

زمین شیمی و پتروژنز پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز - ایران: با تأکیدی بر منشأ آن‌ها

الهه علیزاده، محسن آروین* و سارا درگاهی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

چکیده

توده نفوذی پلاژیوگرانیتی، در بخش گابرویی مجموعه افیولیتی نیریز، واقع در جنوب شرق شیراز، رخنمون دارد. این توده از نظر سنگ‌شناسی شامل تونالیت و ترونجمیت است و تماس آن با گابروهای اطراف به صورت واضح و در مواردی پوشیده است. بافت غالب آن‌ها گرانولار غیر همسان‌دانه، گرانوفیری و میکروگرافیک است. کانی‌های اصلی پلاژیوگرانیت‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار سدیک و کانی‌های فرعی به مقدار کمتر از ۱۰ درصد شامل آمفیبول همراه یا بدون پیروکسن، اوپاک و به ندرت تیتانیت و زیرکن است. بر اساس مطالعات زمین‌شیمیایی، پلاژیوگرانیت‌ها از نوع کالک‌آلکالن و مت‌آلومینوس هستند و دارای ویژگی‌های گرانیت نوع I و محیط تکتونیکی پشته میان اقیانوسی و قوس آتشفشانی هستند. الگوی عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده به کندریت پلاژیوگرانیت‌ها، یک تهی‌شدگی مشخص از عناصر نادر خاکی سبک همراه با الگوی تقریباً مسطح در بخش عناصر نادر خاکی سنگین را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها در یک محیط تکتونیکی پهنه بالای فرورانش از ذوب بخشی سنگ‌های بازیک حاصل شده باشند که این سنگ منشأ خود قبلاً از ذوب یک گوشته تهی‌شده هارزبورژیته نشأت گرفته است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت نیریز، پلاژیوگرانیت، پهنه فرورانش، قوس آتشفشانی، پشته میان اقیانوسی

مقدمه

بالا، K_2O خیلی پایین و Na_2O بالا در قسمت‌های بالایی بخش نفوذی توالی وجود دارد. ترکیب این سنگ‌های اسیدی، در برگیرنده طیف وسیعی از

تقریباً در همه مجموعه‌های افیولیتی، حجم کمی از سنگ‌های ماگمایی روشن اسیدی نیمه‌عمیق با SiO_2

* arvin@uk.ac.ir

تقسیم‌بندی IUGS واژه پلاژیوگرانیت اقیانوسی برای آن گروه از سنگ‌های نفوذی به کار برده می‌شود که شامل پلاژیوکلاز (در محدوده ترکیبی الیگوکلاز تا آنورتیت)، کوارتز و مقدار کمی هورنبلند و پیروکسن باشند (Le Maitre, 2002).

به‌طور کلی می‌توان گفت که پلاژیوگرانیت‌ها اهمیت ویژه‌ای در شناخت خاستگاه تکتونیکی افیولیت‌ها دارند. Pearce و همکاران (۱۹۸۴) بر اساس مقادیر عناصر کمیاب موجود در پلاژیوگرانیت‌ها سعی در بازسازی محیط زمین‌دینامیکی مجموعه‌های افیولیتی نمودند. پلاژیوگرانیت‌ها از پشته‌های میان اقیانوسی (Barbarin, 1999) و همچنین جزایر قوسی (برای مثال: Miyashiro, 1973; Gerlach et al., 1981)، پشته‌های حاشیه‌ای یا پشت قوسی (برای مثال: Malpas, 1979; Saunders et al., 1979; Vernikovskiy et al., 1993) و پشته‌های پهنه بالای فرورانش (حوضه جلوی قوس) (برای مثال: Alabaster et al., 1982; Pearce et al., 1984; Jenner et al., 1991; Jafri et al., 1995) نیز گزارش شده‌اند. حضور پلاژیوگرانیت‌ها به‌عنوان یکی از ویژگی‌های افیولیت‌های مزوزوئیک پهنه بالای فرورانش نئوتتیس در شرق مدیترانه و از جمله افیولیت نیریز محسوب می‌شود (به‌عنوان مثال: افیولیت‌های ترودوس، هاتای، آنتالیا، ورینوس و عمان) (Pearce et al., 1984). از جمله سازوکارهایی که برای تشکیل پلاژیوگرانیت‌ها پیشنهاد شده است، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد (Hatzipanagiotou et al., 1995):

حاصل آخرین مرحله تفریق مذاب‌های MORB، در نتیجه ذوب بخشی سنگ‌های گابرویی و نیز حاصل غیر قابل امتزاج بودن مایع سیلیکاته که نتیجه آن هم‌زیستی سنگ‌های فلسیک با فروگابروهاست. با توجه به ارتباط نزدیک بین سنگ‌های پلاژیوگرانیتی با بخش‌های گابرویی در مجموعه‌های افیولیتی، بسیاری از پژوهشگران، منشأ این سنگ‌های روشن را از تفریق بخش گابرویی مجموعه‌های افیولیتی

سنگ‌های آلکالی‌گرانیت، تونالیت، ترونجمیت، آلبیت‌گرانیت، آلبیتیت و کوارتز دیوریت است. به‌منظور اجتناب از اشتباه گرفتن این نوع سنگ‌ها با انواع مشابه با منشأ قاره‌ای، Coleman و Peterman (۱۹۷۵) نام "پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی" را برای پلاژیوگرانیت‌های همراه با افیولیت‌ها برگزیدند. مقدار کم اما مشهودی از این نوع سنگ‌های تکامل یافته فلسیک شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، تونالیت و ترونجمیت در بخش گابرویی پوسته اقیانوسی نیز وجود دارد (Aumento, 1969; Casey, 1997; Dick et al., 2000; Koepke et al., 2005; Scientific Party, 2005). به‌طور کلی می‌توان گفت پلاژیوگرانیت‌ها حدود یک درصد حجمی پوسته پایینی اقیانوس‌ها را تشکیل می‌دهند و عمدتاً در قالب نفوذی‌های تأخیری در مجموعه‌های گابرویی نفوذ کرده‌اند (Koepke et al., 2004). از نحوه نفوذ و اندازه آن‌ها گزارش‌های متفاوتی شده است که به‌عنوان مثال می‌توان به این موارد اشاره نمود: به‌صورت رگه‌های فلسیک در حد چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر و در حجم کم از ۲۰۰ مغزه گابرویی حفاری شده به طول ۱/۵ کیلومتر از پوسته پایینی اقیانوسی در پشته جنوب‌غربی هند (Dick et al., 2000)، در قالب توده‌های بزرگ در حد چندین متر یا مجموعه‌ای از شبکه‌های رگه‌ای مشتمل بر زمینه فلسیک و بیگانه‌سنگ‌هایی از سنگ‌های گابرویی یا دایکی (Juteau et al., 1988) و همچنین در قالب نفوذی‌های فلسیک مرحله آخر در اندازه چندین صد متر از افیولیت‌های عمان (Lippard et al., 1986). بر اساس مشاهدات پتروگرافی سنگ نفوذی فلسیک شاخص در پوسته اقیانوسی، به‌طور معمول دارای پلاژیوکلاز غنی در آلبیت و کوارتز همراه با کانی تیره هورنبلند است که نشانگر تشکیل در شرایط حضور بالای آب است. اکسیدهای Fe-Ti، آپاتیت و بعضی اوقات زیرکن نیز از جمله کانی‌های فرعی هستند (Lippard et al., 1986; Koepke et al., 2007). در حال حاضر بر اساس

