

پتروولوژی، سال هفتم، شماره بیست و ششم، تابستان ۱۳۹۵، صفحه ۱-۲۲  
تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۲/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۱۹

## پتروولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی گابرویی و دیوریتی منطقه نبی‌جان (جنوب‌باختر کلبر، شمال‌باختر ایران): نگرشی بر ماگماتیسزم پس از برخورد

مریم یزدانی<sup>۱</sup>، معصومه آهنگری<sup>۲\*</sup>، احمد جهانگیری<sup>۳</sup> و حسن شکویی<sup>۴</sup>  
<sup>۱</sup> گروه معدن، مرکز آموزش عالی شهید باکری میاندوآب، دانشگاه ارومیه، میاندوآب، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران  
<sup>۳</sup> گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران  
<sup>۴</sup> سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی تبریز، تبریز، ایران

### چکیده

در منطقه نبی‌جان واقع در جنوب‌باختر شهرستان کلبر توده‌های نفوذی با ترکیب گابرو و دیوریت رخنمون دارند. بر اساس مطالعات صحرایی، توده دیوریتی جوان‌تر بوده، به درون گابروها نفوذ کرده است. بررسی ترکیب ژئوشیمیایی این دو توده بیانگر وجود تفاوت‌های اساسی بین آنهاست. تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر  $\text{SiO}_2$  و  $\text{Mg\#}$  و همچنین، نسبت‌های عناصر کمیاب در این توده‌ها بیانگر تأثیر فرآیندهای تفریق و آلیش پوسته‌ای (AFC) بر ترکیب این سنگ‌هاست. با این وجود، با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، خاستگاه این دو توده از یک ماگمای واحد است. تفاوت در ترکیب ژئوشیمیایی این دو توده ناشی از تبلور تفریقی و جدایش برخی کانی‌ها از ماگمای اولیه است. به‌گونه‌ای که در مراحل نخستین، کانی‌های الیوین، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز غنی از کلسیم از ترکیب ماگما جدا شده و سنگ‌های گابرویی را به‌وجود آورده است. جدایش این کانی‌ها ماگمای باقیمانده را از آب و عناصر ناسازگار غنی کرده است و با تبلور کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلازهای غنی از سدیم همراه با مقادیر کمی کلینوپروکسن سنگ‌های دیوریتی تشکیل شده‌اند. تفریق و جدایش این کانی‌ها ویژگی‌های توله‌ایتی و کالک‌آلکان را به‌ترتیب به گابروها و دیوریت‌های نبی‌جان داده است. توده‌های گابرویی و دیوریتی منطقه نبی‌جان هم ویژگی‌های ژئوشیمیایی حاشیه‌های فعال قاره‌ای و هم ویژگی‌های ماگمای درون‌صفحه‌ای را از خود نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها مربوط به جایگاه‌های پس از برخورد پوسته‌های قاره‌ای است.

واژه‌های کلیدی: گابرو، دیوریت، ماگماتیسزم پس از برخورد، نبی‌جان، پهنه البرز باختری - آذربایجان

\* m.ahangari@urmia.ac.ir

Copyright©2016, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

## مقدمه

مطالعات انجام شده بر روی ماگماتیسم جایگاه‌های پس از برخورد بیانگر غنی‌شدگی ژئوشیمیایی با درجات متغیر در مقایسه با گوشته اولیه در ماگماهای موجود در این جایگاه‌هاست (Jarrar *et al.*, 2003). همچنین، ماگماهای تولید شده در این جایگاه‌ها عمدتاً ویژگی‌های فرورانش پیشین را به ارث می‌برند (Sajona *et al.*, 2000). توده‌های نفوذی با ترکیب گابرو و دیوریت در منطقه نبی جان واقع در جنوب‌باختر شهرستان کلپیر رخنمون یافته‌اند موضوع پژوهش پیش‌رو هستند. این توده‌ها از نظر کانه‌زایی طلا و مس مورد توجه زمین‌شناس‌های بسیاری بوده و مطالعات بسیاری در اینباره بر روی آنها انجام شده است (Jahangiri and Yazdani, 2011; Vaziri Heshi *et al.*, 2010; Shokohi *et al.*, 2008, Yazdani *et al.*, 2004, Shokohi *et al.*, 2006). همچنین، در این زمینه Yazdani (۲۰۰۵) ویژگی‌های پتروولوژی و سنگ‌نگاری این توده‌ها را به صورت پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد مطالعه کرده است. با این وجود تاکنون هیچ‌گونه مطالعه جامعی درباره خود توده‌های نفوذی و پیدایش آنها انجام نشده است. بنابراین، این پژوهش به بررسی توده‌های نفوذی منطقه نبی جان (گابرو و دیوریت) و شناسایی شرایط تشکیل این توده‌ها پرداخته است.

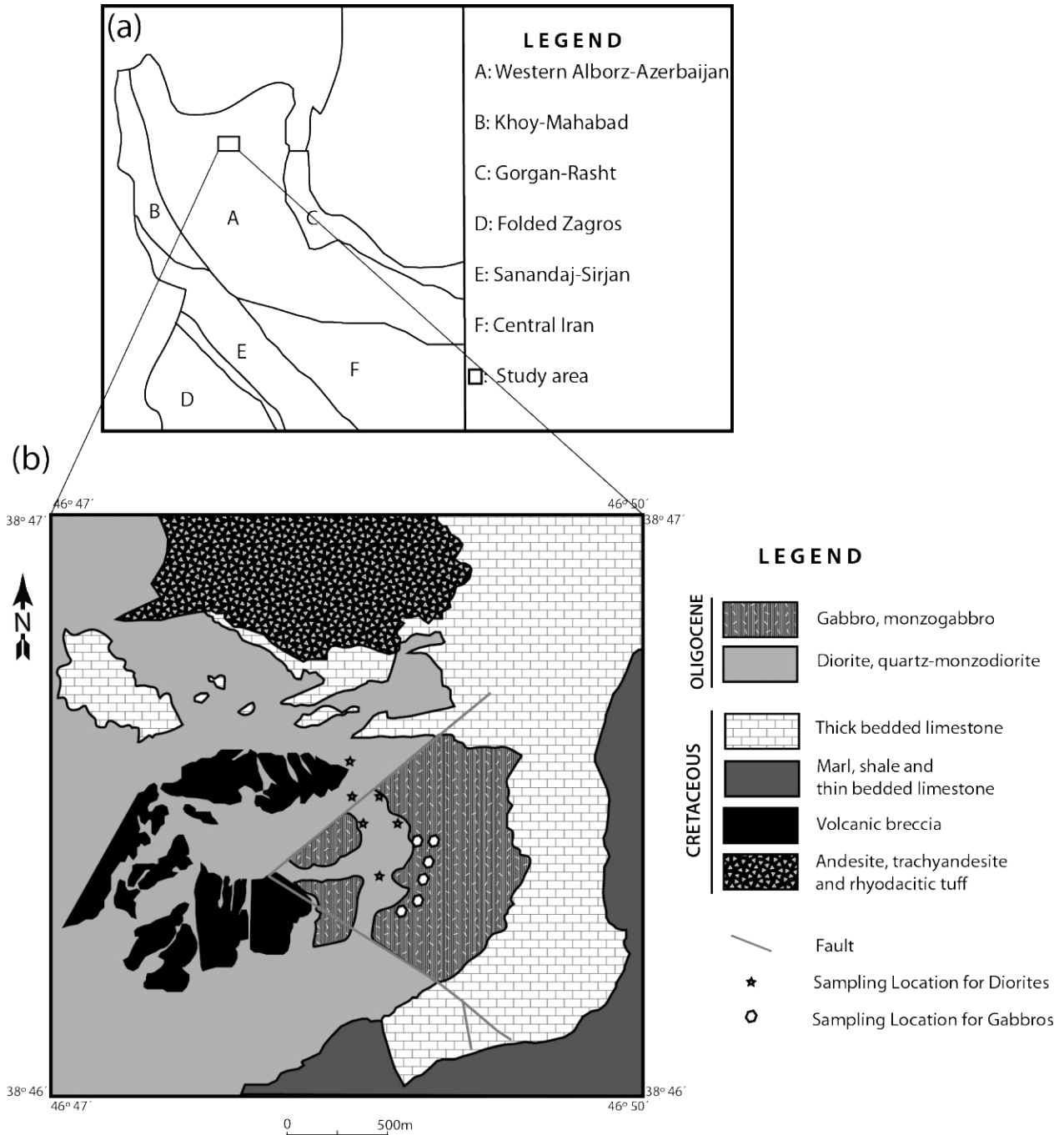
## زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در جنوب‌باختر شهرستان کلپیر، استان آذربایجان شرقی و در محدوده  $46^{\circ}47'$  تا  $46^{\circ}50'$  طول جغرافیایی خاوری و  $38^{\circ}45'$  تا  $38^{\circ}46'$  عرض جغرافیایی شمالی جای دارد. بر اساس تقسیم‌بندی‌های ساختاری (Nabavi, 1976) این منطقه در محدوده البرز باختری-آذربایجان جای گرفته است (شکل ۱- A). همچنین، این محدوده در تقسیم‌بندی Alavi (۱۹۹۴)، بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه-دختر است. سنگ‌های آتشفشانی با سن کرتاسه محدوده

بررسی روابط سنگ‌زادی (petrogenetic) سنگ‌های آذرین که در جایگاه‌های گوناگون زمین‌ساختی جایگیری کرده‌اند، می‌تواند به شناخت روابط حرارتی و فیزیکی در هنگام ذوب پوسته/گوشته و تحولات زمین‌ساختی منجر شود (Wilson, 1989). در این زمینه ماگماهای بازالتی قاره‌ای اطلاعات ارزشمندی را در ارتباط با ترکیب شیمی گوشته زیر قاره‌ها و چگونگی تکامل زمین‌ساخت ناحیه در اختیار قرار می‌دهند (Tang *et al.*, 2012). پژوهشگران خاستگاه‌های گوناگونی برای بازالت‌های قاره‌ای پیشنهاد داده‌اند. از جمله این خاستگاه‌ها می‌توان به خاستگاه گوشته لیتوسفری در زیر قاره‌ها، خاستگاه گوشته‌ای مشابه پلوم‌های وابسته به OIB و یا گوشته آستنسفری مشابه با MORB تهی‌شده اشاره کرد (Garfunkel, 2008; Saunders, 2005). یکی از جایگاه‌های زمین‌ساختی برای تشکیل بازالت‌های قاره‌ای، جایگاه‌های پس از برخورد قاره‌ای است (Chen *et al.*, 2014; Yang *et al.*, 2014). خاتمه فرورانش معمولاً با گسیختگی (slab breakoff) و یا جدا شدن (detachment) صفحه فرورنده همراه است. این گسیختگی به علت رسیدن و برخورد پوسته قاره‌ای شناور به مناطق فرورانشی و شروع برخورد قاره‌ای روی می‌دهد (Ferrari, 2004; Wortel and Spakman, 2000). به دنبال این فرآیند ذوب‌بخشی در منابع گوناگون (مانند گوشته آستنسفری بالا آمده، گوشته لیتوسفری غنی‌شده و حتی پوسته‌ای که بر روی گوشته جای دارد) روی داده و به تشکیل ماگمای مافیک با ویژگی‌های بازالت‌های درون‌صفحه‌ای یا بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) به همراه ماگماتیسم حد واسط وابسته به جایگاه‌های کشتی منجر می‌شود (Coulon *et al.*, 2002; Davies and von Blanckenburg, 1995; Ferrari, 2004; Hildebrand and Bowring, 1999; von Blanckenburg and Davies, 1995; Wen *et al.*, 2008; Xu *et al.*, 2008).

آتشفشانی آندزیتی و گدازه‌های آندزیتی تا تراکی‌آندزیتی هستند. این مجموعه توسط مجموعه رسوبی کرتاسه (بخش‌های مارنی، ماسه‌سنگی و آهکی) پوشیده شده است.

وسیع‌تری از منطقه مورد مطالعه را پوشانده است. این سنگ‌ها کهن‌ترین واحد سنگی زمین‌شناسی منطقه بوده (شکل ۱- B)، دارای ترکیب متنوعی از گدازه‌های جریان‌ریوداسیتی، برش‌های



شکل ۱- A) جایگاه منطقه نی‌جان (جنوب‌باختر کلیبر، شمال‌باختر ایران) در نقشه زمین‌ساختی ایران برگرفته از (Nabavi 1976؛ B) نقشه زمین‌شناسی منطقه نی‌جان (برگرفته از (Vaziri Heshi et al. (2010).

