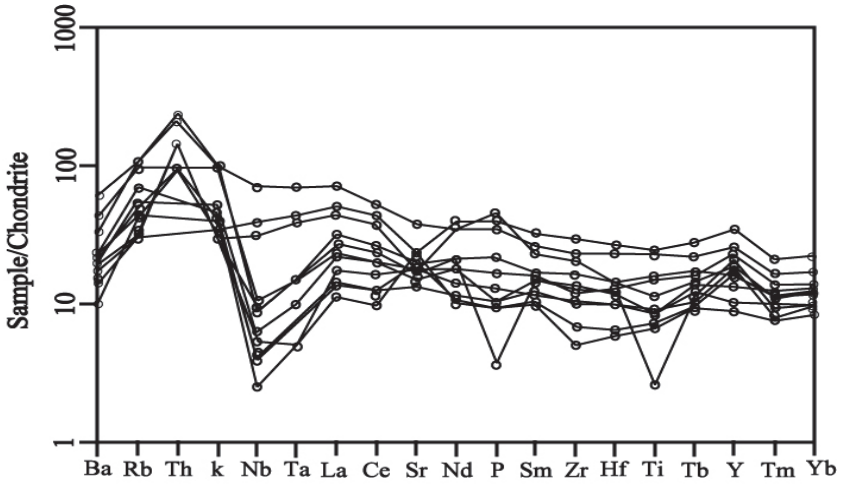
ژئوشیمی عناصر کمیاب

به‌طور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب واحدهای سنگی مورد بررسی در نمودار عنکبوتی نرمالیزشده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) تا حدودی نسبت به هم مشابه بوده و تفاوت موجود در میزان تمرکز این عناصر است. این امر می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و منشأ مشترک آنها باشد (Chen et al., 2002) (شکل ۱۰). در این نمودار عناصر

ناسازگار دارای توانایی یونی پایین و متحرک[1]، نظیر K, Rb به‌همراه Th به‌طور کلی غنی‌شدگی نشان می‌دهند که این موضوع می‌تواند در نتیجه درجات پایین ذوب‌بخشی از منشأ گوشته‌ای، نقش گوشته متاسوماتیسم‌شده، آلودگی به‌وسیله مواد پوسته‌ای در تولید سنگ‌های منطقه باشد. در حالی‌که عناصر با توانایی یونی بالا و غیر متحرک Nb تا Yb به نسبت، فراوانی پایینی را نشان می‌دهند. کمبود عناصر با میدان پایداری بالا[2]، نظیر Nb, Ti به عوامل گوناگونی نسبت‌داده می‌شود: الف) ویژگی ماگماتیسم مرتبط با فرآیند فرورانش (Saunders et al., 1980; Kuster and Harms, 1998)، ب) وجه مشخصه شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی (Kuster and Harms, 1998; Rollinson, 2002) و ج) نشانه فقر این عناصر در منشأ و همچنین پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب-بخشی و یا جدایش آنها در طی فرآیند تفریق است (Wu et al., 2003). همچنین غنی‌شدگی K, Rb و Th و کاهش عناصر Nb و Ti در الگوی عناصر کمیاب و افت‌وخیزهای واضح در نمودارهای عنکبوتی از ویژگی‌های سنگ‌ها و ماگماهای وابسته به فرورانش است (Wilson, 1989).

غنی‌شدگی عناصر ناسازگار La , Rb , K , Th , U به‌همراه Pb و آنومالی منفی عناصر Sr, Ta, Nb, Ti و Ba (شکل ۱۱) بیانگر یک مذاب حاصل از منشأ پوسته‌ای است که تهی‌شدگی Sr نسبت به سایر عناصر LILE ناشی از تبلور پلاژیوکلاز در حین تفریق بلورین است، زیرا Sr به جای کلسیم و پتاسیم در شبکه پلاژیوکلاز وارد می‌شود. Ba نیز به‌دلیل جانشینی در بیوتیت و ارتوکلاز و عنصر P به‌علت تشکیل آپاتیت و تفریق این کانی‌ها تا حدودی آنومالی منفی پیدا کرده‌اند (Taylor and McLennan, 1995; Thuy et al., 2004).

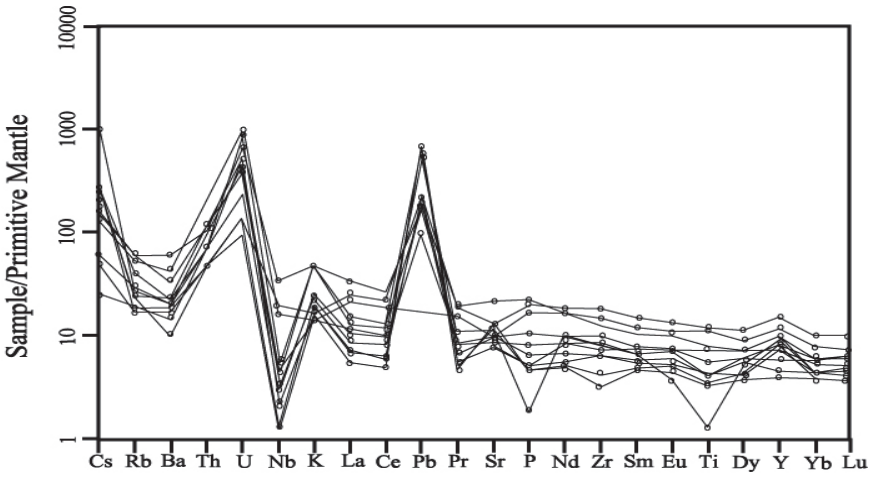
تهی‌شدگی Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است. بنابراین تهی‌شدگی این عنصر در ماگماهای گوشته‌ای می‌تواند ناشی از آلایش این ماگماها با مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگزینی باشد. در محیط‌های فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای، فازهای فرعی دیرگداز مانند ایلمنیت و روتیل در پوسته اقیانوسی دگرگونی فرورونده پایدار بوده‌اند، در نتیجه عناصر HFSE مانند Nb و Ti را در خود نگه می‌دارند و با جلوگیری از مشارکت آنها در ماگمای حاصل از این منابع، سبب ایجاد آنومالی منفی آنها در ماگما می‌شوند (Rollinson, 2002; Bogoch et al., 2002; Nagudi et al., 2003).



