

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتویدی شمال باختر تاجیکستان

محمد فودازی^۱، حسین شیخی کاریزگی^۲ و مریم قلی‌پور^۳

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر، تهران، ایران
^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران
^۳ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۱/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۷/۰۶

چکیده

توده‌های نفوذی رخنمون یافته در شمال باختر تاجیکستان در مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی دارای ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، مونزودیوریت، کوارتزسینیت، کوارتز مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت و دیوریت هستند. سنگ‌های این توده از نظر درجه اشباع شدگی از آلومین اغلب متا آلومین هستند و ماگمای تشکیل دهنده آنها بیشتر ماهیت کالکوآلکانل و کالکوآلکانل پتاسیم بالا و شوشونیتی نشان می‌دهند. ماهیت شوشونیتی این سنگ‌ها می‌تواند ناشی از دگرسانی‌هایی باشد که تحت تأثیر نفوذ محلول‌های گرمابی رخ داده و سبب افزایش برخی از عناصر متحرک از جمله پتاسیم شده است. محیط زمین‌ساختی این توده‌های گرانیتویدی براساس ژئوشیمی عناصر اصلی محدوده‌های پس از برخورد (Late Orogenic) و بالا آمدگی پس از برخورد (Post collision uplift) و همچنین محیط‌های برخوردی (IAG + CAG + CCG) و بر اساس ژئوشیمی عناصر کمیاب گرانیتویدیهای کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیتویدیهای برخوردی (VAG+ syn + COLG) به‌ویژه گرانیتویدیهای پس از برخورد (Post Collision Granitoid) را نشان می‌دهد. براساس الگوهای به دست آمده از بهنجارسازی با کندریت، سنگ‌های گرانیتویدی تاجیکستان اعم از نمونه‌های دارای ترکیب میانه تا اسیدی، غنی شدگی از خاک‌های کمیاب سبک (LREE) مانند La, Ce, Pr، نسبت به خاک‌های کمیاب سنگین (HREE) از جمله Tm, Yb, Lu را نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی و ناچیز عنصر Eu افزون بر این که نشان‌دهنده حاکم بودن شرایط احیایی در ماگما است، ورود این عنصر دو ظرفیتی به ساختمان فلدسپارها به ویژه پلاژیوکلازها را نشان می‌دهد. الگوی بهنجار شده این گرانیتویدیها با ORG غنی شدگی آنها را از عناصر (K, Rb, Ba) LILE در برابر عناصر HFS (Nb, Zr) و عناصر خاکی کمیاب سنگین HREE مانند (Y, Yb) نشان می‌دهد، این الگو مشابه الگوی گرانیتویدی‌هایی است که در محیط مشابه با گرانیتویدیهای کمان‌های ماگمایی (VAG) تشکیل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: گرانیتویدیهای کمان ماگمایی، گرانیتویدیهای پس از برخورد، کالکوآلکانل پتاسیم بالا.

*نویسنده مسئول: محمد فودازی

E-mail: foudazi.m@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

این پژوهش بخشی از پلوتونیزم تشریحی شمال باختر تاجیکستان را در بر می‌گیرد، بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران (Stocklin, 1968) منطقه مورد مطالعه در زون جنوبی - مرکزی، در تقسیم‌بندی نبوی (۱۳۵۵) در زون البرز، و در تقسیم‌بندی افتخارنژاد (۱۳۵۹) در زون البرز باختری قرار گرفته است. توده‌های نفوذی مورد مطالعه در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ تا کستان (Annells et al., 1985) ریولیت پورفیری، و در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تا کستان (علایی مهابادی و فنودی، ۱۳۷۱) به درستی گرانیت - گرانودیوریت در نظر گرفته شده‌اند (شکل ۱).