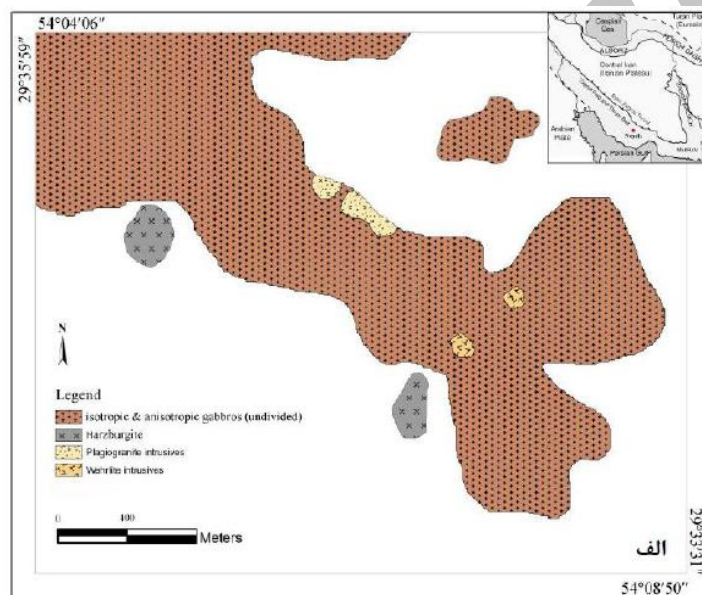
می‌داند.

هدف از این نوشتار، بررسی پتروژنز و تعیین خاستگاه تکتونیکی پلاژیوگرانیت‌های نیریز و مقایسه آن‌ها با پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی عمان است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در ۴۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان نیریز، در بخش گابرویی مجموعه افیولیتی نیریز، رخنمون دارد (شکل ۱- الف و ب). تماس سنگ‌های پلاژیوگرانیتی و

گابروها به صورت واضح و در مواردی پوشیده است و بعضاً در محل تماس، بیگانه‌سنگ‌های گابرویی در توده پلاژیوگرانیتی مشاهده می‌شوند (شکل ۲- الف). همچنین دو رخنمون از دایک‌های دیابازی تأخیری نیز در این توده مشاهده می‌شود (شکل ۲- ب). به ندرت شواهدی از تفریق در قالب لایه‌بندی در پلاژیوگرانیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۲- ج). بافت کلی سنگ‌های پلاژیوگرانیتی نیریز دانه‌ای غیر همسان دانه با ضریب رنگی تمام روشن (هولوکوکراتیک) هستند.



شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی بخشی از مجموعه افیولیتی نیریز که شامل رخنمون‌های پلاژیوگرانیتی است (برگرفته از هاشمی تنگستانی، ۱۳۷۵)، ب) نمایی از رخنمون پلاژیوگرانیت در بخش گابرویی مجموعه افیولیتی نیریز، دید به سمت شمال شرق.

آنالیز شیمیایی شد. به منظور تحلیل بهتر، از دوس مورد داده های زمین شیمیایی مربوط به پلاژیوگرانیت های منطقه (Babaei et al., 2006) نیز استفاده شده است.

پتروگرافی

بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ های پلاژیوگرانیتی مجموعه افیولیتی نیریز از کانی های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار سدیک و کانی های فرعی به مقدار کمتر از ۱۰ درصد شامل آمفیبول همراه یا بدون پیروکسن، اوپاک و به ندرت تیتانیت و زیرکن تشکیل شده اند. کانی های ثانویه که عمدتاً تحت تأثیر دگرسانی گرمایی از پلاژیوکلازها و کانی های تیره حاصل شده اند شامل سریسیت، کائولینیت، کلریت، اپیدوت، زئولیت و کلسیت هستند. در نمودار مودال QAP، این سنگ ها در محدوده ترونجمیت قرار می گیرند ولی با توجه به نتایج بررسی های صحرایی، پلاژیوگرانیت در نظر گرفته می شوند.

بلورهای پلاژیوکلاز به صورت تخته ای نیمه شکل دار تا شکل دار و گاهی متقاطع است و با اندازه در حد ۰/۲ تا ۵ میلی متر، فراوان ترین کانی است که حدود ۵۰ تا ۷۰ درصد حجمی نمونه ها را تشکیل می دهد. این بلورها از نوع آلبیت، الیگوکلاز و بعضاً آندزین هستند و تحت تأثیر فرآیند سریسیتی شدن نیز قرار گرفته اند (شکل ۳- الف). به ترتیب فراوانی، ماکل های تکراری و پریکلین در آن ها مشهود است (شکل ۳- ب) و در مواردی هم منطقه بندی نوسانی نیز نشان می دهند.

کوارتز به صورت کاملاً بی شکل و هم بعد، از کانی های اصلی تشکیل دهنده در پلاژیوگرانیت نیریز است که در حدود ۲۵ تا ۳۵ درصد حجمی نمونه ها را شامل شده و دارای خاموشی موجی است. این کانی عمدتاً به صورت دانه درشت و گاهاً تجمعی از دانه های ریز خرد شده (در قالب بافت کاتاکلاستیک) تشکیل شده است. بافت های گرانوفیری و میکروگرافیک حاصل از رشد کوارتز و

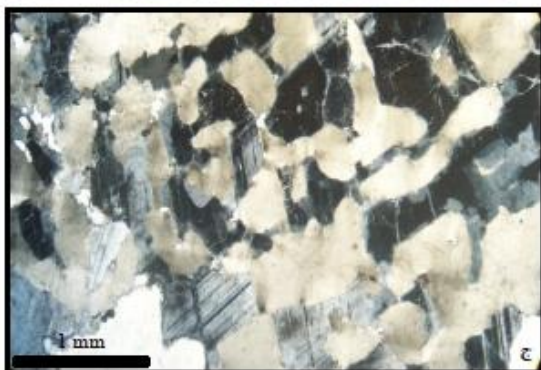
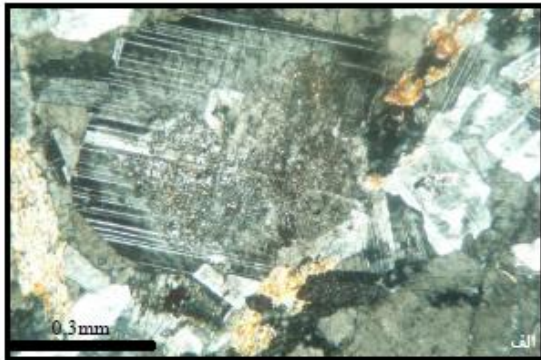