شکل ۱۰. نمودار عنکبوتی عناصر جزئی و کمیاب نرمالایزشده نسبت به کندریت برای سنگ‌های دیوریت و گابروی برنورد (Wood et al, 1979)

Fig. 10. Trace elements and REE spider diagram of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks normalized to primitive mantle (Wood et al, 1979)

1. LILE
2. HFSE



شکل ۱۱. نمودار نرمالایزشده عناصر کمیاب و نادر خاکی نسبت به گوشته اولیه برای سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد (Boynton, 1984)

Fig. 11. Normalized diagram of trace elements and REE vs. primitive mantle for the Bornaward dioritic and gabbroic rocks (Boynton, 1984)

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی[1]

دیوریت‌ها و گابروهای منطقه برنورد از نظر فراوانی عناصر نادر خاکی سبک[2] و سنگین[3] غنی‌شدگی نشان می‌دهند (۶/۱۲- $(La/Yb)_N$ = ۱/۴۰ و ۷۵/۸۱- La_N= ۱۲/۲۶). در این ارتباط، عنصر Eu به‌جز در یک مورد، آنومالی‌های منفی ضعیفی نشان می‌دهد (۱/۱۳- Eu/Eu*= ۰/۶۵). بیشترین آنومالی منفی Eu مربوط به نمونه BKCh-165 است (شکل ۱۲). آنومالی منفی Eu در اثر جداشدن فلدسپات از مذاب فلسیک، چه به‌وسیله تفریق بلوری در حین تبلور ماگما و چه به‌علت ذوب‌بخشی که در آن فلدسپات در تفاله باقی می‌ماند، صورت می‌گیرد؛ زیرا این عنصر در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم سازگار است.

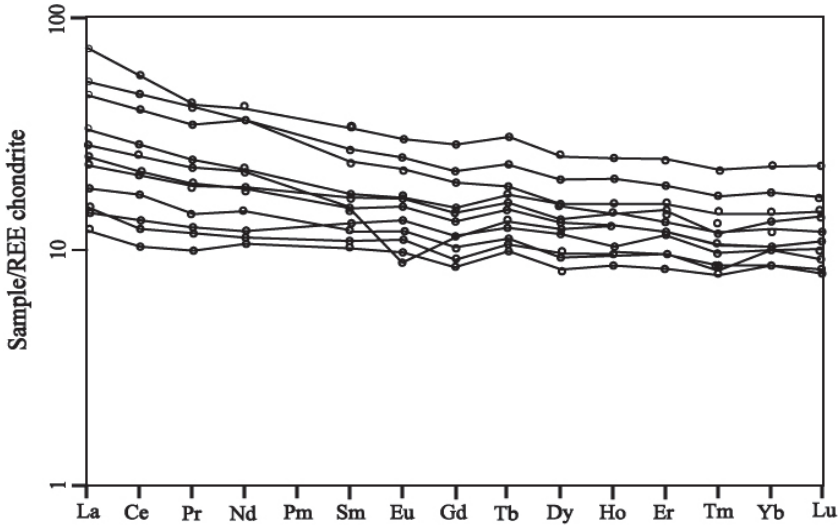
مجموع REE در این نمونه ها از ۳۲/۹۸ تا ۱۲۴/۹۷ متغیر است. اغلب در کانی‌های آپاتیت، زیرکن و اسفن، تمرکز بالایی از عناصر Sm و Nd را می‌توان دید. در دیوریت‌ها و گابروهای منطقه برنورد پیش‌بینی می‌شود که این کانی‌ها انتقال‌دهنده‌های اصلی این دو عنصر باشند. این ویژگی‌های یادشده برای عناصر نادر خاکی ممکن است نشان‌دهنده تکامل ماگمایی باشد که اغلب به‌وسیله تبلور جزء به جزء[4] کنترل می‌شود.

چنان‌که در شکل ۱۲ دیده می‌شود، الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی، روندهای نسبتاً موازی از خود نشان می‌دهند که می‌تواند بیانگر تشابه فرآیندهای ماگمایی در حین تشکیل آنها باشد. در مجموع، بر پایه نمودار REE (شکل ۱۲)، اغلب این عناصر (به‌ویژه LREE) نسبت به کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بررسی این عناصر با نتایج مطالعات پتروگرافی و شیمی عناصر اصلی و کمیاب، سازگاری خوبی نشان می‌دهد.

آپاتیت و کانی‌های اوپک از جمله کانی‌های فرعی سنگ‌های منطقه مورد بررسی محسوب می‌شوند؛ به‌طوری‌که آپاتیت از جمله کانی‌های غنی از REE است که اغلب مقادیر بالای LREE را در خود متمرکز می‌کند. بدین‌ترتیب تمرکز نسبتاً بالای REE به‌ویژه LREE در این سنگ‌ها، مرتبط با تمرکز این کانی است. البته در مجموع، عناصر HREE نسبت به LREE در این سنگ‌ها از تمرکز پایین‌تری برخوردار هستند که می‌تواند تا حدی نتیجه درجه پایین ذوب‌بخشی و آلودگی ماگما باشد. هاسکین و همکاران (Hoskin et al., 2000) تقعر جزئی در الگوهای عناصر نادر خاکی را ناشی از تهی‌شدگی MREE

1. REE
2. LREE
3. Fractional crystallization
4. HREE

می‌دانند که به تفریق هورنبلند نسبت‌داده می‌شود. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به MREE و HREE، همراه با آنومالی منفی ضعیف Eu بیانگر تفریق آمفیبول و پلاژیوکلاز در فرآیند تکامل این سنگ‌هاست (Tankut et al., 1998).