در اطراف توده‌های نفوذی مورد مطالعه تحت تأثیر محلول‌های گرمابی در برخی موارد دگرسانی‌های اپیدوتی، کلریتی، سیلیسی، آرژیلی و آلونیتی رخ داده است (شکل ۲). در زیر به بررسی دقیق‌تر این توده‌های نفوذی به لحاظ سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی، و ژئوشیمی پرداخته می‌شود:

مطالعه جامع سنگ‌شناختی یک منطقه نیازمند نمونه‌برداری دقیق از نمونه‌های سنگی است، بنابراین در مطالعات صحرایی با استفاده از نقشه زمین‌شناسی و تصویر ماهواره‌ای و دستگاه GPS از این توده‌های نفوذی نمونه‌برداری انجام گرفت و نمونه‌های برش نازک آنها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان به لحاظ بافت‌شناسی و سنگ‌نگاری مطالعه شدند.

۲- سنگ‌نگاری

۲-۱- گرانیت - گرانودیوریت

این سنگ‌ها بافت گرانولار و پورفیری - میکروگرانولار داشته و ترکیب کانی‌شناسی آنها در بردارنده بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کانی مافییک است. پلاژیوکلازها اغلب شکل‌دار و گاه نیمه‌شکل‌دار هستند و افزون بر این ماکل

پلی‌سنستیک، گاهی زونینگ نوسانی نیز نشان می‌دهند. بلورهای درشت این کانی‌ها گاهی از حاشیه به آلیت و گاه به کانی‌های رسی و سریسیست و کلریت تجزیه شده‌اند. کانی‌های مافییک این سنگ‌ها اغلب آمفیبول بوده که گاه فقط قالب‌های باقیمانده از آنها با کانی‌های کدر پر شده و گاه با کانی‌های ثانویه نظیر کلریت و بیوتیت جایگزین شده‌اند. کوارتز با خاموشی موجی و با بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار از دیگر کانی‌های سنگ است که به ندرت اولیه و گاه ثانویه است. بخش ریز بلور این سنگ‌ها اغلب شامل ریز بلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و پیروکسن بوده که بیشتر مورد تجزیه قرار گرفته و به کانی‌های رسی و بیوتیت و کلریت تبدیل شده است. کانی‌های ثانویه شامل سریسیست، کلریت، بیوتیت، کانی‌های رسی، کانی‌های کدر است (شکل ۳).

۲-۲- دیوریت تا دیوریت‌های کوارتزدار

این سنگ‌ها بافت گرانولار و پویی‌کلیتیک نشان می‌دهند و ترکیب کانی‌شناسی آنها در بردارنده بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، آلکالی فلدسپار، ترمولیت - اکتینولیت، کوارتز، اپیدوت و کلریت است. بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار گاهی ماکل پلی‌سنستیک و زونینگ نوسانی نشان می‌دهند، از حاشیه به سریسیست و در مرکز تا حدودی به اپیدوت تجزیه شده‌اند، ترکیب این بلورها از آندزین تا الیگوکلاز در تغییر است. پلاژیوکلازهای بی‌شکل نیز اغلب به کلریت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. کانی‌های مافییک از نوع کلینوپیروکسن هستند، بلورهای اوژیت تا حدودی شکل ابتدایی خود را از دست داده و گاه به کلریت و اپیدوت و گاه به ترمولیت - اکتینولیت تبدیل شده‌اند. کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت، کانی‌های رسی، ترمولیت - اکتینولیت، و زولیت هستند (شکل‌های ۴ و ۵).

۲-۳. مونزو دیوریت تا میکرو مونزو دیوریت

این سنگ‌ها بافت گرانولار تا میکروگرانولار، پویی کلبیتی و گاهی میرمکتی نشان می‌دهند و ترکیب کانی‌شناسی آنها در برادرند پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کلینوپیروکسن، کانی‌های رسی، کربنات و کمی کوارتز است. بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک از فراوانی برخوردارند و حاشیه آنها به آلیت تبدیل شده است. آلکالی فلدسپارها بیشتر به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. کلینوپیروکسن نوع اوژیت اغلب کلبیتی شده و گاهی فقط قالب‌هایی از آن باقی مانده که با اکسید آهن مگنتیتی و هماتیته پر شدگی نشان می‌دهد. تک بلور پیروکسن تا حدودی کلبیتی شده نیز درون پلاژیوکلاز دیده می‌شود که نشان‌دهنده بافت پویی کلبیتی و تقدم تبلور پیروکسن بر پلاژیوکلاز است. در بخشی از سنگ نیز بافت میرمکتی دیده می‌شود که نتیجه هم رشدی کوارتز و آلکالی فلدسپار است. کانی‌های ثانویه شامل کربنات، کلبیت، کانی‌های رسی و کانی‌های کدر (هماتیت و مگنتیت) هستند. کانی فرعی آپاتیت است که درون پلاژیوکلاز تبلور یافته است (شکل ۶).