دیوریتی به درون این سنگ‌ها نفوذ کرده است. همچنین، در مورد سن این توده‌ها، Mehrpartou و همکاران (۱۹۹۳) تشکیل آنها را به فعالیت‌های ماگمایی پس از کرتاسه (الیگوسن) نسبت داده‌اند. بررسی صحرایی مجموعه دیوریتی بیانگر حضور زینولیت‌هایی از سنگ آهکی میزبان در درون آن است.

### روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش، بررسی‌های صحرایی گسترده‌ای بر روی توده‌های نفوذی گابرویی و دیوریتی نبی‌جان انجام شده و نمونه‌های بسیاری از این توده‌ها برداشت شده است. برای بررسی روابط سنگ‌زادی این توده‌ها، ۷ نمونه گابرو و ۶ نمونه دیوریتی برای ارزیابی مقدار عناصر اصلی و کمیاب این سنگ‌ها برگزیده شده و سپس به روش XRF در آزمایشگاه ژئوشیمی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شدند. نتایج تجزیه عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های گابرویی و دیوریتی در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

توده‌های نفوذی با سن پس از کرتاسه به درون مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی با سن کرتاسه نفوذ کرده و در برخی نقاط این سنگ‌ها دچار دگرگونی مجاورتی کرده‌اند. همچنین، در برخی نقاط تزریق توده‌های نفوذی به درون آهک‌های کرتاسه به تشکیل اسکارن‌های آهن (مگنتیت، همتیت)، طلای آزاد، پیریت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، اسفالریت، مالاکیت و آزوریت منجر شده است (Vaziri Heshi et al., 2010; Shokohi et al., 2008; Yazdani et al., 2007; Shokohi et al., 2006).

با توجه به بررسی‌های صحرایی، توده‌های نفوذی در محدوده مورد مطالعه را می‌توان به دو گروه اصلی، با ترکیب کوارتز دیوریت، مونزودیوریت تا دیوریت و کوارتز گابرو، مونزوگابرو تا گابرو تقسیم کرد. بیشتر این مجموعه‌ها به درون آهک‌های کرتاسه نفوذ کرده و به رویداد دگرگونی مجاورتی در این سنگ‌ها منجر شده‌اند.

با توجه به بررسی‌های Vaziri Heshi و همکاران (۲۰۱۰) توده گابرویی از لحاظ سن نسبی از توده‌های دیوریتی کهن‌تر بوده و مجموعه

جدول ۱- نتایج حاصل از تجزیه XRF برای عناصر اصلی (بر اساس درصد وزنی) سنگ‌های گابرویی و دیوریتی منطقه نبی‌جان (جنوب‌باختر کلبهر، شمال‌باختر ایران).

| Sample                         | Gabbro |        |        |        |        |         |         | Diorite |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                                | Nb2    | Nb3    | Nb4    | Nb5    | Nb7    | Nb8     | Nb12    | Nb1     | Nb6    | Nb9    | Nb10   | Nb11   | Nb13   |
| SiO <sub>2</sub>               | 46.00  | 46.853 | 46.702 | 45.01  | 46.009 | 45.43   | 48.128  | 56.181  | 52.937 | 55.583 | 51.546 | 56.698 | 57.849 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.167  | 1.068  | 0.959  | 1.049  | 1.158  | 1.128   | 1.366   | 0.89    | 0.877  | 0.833  | 0.957  | 0.831  | 0.82   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14.762 | 16.703 | 17.604 | 17.375 | 17.62  | 17.54   | 9.309   | 16.355  | 15.718 | 14.66  | 15.205 | 14.492 | 14.704 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11.77  | 11.32  | 11.23  | 11.64  | 11.58  | 11.38   | 12.79   | 7.49    | 7.25   | 7.96   | 7.9    | 7.43   | 7.42   |
| MnO                            | 0.171  | 0.182  | 0.171  | 0.167  | 0.163  | 0.157   | 0.213   | 0.141   | 0.138  | 0.168  | 0.168  | 0.157  | 0.127  |
| MgO                            | 8.642  | 7.994  | 7.507  | 7.494  | 7.641  | 8.252   | 10.045  | 4.228   | 4.459  | 5.304  | 5.127  | 5.412  | 4.072  |
| CaO                            | 14.618 | 13.135 | 13.721 | 14.834 | 12.888 | 14.61   | 16.699  | 7.584   | 7.286  | 8.396  | 8.289  | 7.468  | 6.713  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.261  | 1.535  | 1.044  | 1.034  | 1.895  | 1.135   | 0.971   | 3.774   | 3.494  | 3.115  | 3.199  | 3.017  | 3.079  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.327  | 0.536  | 0.385  | 0.144  | 0.544  | 0.335   | 0.405   | 2.884   | 2.761  | 2.253  | 2.129  | 2.268  | 2.685  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.356  | 0.424  | 0.086  | 0.024  | 0.391  | 0.383   | 0.301   | 0.592   | 0.446  | 0.605  | 0.626  | 0.45   | 0.339  |
| total                          | 99.074 | 99.75  | 99.409 | 98.771 | 99.889 | 100.355 | 100.227 | 100.119 | 95.366 | 98.877 | 95.146 | 98.223 | 97.808 |
| Mg#*                           | 44.936 | 43.962 | 42.612 | 41.693 | 42.307 | 44.625  | 46.602  | 38.548  | 40.577 | 42.520 | 41.897 | 44.720 | 37.872 |

Mg#\*=(MgO\*100/MgO+FeO\*)

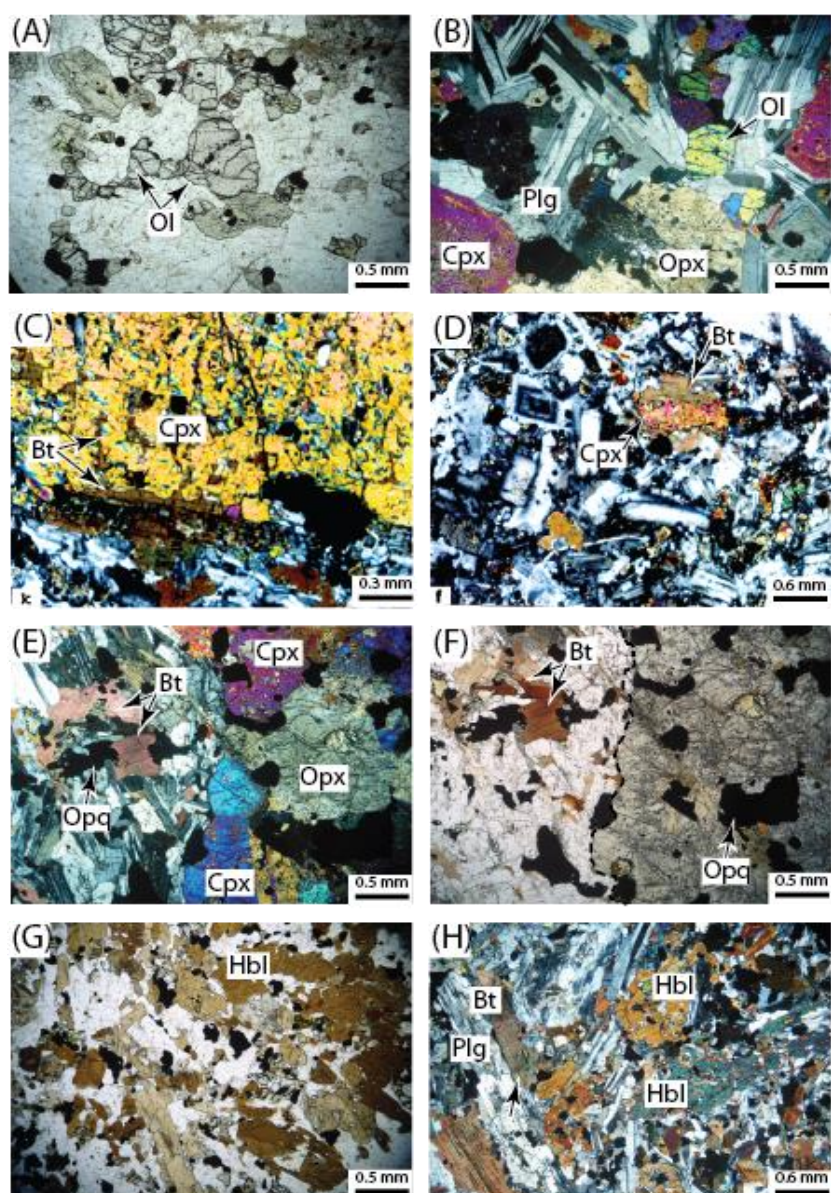
جدول ۲- نتایج حاصل از تجزیه عناصر فرعی و کمیاب (بر اساس ppm) به روش XRF برای سنگ‌های گابرویی و دیوریتی منطقه نبی‌جان (جنوب‌باختر کلیبر، شمال‌باختر ایران).

| Rock Type<br>Sample No. | Gabbro |        |        |        |        |        |        | Diorite |        |        |        |        |        |
|-------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
|                         | Nb2    | Nb3    | Nb4    | Nb5    | Nb7    | Nb8    | Nb12   | Nb1     | Nb6    | Nb9    | Nb10   | Nb11   | Nb13   |
| Rb                      | 8.4    | 12.3   | 10     | 2.9    | 11.8   | 9.8    | 11.3   | 69.1    | 49.6   | 50     | 44.7   | 48.4   | 62.5   |
| Sr                      | 943.8  | 1351.7 | 1059.4 | 1127.7 | 1129.5 | 1145.9 | 474    | 1070.1  | 1121.3 | 879.6  | 894.7  | 740.6  | 861.5  |
| Y                       | 19.3   | 18.5   | 18.9   | 15.3   | 19.7   | 17.7   | 22.9   | 28.9    | 24.3   | 27.1   | 26.4   | 25.2   | 26.5   |
| Zr                      | 110.4  | 134.7  | 117.5  | 115.8  | 121    | 120.7  | 86.3   | 171     | 158.1  | 141.6  | 134.6  | 126.7  | 137.3  |
| Nb                      | 1      | 1      | 4.2    | 1      | 2.6    | 0.2    | 0.6    | 12.5    | 8.4    | 9      | 8.7    | 8.4    | 7.8    |
| Th                      | 1.2    | 1      | 1.8    | 1      | 1.6    | 1.2    | 1.3    | 3.8     | 1.4    | 1.9    | 1      | 1.5    | 1.8    |
| Pb                      | 24.6   | 32.5   | 21.3   | 22.4   | 15.2   | 15.2   | 13.8   | 74.3    | 18.1   | 25.6   | 25.8   | 20.8   | 12.5   |
| Ga                      | 16.9   | 17     | 17.7   | 16.7   | 18     | 17.3   | 15.7   | 16.3    | 15.8   | 16.3   | 16.1   | 16.3   | 16     |
| Zn                      | 90.1   | 113.3  | 82.4   | 78.8   | 95.3   | 98.8   | 103.7  | 71.9    | 71.2   | 102    | 115.3  | 92     | 68.5   |
| Cu                      | 31.6   | 134.4  | 60.2   | 131.4  | 134.5  | 29.9   | 39.1   | 108.9   | 51.9   | 63.8   | 42.4   | 56.9   | 65.5   |
| Ni                      | 40.3   | 35.7   | 39.6   | 29.8   | 26.7   | 33.2   | 41.5   | 15.7    | 16.2   | 18.4   | 18.9   | 18.6   | 13.3   |
| V                       | 231    | 219.2  | 201.7  | 218.5  | 227.8  | 227.8  | 252.2  | 200     | 197.5  | 194.1  | 206.8  | 193.3  | 191.3  |
| Cr                      | 79.6   | 93.5   | 72.9   | 65.9   | 64.8   | 61.3   | 127    | 33.8    | 33.9   | 46.6   | 55.8   | 40.6   | 29.7   |
| Ti                      | 6996.2 | 6402.7 | 5749.2 | 6288.7 | 6942.2 | 6762.4 | 8189.2 | 5335    | 5257.6 | 4993.8 | 5737.2 | 4981.8 | 4915.9 |
| Cs                      | 1.4    | 1.4    | 2      | 1.3    | 1.7    | 1.2    | 2.2    | 0.1     | 0.2    | 0.2    | 0.3    | 0.2    | 0.2    |
| Sc                      | 38     | 32.4   | 32.7   | 38     | 30.9   | 35.8   | 50.4   | 21.9    | 21.9   | 24.2   | 24.2   | 24.1   | 20.8   |
| Co                      | 43.4   | 40.2   | 37.2   | 42.6   | 35.5   | 42.2   | 47.5   | 19.8    | 19.2   | 22.3   | 22     | 19.4   | 17.2   |
| Mo                      | 1      | 1      | 0.4    | 1      | 1      | 1      | 0.1    | 1.4     | 0.9    | 0.9    | 0.7    | 0.8    | 0.8    |
| Ce                      | 21.6   | 24.5   | 20.3   | 14.2   | 29.9   | 20.3   | 21.3   | 98.2    | 95.8   | 78.1   | 79.6   | 72.5   | 75.8   |
| Nd                      | 23.9   | 17.2   | 12.3   | 12.7   | 14     | 17.8   | 28.7   | 22.2    | 16.4   | 21.6   | 21     | 15.4   | 10.7   |
| Sm                      | 9.6    | 4.8    | 0.4    | 3      | 4.9    | 8.7    | 10.9   | 1       | 1      | 0.2    | 1      | 1      | 1      |
| Eu                      | 2.3    | 4      | 0.3    | 1.5    | 0.3    | 0.1    | 9.1    | 0.2     | 0.2    | 0.2    | 0.2    | 0.2    | 0.2    |
| Yb                      | 1.7    | 1.6    | 1.6    | 1.6    | 1.8    | 1.7    | 1.9    | 0.3     | 0.2    | 0.5    | 0.5    | 0.4    | 0.3    |
| La                      | 33     | 34     | 22.9   | 24.4   | 25.9   | 31.6   | 37     | 45.3    | 37.9   | 39.7   | 39.8   | 26.5   | 23.2   |