شکل ۱۲. نمودار نرمالایزشده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت برای سنگ‌های دیوریتو گابروی منطقه برنورد (Boynton, 1984)

Fig. 12. Normalized diagram of REE vs. Chondrite for the Bornaward dioritic and gabbroic rocks (Boynton, 1984)

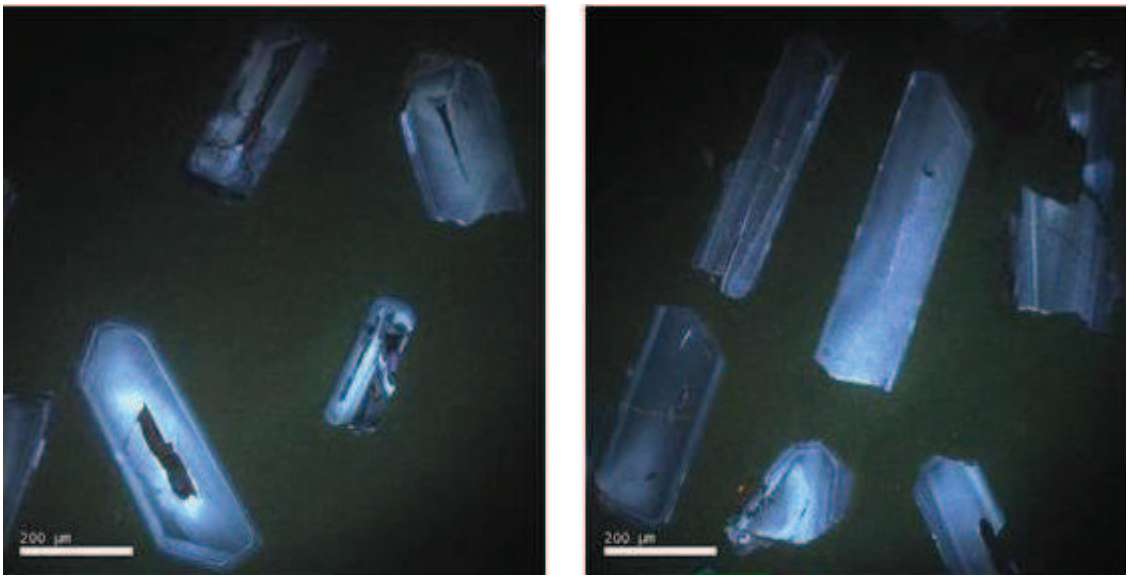
سن‌سنجی (ژئوکرونولوژی) دیوریت‌های منطقه با استفاده از زیرکن (U-Pb)

برای دستیابی به سن مطلق دیوریت‌های منطقه برنورد زیرکن‌های این سنگ‌ها بررسی شد. زیرکن‌های مورد بررسی با استفاده از مایع سنگین بروموفورم و مگنتیت از دیگر کانی‌ها جدا شده‌اند. اغلب زیرکن‌های بررسی‌شده درشت دانه هستند؛ به‌طوری‌که اندازه طول آنها ۱۰۰–۲۰۰ میکرون و پهنای ۷۰–۱۲۰ میکرون را دربرمی‌گیرد (شکل ۱۳). زیرکن‌های مورد بررسی اغلب سالم بوده و برخی نیز از یک طرف شکسته‌اند. رنگ اغلب آنها صورتی شفاف است. از نظر شکل، برخی میله‌ای و برخی ضخیم هستند. آنالیز دانه‌های زیرکن نشان می‌دهد که مقدار اورانیوم (U) از ۶۳ تا ۱۰۵۲ ppm و مقدار توریم (Th) از ۳۰ تا ۹۱۵ ppm متغیر است. همچنین نسبت U/Th در گستره ۰/۹ تا ۲/۶ قرار می‌گیرد (جدول ۲). این نسبت ابزاری مناسب برای تعیین پتروژنز است؛ زیرا به‌طور معمول این نسبت در زیرکن‌های دگرگونی بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌های آذرین کمتر از ۵ است. این نسبت در زیرکن‌های بررسی‌شده نشان‌دهنده ماهیت ماگماتیکی زیرکن‌هاست. این ویژگی همراه با درجه حرارت نقطه ذوب زیرکن به ما اجازه می‌دهد تا اطلاعات U-Pb به‌دست آمده را نماینده سن تبلور توده آذرین بدانیم (Karimpour et al., 2013).

نتایج آنالیز شیمیایی اورانیوم- سرب بر روی ۱۴ نقطه از مرکز و ۲۲ نقطه از حاشیه زیرکن‌های انتخاب‌شده از یک نمونه دیوریت منطقه برنورد (مرکز زون تکنار) به شماره BKCh-03 برای اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های U-Th-Pb در جدول ۲ فهرست شده است. سن‌سنجی زیرکن‌ها در مرکز آزمایشگاهی لیزرکرون آریزونا انجام شد. داده‌های ایزوتوپی U-Pb با استفاده از سیستم تخریب لیزری ArF با موج جدید ۱۹۳ نانومتر همراه با یک اسپکترومتر جرمی- پلاسما القایی[1] در مرکز لیزرکرون آریزونا بر پایه روش‌های توضیح‌داده شده توسط گهرلز و همکاران (Gehrels et al., 2008) انجام شد. سن دیوریت مورد