۲-۴. میکرو دیوریت تا دیوریت

این سنگ‌ها بافت پورفیری - میکروگرانولار تا گرانولار نشان می‌دهند و ترکیب کانی‌شناسی آنها در برادرند پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، کلبیت، سریست، کانی‌های رسی است. پلاژیوکلازها از شکل‌دار تا بی‌شکل در تغییر هستند، گاهی ماکل پلی‌سنتیک نشان می‌دهند و گاهی به کانی‌های رسی (کلبیت و سریست) تجزیه شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها به کلبیت و آمفیبول نوع ترمولیت - اکتینولیت تجزیه شده‌اند، این کانی‌ها گاهی اورالیتی شده و با کلبیت و اکسید آهن نیز جایگزین شده‌اند. کانی‌های مافیک سنگ گاهی با اکسید آهن و کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند. دگرسانی‌های رسی - سریستی - کلبیتی - هماتیته در سنگ مشاهده می‌شوند. کانی‌های ثانویه شامل کانی‌های کدر، کلبیت، اکسید آهن (هماتیت و مگنتیت)، کانی‌های رسی و سرپانتین هستند.

۳- سنگ‌شناسی و ژئوشیمی

۱۰ نمونه از سنگ‌های توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه در کشور کانادا توسط شرکت ALS مورد تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS قرار گرفته‌اند که نتایج آن در جدول ۱ دیده می‌شود و مباحث سنگ‌شناسی و ژئوشیمی بر مبنای این داده‌ها پایه‌ریزی شده‌اند، در زیر به شرح مختصر نتایج یادشده پرداخته می‌شود:

۳-۱. رده‌بندی توده‌های گرانیتوئیدی شمال باختر تاجیکستان با استفاده از نمودارهای TAS

این نمودارها بر اساس مجموع عناصر آلکالن ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) به سیلیس (SiO_2) بنیان شده‌اند. در نمودار (Cox et al., 1979) این نمونه‌های گرانیتوئیدی بیشتر در محدوده مونزونیت و گرانیت و سینیت آلکالن و به ندرت در محدوده مونزونیت ساب‌آلکالن و دایک میکرو گابرویی نفوذ کرده در آنها نیز در محدوده گابرو جای می‌گیرد. در نمودار Middlemost (1994) این نمونه‌ها در محدوده کوارتز مونزونیت، کوارتز آلکالی فلدسپار سینیت و به ندرت در محدوده کوارتز سینیت، کوارتز مونزو دیوریت و گرانیت جای گرفته و دایک دیابازی نفوذ کرده در آنها در خارج از نمودار در محدوده نزدیک به مونزونیت جای گرفته است (شکل های ۷-الف و ب).

۳-۲. رده‌بندی توده‌های گرانیتوئیدی شمال باختر تاجیکستان بر اساس کانی‌های نورم و نمودار (Strecheisien & Le Maitre, 1971)

در این نمودار نمونه‌های گرانیتوئیدی بیشتر در محدوده کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزو دیوریت و بندرت کوارتز مونزو گابرو، مونزو گرانیت و در دو مورد به علت دگرسانی در محدوده آلکالی فلدسپار گرانیت جای گرفته‌اند (شکل ۸).