شکل ۲- الف) آنکلاوهای گابرویی، ب) دایک دیابازی تأخیری، ج) لایه بندی ضعیف در پلاژیوگرانیت های مجموعه افیولیتی نیریز

روش انجام پژوهش

برای آگاهی از ویژگی های زمین شیمیایی و پتروژنز پلاژیوگرانیت های مجموعه افیولیتی نیریز، پس از بررسی صحرایی، از تعداد ۵۰ نمونه سنگی مقطع نازک تهیه شد. پس از مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۷ نمونه از تازه ترین سنگ ها انتخاب و به روش XRF و ICP-MS در آزمایشگاه زمین شیمی شرکت ALS Chemex کانادا

می‌شود، پلاژیوگرانیت‌های نیریز روندی به سمت Ab بالا در مقابل مقادیر پایین Or را دنبال می‌کنند که این خود نشانه‌ای از تفریق پلاژیوکلاز است. همچنین با توجه به مقادیر K_2O و بر اساس نظر Peterman و Coleman (۱۹۷۵)، پلاژیوگرانیت‌های نیریز، آلبیت‌گرانیت بوده و در محدوده تولئیت با پتاسیم کم قرار می‌گیرند (شکل ۵).



شکل ۳-الف) فرآیند سریسیتی شدن در پلاژیوکلاز سدیک، ب) ماکل تکراری و پریکلین در پلاژیوکلاز، ج) بافت میکروگرافیک در پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز. همه عکس‌ها در نور XPL گرفته شده‌اند.

پلاژیوکلاز سدیم‌دار نیز در مقاطع نازک دیده می‌شود (شکل ۳-ج).

کانی‌های تیره در قالب هورنبلند، همراه یا بدون پیروکسن و اوپاک، کمتر از ۱۰ درصد حجمی پلاژیوگرانیت‌ها را تشکیل می‌دهند. هورنبلند به صورت منشوری کشیده شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر، در همه مقاطع نازک حضور دارد و بعضاً در اثر دگرسانی به کلریت، اپیدوت و ندرتاً تیتانیت تبدیل شده است. در بعضی موارد پلاژیوکلاز و پیروکسن به صورت ادخال در هورنبلند دیده می‌شوند که باعث ایجاد بافت پوی کیلیتیک شده‌اند. بلورهای کلینوپیکروکسن به اندازه ۱ تا ۳ میلی‌متر به ندرت در بعضی از مقاطع نازک دیده می‌شوند و عمدتاً توسط ترمولیت و اکتینولیت جانشین شده‌اند. کانی‌های اوپاک نیز به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر هستند.

تیتانیت و زیرکن از جمله کانی‌های فرعی در پلاژیوگرانیت نیریز هستند. تیتانیت به صورت اولیه به شکل لوزی و همچنین گوه‌ای مانند است و اکثراً در کنار هورنبلند و کانی‌های اوپاک دیده می‌شود ولی نوع ثانویه آن، که در اثر دگرسانی از هورنبلند توسعه یافته است، نیز در مقاطع نازک وجود دارد. زیرکن هم به ندرت به صورت ادخال در کوارتز و پلاژیوکلاز دیده می‌شود.

زمین‌شیمی

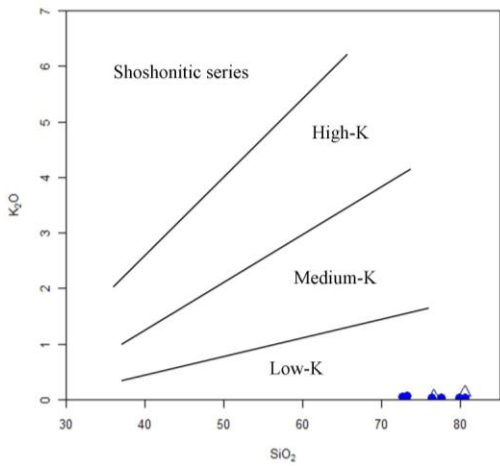
پلاژیوگرانیت‌های نیریز دارای مقادیر بالایی از SiO_2 (۸۰/۵-۷۲/۶)، Na_2O (۵/۷۴-۴/۳۱) و CaO (۱/۲۶-۴/۵۹) و مقدار خیلی پایین K_2O (۰/۰۷-۰/۰۴) هستند (جدول ۱) و در نمودار نورماتو An-Ab-Or (O'Conner, 1965) در محدوده ترونجمیت و تونالیت قرار می‌گیرند (شکل ۴). با توجه به مقادیر بسیار پایین کانی‌های تیره در آن‌ها بهتر است فقط نام ترونجمیت به آن‌ها اطلاق شود. همان‌طور که در شکل ۴ مشاهده

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی (wt%) و عناصر فرعی (ppm) پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز. نمونه‌های A04 و 30A از Babaei و همکاران (۲۰۰۶) گرفته شده است. (na= آنالیز نشده، nd= کمتر از حد تشخیص)