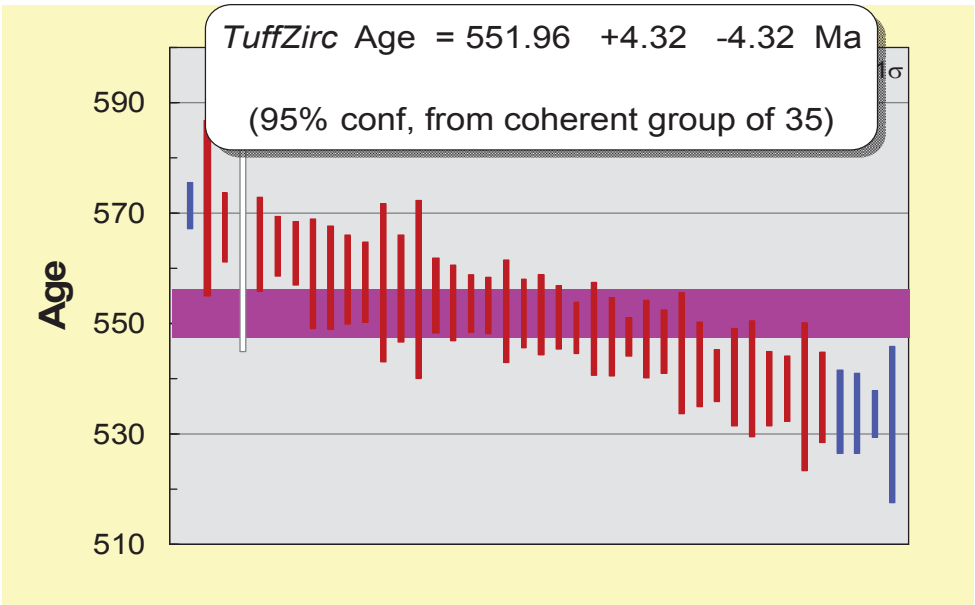
1. ICP-MS

آزمایش به ۴/۳۲ ±۵۵۱/۹۶ میلیون سال قبل مربوط می‌شود (شکل ۱۴). بر اساس این داده‌های بسیار دقیق، برای نخستین‌بار سن مطلق توده‌های نفوذی حدواسط و بازیک زون تکنار، پرکامبرین بالایی (نئوپروتروزوئیک (Ediacaran)) اندازه‌گیری شد.



شکل ۱۳. تصاویر کاتودولومینسانس دانه‌های زیرکن دیوریت برنورد

Fig. 13. Cathodoluminescence photos of the zircon grains of the Bornaward diorite



شکل ۱۴. نمودار TuffZirc برای محاسبه تعیین سن دیوریت‌های منطقه برنورد بر پایه آنالیز ۳۶ نقطه از دانه‌های زیرکن که به‌روش اورانیوم-سرب سن‌سنجی شده است.

Fig. 14. TuffZric diagram for calculation of the Bornaward diorites age based on 36 points of zircon grains by method of U-Pb dating.

بررسی ایزوتوپ‌های Sr-Nd

هفت نمونه از سنگ‌های دیوریتی، میکرودیوریتی و گابرویی منطقه برنورد برای ایزوتوپ‌های استرانسیم و نئودیمیم انتخاب و به‌روش اسپکترومتر جرمی[1] مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند که نتایج حاصل از آن در جدول‌های ۳ و ۴ آمده است. نسبت $^{147}Sm/^{144}Nd$ این نمونه‌ها بر اساس تجزیه کل سنگ و سن ۵۵۲ میلیون سال، در گستره ۰/۱۵۲ تا ۰/۲۱۰ قرارگرفته است. مقادیر نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه توده‌های نفوذی دیوریتی و گابرویی منطقه برنورد به‌ترتیب در گستره ۰/۷۰۳۸ تا ۰/۷۱۳۵ و ۰/۵۱۲۰۳ تا ۰/۵۱۲۱۴ مشخص‌شده است.

ایزوتوپ‌های Sm و Nd در پوسته قاره‌ای توسط فرآیندهای دگرگونی یا رسوبی به مقدار زیادی تفریق‌نیافته است و نسبت مادر/ نوزاد حفظ می‌شود. Sm-Nd در شرایط گرمابی غیرمتحرک بوده و لذا ترکیب ایزوتوپی آنها نسبت‌های واقعی سنگ یا ماگمای دخیل در فرآیندهای پتروژنیک خاص را منعکس می‌کند. از طرف دیگر، Sr در شرایط گرمابی نسبتاً غیرمتحرک است؛ اما Rb خیلی متحرک‌تر است. Rb و Sr به‌راحتی از هم جدا می‌شوند، لذا تفریق زیادی بین پوسته و گوشته وجود دارد که سبب تسریع در تکامل ایزوتوپی پوسته قاره‌ای نسبت به گوشته می‌شود (Rollinson, 2002).

بدین‌منظور از نمودارهای همبستگی ایزوتوپی $\varepsilon Nd(T=552)$ در برابر $\varepsilon Sr(T=552)$ (شکل ۱۵-A) و $^{143}Nd/^{144}Nd$ در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه (شکل ۱۵-B) برای موقعیت زمین‌ساختی و منشأ دیوریت‌ها و گابروهای منطقه برنورد استفاده‌شد (شکل ۱۵). در این شکل‌ها از مؤلفه‌هایی از جمله DM: موقعیت نسبی منشأ گوشته تهی‌شده[2]، BSE: کل زمین سیلیکاته[3] (Allegre et al., 1988) و PREMA: ترکیب رایج اغلب مشاهده‌شده گوشته[4] استفاده‌شده است.