۳-۳. رده‌بندی توده‌های گرانیتوئیدی باختر تاجیکستان با استفاده از کاتیون‌ها

در نمودار (Dela Roche et al. 1980) این نمونه‌ها بیشتر در محدوده‌های کوارتز

۳-۴. تعیین سری ماگمایی توده‌های نفوذی شمال باختر تاجیکستان

در نمودار (Irvine & Bargar 1971) که بر اساس $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ به SiO_2 بنیان شده است بیشتر نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن، و برخی از آنها در مرز ساب‌آلکالن و آلکالن جای گرفته‌اند، نمونه دایک دیابازی دارای سرشت آلکالن است، در نمودار مثلثی AFM (Irvine & Baragar, 1971) همه نمونه‌ها سرشت کالکوآلکالن نشان می‌دهند و نزدیکی برخی از آنها به محدوده A می‌تواند ناشی از دگرسانی‌های رخ داده در منطقه و گاه تغییرات کانی‌شناسی باشد که سبب افزایش عناصر آلکالن شده است در نمودار (Peccerillo & Taylor 1976) بیشتر نمونه‌ها در قلمرو سری شوشونیتی و به ندرت کالکوآلکالن پتاسیم بالا جای دارند (شکل های ۱۰-الف، ب و پ).

۳-۵. نمودارهای تغییرات شیمیایی (variation diagram)

در این نمودارها که بر مبنای عناصر اصلی در برابر SiO_2 بنیان شده‌اند، برخی عناصر از جمله Fe_2O_3 ، MgO و CaO روند کاهشی و برخی دیگر از جمله K_2O ، Na_2O و Al_2O_3 روند افزایشی نشان می‌دهند که می‌توان به سادگی آنها را به تفریق ماگمایی و در برخی موارد به دگرسانی‌های رخ داده در توده‌های گرانیتوئیدی تاجیکستان نسبت داد (شکل ۱۱).

۳-۶. تعیین محیط زمین‌ساختی - ماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی تاجیکستان بر اساس عناصر اصلی

در مدل‌های ارائه شده توسط (Pearce et al. 1984) که با استفاده از ژئوشیمی عناصر کمیاب بنیان شده‌اند از جمله نمودارهای Rb-Y+Nd و Nb-Y نمونه‌های تاجیکستان در محدوده گرانیتوئیدی کمان آتشفشانی و فقط در یک مورد با تمایل کمی به سوی گرانیتوئید درون ورقه‌ای (WPG) و در نمودار Rb-Ta+Yb بیشتر در محدوده گرانیتوئیدی کمان آتشفشانی (VAG) و به ندرت در محدوده گرانیتوئیدی برخوردی (CCG) و در نمودار Ta-Yb در محدوده گرانیتوئیدی کمان آتشفشانی (VAG) جای گرفته‌اند (شکل ۱۲).

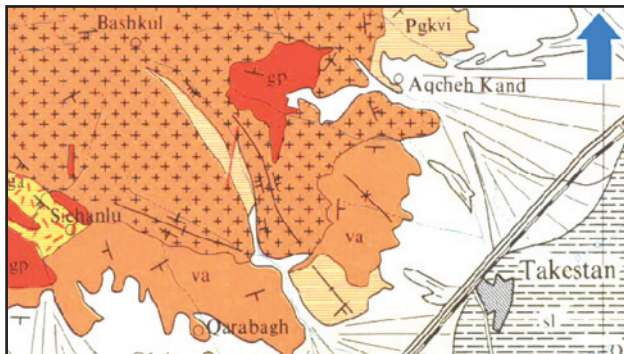
(Pearce 1996) نمودارهای پیشین خود را اصلاح کرده و محدوده گرانیتوئیدی پس از برخورد (Post-COLG) را در محل برخورد Syn-COLG, WPG, VAG مشخص می‌نماید. بر این اساس همه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای یاد شده در محدوده گرانیتوئیدی پس از برخورد جای می‌گیرند.