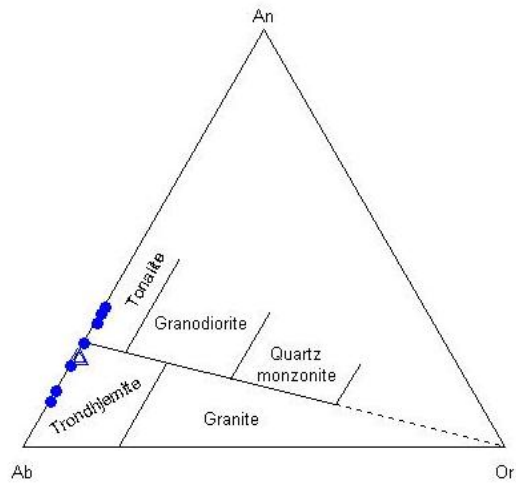
| Sample Symbol | AA-17 | AA-32 | AA-33 | AA-35 | AA-36 | AA-43 | AA-51 | A04 | 30A |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| | • | • | • | • | • | • | • | Δ | Δ |
| wt% | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 80.5 | 79.8 | 76.4 | 72.7 | 73.2 | 72.6 | 77.6 | 80.5 | 76.57 |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.12 | 0.15 | 0.25 | 0.23 | 0.21 | 0.07 | 0.13 | 0.21 |
| Al ₂ O ₃ | 10.8 | 10.2 | 12.2 | 14.5 | 13.3 | 13.4 | 12 | ۱۳.۵۶ | 13.56 |
| FeO | 0.59 | 0.82 | 0.55 | 1.42 | 2.72 | 2.6 | 0.92 | 0.35 | 0.44 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | nd | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | nd | 0.01 |
| MgO | 0.3 | 0.22 | 0.35 | 0.42 | 0.33 | 0.45 | 0.53 | 0.45 | 0.5 |
| CaO | 2.27 | 1.26 | 2.08 | 4.59 | 3.6 | 3.99 | 2.76 | 2.09 | 3.06 |
| Na ₂ O | 4.51 | 5.03 | 5.74 | 4.5 | 4.48 | 4.31 | 4.49 | 4.51 | 5.41 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.04 | 0.13 | 0.07 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | nd | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | nd | 0.01 |
| P ₂ O ₅ | nd | 0.01 | 0.08 | 0.09 | 0.01 | 0.13 | nd | 0.02 | 0.04 |
| SrO | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | na | na |
| L.O.I. | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.9 | 0.69 | ۰.۶۹ | 3.47 |
| Total | 99.3 | 97.6 | 97.7 | 98.8 | 98.3 | 98.7 | 99.1 | 100.29 | 103.34 |
| A/CNK | 1.58 | 1.61 | 1.55 | 1.59 | 1.63 | 1.6 | 1.65 | 1.7 | 1.59 |
| A/NK | 2.37 | 2.01 | 2.11 | 3.19 | 2.93 | 3.07 | 2.65 | 2.46 | 2.47 |
| ppm | | | | | | | | | |
| Ba | 30.1 | 7.6 | 19 | 26 | 41.1 | 30.2 | 27.2 | 29.71 | 34.05 |
| Ce | 0.7 | 0.8 | 0.9 | 1.4 | 1.4 | 1 | 0.6 | 0.8 | 0.8 |
| Co | 1.4 | 2 | 2 | 3.2 | 4.4 | 4.5 | 4 | na | na |
| Cr | 20 | 10 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | 5 |
| Cs | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | nd | na | na |
| Cu | 8 | 10 | 5 | 7 | 7 | 5 | 5 | na | na |
| Dy | 1.07 | 8.16 | 11.1 | 1.77 | 2.19 | 2.03 | 0.88 | 1.48 | 1.23 |
| Er | 0.83 | 6.71 | 8.99 | 1.26 | 1.6 | 1.38 | 0.71 | 1.81 | 0.89 |
| Eu | 0.39 | 0.26 | 0.36 | 0.46 | 0.48 | 0.47 | 0.39 | 0.32 | 0.42 |
| Ga | 9.6 | 10 | 12 | 14.4 | 13.5 | 13.7 | 11.8 | na | na |
| Gd | 0.62 | 3.62 | 4.87 | 1.15 | 1.26 | 1.24 | 0.54 | 0.97 | 0.86 |
| Hf | 0.9 | 1.8 | 3.2 | 0.5 | 0.5 | 0.3 | 0.7 | na | na |
| Ho | 0.26 | 2.2 | 2.96 | 0.42 | 0.52 | 0.47 | 0.23 | na | na |
| La | nd | nd | nd | 0.7 | 0.7 | 0.5 | nd | 0.3 | 0.25 |
| Lu | 0.12 | 0.9 | 1.19 | 0.21 | 0.3 | 0.19 | 0.11 | 0.21 | 0.17 |
| Nb | nd | 0.6 | 0.6 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | nd | 1.88 | 1.22 |
| Nd | 0.8 | 1.3 | 1.6 | 1.3 | 1.5 | 1.3 | 0.6 | 1 | 1.1 |
| Ni | nd | 5 | nd | nd | 6 | 5 | 8 | na | na |
| Pr | 0.1 | 0.16 | 0.17 | 0.21 | 0.23 | 0.18 | 0.11 | na | na |
| Rb | 0.4 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 0.2 | 0.2 | 1.41 | 1.95 |
| Sm | 0.37 | 1.17 | 1.54 | 0.6 | 0.72 | 0.75 | 0.33 | 0.6 | 0.5 |
| Sr | 85.2 | 90.8 | 119 | 125.5 | 104 | 107.5 | 106 | 94.8 | 134.11 |
| Ta | 0.01 | 0.1 | 0.1 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.89 | 0.97 |
| Tb | 0.14 | 0.98 | 1.36 | 0.27 | 0.3 | 0.3 | 0.13 | na | na |
| Th | 0.09 | 0.22 | 0.2 | 0.07 | 0.08 | nd | 0.05 | na | na |
| Tm | 0.14 | 0.99 | 1.29 | 0.2 | 0.26 | 0.2 | 0.12 | na | na |
| V | 12 | 10 | 14 | 13 | 13 | 18 | 23 | nd | 6 |
| W | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | na | na |
| Y | 7.5 | 61.5 | 83.9 | 11.5 | 14.5 | 12.2 | 6.2 | 10.4 | 14.5 |
| Yb | 0.87 | 5.86 | 7.8 | 1.3 | 1.73 | 1.27 | 0.66 | 1.2 | 0.9 |
| Zn | 5 | nd | nd | 8 | 7 | 10 | nd | na | na |
| Zr | 24 | 43 | 89 | 14 | 15 | 7 | 18 | 41 | 47 |

1971) (شکل ۶-ب) نیز نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکانل واقع می‌شوند که خود نشانه‌ای از تبلور ماگما در شرایط اکسیدان است (Ishihara, 1977). بر اساس نمودارهای FeO+MgO در مقابل SiO₂ و AFM (Rickwood, 1989) نمونه‌های منطقه در محدوده کالک‌آلکانل واقع می‌شوند (شکل ۷-الف و ب).

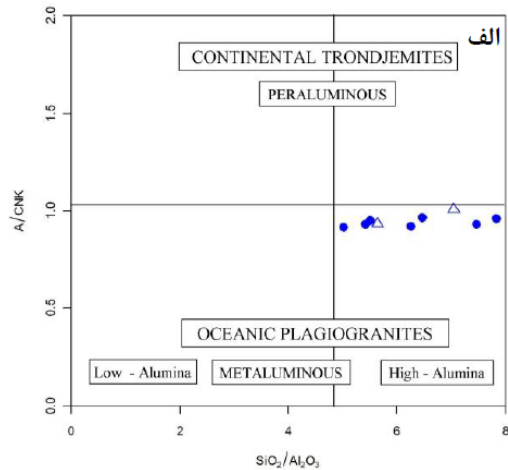
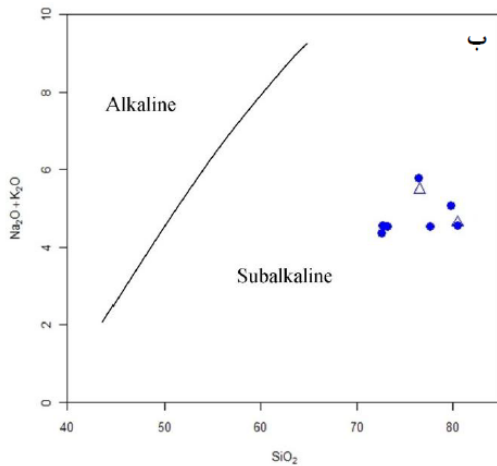
پلاژیوگرانیت‌های نیریز بر اساس ویژگی متالومینوس بودن ($A/CNK < 1$) از ترونجمیت‌های قاره‌ای تفکیک می‌شوند و در نمودار SiO₂/Al₂O₃ در برابر A/CNK در محدوده پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP) قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف). در نمودار (Irvine and Baragar, SiO₂ در مقابل Na₂O+K₂O