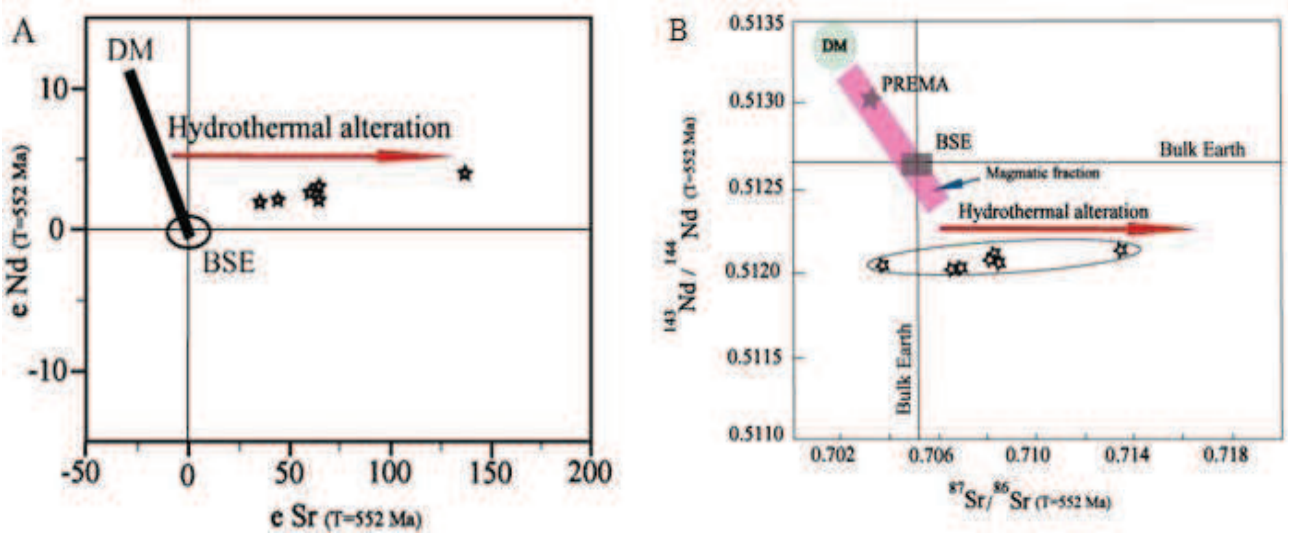
موقعیت ایزوتوپی دیوریت‌ها و گابروهای منطقه مورد بررسی بر روی این نمودار جانمایی شده است. اغلب منابع گوشته غیر غنی‌شده در مربع بالایی سمت چپ قرار می‌گیرند؛ درحالی‌که بیشتر سنگ‌های پوسته در ربع غنی‌شده سمت راست پایین قرار می‌گیرند (DePaolo and Wasserburg, 1979). مقدار عددی $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ و $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ به‌ترتیب در بازه ۰/۵۱۲۰۳ تا ۰/۵۱۲۱۴ و ۰/۷۰۳۸ تا ۰/۷۱۳۵ و مقادیر مثبت $\varepsilon tNd_{(t=552)}$ (جدول ۳) دیوریت‌ها و گابروهای برنورد (۲/۰ تا ۴/۰) بیانگر منشأ همگنی برای آنهاست. مقادیر پایین $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ نمونه‌های دیوریت و گابروهای منطقه برنورد و مقادیر $\varepsilon 0Nd_{(present)}$ این توده‌های نفوذی که ۰/۲- تا ۴/۰ محاسبه‌شده است، نشان‌دهنده این است که تولید چنین توده‌های نفوذی می‌تواند به منبعی از گوشته بالایی یا پوسته قاره‌ای زیرین تحت آلایش قرار گرفته‌شده، نسبت‌داده شود (Hu et al., 2000; Bei et al., 2003). مقدار عددی $\varepsilon tNd_{(t=552)}$ اطلاعاتی را در مورد منشأ ماگما فراهم می‌کند. این مقدار برای سنگ‌های آذرین نشان‌دهنده ماگمای مشتق‌شده از منشأیی با Sm/Nd بیشتر از CHUR[5] (منشأ یکنواخت کندریتی) است (یعنی یک ناحیه از گوشته تهی‌شده) (Rollinson, 2002).

پتروژنز و بحث

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های موردنظر از نمودارهای مختلفی استفاده‌شده است. در نمودار بچلر و وودن (Batchelor and Bowden, 1985)، سنگ‌های مورد بحث در محدوده سنگ‌های نفوذی با منشأ تفریق گوشته و کمان آتشفشانی (قبل از برخورد) قرار می‌گیرند (شکل ۱۶). همچنین در نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al.,1984)، محدوده کمان آتشفشانی برای سنگ‌های مورد بررسی کاملاً مشخص است. نسبت‌های پایین Nb/Y از ویژگی‌های سنگ‌هایی است که در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل می‌شوند (Temel et al., 1998). این موضوع در نمودار Nb در مقابل Y از پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، برای سنگ‌های مورد بررسی به وضوح قابل مشاهده

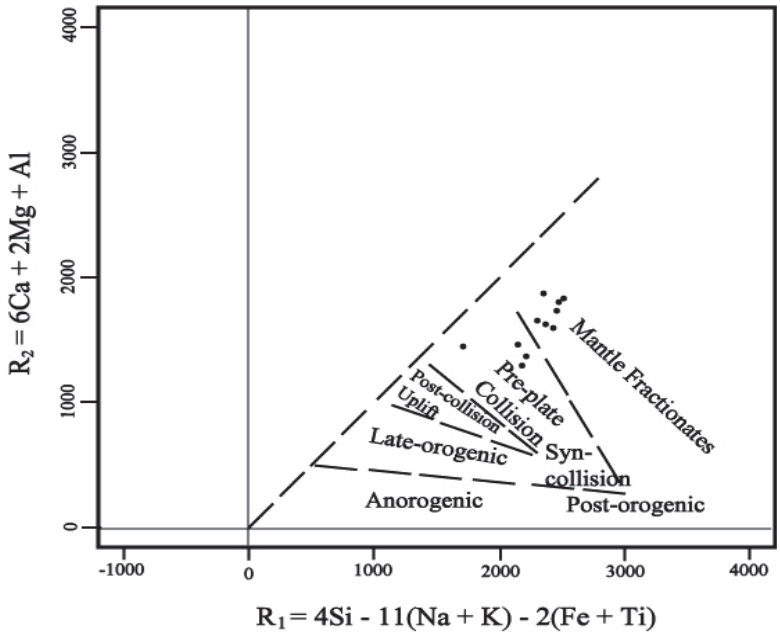
1. ICP-MS

است (شکل ۱۷).



شکل ۱۵. A: نمودار همبستگی ایزوتوپی εNd(T=552) و εSr(T=552) و موقعیت سنگ‌های دیوریت و گابروی کمپلکس پلوتونیک برنورد و B: نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه و موقعیت سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد. در این نمودار موقعیت نسبی منشأ گوشته تهی‌شده (DM) نشان‌داده شده است. BSE: کل زمین سیلیکاته (Allegre et al., 1988)، PREMA: ترکیب رایج اغلب مشاهده‌شده گوشته

Fig. 15. A: Isotopic correlation diagram of εNd(T=552) and εSr(T=552) and location of the Bornaward plutonic complex dioritic and gabbroic rocks, and B: Isotopic correlation diagram of $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ vs $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ and location of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks. In the diagram, relative location of depleted mantle (DM) source has been shown. BSE: Bulk Silicate Earth (Allegre et al., 1988), PREMA: Prevalent Mantle Reservoir



شکل ۱۶. نمودار چند کاتیونی R1-R2 برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی دیوریتی و گابرویی منطقه برنورد (Batchelor and Bowden, 1985)

Fig. 16. Multicathions diagram R1-R2 for indication of tectonic environments of Bornaward dioritic and gabbroic intrusive rocks (Batchelor and Bowden, 1985).