در روش محاسباتی (Agrawal 1995) که بر مبنای تحلیل چند متغیره روی اکسیدهای عناصر اصلی سنگ‌ها و با استفاده از معادله $R1 = (D1 - C1) / (M1 - C1)$ انجام می‌گیرد، چون R1 همیشه بزرگ‌تر از صفر است، بنابراین گرانیتوئیدی تاجیکستان از نوع کوهزایی هستند. وی برای تمایز گرانیتوئیدی کوهزایی تأخیری (Late Orogenic Granitoides) از گرانیتوئیدی پس از کوهزایی (Post Orogenic Granitoides) از رابطه $R2 = (D2 - C2) / (M2 - C2)$ استفاده کرده است، چون در گرانیتوئیدی تاجیکستان R2 همیشه بزرگ‌تر از صفر است، بنابراین این گرانیتوئیدها از نوع کوهزایی تأخیری هستند (جدول ۲).

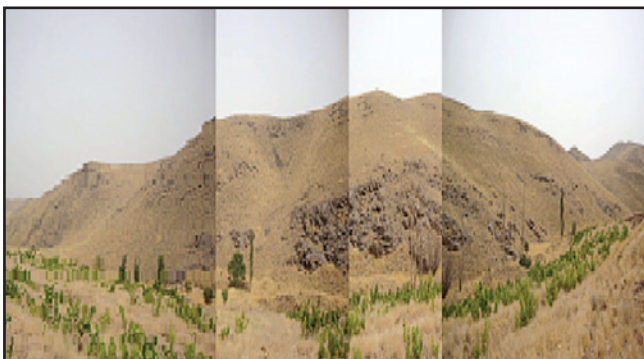
۳-۷. تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدی شمال باختر تاجیکستان بر اساس نمودارهای عنکبوتی

- نمودار بهنجار شده توده‌های گرانیتوئیدی تاجیکستان با کندریت (Sun & McDonough, 1989): بر اساس الگوهای به دست آمده از بهنجارسازی گرانیتوئیدی شمال باختر تاجیکستان اعم از نمونه‌های دارای ترکیب میانه تا اسیدی،

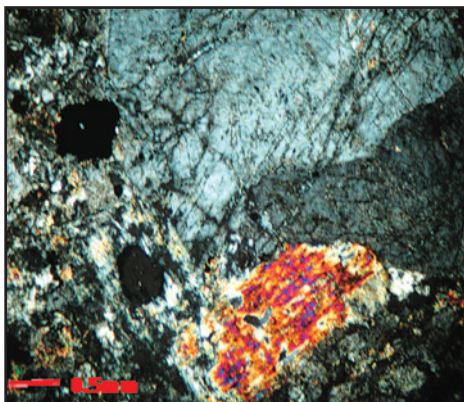
در (Pearce et al., 1984) ORG غنی‌شدگی آنها را از عناصر LILE (K و Rb, Ba) و برابر عناصر HFS (Nb و Zr) و عناصر خاکی کمیاب سنگین HREE مانند Yb و Y نشان می‌دهد، این الگو مشابه الگوی گرانیتویدهایی است که در محیط‌های مشابه با گرانیتویدهای کمان‌های ماگمایی (VAG) تشکیل شده‌اند.



شکل ۱- موقعیت توده‌های گرانیتویدی شمال باختر تاجیکستان (واحد gp با ترکیب ریولیت پورفیری) (Anells et al., 1985) در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ قرزین-رشت.



شکل ۲- نمایی از توده نفوذی گرانیتویدی شمال باختر تاجیکستان (جنوب روستای قلعه سرهنگ) که در اطراف آن تحت تأثیر محلول‌های گرمایی، دگرسانی رخ داده است (نگاه به سوی باختر).



شکل ۳- بافت گرانولار، رشد بلورهای پلاژیو کلاز و پیروکسن در گرانودیوریت (بزرگنمایی ۴× و در نور XPL).