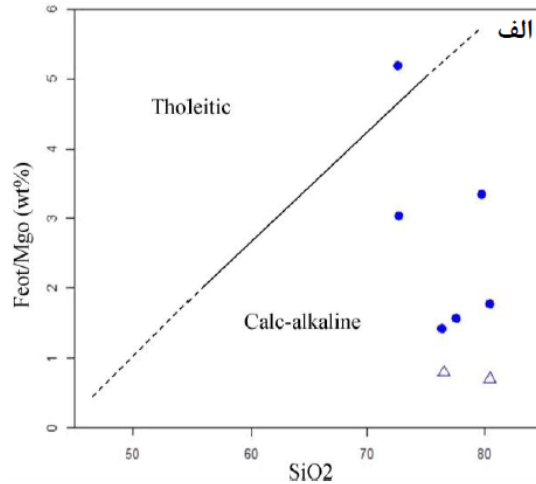
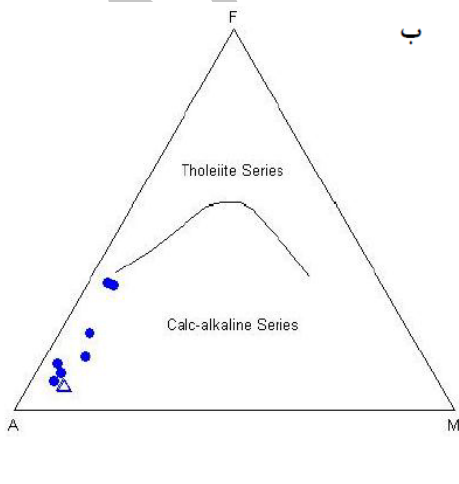
شکل ۵- نمودار K_2O در مقابل SiO_2 در سنگ‌های پلاژیوگرانیتهی مجموعه افیولیتی نیریز (Le Maitre, 2002)



شکل ۴- نمودار نورمانیو An-Ab-Or در سنگ‌های پلاژیوگرانیتهی مجموعه افیولیتی نیریز (O'Connor, 1965)

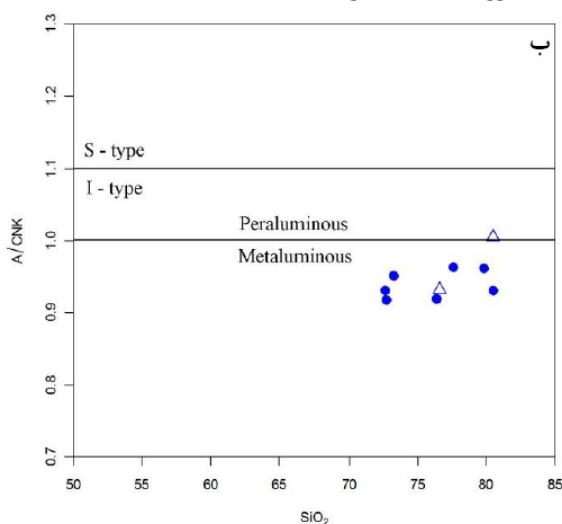


شکل ۶- الف) نمودار SiO_2/Al_2O_3 در مقابل A/CNK. (محدوده‌ها از Rameshwar و همکاران (۲۰۰۴)، ب) نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 برای سنگ‌های پلاژیوگرانیتهی مجموعه افیولیتی نیریز (Irvine and Bargar, 1971)

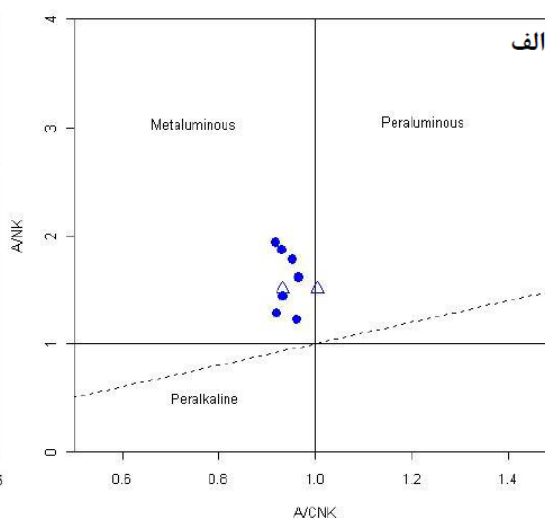


شکل ۷- الف) نمودار $FeO+MgO$ در مقابل SiO_2 . ب) نمودار AFM برای سنگ‌های پلاژیوگرانیتهی مجموعه افیولیتی نیریز (Rickwood, 1989)

در مقابل SiO_2 (نمودارهای هارکر) برای توده‌های گابرویی و پلاژیوگرانیتهی مجموعه افیولیتی نیریز نشان می‌دهد که فرآیند تفریق ماگمایی در سنگ‌های پلاژیوگرانیتهی و گابرویی به صورت جداگانه عمل نموده است، اما با توجه به اینکه پیوستگی بین نمونه‌های متعلق به این دو نوع خانواده سنگی دیده نمی‌شود، در نتیجه تکوین توده پلاژیوگرانیتهی از گابروها را نمی‌توان محرز دانست (علیزاده، ۱۳۹۰).



نسبت‌های A/NK و A/CNK برای پلاژیوگرانیتهای نیریز به ترتیب در محدوده ۱/۷۰ و ۳/۱۹ واقع می‌شوند که نشانگر متآلومینوس بودن آن‌هاست (شکل ۸-الف). در نمودار دوتایی SiO_2 در مقابل A/CNK (Chappell and White, 1974) از آنجا که نسبت‌های A/CNK کمتر از ۱/۱ است بنابراین نمونه‌ها در محدوده گرانیتهای I-type قرار می‌گیرند (شکل ۸-ب). همچنین، بررسی روند اکسیدهای اصلی



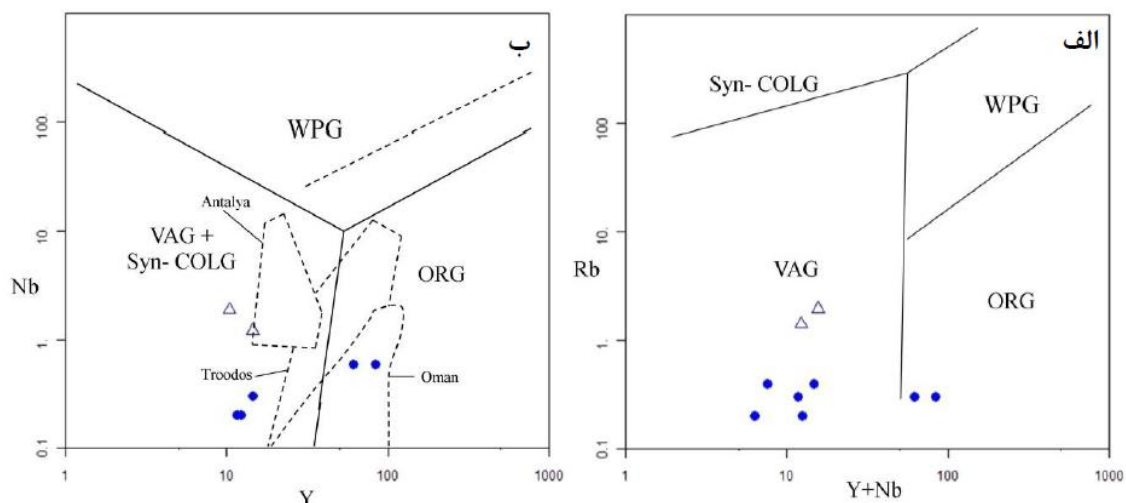
شکل ۸- قرارگیری سنگ‌های پلاژیوگرانیتهی مجموعه افیولیتی نیریز در الف) محدوده متآلومینوس در نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943) و ب) محدوده گرانیتهای نوع I در نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 (Chappell and White, 1974)