## سنگ‌نگاری

بیش از ۵۰ درصد ترکیب این کانی‌ها را تشکیل داده‌اند. ماکل‌های دوتایی، نواری و ساعت شنی در بلورهای کلینوپیروکسن دیده می‌شود. حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی کانی‌های مافیک در سنگ‌های گابرویی از الیون تشکیل شده است. این کانی به صورت بلورهای بی‌شکل است و عمدتاً دارای شکستگی‌های فراوان بوده، از محل شکستگی‌ها به سرپانتین و اکسیدهای Fe-Ti تبدیل شده است (شکل ۲- A). گاه کانی‌های کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و الیون به صورت بافت اینترگرانولار در بین بلورهای پلاژیوکلاز جای گرفته‌اند (شکل ۲- B). بیوتیت در گابروهای نبی‌جان کانی اولیه نبوده، از دگرسانی کانی‌های اولیه این سنگ‌ها، مانند پیروکسن، تشکیل شده است (شکل‌های ۲- C و ۲- D). آمفیبول در گابروها از نوع آمفیبول‌های کلسیک بوده، در مقایسه با دیوریت‌ها از فراوانی بسیار کمی برخوردار است. گاه رگه‌ها و رگچه‌هایی از سنگ‌های دیوریتی در داخل گابروها دیده می‌شوند (شکل‌های ۲- E و ۲- F).

سنگ‌های گابرویی در نمونه دستی دارای ظاهری تیره بوده و می‌توان بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز آنها را به آسانی تشخیص داد. در مقاطع نازک، بافت این سنگ‌ها اینترگرانولار و گرانولار است. حاشیه توده‌های گابرویی بافت جریانی و به موازات حاشیه توده است. این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و الیون به‌عنوان کانی‌های اصلی، و آمفیبول، ارتوز، آپاتیت و کانی‌های کدر به‌عنوان کانی‌های فرعی هستند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها به صورت بلورهای کشیده شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک دیده می‌شوند. بلورهای سوزنی‌شکل آپاتیت به صورت میانبار در درون پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. در برخی نمونه‌های گابرویی، بلورهای پلاژیوکلاز بافت جریانی از خود نشان می‌دهند. ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در سنگ‌های گابرویی بخش عمده کانی‌های مافیک را به خود اختصاص داده و



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی توده‌های گابرو و دیوریت منطقه نپی جان (جنوب‌باختر کلیبر، شمال‌باختر ایران). (A) بلورهای الیون در سنگ‌های گابرویی در نور PPL (یا Plane Polarized Light)؛ (B) بافت اینترگرانولار در گابروها در نور XPL (یا Cross Polarized Light)؛ (C) و (D) تبدیل کلینوپیروکسن به بیوتیت از حاشیه و محل شکستگی‌ها در نور XPL؛ (E و F) بخشی از رگچه دیوریتی (سمت چپ) که درون گابروها (سمت راست) نفوذ کرده است (تصویر E در نور XPL و تصویر F در نور PPL)؛ (G) بلورهای هورنبلند در دیوریت‌ها در نور PPL؛ (H) بلورهای هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز در دیوریت‌های منطقه نپی جان در نور XPL؛ Plg: پلاژیوکلاز، Ol: الیون، Cpx: کلینوپیروکسن، Opx: ارتوپیروکسن، Hbl: هورنبلند، Bt: بیوتیت، Opq: کانی‌های کدر).

هولوکریستالین است. پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت کانی‌های اصلی (شکل‌های ۲- G و ۲- H)، و آپاتیت، زیرکن، اسفن، کوارتز، تیتانیت و کانی‌های کدر کانی‌های فرعی نمونه‌های دیوریتی را تشکیل می‌دهند. سریسیت، کلریت و اپیدوت نیز

سنگ‌های دیوریتی در نمونه دستی به صورت بلورین با رنگ خاکستری بوده، به علت حضور بیوتیت در ترکیب کانی‌شناسی‌شان، ظاهری براق دارند. با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی بافت این سنگ‌ها بیشتر از نوع گرانولار، میکروگرانولار و گاه پورفیرویدی با زمینه



است. همچنین؛ ترکیب دیوریت‌ها در مقایسه با گابروها دارای مقادیر بالایی از عناصر آلکالن است. مجموع عناصر آلکالن ( $K_2O+Na_2O$ ) در دیوریت‌ها برابر با ۱/۳۸-۲/۴۴ درصد وزنی و در گابروها ۵/۲۹-۶/۶۶ درصد وزنی است.

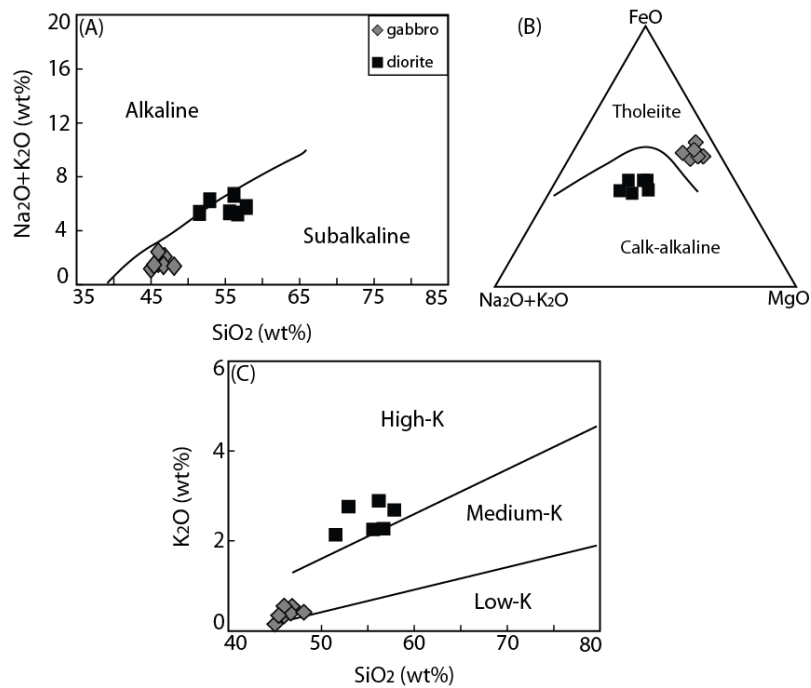
در نمودار مجموع عناصر آلکالن در برابر  $SiO_2$  همه نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن جای گرفته‌اند (شکل ۳- A). در نمودار AFM، سنگ‌های گابرویی ویژگی سری‌های توله‌ایتی و سنگ‌های دیوریتی ویژگی کالک‌آلکالن نشان می‌دهند (شکل ۳- B). در نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  نمونه‌های دیوریتی در محدوده پتاسیم بالا و نمونه‌های گابرویی در محدوده پتاسیم متوسط جای گرفته‌اند (شکل ۳- C). جای گرفتن نمونه‌های دیوریتی در محدوده پتاسیم بالا می‌تواند به علت حضور مقادیر بالایی از بیوتیت در ترکیب این سنگ‌ها باشد. در این زمینه، تأثیر آلیش پوسته‌ای در افزایش مقدار K را نیز نباید نادیده گرفت.

برای بررسی شیمی عناصر اصلی موجود در ترکیب سنگ کل توده‌های نفوذی نبی‌جان از نمودارهای تغییرات دوتایی اکسیدها در برابر  $SiO_2$  استفاده شده است (شکل ۴). در گابروها، با افزایش مقدار  $SiO_2$ ، مقدار  $K_2O$  و  $MnO$  روند افزایشی و  $CaO$  روند کاهش‌ی از خود نشان می‌دهند. روند مشاهده شده برای  $Al_2O_3$ ،  $Na_2O$  و  $Fe_2O_3t$  چندان مشخص نیست. تطابق موجود برای اکسیدهای اصلی در برابر  $SiO_2$  در سنگ‌های دیوریتی در مقایسه با گابروها بهتر است. در این نمونه‌ها  $Na_2O$  و  $K_2O$  دارای تطابق مثبت و  $MgO$ ،  $MnO$ ،  $SiO_2$ ،  $CaO$  و  $Fe_2O_3t$  دارای تطابق منفی با  $SiO_2$  هستند. روندهای مشاهده شده برای این اکسیدها با تفریق کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز در دیوریت‌ها سازگار است (Gao and Zhou, 2013). در گابروها و دیوریت‌ها  $Al_2O_3$  با شیب ملایم روند افزایشی از خود نشان می‌دهد.

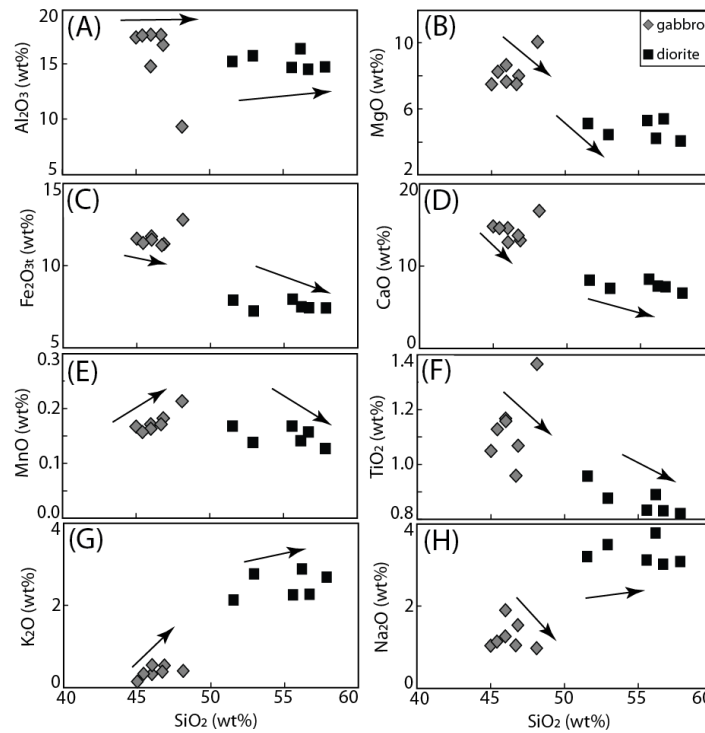
کانی‌های ثانویه بوده، از دگرسانی کانی‌های اولیه مانند پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت به وجود آمده‌اند. در ترکیب دیوریت‌ها، پلاژیوکلاز به صورت بلورهای کشیده شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک است. این کانی دارای میانبرهایی از کانی‌های سوزنی‌شکل آپاتیت است. پیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها بیشتر دارای ماکل دوتایی، نواری و شیشه‌ساعتی هستند. در برخی مقاطع نازک، از اجتماع کانی‌های پیروکسن بافت کوموله به وجود آمده است. در این کانی‌ها تجزیه به بیوتیت و گاه آمفیبول پدیده متداولی است. در مقاطع طولی، در امتداد رخ‌های کلینوپیروکسن، اکسولوشن‌هایی از اکسیدهای Fe-Ti دیده می‌شود. در دیوریت‌ها، آمفیبول به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده، حدود ۴۰ درصد ترکیب کانی‌های مافیک را تشکیل می‌دهد. این کانی دارای چندرنگی سبز روشن-سبز تیره بوده، از نوع هورنبلند است. در ترکیب سنگ‌های دیوریتی، بیوتیت کانی اصلی بوده، حدود ۴۰ درصد ترکیب کانی‌های مافیک را تشکیل می‌دهد و به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار ظاهر شده است. برخی بیوتیت‌ها نیز خاستگاه ثانویه داشته، از دگرسانی پیروکسن‌ها تشکیل شده‌اند. همچنین، دیوریت‌های مطالعه شده دارای آلکالی‌فلدسپار با ترکیب ارتوز به مقدار بسیار کم (کمتر از ۵ درصد حجمی) و با بافت پویی‌کلیتیک هستند.