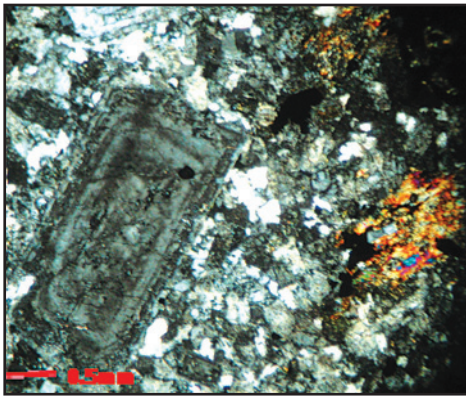
غنی‌شدگی از خاک‌های کمیاب سبک (LREE) نظیر La, Ce, Pr نسبت به خاک‌های کمیاب سنگین (HREE) از جمله Lu, Tm, Yb را نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی و ناچیز عنصر Eu افزون بر این که نشان‌دهنده حاکم بودن شرایط احیایی در ماگما است، ورود این عنصر دو ظرفیتی به ساختمان فلدسپارها به‌ویژه پلاژیو کلازها را نشان می‌دهد. به عبارت دیگر تفکیک بلوری پلاژیو کلاز در ماگما می‌تواند موجب این بی‌هنجاری منفی شده باشد.

همان‌گونه که در شکل ۱۳ دیده می‌شود الگوی دایک دیابازی بهنجار شده با کندریت مشابه الگوی سنگ‌های گرانیتویدی است، بنابراین به احتمال زیاد از یک منشأ گوشته بالایی با درصد ذوب بخشی متفاوت و در یک زمان متفاوت حاصل شده‌اند.

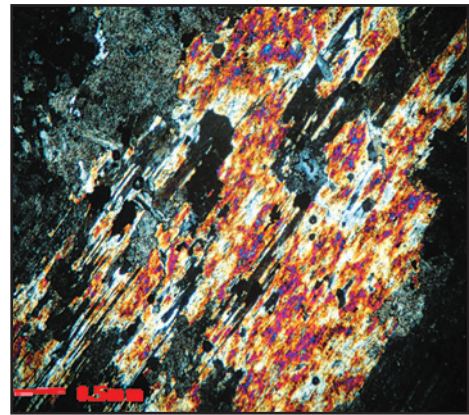
الگوی بهنجار شده گرانیتویدهای تاجیکستان با (Pearce et al., 1984) ORG: بر اساس این الگو سنگ‌های گرانیتویدی تاجیکستان اعم از دیوریت تا گرانودیوریت غنی‌شدگی از عناصر LILE (K و Rb, Ba) در برابر عناصر HFS (Nb و Zr) و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) مانند Yb و Y نشان می‌دهند، به عبارت دیگر بیشتر عناصر (LILE) بالاتر از خط استاندارد ۱ جای گرفته‌اند که بیانگر غنی‌شدگی این عناصر نسبت به ORG است. شیب عمومی منفی که از سوی عناصر LILE سازگار به سوی عناصر HREE سازگار دیده می‌شود نشان‌دهنده درصد ذوب بخشی کم ماگمای اولیه و باقی ماندن گارنت در گوشته است. الگوی بهنجار شده سنگ‌های گرانیتویدی تاجیکستان مشابه الگوی گرانیتویدهایی است که در محیط مشابه با گرانیتویدهای کمان‌های ماگمایی (VAG) تشکیل شده‌اند. بی‌هنجاری مثبت عناصر K, Rb, در این گرانیتویدها نیز نشان‌دهنده تشابه آنها با گرانیتویدهای محیط‌های فرورانش است (Sajona et al., 1996)؛ همان‌گونه که بی‌هنجاری منفی Nb موجود در این سنگ‌ها را (Wilson 1989) به تشکیل آنها در محیط‌های فرورانش نسبت می‌دهد (شکل ۱۴).