منشأ و خاستگاه تکتونیکی پلاژیوگرانیتهای نیریز
توافق کلی بر این است که عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE: Ti, Zr, Y, Nb, Ta and Hf)، عناصر واسطه (Ni, Cr, U, Se, Tm) و عناصر نادر خاکی در طول دگرسانی گرمایی ضعیف تا متوسط و حتی نسبتاً شدید، به صورت غیر متحرک عمل می‌کنند، در حالی که عناصر با قدرت میدانی کم (LFSE: Sr, Ba, Rb, Cs) و عناصری نظیر Na، K و Si در سیالات آبدار متحرک هستند (Pearce, 1975؛ Humphris and Thompson, 1978؛ Middleburg et al., 1988؛ Wood et al., 1979؛ Bedard, Meffre et al., 1996؛ Ahmed, 1993).

منشأ و خاستگاه تکتونیکی پلاژیوگرانیتهای نیریز

این عناصر اطلاعات قابل توجهی را در مورد منشأ و تکامل سنگ‌های آذرین فراهم خواهد نمود. از داده‌های عناصر کمیاب پلاژیوگرانیتهای مجموعه افیولیتی نیریز در تعیین خاستگاه تکتونیکی آن‌ها در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) استفاده شده است. در نمودارهای Rb در مقابل (Y+Nb) و Nb در مقابل Y (شکل ۹-الف و ب)، به غیر از دو نمونه که در محدوده گرانیتهای پشته اقیانوسی (ORG) قرار می‌گیرند، برای سایر نمونه‌ها، مقادیر پایین Y با گرانیتهای قوس ماگمایی (VAG) سازگاری دارند. چنین وضعیتی در پلاژیوگرانیتهای دیگر مجموعه‌های افیولیتی

OR در پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز از مشخصات بارز پلاژیوگرانیت‌های توسعه یافته در محیط بالای فرورانش مانند عمان و ترودوس است.



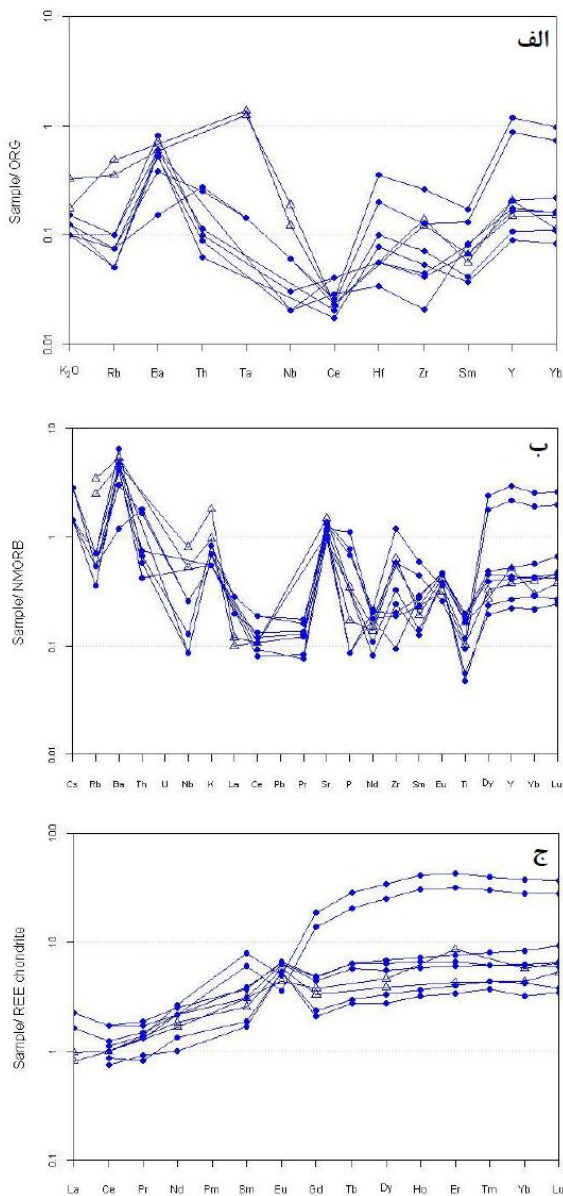
شکل ۹- الف و ب) نمودارهای متمایز کننده ماگماهای گرانیتی (Pearce *et al.*, 1984) برای سنگ‌های پلاژیوگرانیتی مجموعه افیولیتی نیریز

در نمودار عناصر کمیاب پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز به‌هنجار شده با MORB (شکل ۱۰-ب) تمرکز اکثر عناصر کمیاب (به‌غیر از عناصر متحرک در سیال نظیر Sr, Ba) کمتر از مقادیر آن‌ها برای MORB است که این امر می‌تواند نشانگر یک منبع شدیداً تهی شده برای پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز باشد. الگوی زمین‌شیمیایی عناصر نادر خاکی پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز به‌هنجار شده با کندریت (شکل ۱۰-ج) نیز نشانگر تهی‌شدگی شدیدتر در LREE در مقایسه با HREE است. مقادیر پایین نسبت LREE/HREE و وجود بی‌هنجاری منفی Eu در برخی از نمونه‌های پلاژیوگرانیتی نیریز را می‌توان در قالب تفریق وسیع پلاژیوکلاز از مذاب‌هایی با تفریق‌یافتگی کمتر توجیه نمود که این مسأله با محتوای پایین Al نمونه‌های پلاژیوگرانیتی کاملاً هماهنگ است و چنین الگویی در ترونجمیت‌ها و داسیت‌های متعلق به جزایر قوسی جوان و پلاژیوگرانیت‌های افیولیت‌ها نیز معمول است (Culler and Graf, 1984).

جهان، مانند عمان (Rollinson, 2009) و ترودوس در قبرس (Floyd *et al.*, 1998) نیز گزارش شده است. نشان دادن ویژگی‌های حدواسط نوع I و

همچنین Pearce و همکاران (۱۹۸۴) در کنار نمودارهای تشخیص محیط تکتونیکی سنگ‌های اسیدی، نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده بر اساس ORG را به‌منظور اظهار قطعیت بیشتر در مورد محیط تکتونیکی آن‌ها ارائه نمودند. در مقایسه با گرانیت پشته میان اقیانوسی (ORG)، نمودار عنکبوتی پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز در مقادیر HFSE و LILE تهی‌شدگی نشان می‌دهند (جدول ۱ و شکل ۱۰-الف). الگوی شکل ۱۰-الف شباهت‌هایی را با الگوی ارائه شده برای گرانیت‌های قوس آتشفشانی عمان (Pearce *et al.*, 1984) نشان می‌دهد، هر چند که تمرکز مقادیر HFSE در پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز بسیار کمتر از مقادیر یاد شده برای گرانیت‌های قوس آتشفشانی عمان است. وجود بی‌هنجاری منفی Nb و مقادیر پایین Ta در نمونه‌ها (به‌غیر از دو نمونه بر گرفته شده از Babaei و همکاران (۲۰۰۶)) می‌تواند گویای تشکیل پلاژیوگرانیت‌های مجموعه افیولیتی نیریز در پهنه بالای فرورانش (SSZ) باشد (Nicholson *et al.*, 2000).