### شیمی سنگ کل

**عناصر اصلی:** ترکیب شیمیایی سنگ‌های گابرویی در مقایسه با دیوریت‌ها، دارای مقادیر بیشتری از اکسیدهای  $TiO_2$ ،  $Fe_2O_3t$ ،  $MgO$ ،  $CaO$  و  $MnO$  است. مقدار این اکسیدها در نمونه‌های گابرویی تجزیه شده به ترتیب برابر با ۱۱/۲۳-۱۲/۷۹، ۰/۹۶-۱/۳۷، ۰/۱۶-۰/۲۱ و ۷/۴۹-۱۲/۸۹ درصد وزنی و برای نمونه‌های دیوریتی به صورت ۰/۸۲-۰/۹۶، ۷/۲۵-۷/۹۶، ۴/۰۷-۵/۴۱ و ۶/۷۱-۸/۴۰ درصد وزنی و ۰/۱۳-۰/۱۷ است.



شکل ۳- جایگاه ترکیبی توده‌های گابرو و دیوریت منطقه نی‌جان (جنوب‌باختر کلیبر، شمال‌باختر ایران) در: (A) نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Irvine and Baragar, 1971) (B) نمودار  $\text{SiO}_2$  (Irvine and Baragar, 1971) (C) نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (LeMaitre *et al.*, 1989). در این نمودار نمونه‌ها ویژگی‌های ساب‌آلکانل نشان می‌دهند؛ در این نمودار دیوریت‌های منطقه نی‌جان ویژگی‌های ماگماهای پتاسیم بالا و گابروهای منطقه نی‌جان ویژگی‌های ماگماهای پتاسیم متوسط را از خود نشان می‌دهد.



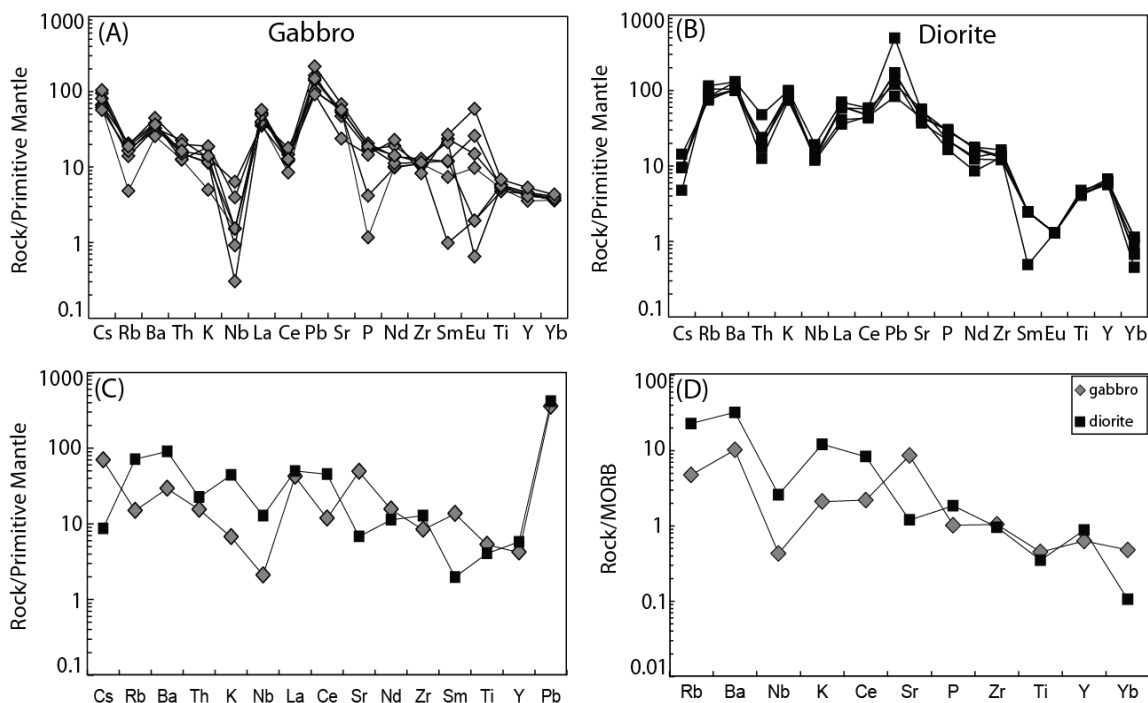
شکل ۴- نمودارهای تغییرات دوتایی در برابر  $\text{SiO}_2$  برای توده‌های گابرو و دیوریت منطقه نی‌جان (جنوب‌باختر کلیبر، شمال‌باختر ایران) (برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه کنید).



گابرویی (۱۳۴/۷-۸۶/۳ ppm) است. عناصر LILE در دیوریت‌ها در مقایسه با گابروها دارای غلظت بالاتری هستند.

برای بررسی رفتار عناصر کمیاب در نمونه‌های دیوریتی و گابرویی نی‌جان از نمودارهای چند عنصری به‌هنگار شده به ترکیب گوشته اولیه (داده‌های McDonough and Sun (1995) استفاده شد (شکل ۵). در این نمودارها، سنگ‌های گابرویی دارای آنومالی منفی Rb، Nb و Ce، آنومالی مثبت Pb و تغییرات شدید Eu (در برخی نمونه‌ها آنومالی مثبت و در برخی آنومالی منفی از خود نشان می‌دهد) و سنگ‌های دیوریتی دارای آنومالی منفی Cs، Th، Nb، Sm، Eu و Yb و آنومالی مثبت Pb هستند. آنومالی منفی Nb در سنگ‌های گابرویی در مقایسه با سنگ‌های دیوریتی شدیدتر است. عناصر LILE دارای تمرکز بالایی در ترکیب این سنگ‌ها هستند.

**عناصر کمیاب: بررسی غلظت عناصر کمیاب سازگار**  
بیانگر شباهت نسبی این عناصر در ترکیب توده‌های نفوذی منطقه نی‌جان است. فراوانی این عناصر در سنگ‌های گابرویی به‌صورت  $\text{Ni} = 26/7-41/5$  ppm،  $\text{V} = 20/1/7-252/2$  ppm،  $\text{Co} = 35/5-47/5$  ppm،  $\text{Sc} = 30/9-50/4$  ppm،  $\text{Cr} = 61/3-127$  ppm،  $\text{Zn} = 78/8-113/3$  ppm و  $\text{Cu} = 29/9-134/5$  ppm و در سنگ‌های دیوریتی برابر با  $\text{Ni} = 13/3-18/9$  ppm،  $\text{V} = 191/3-206/8$  ppm،  $\text{Co} = 17/2-22/3$  ppm،  $\text{Sc} = 20/8-24/1$  ppm،  $\text{Cr} = 29/7-55/8$  ppm،  $\text{Zn} = 68/5-115/3$  ppm و  $\text{Cu} = 42/4-108/9$  ppm است. غلظت این عناصر نشان‌دهنده شیمی سنگ خاستگاه است زیرا این عناصر در طی فرآیندهای ثانویه مانند دگرسانی نامتحرک هستند (Gahlan *et al.*, 2006; Hébert *et al.*, 1990). غلظت Zr در ترکیب سنگ‌های دیوریتی (۱۲۶/۷-۱۷۱ ppm) اندکی بالاتر از سنگ‌های



شکل ۵- ترکیب سنگ‌های گابرو و دیوریت منطقه نی‌جان (جنوب‌باختر کلپیر، شمال‌باختر ایران) در: (A و B) نمودارهای چند عنصری به‌هنگار شده به ترکیب گوشته اولیه؛ (C) نمودار چند عنصری به‌هنگار شده به ترکیب گوشته اولیه برای مقادیر میانگین نمونه‌های گابرویی و دیوریتی منطقه نی‌جان؛ (D) نمودار چند عنصری به‌هنگار شده به ترکیب MORB برای مقادیر میانگین نمونه‌های گابرویی و دیوریتی منطقه نی‌جان. مقادیر هنجارسازی MORB از Pearce (۱۹۸۳) و مقادیر به‌هنگارسازی گوشته اولیه از McDonough و Sun (۱۹۹۵) هستند.

## بحث

تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای: مقایسه ترکیب سنگ‌های گابرویی و دیوریتی منطقه نی‌جان با ترکیب مذاب‌های اولیه مشتق شده از گوشته (که دارای مقادیر بالای Ni (بیش از ۴۰۰ ppm) و Cr (بیش از ۱۰۰۰ ppm) (Wilson, 1989) و مقادیر بالای Mg# (Sharma, 1997) هستند) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها اولیه نبوده و در طول تاریخ تحول خود دچار تغییراتی شده‌اند. مقادیر Cr (۱۲۷-۶۱/۳ ppm) برای گابروها و (۵۵/۸-۲۹/۷ ppm) برای دیوریت‌ها) و Ni (۴۱/۵-۲۶/۷ ppm) برای گابروها و (۱۸/۹-۱۳/۳ ppm) برای دیوریت‌ها) در ترکیب این سنگ‌ها بسیار پایین است. در نمودارهای تغییرات دوتایی در برابر Mg# این عناصر روند مثبت از خود نشان می‌دهند (شکل‌های ۶- A و ۶- B). این روند بیانگر تفریق کانی‌های الیوین و کلینوپیروکسن است (Tang et al., 2013; Ma et al., 2012). همچنین، تطابق مثبت CaO و MgO (شکل ۶- C) و Cr و Ni (شکل ۶- D) برای نمونه‌های دیوریتی و گابرویی نیز تفریق کلینوپیروکسن در این نمونه‌ها را تأیید می‌نماید (Rollinson, 1993). علاوه بر تفریق کلینوپیروکسن، تطابق منفی موجود بین  $Al_2O_3$  و MgO نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز در نمونه‌های دیوریتی و گابرویی است (شکل ۶- E).