۴- نتیجه‌گیری

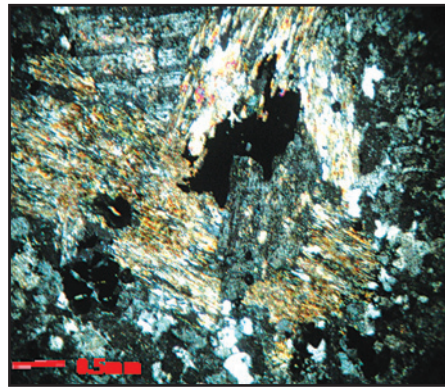
توده‌های نفوذی رخنمون یافته در شمال باختر تاجیکستان در مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی دارای ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، دیوریت، مونزودیوریت، کوآرتزسینیت، کوآرتز مونزودیوریت، مونزونیت و کوآرتز مونزونیت هستند و دایک نفوذ کرده در آنها دارای ترکیب سینو گابرو و مونزو گابرو است. در نمودارهای تغییرات شیمیایی که بر مبنای عناصر اصلی در برابر SiO_2 بنیان شده‌اند، عناصر Fe_2O_3 ، MgO ، CaO روند کاهشی و عناصر K_2O ، Na_2O و Al_2O_3 روند افزایشی نشان می‌دهند که می‌توان به سادگی آنها را به تفریق ماگمایی و در برخی موارد به دگرسانی‌های رخ داده در این سنگ‌ها نسبت داد. این توده‌های گرانیتویدی سرشت کالکوالکالن، کالکوالکالن غنی از پتاسیم، و شوشونیتی نشان می‌دهند که می‌تواند ناشی از افزایش پتاسیم حاصل از دگرسانی باشد. محیط زمین‌ساختی این توده‌ها بر اساس ژئوشیمی عناصر اصلی محدوده‌های بعد از برخورد و بالاآمدگی پس از برخورد و همچنین محیط‌های برخوردی (IAG + CAG + CCG)، و بر اساس ژئوشیمی عناصر کمیاب، گرانیتویدهای کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیتویدهای برخوردی (VAG + syn + COLG) به‌ویژه گرانیتویدهای پس از برخورد (Post collision Granitoid) را نشان می‌دهد. بر اساس الگوهای به دست آمده از بهنجارسازی با کندریت (Sun & McDonough, 1989)، سنگ‌های گرانیتویدی تاجیکستان غنی‌شدگی از خاک‌های کمیاب سبک (LREE) مانند La, Ce, Pr نسبت به خاک‌های کمیاب سنگین (HREE) از جمله Lu, Yb و Tm را نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی و ناچیز Eu افزون بر این که نشان‌دهنده حاکم بودن شرایط احیایی در ماگما است، ورود این عنصر دو ظرفیتی به ساختمان فلدسپارها به‌ویژه پلاژیو کلازها را نشان می‌دهد. الگوی بهنجار شده این گرانیتویدها با



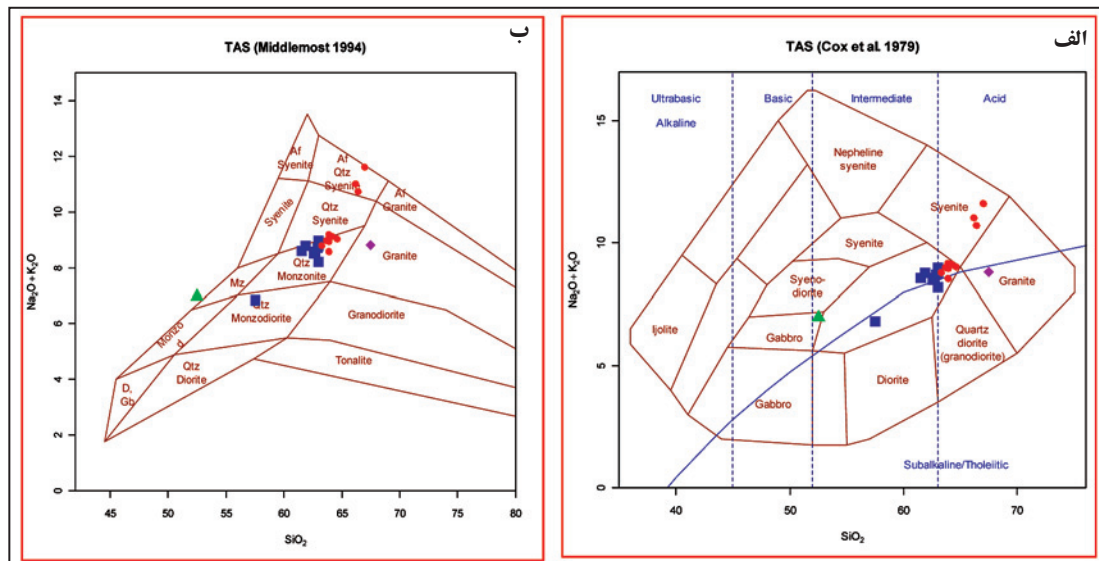
شکل ۵- درشت بلور پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی در دیوریت کوارتزار (بزرگنمایی ۴× و در نور XPL).