هولولوکوکرات و کانی های تیره کم فقط نام ترونجمیت برای آن ها پیشنهاد می شود. این سنگ ها دارای مشخصات ماگمای ساب آلكالین نوع كالك آلكالین، پراآلومینوس و از نوع گرانیتوئیدهای I هستند.



شکل ۱۰- نمودارهای عنكبوتی سنگ های پلاژیوگرانیتهی مجموعه افیولیتی نیریز، الف) به هنجار شده با گرانیت های پشته میان اقیانوسی (Pearce *et al.*, 1984)، ب) به هنجار شده با MORB (Sun and McDonough, 1989) و ج) الگوی عناصر نادر خاکی به هنجار شده با کندریت (Sun and McDonough, 1989).

نبود فاز حدواسط دیوریتی همراه با فقدان پیوستگی در روند تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2 برای

Rollinson (۲۰۰۹) نیز چنین الگویی را برای پلاژیوگرانیتهای تأخیری عمان پیشنهاد کرده است. در مقابل، وجود بی هنجاری مثبت ضعیف Eu در برخی از نمونه های پلاژیوگرانیتهی (شکل ۱۰-ج) که دارای مقادیر کمی بالاتر از LREE/HREE نسبت به گروه قبل هستند را در قالب انباشتگی فلدسپارها می توان توجیه نمود. اما Culler و Graf (۱۹۸۴) نشان دادند که وجود بی هنجاری مثبت Eu در ترونجمیت ها نمی تواند نتیجه انباشتگی فلدسپارها باشد و احتمالاً حاصل تعادل هورنبلند/مذاب است که در طی جدایش هورنبلند، Eu در قیاس با دیگر REE ها در مذاب های تفریق یافته تر متمرکز می شود. بدین ترتیب میزان REE ها به جزء Eu کاهش یافته و نهایتاً سنگ هایی با محتوای HREE کم ولی با آنومالی مثبت Eu ایجاد می شود و این دقیقاً مشابه با وضعیتی است که در برخی نمونه های پلاژیوگرانیتهی نیریز دیده می شود. در هر دو شکل ۱۰-ب و ج، دو نمونه در عناصر HREE و بعضی از عناصر HFSE (نظیر Dy, Y, Lu و Yb) غنی شدگی نشان می دهند که ممکن است نشانگر دو ماگمای مادر متفاوت باشد. به هر حال الگوی عناصر REE و همچنین عناصر کمیاب پلاژیوگرانیتهای مجموعه افیولیتی نیریز، شباهت زیادی را به الگوی عناصر یاد شده در پلاژیوگرانیتهای تأخیری مجموعه افیولیتی عمان در Jebel Fayyad دارد که بر اساس نظر Rollinson (۲۰۰۹) بایستی از ذوب یک سنگ منشأ بازی مشتق شده از ذوب یک گوشته تهی شده هارزبورژیتی نشأت گرفته باشند.

نتیجه گیری

شواهد صحرایی مانند وجود بیگانه سنگ های گابرویی در پلاژیوگرانیتهای مجموعه افیولیتی نیریز همراه با تماس واضح بین آن دو حاکی از تزریق ماگمای اسیدی است. سنگ های پلاژیوگرانیتهی نیریز در محدوده توانالیت و ترونجمیت قرار می گیرند، اما به علت ضریب رنگی

پلاژیوگرانیتهای مجموعه افیولیتی نیریز با پلاژیوگرانیتهای تأخیری مجموعه افیولیتی عمان، می‌توان اظهار نمود که ماگمای سازنده پلاژیوگرانیتهای مجموعه افیولیتی نیریز در یک محیط تکتونیکی پهنه بالای فرورانش از ذوب بخشی سنگ‌های بازی حاصل شده باشند که این سنگ منشأ خود قبلاً از ذوب یک گوشته تهی شده هارزبورژیتی نشأت گرفته است.

توده‌های گابرویی و پلاژیوگرانیتهای، وجود فرآیند تفریق از یک فاز بازی، جهت توسعه پلاژیوگرانیتهای را تأیید نمی‌کند. همچنین فقدان غنی‌شدگی پلاژیوگرانیتهای مجموعه افیولیتی نیریز در LREE مشتق شدن آنها از ذوب آمفیبولیت‌ها را نیز منتفی می‌سازد. حضور دو نمونه دارای غنی‌شدگی در عناصر HREE و Y می‌تواند نشانگر دو ماگمای مادر متفاوت باشند. با توجه به شباهت الگوی عناصر REE و عناصر کمیاب

منابع

- علیزاده، ا. (۱۳۹۰) زمین‌شیمی و پتروژنز پلاژیوگرانیتهای مجموعه افیولیتی نیریز، جنوب شرق شیراز: با تأکیدی بر منشأ آنها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران.
- هاشمی تنگستانی، م. (۱۳۷۵) ویژگی‌های پتروشیمیایی انباشته‌های مافیک و الترامافیک (تنگ حنای نیریز). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران.
- Ahmed, Z. (1993) Leucocratic rocks from the Bela ophiolite, Khuzdar District, Pakistan. In: Treloar, P. J. and Searle, M. P. (Eds.): Himalayan Tectonics. Geological Society of London Special Publication 74: 89-100.
- Alabaster, T., Pearce, J. A. and Malpas, J. (1982) The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 81: 168-183.
- Aumento, F. (1969) Diorites from the mid- Atlantic ridge at 45° N. *Science* 165: 1112-1113.
- Babaei, H. A., Babaei, A. M., Ghazi, A. and Arvin, M. (2006) Geochemical, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and isotopic data for crustal rocks of the Neyriz ophiolite, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43: 57-70.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environment. *Lithos* 46: 605-626.
- Bedard, J. H. (1999) Petrogenesis of boninites from the Betts Cova ophiolites, Newfoundland, Canada: identification of subducted source components. *Journal of Petrology* 40:1853-1889.
- Casey, J. F. (1997) Comparison of major- and trace-element geochemistry of abyssal peridotites and mafic plutonic rocks with basalts from the MARK region of the mid-Atlantic ridge. In: Karson, J. A., Cannat, M., Miller, D. J. and Elthon, D. (Eds.): Proceedings of the ODP, Science Research, Oceanic Drilling Program. College Station 153: 181-241.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Coleman, R. G. and Peterman, Z. E. (1975) Oceanic Plagiogranites. *Journal of Geophysical Research* 80:1099-1108.
- Culler, R. L. and Graf, J. L. (1984) Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks- ore petrogenesis. In: Henderson, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam.
- Dick, H. J. B., Natland, J. H., Alt, J. C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J. S., Haggas, S., Hertogen, J. G. H., Hirth, G., Holm, P. M., Ildefonse, B., Iturrino, G. J., John, B. E., Kelley, D. S., Kikawa, E., Kingdon, A., LeRoux, P. J., Maeda, J., Meyer, P. S., Miller, D. J., Naslund, H. R., Niu, Y. L., Robinson, P. T.,