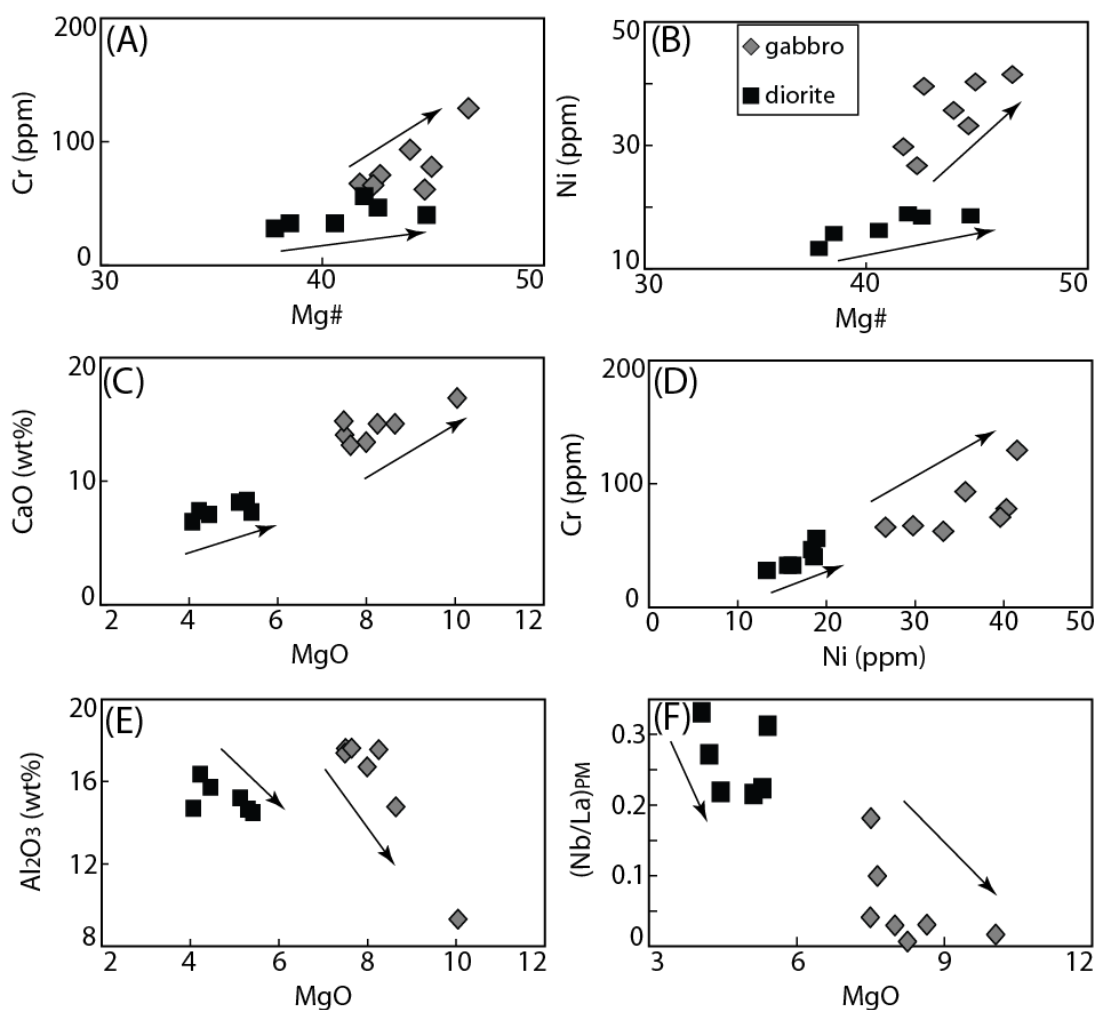
آرایش پوسته‌ای برای ماگماهای بازالتی مشتق شده از گوشته که از میان پوسته قاره‌ای صعود می‌کنند و یا تحول آنها درون اتاقک ماگمایی پوسته‌ای است امری اجتناب‌ناپذیر است (Castillo et al., 1999; Watson, 1982). یکی از روش‌های معمول برای تشخیص تأثیر آرایش پوسته‌ای تشخیص بود و یا نبود همخوانی بین شاخص‌های تفریق بلوری، آرایش پوسته‌ای و داده‌های ژئوشیمیایی است (Hawkesworth et al., 1995; Zhou et al., 2009).

برای مقایسه، نمودارهای چند عنصری به‌هنگار شده به ترکیب گوشته اولیه و MORB برای مقادیر میانگین گابروها و دیوریت‌های منطقه نی‌جان ترسیم شدند (شکل‌های C-۵ و D-۵). به‌هنگام مقایسه میانگین عناصر با ترکیب گوشته اولیه، نمونه‌های گابرویی و دیوریتی همخوانی کامل نشان نمی‌دهند. نمونه‌های دیوریتی نسبت به نمونه‌های گابرویی از عناصر Sm, Sr و Cs تهی‌شدگی و عناصر Rb, Ba, K و Ce غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در حالت کلی، با توجه به غنی‌شدگی عناصر Rb, Ba, K و Ce دخالت پوسته و یا گوشته متاسوماتیزه را برای خاستگاه ماگما می‌توان در نظر گرفت. در مقایسه میانگین عناصر با MORB در نمونه‌های دیوریتی نسبت به نمونه‌های گابرویی عناصر Rb, Ba, K و Ce غنی‌شدگی و عناصر Sr و Yb تهی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، بر اساس این نمودار نیز Nb آنومالی منفی و Ba آنومالی مثبت نشان می‌دهد. بر اساس این مقایسه، عناصر Rb, Ba, K, Nb, Sr و Zr، P غنی‌شدگی و Nb آنومالی منفی دارند که نشان می‌دهند احتمالاً در تشکیل ماگمای سنگ‌های منطقه دخالت پوسته‌ای وجود داشته و یا خاستگاه ماگما از گوشته متاسوماتیزه است.

با توجه به فراوانی عناصر خاکی نادر (La, Ce, Sm, Eu و Yb) نمونه‌های مورد مطالعه به نظر می‌رسد توده‌های نفوذی منطقه نی‌جان از LREE نسبت به HREE غنی شده، دارای روند کاهش از LREE به سمت HREE هستند. به‌گونه‌ای که نسبت  $La_N/Yb_N$  در گابروها از ۹/۷۴۰ تا ۱۴/۴۶۲ و در دیوریت‌ها از ۴۵/۰۸۷ تا ۱۲۸/۹۶۵ در تغییر است. همچنین، نسبت  $Sm_N/Yb_N$  در گابروها برابر با ۶/۲۳۱ - ۰/۲۷۲ و در دیوریت‌ها به‌صورت ۵/۴۳۱ - ۰/۴۳۴ است. این نسبت‌ها غنی‌شدگی LREE را در سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند. میزان غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک در دیوریت‌ها بیش از گابروهاست.

و پوسته قاره‌ای بالایی ( $Nb_{PM}/La_{PM} = 0.37$ ) (Rudnick and Gao, 2003) است. تطابق مثبت بین  $(Nb/La)_{PM}$  و  $SiO_2$  و تطابق منفی  $(Nb_{PM}/La_{PM})$  و  $MgO$  (شکل ۶- F) نشان‌دهنده رویداد آلیش پوسته‌ای در توده‌های نفوذی نبی‌جان است.

نسبت  $(Nb_{PM}/La_{PM})$  به‌عنوان شاخصی مناسب در شناسایی تأثیر آلیش پوسته در سنگ‌های آذرین به‌کار می‌رود. این نسبت در گابروها ( $0.18-0.1$ ) و دیوریت‌های ( $0.33-0.26$ ) منطقه نبی‌جان کمتر از میانگین مقدار پوسته قاره‌ای زیرین ( $Nb_{PM}/La_{PM} = 0.6$ )



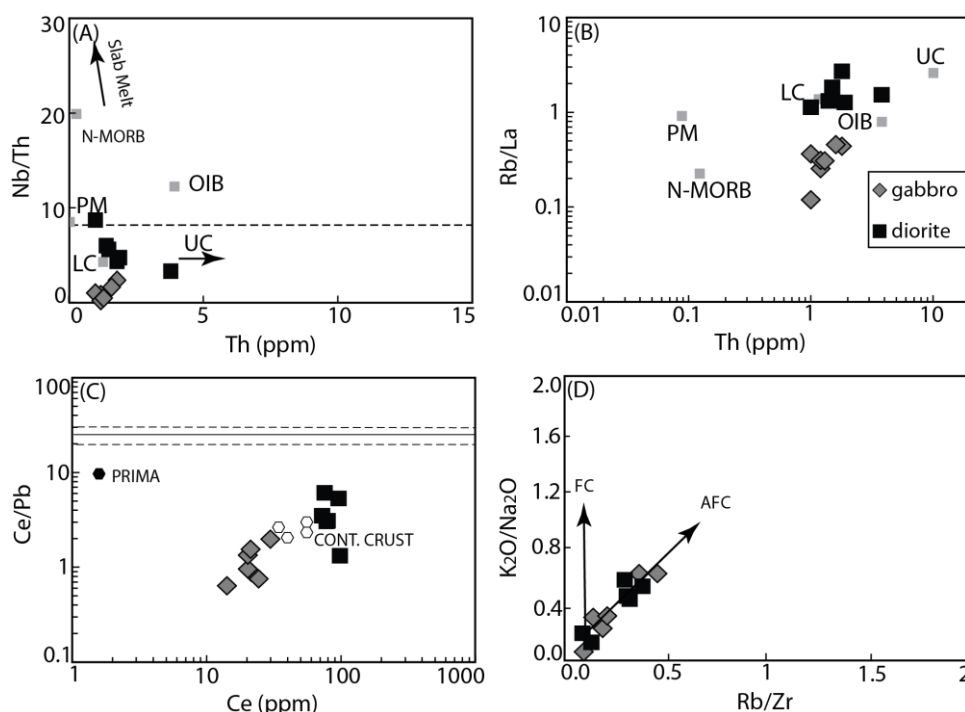
شکل ۶- ترکیب سنگ‌کل توده‌های گابرو و دیوریت منطقه نبی‌جان (جنوب‌باختر کلیبر، شمال‌باختر ایران) در: (A) نمودار Cr در برابر  $Mg\#$ ; (B) نمودار Ni در برابر  $Mg\#$ ; (C) نمودار CaO در برابر  $MgO$ ; (D) نمودار Cr در برابر Ni؛ (E) نمودار  $Al_2O_3$  در برابر  $MgO$ ; (F) نمودار  $Nb_{PM}/La_{PM}$  در برابر  $MgO$ .

نیز همه نمونه‌ها در محدوده پوسته قاره‌ای پایین جای گرفته‌اند (شکل ۷- A). آلیش پوسته‌ای این سنگ‌ها در نمودار  $Rb/La$  در برابر  $Th$  نیز تا حدی تأیید می‌شود. این نمودار نمونه‌های دیوریتی در نزدیکی ترکیب میانگین پوسته زیرین جای گرفته‌اند. اما نمونه‌های

نسبت پایین  $Nb/Th$  یکی از ویژگی‌های پوسته قاره‌ای است (Rudnick and Fountain, 1995). این نسبت در توده‌های نفوذی منطقه نبی‌جان پایین بوده و از  $0.462$  تا  $2/333$  در گابروها و از  $3/289$  تا  $8/7$  در دیوریت‌ها متغیر است. در نمودار  $Nb/Th$  در برابر  $Th$

قاره‌ای جای گرفته و وجود آرایش پوسته‌ای در نمونه‌های مورد مطالعه را تأیید می‌کنند (شکل ۷-۷). همچنین، در نمودار  $K_2O/Na_2O$  در برابر  $Rb/Zr$  همه نمونه‌ها در امتداد AFC (هضم، تبلور تفریقی و آرایش جای دارند) (شکل ۷-۷). البته حضور قطعات بزرگی از سنگ آهک‌های میزبان موجود در درون توده‌های دیوریتی می‌تواند اهمیت تأثیر آرایش پوسته قاره‌ای فوقانی بر ترکیب این سنگ‌ها را نیز نشان دهد.

گابرویی کمی پایین‌تر از پوسته قاره‌ای زیرین جای گرفته‌اند (شکل ۷-۷). نسبت  $Ce/Pb$  از دیگر ویژگی‌های ارزشمند برای تشخیص رویداد آرایش پوسته‌ای است. زیرا پوسته قاره‌ای در مقایسه با گوشته دارای مقادیر پایین‌تری از این نسبت است. همچنین، فرآیندهایی مانند ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی تأثیر بسیار کمی بر روی این نسبت دارد (Hofmann *et al.*, 1986). در نمودار  $Ce/Pb$  برابر  $Ce$  نمونه‌ها عمدتاً در مجاورت ترکیب پوسته



شکل ۷- نمودارهای نسبت‌های عناصر کمیاب برای تعیین آرایش پوسته‌ای در توده‌های نفوذی منطقه نی‌جان (جنوب‌باختر کلیبر، شمال‌باختر ایران). (A) نمودار  $Nb/Th$  در برابر  $Th$ . (B) نمودار  $Rb/La$  در برابر  $Th$ . (C) نمودار  $Ce/Pb$  در برابر  $Ce$ . (D) نمودار  $K_2O/Na_2O$  در برابر  $Rb/Zr$  (برگرفته از Esperanca *et al.*, 1992). همه نمونه در امتداد AFC (هضم، تبلور تفریقی و آرایش) واقع شده‌اند. در این نمودارها میانگین ترکیب بازالت‌های پشته میان اقیانوسی از Sun و McDonough (۱۹۸۹)، پوسته از Wedepohl (۱۹۹۵)، پوسته زیرین از Weaver و Tarney (۱۹۸۴)، پوسته بالایی از Taylor و McLennan (۱۹۸۱) و موارد دیگر از Sun و McDonough (۱۹۸۹) برگرفته شده‌اند. در نمودار C، دایره‌های تهی نشان‌دهنده ترکیب میانگین پوسته قاره‌ای هستند.

رخنمون یافته در این منطقه است. به‌گونه‌ای که در نمودارهای تغییرات دوتایی این توده‌ها دو روند متفاوت از یکدیگر را نشان می‌دهند. همچنین، با توجه به حضور سری‌های ماگمایی توله‌ایتی (گابرو) و کالک‌آلکان با

**وابستگی خاستگاه و پیدایش توده‌های گابرویی و دیوریتی:** بررسی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی در ترکیب توده‌های نفوذی منطقه نی‌جان بیانگر تفاوت‌های اساسی بین توده‌های گابرویی و دیوریتی

کمابیش یکسان است. از این‌رو، احتمال این‌که این دو گروه سنگی در ارتباط با یکدیگر و از خاستگاه یکسانی تشکیل شده باشند، وجود دارد.