جدول ۲. آنالیز اسپکترومتر جرمی اورانیوم- سرب ۴۴ نقطه از مرکز و حاشیه زیرکن‌های دیوریت منطقه برنورد

Table 2. Mass spectrometer analysis of U-Pb of 44 points from center and margin of the Bornaward diorite zircons

جدول ۳. ترکیب ایزوتوپی Sm-Nd سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{207}Pb/^{235}Pb$	$^{206}Pb/^{238}Pb$	Best Age (My)	± (My)
1R	747	747	1.0	99430	17.1381	0.7458	0.0927	571.5	4.2
1C	333	333	1.0	66329	17.0497	0.7317	0.0905	558.4	9.4
2R	140	70	2.0	28780	16.8430	0.7534	0.0920	567.5	6.2
2C	371	231	1.6	104001	17.0600	0.7225	0.0894	552.0	6.2
3R	284	190	1.5	2054	16.9449	0.7024	0.0863	533.7	4.3
3C	179	54	3.3	74935	17.1937	0.7012	0.0874	540.4	8.8
4R	301	273	1.1	4449	17.1132	0.6956	0.0863	533.8	7.3
4C	296	44	6.7	2492	16.9413	0.7459	0.0916	565.3	20.3
6R	244	152	1.6	33914	17.0920	0.7237	0.0897	553.8	6.8
6Ć	149	114	1.3	69923	19.9442	0.7067	0.0868	536.9	13.4
7Ŕ	281	175	1.6	25566	16.6814	0.7563	0.0915	564.4	8.6
7C	208	173	1.2	1960	16.7040	0.7049	0.0882	544.8	10.9
8R	321	145	2.2	1714	16.4025	0.7475	0.0889	549.2	8.4
9R	255	182	1.4	10405	16.9391	0.7032	0.0864	534.1	7.5
9C	109	99	1.1	2751	16.5142	0.7179	0.0860	531.7	14.1
11R	447	496	0.9	2422	16.7778	0.7217	0.0878	542.7	7.7
12R	421	382	1.1	108811	16.8680	0.7406	0.0906	559.1	9.9
12C	549	686	0.8	96292	16.9750	0.7098	0.0874	540.1	10.5
13R	310	258	1.2	73307	17.0165	0.7207	0.0889	549.3	4.6
14R	393	357	1.1	16624	15.8892	0.7841	0.0904	557.7	7.2
15R	669	669	1.0	145495	16.9534	0.7211	0.0887	547.6	7.0
16C	273	227	1.2	69923	17.0930	0.7234	0.0897	553.7	5.2
17R	227	174	1.3	63905	17.2431	0.7296	0.0912	562.9	5.7
17C	273	37	2.0	1687	16.7040	0.7455	0.0903	557.4	14.4
18R	381	346	1.1	127579	17.0716	0.7264	0.0899	555.2	6.8
18C	547	607	0.9	2304	16.8063	0.7262	0.0885	546.8	5.8
20R	407	407	1.0	161887	17.0608	0.7286	0.0902	556.5	9.7
20C	122	101	1.2	48836	16.7001	0.7550	0.914	564.1	5.4
21R	167	96	1.7	15291	17.0019	0.7186	0.0886	547.3	7.1
21C	219	182	1.2	1953	16.4227	0.7502	0.0894	551.7	7.2
22R	384	426	0.9	92638	17.0493	0.7075	0.0875	540.6	4.7
22C	44	29	1.5	4053	15.7300	0.8118	0.0926	571.0	15.8
23R	234	212	1.1	5474	16.2706	0.7357	0.0868	536.7	8.1
24R	232	165	1.4	36251	17.0231	0.7181	0.0887	547.6	3.5
25R	603	463	1.3	124153	17.0702	0.7240	0.0896	553.4	5.1
26R	469	426	1.1	24810	17.0269	0.7052	0.0871	538.3	5.9

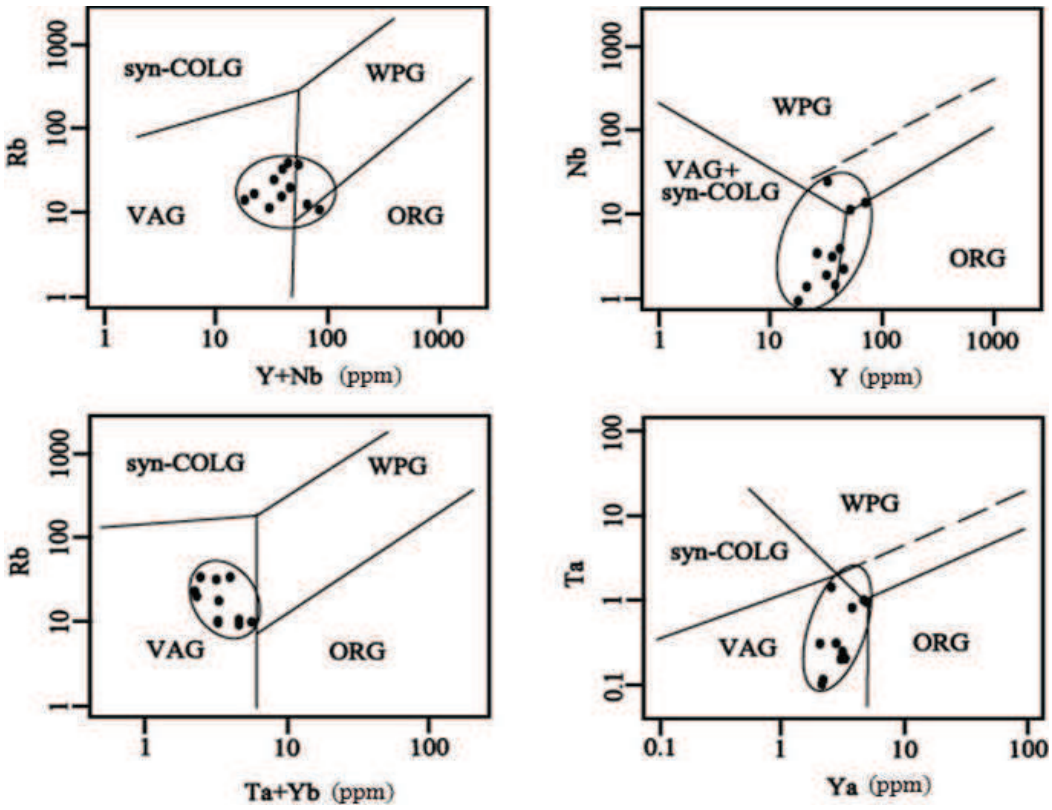
Table 3. Sm-Nd isotopic composition of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks

Sample No.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$ (2σ)	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	$\varepsilon tNd_{(552)}$
BKTh-03	8.39	33.3	0.152	0.512608± 0.000014	0.51206	2.5
BHCh-20	3.44	13.6	0.153	0.512592± 0.000011	0.51204	2.2
BKCh-23	2.17	6.9	0.190	0.512715± 0.000012	0.51203	2.0
BKCh-24	6.66	24.9	0.162	0.512719± 0.000015	0.51214	4.0
BKCh-26	2.39	8.9	0.162	0.512651± 0.000014	0.51207	2. 7
BKCh-27	2.57	7.4	0.210	0.512844± 0.000017	0.51209	3.1
BKCh-29	3.00	11.2	0.162	0.512630± 0.000018	0.51205	2.3

جدول ۴. ترکیب ایزوتوپی Rb-Sr سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد

Table 4. Rb-Sr isotopic composition of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks

Sample No.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$ (2σ)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$
BKTh-03	46.2	108	1.24	0.713477± 0.000011	0.7038
BHCh-20	34.3	199.7	0.497	0.710886± 0.000017	0.7070
BKCh-23	15.9	238.8	0.193	0.707886± 0.000023	0.7064
BKCh-24	10.8	274.3	0.114	0.714401± 0.000019	0.7135
BKCh-26	25.1	210.3	0.345	0.710834± 0.000020	0.7081
BKCh-27	17.3	162.4	0.308	0.710835± 0.000020	0.7084
BKCh-29	11.2	209.8	0.154	0.709606± 0.000020	0.7084



شکل ۱۷. تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های دیوریت و گابروی منطقه برنورد بر اساس تغییرات عناصر کمیاب (ppm) در این سنگ‌ها (Pearce et al., 1984)

Fig. 17. Determination of tectonic environments of the Bornaward dioritic and gabbroic rocks based on variation of trace elements (ppm) in the rocks (Pearce et al., 1984)

نتیجه‌گیری

واحدهای مافیک و حدواسط همراه با کمپلکس گرانیتوئیدی برنورد، طیف ترکیبی پیوسته‌ای مشتمل بر کوارتزدیوریت، دیوریت و گابرو و معادل‌های ریزدانه آنها را به‌همراه دایک‌های میکرودیوریتی و دلریتی تشکیل می‌دهد. روابط صحرایی، سنگ‌شناسی و شیمی این واحدهای سنگی بیانگر وابستگی و تعلق آنها به یک ماگمای واحد و منشأ تفریقی نمونه‌ها از راه تبلوربخشی است. موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای مختلف زایشی و تعیین محیط زمین‌ساختی بیانگر آن است که ماگمای سازنده این واحدها از ذوب‌بخشی یک منشأ گوشته‌ای همراه با آلودگی سنگ‌های پوسته قاره‌ای در محیط فرورانش حاشیه فعال قاره به‌وجود آمده است.

ویژگی ایزوتوپی $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ دیوریت‌ها و گابروهای برنورد در گستره ۰/۵۱۲۰۳ تا ۰/۵۱۲۱۴ به‌دست آمده است. مقدار عددی نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ این توده‌های نفوذی در گستره ۰/۷۰۳۸ تا ۰/۷۱۳۵ اندازه‌گیری شده است. مقدار عددی $\varepsilon Nd_{(T=552)}$ دیوریت‌ها و گابروهای برنورد از ۲/۰ تا ۴/۰ به‌دست آمده است. مقادیر پایین $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ نمونه‌های دیوریت و گابروهای منطقه برنورد و مقادیر $\varepsilon 0Nd_{(present)}$ این توده‌های نفوذی که ۰/۲- تا ۴/۰ محاسبه‌شده است، نشان‌دهنده این است که تولید چنین توده‌های نفوذی می‌تواند به منبعی از گوشته بالایی یا پوسته قاره‌ای زیرین تحت آلایش قرارگرفته شده، نسبت‌داده شود. محیط تشکیل این سنگ‌های کمپلکس پلوتونیک برنورد، حاشیه فعال قاره و محیط کمان

آتشفشانی است که می‌تواند به فرورانش پوسته اقیانوسی موجود بین خرد قاره ایران مرکزی و بلوک افغان مرتبط باشد.

به‌طور کلی با توجه به نظریات موجود در مورد تکوین زون ساختاری تکنار و خرد قاره ایران مرکزی و همچنین با استناد به مطالب موجود در مورد ماگماتیسم کمانی نوع حاشیه قاره و تأثیر چرخش بلوک لوت در ایجاد تنش‌های کششی و نازک‌شدگی پوسته قاره‌ای برای نفوذ واحدهای پلوتونیکی شمال و شرق خرد قاره ایران مرکزی (Soffel and Forster, 1982; Alavi, 1994) می‌توان چنین اظهار نظر کرد که فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در شمال زون ساختاری تکنار و بلوک لوت و طی فازهای کوه‌زایی کاتانگاهی در اواخر پرکامبرین و فعالیت بزرگ ماگمایی حاشیه قاره سبب ایجاد کمپلکس پلوتونیک برنورد- تکنار با عنوان گرانیتوئید برنورد و سنگ‌های مافیک و حدواسط همراه با این مجموعه شده است.