- Snow, J., Stephen, R. A., Trimby, P. W., Worm, H. U. and Yoshinobu, A. (2000) A long in situ section of the lower oceanic crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth Planetary Science Letters* 179: 31-51.
- Expedition Scientific Party (2005) Oceanic core complex formation, Atlantis Massif-oceanic core complex formation, Atlantis Massif, mid-Atlantic Ridge: drilling into the foot-wall and hanging wall of a tectonic exposure of deep, young oceanic lithosphere to study deformation, alteration and melt generation. IODP Preliminary Report 305, DOI 10.2204/iodp.pr.305.2005.
- Floyd, P. A., Yaliniz, M. K. and Goncuoglu, M. C. (1998) Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolite plagiogranite, Central Anatolian crystalline complex Turkey. *Lithos* 42: 225-241.
- Gerlach, D. C., Avelallemant, H. G. and Leeman, W. P. (1981) An island arc origin for the Canyon Mountain ophiolite complex, eastern Oregon, U.S.A. *Earth and Planetary Science Letters* 53: 255-265.
- Hatzipanagiotou, K., Lekkas, E. and Migiros C. (1995) Plagiogranites in the ultrabasic rocks of the Koziakas Mountain (Central Greece). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 146: 479-486.
- Humphris, S. E. and Thompson, G. (1978) Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 42: 107-125.
- 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: 523-545.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology* 27: 293-305.
- Jafri, S. H., Charan, S. N. and Govile, P. K. (1995) Plagiogranite from the Andaman ophiolite belt, Bay of Bengal, India. *Journal of the Geological Society of London* 152: 681-687.
- Jenner, G. A., Dunning, G. R., Malpas, J., Brown, M. and Brace, T. (1991) Bay of Island and Little port complex, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm supra subduction zone origine. *Canadian Journal of Earth Sciences* 28: 1635-1652.
- Jiang, Y. H., Liao, S. Y., Yang, W. Z. and Shen, W. Z. (2008) An island arc origin of plagiogranites at Oyttag, western Kunlun orogeny, northwest China: SHRIMP zircon U-Pb chronology, elemental and Sr-Nd-Hf isotopic geochemistry and Paleozoic tectonic implications. *Lithos* 106: 323-335.
- Juteau, T., Ernewein, M., Reuber, I., Whitechurch, H. and Dahl, R. (1988) Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Sumail Nappe, Oman. *Tectonophysics* 151: 107-135.
- Koepke, J., Berndt, J., Feig, S. T. and Holtz, F. (2007) The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153: 67-84.
- Koepke, J., Feig, S. t., Snow, J. and Freise, M. (2004) Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146: 41-432.
- Le Maitre, R. W. (2002) Igneous rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommision on the systematics of Igneous Rocks. 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge.
- Lippard, S. J., Shelton, A. W. and Gass, I. G. (1986) The ophiolite of Northern Oman. *Geological Society Memoir*, 11. Blackwell, Oxford.
- Malpas, J. (1979) Two contrasting trondjemite associations from transported ophiolites in Western Newfoundland: initial report. In: Barker, F. (Ed.): *Trondjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam.
- Meffre, S., Aitchison, J. C. and Crawford, A. J. (1996) Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia. *Tectonics* 15: 67-83.

- Middleburg, J. J., VanDer Weijden, C. H. and Woittiez, J. R. W. (1988) Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical geology* 68: 253-273.
- Miyashiro, A. (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planetary Science Letters* 19: 218-224.
- Nicholson, K. N., Black, P. M. and Picard, C. (2000) Geochemistry and tectonic significance of the Tongihua Ophiolite complex, New Zealand. *Tectonophysics* 321: 6-15.
- O'Connor, J. T. (1965) A classification of quartz-rich Igneous rocks based on feldspar ratios. *United State Geological Survey Professional Papers* 525B: B79-B84.
- Pearce, J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. *Tectonophysics* 25: 41-67.
- 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: 965-983.
- Rameshwar, D., Rai, H. and Kumar, S. J. (2004) Origin of oceanic plagiogranite in the Nidar ophiolitic sequence of eastern Ladakh, India. *Journal of Current Science* 87: 999-1005.
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Rollinson, H. (2009) New models for the genesis of plagiogranites in the Oman ophiolite. *Lithos* 112: 603-614.
- Saunders, A. D., Tarney, J., Stern, C. R. and Dalziel, I. W. D. (1979) Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. Part 1. *Geological Society of America Bulletin* 90: 237-258.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks*. D. Van Nostrand Company, New York.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D and Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London Special Publication 42: 313-345.
- Vernikovskiy, V. A., Neymark, L. A., Proskurin, V. F. and Yakovleva, S. Z. (1993) Late Riphean age of the Kunar massif plagiogranites (U-Pb zircon dating). *Transactions of the Russian Academy of Sciences* 331: 706-708 (in Russian).
- Wood, D. A., Joron, J. L. and Treuil, M. (1979) A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 325-336.
- Yaliniz, M. K., Floyd, P. A. and Goncuoglu, M. C. (2000) Petrology and geotectonic significance of plagiogranite from the Sarikaraman ophiolite (Central Anatolia, Turkey). *Ofioliti* 25: 31-37.

Geochemistry and petrogenesis of plagiogranites in the Neyriz ophiolitic sequence, Iran: Constraints on their origin

Elahe Alizadeh, Mohsen Arvin * and Sara Dargahi

Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Abstract

Plagiogranite intrusive rocks are outcropped in the gabbroic section of the Neyriz ophiolitic sequence in the south east of Shiraz. Petrographically, they are comprised of tonalite, trondhjemite and their contact with surrounding gabbros is either sharp or covered. Predominant textures are hypidiomorphic inequigranular, granophyry and micrographic. Mineralogically, they are consisting of plagioclase, quartz, sodium feldspars as major minerals and less than 10% amphibole \pm pyroxene, opaques and rarely titanite and zircon as minor minerals. Geochemical studies show that their magma is sub-alkaline type (calc-alkaline series) and metaluminous. Typologically, plagiogranites have characteristics of oceanic ridge granite (ORG) toward I-type granites. Chondrite normalized REE patterns of Neyriz plagiogranites show depletion in LREEs along with a flat HREE patterns and it seems that they were formed in supra-subduction zone environment by partial melting of mafic rocks which in turn were formed by the anatexis of a previously depleted harzburgitic mantle.

Key words: Neyriz ophiolite, Plagiogranite, Subduction zone, Volcanic arc, Mid-oceanic ridge

* arvin@uk.ac.ir