با توجه به روابط ژئوشیمیایی بین عناصر گوناگون (به بخش پیشین مراجعه کنید) تبلور تفریقی عاملی اصلی در تغییر تحول ماگماهای به‌وجود آورنده توده‌های نفوذی منطقه نبی‌جان به‌شمار می‌رود. همچنین، حضور مقادیر بسیار کم کانی‌های آبدار در گابروها و افزایش مقدار چشمگیر این کانی‌ها در سنگ‌های دیوریتی (آمفیبول و بیوتیت) و همچنین، افزایش مقدار عناصر ناسازگار در ترکیب این سنگ‌ها بیانگر حضور مقادیر بالای سیالات در مراحل نهایی تکامل ماگماست (Fagan and Day, 1997; Stalder et al., 1998). از این‌رو، به‌نظر می‌رسد خاستگاه ماگماهای به‌وجود آورنده این سنگ‌ها یکسان بوده و تبلور تفریقی و نیز آرایش ماگمایی (AFC) باعث تمایز ترکیب ژئوشیمیایی این دو گروه سنگی در منطقه نبی‌جان شده است. به‌گونه‌ای‌که در هنگام تبلور تفریقی توده گابرویی با ترکیب کانی‌شناسی الیوین، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز (غنی از An) در مراحل نخستین سردشدگی ماگما تشکیل شده است. در حالی‌که مراحل بعدی سردشدگی همراه با افزایش غلظت مواد فرار، سیالات و عناصر ناسازگار در ترکیب ماگمای باقیمانده شده است و در پایان، توده دیوریتی با ترکیب کانی‌شناسی هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز (آلکالی) همراه با مقادیر کمتر کلینوپروکسن تشکیل شده است.

این ویژگی همراه با ضریب توزیع (Kd) متفاوت عناصر کمیاب بین کانی‌های اصلی در ترکیب گابرو و دیوریت‌های نبی‌جان موجب تفاوت‌های ترکیبی آشکاری بین این دو گروه سنگی شده است. در این‌باره، جدایش الیوین، کلینوپروکسن و مگنتیت در گابروها موجب کاهش مقدار عناصر  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{MnO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  در ماگمای باقیمانده دیوریتی می‌شود. تبلور فراوان بیوتیت در دیوریت همراه با دگرسانی پتاسیک موجب بالا بودن

مقادیر بالای K (دیوریت) در نگاه اول به‌نظر می‌رسد که این دو توده از نظر خاستگاه و پیدایش ارتباطی به یکدیگر نداشته و خاستگاه یکسان نداشته‌اند.

برای توجیه تفاوت‌های اساسی در ترکیب سنگ‌های گابرویی و دیوریتی منطقه نبی‌جان می‌توان به علت‌هایی مانند وجود دو خاستگاه ماگمایی جدا یا نرخ ذوب‌بخشی متفاوت در خاستگاه و تبلور تفریقی از یک ماگمای واحد و تشکیل توده‌های گابرویی و دیوریتی در مراحل گوناگون سرد شدگی ماگما اشاره کرد.

بررسی فراوانی عناصر کمیاب در این سنگ‌ها به‌ویژه عناصر HFSE نشان می‌دهد که این عناصر دارای غلظت‌های متفاوتی در این دو گروه سنگی هستند. حضور مقادیر متفاوت HFSE در ماگماهای مافیک هم‌زیست با یکدیگر بر اساس درجات ذوب‌بخشی متفاوت در سنگ خاستگاه (Kamenetsky et al., 2001; Xu et al., 2000)، ذوب در اعماق یا خاستگاه گواشته‌ای گوناگون (Deckart et al., 2005; Jourdan et al., 2007) یا تفریق (Aden and Frizzo, 1996) توجیه‌پذیر است. نسبت‌های عناصر ناسازگار در گابروها و دیوریت‌های منطقه نبی‌جان تفاوت بسیار آشکاری با یکدیگر دارند. به‌عنوان نمونه، نسبت Zr/Sm در گابروها از ۷/۹۲ تا ۲۹۳/۷۵ و در دیوریت‌ها از ۱۲۶/۷ تا ۷۰۸/۰۰ و نسبت Zr/Nb در گابروها از ۲۷/۹۸ تا ۶۰۳/۵ و در دیوریت‌ها از ۱۳/۶۸ تا ۱۸/۸۲ در تغییر است. افزون بر این، سنگ‌های گابرویی و دیوریتی منطقه نبی‌جان با غنی‌شدگی LREE، مقادیر بالای  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ، Sr و Ba مقادیر پایین (HREE) Yb و آنومالی منفی Nb (با شدت‌های متفاوت در گابروها و دیوریت‌ها) مشخص می‌شوند. آنومالی منفی Nb و مقادیر پایین نسبت Nb/La در این سنگ‌ها نشان‌دهنده آرایش پوسته قاره‌ای با ماگمای اولیه در هنگام صعود ماگما و یا دخالت مواد پوسته‌ای در ناحیه خاستگاه است.

در نمودارهای چند عنصری به‌هنجار شده به ترکیب کندریت، روندها برای سنگ‌های گابرو و دیوریتی

به‌شمار می‌رود (Kd برای Zr در کانی آمفیبول بسیار بالاست). آنومالی منفی Eu در دیوریت و آنومالی مثبت Eu در گابروها به‌علت مقادیر بالایی از پلاژیوکلازهای کلسیک در گابروهاست (این مطالب از Rollinson ۱۹۹۳) است. شرایط مشابه با آنچه که در توده‌های نفوذی گابرویی و دیوریتی منطقه نی‌جان دیده می‌شود را می‌توان در آناتولی مرکزی ترکیه (Buztug, 1998) و توده‌های نفوذی خانکندی واقع در البرز (Agazadeh *et al.*, 2010) نیز گزارش شده است. این پژوهشگران، با توجه به شواهد گوناگون این توده‌های نفوذی را هم‌خاستگاه دانسته‌اند.

### محیط زمین‌ساختی

برای ارزیابی جایگاه زمین‌ساختی این توده‌های نفوذی از ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی این توده‌ها بهره‌جسته شده است. برای این منظور از نمودارهای متمایزکننده محیط زمین‌ساختی گوناگونی استفاده شده است (شکل ۸). در این نمودارها جایگاه زمین‌ساختی توده‌های منطقه نی‌جان به‌خوبی تشخیص داده نمی‌شود. به‌گونه‌ای که در برخی نمودارها ویژگی‌های ماگماتیسیم جزایر کمانی و مرتبط با فرورانش داشته (شکل‌های A-۸ و B-۸) و در نمودارهای دیگر در محدوده توده‌های درون‌صفحه‌ای جای گرفته‌اند (شکل C-۸). در نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008)، سنگ‌های گابرویی در بالای روند گوشته‌ای و در محدوده حاشیه‌های فعال قاره‌ای و جزایر کمانی جای گرفته‌اند. در صورتی که نمونه‌های دیوریتی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای و در کنار بازالت‌های درون‌صفحه‌ای جای دارند (شکل D-۸). با توجه به نتایج حاصل از این نمودار، تأثیر بالای پوسته قاره‌ای در پیدایش سنگ‌های نفوذی منطقه نی‌جان به‌خوبی آشکار می‌شود.

میزان پتاسیم در دیوریت‌ها شده است. بالا بودن Rb در سنگ‌های دیوریتی نسبت به سنگ‌های گابرویی به‌علت نبود جایگاه مناسب برای این عنصر در ساختار کانی‌های سازنده گابروهاست. در صورتی که کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در ترکیب دیوریت‌ها میزبان مناسبی برای این عنصر به‌شمار می‌روند. با توجه به فرآیند تبلور تفریقی و تمرکز پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی، Sr در سنگ‌های گابرویی در مقایسه با دیوریت‌ها باید دارای غلظت بالایی باشد. ولی بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر مقادیر نسبتاً بالای Sr در دیوریت‌هاست. فراوانی بالای Sr در ماگمای دیوریتی نشان‌دهنده افزایش این عنصر بر اثر دخالت پوسته‌ای است (Rollinson, 1993).

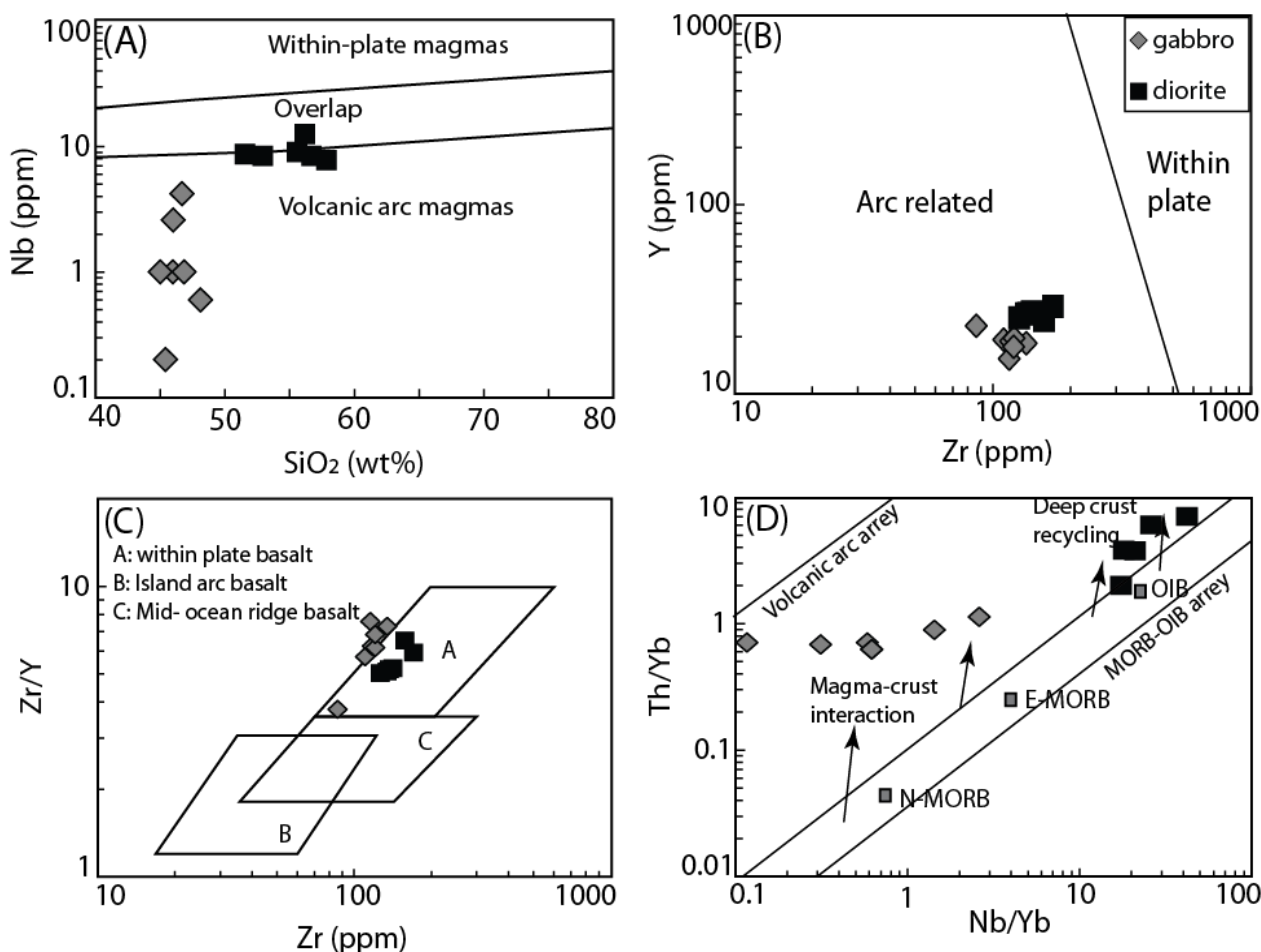
عنصر Nb در سنگ‌های دیوریتی دارای مقادیر بالاتری نسبت به سنگ‌های گابرویی است. ضریب توزیع این عنصر برای کانی‌های فلوگوپیت و اسفن نسبتاً بالاست. گابروهای منطقه نی‌جان این کانی‌ها را ندارند. از این‌رو، به‌علت نبود جایگاه مناسب در شبکه کانی‌های سنگ‌های گابرویی، عنصر Nb در ماگمای باقیمانده متمرکز شده و در مراحل بعدی وارد شبکه بیوتیت در سنگ‌های دیوریتی می‌شود. تمرکز Ce در سنگ‌های دیوریتی نسبت به سنگ‌های گابرویی بیشتر است. ضریب توزیع این عنصر در ماگماهای بازالتی برای بیشتر کانی‌ها کمتر از یک است. از این‌رو، در طی فرآیند تبلور تفریقی به‌صورت ترجیحی در ماگما باقیمانده متمرکز می‌شود.