References

Alaminia, Z., Karimpour, M.H., Homam, S.M. and Finger, F., 2013. Petrology, geochemistry and mineralization of Tertiary volcanic rocks and intrusive bodies and associated semi-intrusive bodies in Arghash-Ghasemabad aera (NE Iran) with special tendency to age and source of granites. Journal of Economic Geology, 5(1): 1–22. (in Persian with English abstract)

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics, 229(3–4): 211–238.

Almasi, A., Karimpour, M.H., Ebrahimi Nasrabadi, Kh., Rahimi, B., KIOtzli, U. and Santos, J.F., 2015. Geology, mineralization, U-Pb dating and Sr-Nd isotope geochemistry of intrusive bodies in northeast of Kashmar. Journal of Economic Geology, 7(1): 69–90. (in Persian with English abstract)

Allegre, C.J., Lewin, E. and Dupre, B., 1988. A coherent crust- mantle model for the uranium-thorium- lead isotopic system. Chemical Geology, 70(3): 211–234.

Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48(1–4): 43–55.

Bei, XU., Haifei, Z., Haitoa, Y. and Yongan, L., 2003. C-isotope composition and significance of the Sinian on the Tarim plate. Chinese Science Bulletin, 48(4): 385–389.

Bogoch, R., Avigad, D. and Weissbrod, T., 2002. Geochmistry of the Quartz diorite-granite association, Roded area, southern Israel. Journal of African Eearth Sciences, 35(1): 51–60.

Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, 48(4): 489–499.

Chen, F., Siebel, W., Satır, M., Terzioğlu, N. and Saka, K., 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the I. stanbul Zone. International Journal of Earth Sciences, 91(3): 469–481.

DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. Gheochimica et Cosmochimica Acta, 43(4): 615–627.

Gehrels, G.E., Valencia, V.A. and Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation– multicollector– inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9(3): 1–13.

Gemmell, J.B. and Fulton, R., 2001. Geology, Genesis, and Exploration Implications of the Footwall and Hanging-Wall Alteration Associated with the Hellyer Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Tasmania, Australia. Economic Geology, 96(5): 1003–1035.

Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Cambridge University Press, London, 344 pp.

Homam, S.M., 1992. Petrology of metamorphic and volcanic rocks of Taknar-Sarborg area, Northwest Kashmar. M.Sc. Thesis, Esfahan University, Esfahan, Iran, 126 pp.

Hoskin, P.W., Kinny, P.D., Wyborn, D. and Chappell, B.W., 2000. Identifying accessory

mineral saturation dueing differentiation in granitoid magmas: an integrated approach. Journal of Petrology, 9(41): 1356–1396.

Hu, A.Q., Jahn, B.M., Zhang, G.X., Chen, Y.B. and Zhang, Q.F., 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks. Tectonophysics, 328(1–2): 15–51.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8(5): 523–548.

Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Moradi Noghondar, M., Lang Farmer, G. and Stern, C.R., 2013. Geology, mineralization, Sm-Nd and Rb-Sr isotopic geochemistry and U-Pb dating of intrusive bodies related to Cretaceous mineralization in Kalateh ahani area, SW Gonabad. Journal of Economic Geology, 5(2): 267–290. (in Persian with English abstract)

Kuster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. Lithos, 45(1–4): 177–195.

Lindenberg, H.G. and Jacobshagen, V., 1983. Post-Paleozoic geology of the Taknar zone and adjaceat area, NE Iran, Khorasan. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 51, 562 pp.

Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology. Longman, London, New York, 266 pp.

Monazzami Bagherzadeh, R., Karimpour, M.H., Lang Farmer, G., Stern, C.R., Santos, J.F., Rahimi, B. and Heidarian Shahri, M.R., 2015. U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoids of the Bornaward complex (Bardaskan-NE Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 111(1): 57–71.

Muller. R. and Walter, R., 1983. Geology of the Precambrian-Paleozoic Taknar inlier north east of Kashmar, Khorasan Province, NE Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 51, 562 pp.

Nagudi, N.O., Koberl, C.H. and Kurat, G., 2003. Petrography and geochmistry of the Singo granite, Uganda and implications for its origin. Journal of African Earth Sciences, 35(1–2): 73–87.

Pearce, J.A., Harris N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4): 956–983.

Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58(1): 63–81.

Relvas, J.M.R.S., Barriga, F.J.A.S. and Ferreira, A., 2006. Hydrothermal Alteration and Mineralization in the Neves-Corvo Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Portugal. I. Geology, Mineralogy, and eochemistry. Economic Geology, 101(4): 753–790.

Rollinson, H. (translated by Karimzadeh Somarin, A.R.), 2002. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation & Interpretation. Tabriz University Press, Tabriz, 557 pp.

Saunders, A.D., Tarney, J. and Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implication for the genesis of calc-alkaline magmas. Earth and planetary Science Letters, 46(3): 344–360.

Sepahi Gherow, A.A., 1993. Granitoids petrology of Taknar area-Sarborg (East North Kashmar). M.Sc. Thesis, Esfahan University, Esfahan, Iran, 201 pp.

Shand, S.J., 1943. The Eruptive Rocks. John Wiley, New York, 444 pp.

Soffel, H.C. and Forster, H.G. 1982. Wander path of the central-east Iran microplate including new results: in Geotravers in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 51, 562 pp.

Soltani A., 2000. Geochemistry and geochronology of I-type granitoid rocks in the northeastern Central Iran Plate. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia, 300 pp.

Tankut. A., Wilson. M. and Yihunie. T., 1998. Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85(1–4): 285–301.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. Reviews in Geophysics, 33(2): 241–265.

Temel, A., Gundogdu, M.N. and Gourgaud A., 1998. Petrological and geochemical

characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85(1–4): 327–354.

Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology, 18(1): 49–107.

Thuy, N.T.B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. and Long, T.V., 2004. Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. Jornal of Asian Earth Sciences, 23(4): 467–482.

Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, London, 466 pp.

Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE Chine, I: geochronology and petrogenesis. Lithos, 66(3–4): 241–273.

View publication stats