بالا بودن Zr در سنگ‌های دیوریتی در مقایسه با سنگ‌های گابرویی نیز با ضریب توزیع این عنصر در کانی‌های گوناگون توجیه‌پذیر است. عنصر Zr در شبکه هیچ‌یک از کانی‌های اصلی گابرو (Kd برای Zr در کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و مگنتیت ناچیز است) نمی‌تواند جای گیرد. بنابراین، در مذاب یا سنگ دیوریتی تمرکز خواهد یافت. همچنین، آمفیبول به‌عنوان یکی از کانی‌های اصلی در دیوریت‌ها، میزبان مناسبی برای این عنصر



نسبتاً بالای  $\text{Na}_2\text{O}$  و نسبتاً پایین  $\text{K}_2\text{O}$  در ترکیب این سنگ‌ها (مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  همواره بیشتر از  $\text{K}_2\text{O}$  است) (Xu *et al.*, 2008)، مقادیر نسبتاً بالای  $\text{TiO}_2$  (۳۶۶ wt% -۱/۰۹۵۹ در گابروها و ۰/۸۲۰-۰/۹۵۷ wt% در دیوریت‌ها) و Nb (تا ۴/۲ ppm در گابروها و ۷/۸-۱۲/۵ ppm در دیوریت‌ها) (Martin *et al.*, 2005)، نبود آنومالی مثبت شاخص برای Sr و منفی برای Ti، مقادیر بالای Zr (۳۴/۷-۸۶/۳ ppm در گابروها و ۱۷۱-۱۲۶/۷ ppm در دیوریت‌ها) اشاره کرد.

بررسی نمودارهای چند عنصری به‌هنگار شده به گوشته اولیه بیانگر وجود آنومالی منفی HFSE، آنومالی مثبت LILE همراه با غنی‌شدگی LREE، آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Nb است. این ویژگی‌های از ویژگی‌های آشکار ماگماتیسیم کالک‌آلکان در حاشیه فعال قاره‌ای به‌شمار می‌رود (Sun and McDonough, 1989). هر چند در اینباره، ویژگی‌های ژئوشیمیایی دیگر این سنگ‌ها، آنها را از جایگاه‌های فعال قاره‌ای متمایز می‌کند. از جمله این ویژگی‌ها می‌توان به مقادیر



شکل ۸- نمودارهای متمایز کننده محیط زمین‌ساختی برای سنگ‌های گابرویی و دیوریتی منطقه نی‌جان (جنوب‌باختر کلیبر، شمال‌باختر ایران). (A) نمودار Nb در برابر  $\text{SiO}_2$  (Pearce and Gale, 1977). در این نمودار سنگ‌های گابرویی در محدوده ماگماهای کمان آتشفشانی و نمونه‌های دیوریتی در مرز محدوده همپوشانی با ماگماهای کمان آتشفشانی هستند؛ (B) نمودار Y در برابر Zr (Muller and Groves, 1991). همه نمونه‌ها در محدوده مربوط به کمان آتشفشانی هستند؛ (C) نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce and Norry, 1979). همه نمونه‌های دیوریتی در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای هستند. نمونه‌های گابرویی در مرز محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای هستند؛ (D) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008).

کلبر، سونگون، انزان و اردوباد به ماگماتیسم پس از  
 Sahrabi *et al.*, 2015; ) بر خورد نسبت داده شده است ( Mokhtari *et al.*, 2013; Aghazadeh *et al.*, 2010).  
 در اینباره Hassanzade و همکاران (۲۰۰۹) ماگماتیسم  
 پس از برخورد صفحه‌های عربی - اوراسیا، به علت  
 بسته شدن شاخه شمالی اقیانوس نئوتتیس، را موجب  
 تشکیل این توده‌ها در نظر گرفته‌اند. به باور Jahangiri  
 (۲۰۰۷) توده‌های میوسن موجود در این محدوده دارای  
 محدوده آداکیتی بوده و در جایگاه پس از برخورد  
 تشکیل شده‌اند. البته درباره تشکیل توده‌های نفوذی  
 منطقه نبی‌جان تأثیر و دخالت پوسته قاره‌ای در تحول  
 ماگمای سازنده این توده‌ها را نیز نباید نادیده گرفت.



شکل ۹- نمودار مثلثی  $Zr^*3-Nb^*50-Ce/P_2O_5$  (Muller and Groves, 1991)، در این نمودار همه نمونه‌ها در محدوده کمان‌های  
 پس از برخورد واقع شده‌اند.

### نتیجه‌گیری

در منطقه نبی‌جان واقع در جنوب‌باختر شهرستان  
 کلبر توده‌های نفوذی با ترکیب گابرویی و دیوریتی  
 رخنمون دارند. بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی  
 گابروها و دیوریت‌های منطقه نبی‌جان بیانگر تفاوت‌های  
 اساسی بین این دو گروه است. همچنین، در نمودارهای  
 تغییرات دوتایی در برابر  $SiO_2$  برای این سنگ‌ها، دو

بنابراین، با توجه به نتایج حاصل از نمودارهای  
 متمایز کننده برای توده‌های نفوذی نبی‌جان و نیز  
 نمودارهای چند عنصری به‌هنجار شده به گوشته اولیه،  
 به نظر می‌رسد این سنگ‌ها از خاستگاهی با ویژگی‌های  
 دورگه و هیبرید، بین جایگاه‌های درون صفحه‌ای و  
 حاشیه فعال قاره‌ای، تشکیل شده‌اند. در اینباره نسبت  
 پایین  $Th/Ce$  ( $0.089 - 0.041$  برای گابروها و  $0.039$   
 -  $0.013$  برای دیوریت‌ها) در این نمونه‌ها بیانگر  
 متاسوماتیزه شدن خاستگاه با سیالات آزاد شده از  
 پوسته فرورونده همراه با مقادیر اندک مذاب مشتق شده  
 از پوسته فرورونده و یا رسوبات پلاژییک است  
 (Hawkesworth *et al.*, 1997). Dilek و همکاران  
 (۲۰۱۰) سنگ‌های کاکاسوس آذربایجان با سن  
 سنوزویک (پلیوکواترنر) را بررسی کرده و نتایج حاصل  
 را با سنگ‌های سنوزویک شمال و شمال‌باختر ایران و  
 خاور ترکیه مقایسه کرده‌اند. بر اساس بررسی‌های ایشان  
 همه این سنگ‌ها نسبت به ترکیب گوشته اولیه،  
 غنی‌شدگی شدیدی از  $Rb, Ba, Th, La$  و تهی‌شدگی  
 از  $Y, Ti, Yb$  نشان داده، عمدتاً تحت تأثیر فرآیندهای  
 FC و AFC جای گرفته‌اند. ایشان تشکیل این سنگ‌ها  
 را به ذوب‌بخشی لیتوسفر گوشته‌ای در زیر پوسته  
 قاره‌ای که تحت تأثیر فرورانش جای گرفته‌اند  
 (ویژگی‌های فرورانش پیشین را به ارث برده‌اند) نسبت  
 داده‌اند. این ویژگی‌ها می‌تواند به تشکیل ماگمایی با  
 ویژگی‌های هیبرید و دورگه منجر شود. چنین  
 ویژگی‌هایی عمدتاً در ماگما‌های مربوط به پایان  
 فرورانش و پس از برخورد دیده می‌شود (Chen *et al.*,  
 2014; Yang *et al.*, 2014). برای تأیید جایگاه  
 کمان‌های پس از برخورد از نمودار سه تایی  $Nb^*50-$   
 $Ce/P_2O_5-Zr^*3$  استفاده شده است (شکل ۹). در این  
 نمودار بیشتر این نمونه‌ها در محدوده کمان‌های پس از  
 برخورد هستند. شایان ذکر است، محیط زمین‌ساختی  
 بیشتر توده‌هایی که در مجاورت توده‌های نفوذی  
 نبی‌جان جای گرفته‌اند نیز مانند خانکندی، شیورداغ،

شده به ترکیب گوشته اولیه، محیط زمین‌ساختی بیشتر نمونه‌های دیوریتی (ماگمای بازالتی کالک‌آلکان)، جزایر کمانی و برای نمونه‌های گابرویی (ماگمای توله‌ایتی)، مناطق درون‌صفحه‌ای است. با توجه به ویژگی ماگماتیسم ترسیری در پهنه البرز باختری - آذربایجان، ویژگی‌های توده‌های نفوذی این منطقه، سن نفوذ توده و نبود شواهد و دلایل لازم برای اثبات وجود پهنه فرورانش یا وجود بازالت درون‌صفحه‌ای، بیانگر نبود همخوانی ماگماتیسم این منطقه با ویژگی‌های محیط زمین‌ساختی جزایر کمانی و درون‌صفحه‌ای است. نوع محیط زمین‌ساختی منطقه با توجه به ویژگی‌های کلی ماگماتیسم این پهنه، سن توده نفوذی و توده‌های نفوذی مشابه و ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی نی‌جان مانند تغییرات عدد منیزیم برای دیوریت و گابروها ۴۳٪-۳۹٪ (بیانگر مذب تحول یافته)، بیانگر این است که این سنگ‌ها از خاستگاهی با ویژگی‌های دورگه و هیبرید، بین جایگاه‌های درون‌صفحه‌ای و حاشیه فعال قاره‌ای، تشکیل شده‌اند. این ویژگی‌ها از ویژگی‌های آشکار جایگاه‌های کمان‌های پس از برخورد است. محتمل‌ترین برخورد صورت گرفته در زمان مورد بحث برخورد صفحه‌های عربی - اوراسیاست. در جایگاه‌های پس از برخورد، خاستگاه گوشته‌ای ویژگی‌های فرورانش پیشین را به ارث می‌برد.

روند متفاوت برای بیشتر اکسیدها دیده می‌شود. با توجه به نتایج حاصل از نمودار عنکبوتی که در نمونه‌هایی که به ترکیب گوشته اولیه به‌هنجار شده غنی‌شدگی K، Ba، Rb و Ce را نشان می‌دهد. با توجه به ویژگی‌های ماگماتیسم ترسیر در ایران در رابطه با فرایند سنگ‌زادی این توده نفوذی می‌توان گفت که در تشکیل ماگما، پوسته قاره‌ای داشته و یا ماگمای خاستگاه گرفته از گوشته متاسوماتیزه شده دخالت داشته است. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، خاستگاه گابروها و دیوریت‌های منطقه نی‌جان یکسان بوده، تفاوت‌های ژئوشیمیایی بین این دو گروه سنگی به‌علت تبلور تفریقی ماگمای اولیه و جدایش کانی‌های الیوین، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز غنی از Ca در مرحله نخستین باعث تشکیل گابروها شده است. جدایش این کانی‌ها از ماگمای اولیه به تمرکز آب و عناصر ناسازگار در ترکیب ماگمای باقیمانده منجر شده و از تبلور ماگمای باقیمانده دیوریت‌های غنی از آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز غنی از Na همراه با مقادیر کمی از کلینوپروکسن تشکیل شده است. نسبت‌های عناصر کمیاب موجود در گابروها و دیوریت‌های منطقه نی‌جان بیانگر تأثیر آرایش پوسته‌ای به‌ویژه پوسته قاره‌ای زیرین بر ترکیب این سنگ‌هاست. با توجه به نتایج حاصل از نمودارهای متمایز کننده برای توده‌های نفوذی نی‌جان و نیز نمودارهای چند عنصری به‌هنجار

## منابع

- Aden, A. J. and Frizzo, P. (1996) Geochemistry and origin of low and high TiO<sub>2</sub> mafic rocks in the Barkasan complex: a comparison with common Neoproterozoic gabbros of northern Somali crystalline basement. *Journal of African Earth Sciences* 22: 43-54.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omran, N. R., Emami, M. H., Moinvaziri, H. and Badrzadeh, Z. (2010) The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38: 199-219.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Boztug, D. (1998) Post-Collisional Central Anatolian Alkaline Plutonism, Turkey. *Turkish Journal of*

Earth Sciences 7: 145-165.

- Castillo, P. R., Janney, P. E. and Solidum, R. U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 33-51.
- Chen, Y., Zhu, D.-C., Zhao, Z.-D., Meng, F.-Y., Wang, Q., Santosh, M., Wang, L.-Q., Dong, G.-C. and Mo, X.-X. (2014) Slab breakoff triggered ca. 113 Ma magmatism around Xainza area of the Lhasa Terrane, Tibet. *Gondwana Research* 26: 449-463.
- Coulon, C., Megartsi, M. H., Fourcade, S., Maury, R. C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A. and Hermitte, D. (2002) Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos* 62: 87-110.
- Davies, J. H. and von Blanckenburg, F. (1995) Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters* 129: 85-102.
- Deckart, K., Bertrand, H. and Liégeois, J. P. (2005) Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos* 82: 289-314.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, Ş. (2009) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52: 536-578.
- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R. and Mazzuli, R. (1992) The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112: 450-462.
- Fagan, T. J. and Day, H. W. (1997) Formation of amphibole after clinopyroxene by dehydration reactions: Implications for pseudomorphic replacement and mass fluxes. *Geology* 25: 395-398.
- Ferrari, L. (2004) Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology* 32: 77-80.
- Gahlan, H. A., Arai, S., Ahmed, A. H., Ishida, Y., Abdel-Aziz, Y. M. and Rahimi, A. (2006) Origin of magnetite veins in serpentinite from the Late Proterozoic Bou-Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco: An implication for mobility of iron during serpentization. *Journal of African Earth Sciences* 46: 318-330.
- Gao, J.-F. and Zhou, M.-F. (2013) Magma mixing in the genesis of the Kalatongke dioritic intrusion: Implications for the tectonic switch from subduction to post-collision, Chinese Altay, NW China. *Lithos* 162-163: 236-250.
- Garfunkel, Z. (2008) Formation of continental flood volcanism - The perspective of setting of melting. *Lithos* 100: 49-65.
- Hassanzadeh, J., Wernicke, B. P., Shomali, Z. H. and Ghazi, A. M. (2009) Post-collisional magmatism in Iran: Implications for timing of Arabia-Eurasia collision and the succeeding mantle dynamics. 6<sup>th</sup> Annual Meeting of Tectonic Observatory, California, USA.
- Hawkesworth, C. J., Lightfoot, P. C., Fedorenko, V. A., Blake, S., Naldrett, A. J., Doherty, W. and Gorbachev, N. S. (1995) Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts. *Lithos* 34: 61-88.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W. and van Calsteren, P. (1997) U-Th Isotopes in Arc Magmas: Implications for Element Transfer from the Subducted Crust. *Science* 276: 551-555.

- Hébert, R., Adamson, A. C. and Komor, S. C. (1990) Metamorphic petrology of ODP Leg 109, Hole 670A serpentinized peridotites: serpentinization processes at a slow spreading ridge environment. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program (Eds. Detrick, R., Honnorez, J., Bryan, W.B., Juteau, T. et al.) 106/109: 103-115. Scientific Results, College station, Texas (Ocean Drilling Program).
- Hildebrand, R. S. and Bowring, S. A. (1999) Crustal recycling by slab failure. *Geology* 27: 11-14.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79: 33-45.
- Irvin, 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: 523-548.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Jahangiri, A. and Yazdani, M. (2011) Gold mineralization related to Nabijan Pluton, Alborz-Azerbaijan magmatic belt, NW Iran. 25<sup>th</sup> International Applied Geochemistry Symposium, Rovaniemi, Finland.
- Jamali, H., Yaghubpur, A., Mehrabi, B., Dilek, Y., Daliran, F. and Meshkani, A. (2012) Petrogenesis and Tectono-Magmatic Setting of Meso-Cenozoic Magmatism in Azerbaijan Province, Northwestern Iran, *Petrology - New Perspectives and Applications*. Prof. Ali Al-Juboury (Ed.), ISBN: 978-953-307-800-7.
- Jarrar, G., Stern, R. J., Saffarini, G. and Al-Zubi, H. (2003) Late- and post-orogenic Neoproterozoic intrusions of Jordan: implications for crustal growth in the northernmost segment of the East African Orogen. *Precambrian Research* 123: 295-319.
- Jourdan, F., Bertrand, H., Schärer, U., Blichert-Toft, J., Féraud, G. and Kampunzu, A. B. (2007) Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo large igneous province, Botswana-Zimbabwe: lithosphere vs. mantle plume contribution. *Journal of Petrology* 48: 1043-1077.
- Kamenetsky, V. S., Everard, J. L., Crawford, A. J., Varne, R., Eggins, S. M. and Lanyon, R. (2000) Enriched end-member of primitive MORB melts: petrology and geochemistry of glasses from Macquarie Island (SW Pacific). *Journal of Petrology* 41: 411-430.
- LeMaitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., LeBas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B. (1989) A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Blackwell, Oxford.
- Ma, L., Wang, Q., Wyman, D.A., Jiang, Z.-Q., Yang, J.-H., Li, Q.-L., Gou, G.-N. and Guo, H.-F. (2013) Late Cretaceous crustal growth in the Gangdese area, southern Tibet: Petrological and Sr-Nd-Hf-O isotopic evidence from Zhengga diorite-gabbro. *Chemical Geology* 349-350: 54-70.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1-24.
- McDonough, W. F. and Sun, S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Mehrprou, M., Aminifazl, A., Radfar, J. and Emami, M. H. (1993) Geological map of Iran, 1:100000 series sheet Varzaghan. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Mokhtari, M. A. A., Moinvaziri, H., Ghorbani, M. R. and Mehrprou, M. (2013) Geology and Geochemistry of Aniq-Qarachilar Au- Cu- Mo Mineralization (NE of Kharvana, Eastern Azarbaijan). *Geoscience* 23(90): 135-150.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1991) Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposites. *Ore Geology Reviews* 8: 383-406.

- Nabavi, M. H. (1976) An introduction to the geology of Iran. Geological survey of Iran (in Persian).
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich, Cheshire (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva Publications.
- Pearce, J. A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14-48.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H. (1977) Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society Special Publications* 7: 14-24.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. John Wiley & Sons, New York, United States.
- Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33: 267-309.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the Continental Crust. In: *Treatise on Geochemistry* (Ed. Turekian, H. D. H. K.) 1-64. Pergamon, Oxford.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Pubellier, M., Leterrier, J., Bellon, H. and Cotten, J. (2000) Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos* 54: 173-206.
- Saunders, A. D. (2005) Large Igneous Provinces: Origin and Environmental Consequences. *Elements* 1: 259-263.
- Sharma, M. (1997) Siberian traps. In: *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* (Eds. Mahoney, J. J. and Coffin, M. F.) 273-295. American Geophysical Union.
- Shokohi, H., Bloki, M. and Baniadam, F. (2006) Analysing Au-sulphid mineralization in Nabijan area with using geological and geophysical information. 25<sup>th</sup> Geosciences Symposium, Geological Survey of Iran. Tehran.
- Shokohi, H., Bloki, M., Samani, B. and Nasiri, M. (2008) Systematic exploration of gold (Type: Sulphide) in Nabijan area. 2<sup>nd</sup> Conference on Mining Engineering of Iran, University of Tehran, Tehran.
- Sohrabi, Q., Hosseinzadeh, M., Calagari, A. A. and Hajalilu, B. (2015) Study of Mo Mineralization in Gharehdagh (Ordobad)-Shivardagh Strip with Emphasis on Alteration, Petrology, and Geochemistry of Host Intrusive Bodies (Northwest of Iran). *Geosciences*, 24 (95): 243-258.
- Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P. and Horn, I. (1998) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900–1200°C and 3.0–5.7 GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 1781-1801.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 142: 313-345. Geological Society, London, Special Publications.
- Tang, G.-J., Wang, Q., Wyman, D. A., Li, Z.-X., Xu, Y.-G. and Zhao, Z.-H. (2012) Metasomatized lithosphere–asthenosphere interaction during slab roll-back: Evidence from Late Carboniferous gabbros in the Luotougou area, Central Tianshan. *Lithos* 155: 67-80.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1981) The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 301: 381-399.



- Vaziri Heshi, F., Lotfi, M. and Emami, M. H. (2010) Mineralogical Characteristics and Related Alteration Types in the Nabijan Ore Occurrence, East Azerbaijan, NW Iran. *Petrology* 1: 27-48 (in Persian).
- Von Blanckenburg, F. and Davies, J. H. (1995) Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14: 120-131.
- Watson, E. B. (1982) Basalt contamination by continental crust: Some experiments and models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 73-87.
- Weaver, B. and Tarney, J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310: 575-580.
- Wedepohl, K. H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochemistry Cosmochemistry Acta* 59: 1217-1232.
- Wen, D.-R., Liu, D., Chung, S.-L., Chu, M.-F., Ji, J., Zhang, Q., Song, B., Lee, T.-Y., Yeh, M.-W. and Lo, C.-H. (2008) Zircon SHRIMP U-Pb ages of the Gangdese Batholith and implications for Neotethyan subduction in southern Tibet. *Chemical Geology* 252: 191-201.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Springer, Harper Collins Academic, London.
- Wortel, M. J. R. and Spakman, W. (2000) Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science* 290: 1910-1917.
- Xu, Y. G., Chung, S. L., Jahn, B. M. and Wu, G. Y. (2001) Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos* 58: 145-168.
- Xu, Y.-G., Lan, J.-B., Yang, Q.-J., Huang, X.-L. and Qiu, H.-N. (2008) Eocene break-off of the Neotethyan slab as inferred from intraplate-type mafic dykes in the Gaoligong orogenic belt, eastern Tibet. *Chemical Geology* 255: 439-453.
- Yang, Q.-Y., Santosh, M. and Dong, G. (2014) Late Palaeoproterozoic post-collisional magmatism in the North China Craton: geochemistry, zircon U-Pb geochronology, and Hf isotope of the pyroxenite-gabbro-diorite suite from Xinghe, Inner Mongolia. *International Geology Review* 56: 959-984.
- Yazdani, M. (2005) Petrography and petrology of the Nabijan pluton (South west Kaleybar). MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran.
- Yazdani, M., Jahangiri, A. and Shokohi, H. (2004) Mineralogy and geochemical characteristics of nabijan intrusion (Southwest of Kaleybar). 23<sup>rd</sup> Geosciences Symposium, Geological Survey of Iran. Tehran.
- Zhou, M. F., Zhao, J. H., Jiang, C. Y., Gao, J. F., Wang, W. and Yang, S. H. (2009) OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: implications for a possible Permian large igneous province. *Lithos* 113: 583-594.



## Petrology and geochemistry of Nabijan gabbroic and dioritic plutons (south west Kaleybar, NW Iran): an implication for post-collision magmatism

Maryam Yazdani <sup>1</sup>, Masoumeh Ahangari <sup>2\*</sup>, Ahmad Jahangiri <sup>3</sup> and Hassan Shokohi <sup>4</sup>

<sup>1</sup> Department of Mining Engineering, Education Center of Miandoab, Urmia University, Miandoab, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

<sup>3</sup> Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

<sup>4</sup> Geological Survey of Iran, Tabriz Branch, Tabriz, Iran

### Abstract

The Nabijan gabbroic and dioritic plutons outcropped at the southwest Kaleybar town. According to the field studies the diorite is younger than gabbro and crosscut the gabbroic pluton. Geochemical data reveal clear geochemical difference between the Nabijan gabbroic and dioritic compositions. Variations of major oxides versus SiO<sub>2</sub> and Mg# and trace element ratios indicate that the composition of Nabijan intrusive bodies were modified by fractional crystallization and crustal contamination (AFC) processes. However the geochemical characteristics of the Nabijan plutons suggest a same source for them. According to mineralogical and geochemical data, fractionation and/ or accumulation of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and Ca-rich plagioclase at the first stage has formed the gabbroic body. Due to fractionation of the above mentioned minerals, the composition of the remained magma has enriched by fluids and incompatible elements. At the final stage the Nabijan diorites has formed by crystallization of amphibole, biotite, Na-rich plagioclase accompanied with minor amounts of clinopyroxene. The fractionation/accumulation of the mentioned mineral associations has caused to possess tholeiitic and calc-alkaline character for the Nabijan gabbroic and diorites, respectively. The geochemical features of the Nabijan intrusive rocks show hybrid characteristics among active continental margin and within plate tectonic settings. These features can visible in continental post-collision settings.

**Key words:** Gabbro, Diorite, Post-collision magmatism, Nabijan, Western Alborz- Azarbaijan

\* m.ahangari@urmia.ac.ir