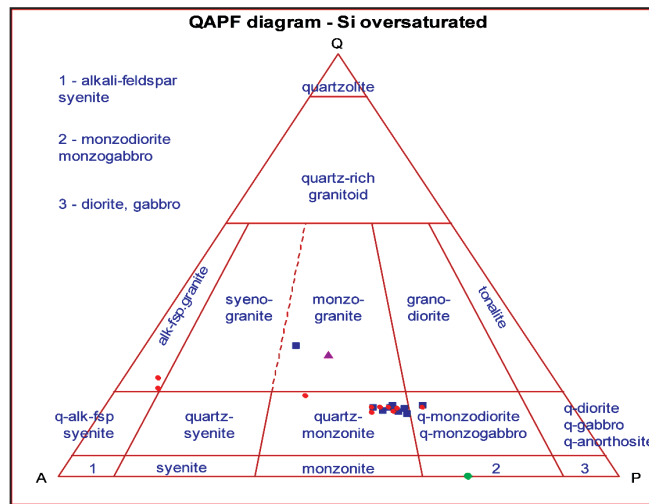
شکل ۴- جایگزینی بخش‌هایی از کلینوپیروکسن با کانی‌های کدر (اکسید آهن) در دیوریت (بزرگنمایی ۴× و در نور XPL).



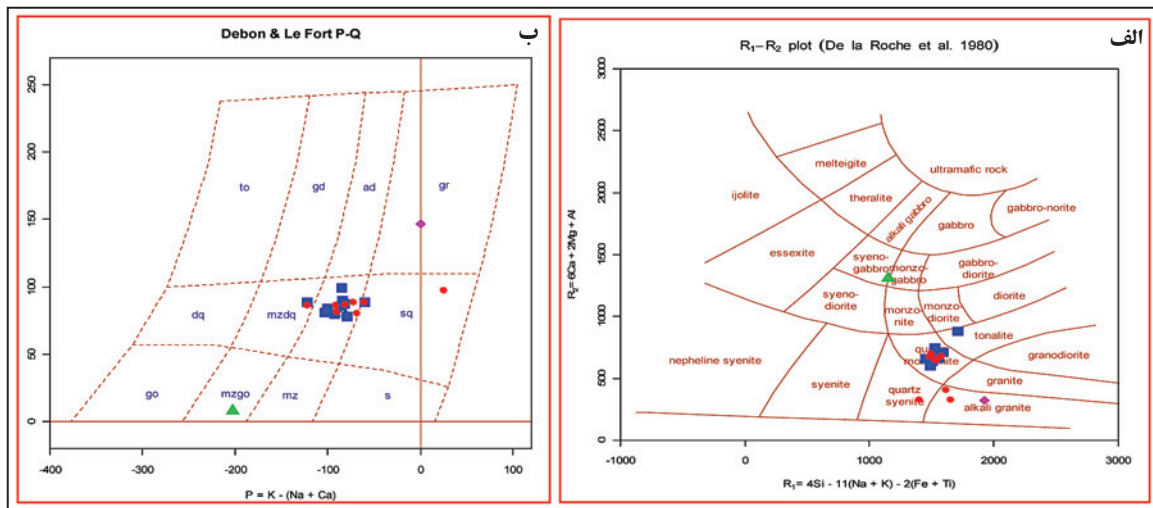
شکل ۶- تجزیه کلینوپیروکسن به ترمولیت - اکتینولیت و تبدیل بخش‌هایی از آن به اورالیت، در مونزودیوریت (بزرگنمایی ۴× و در نور XPL).



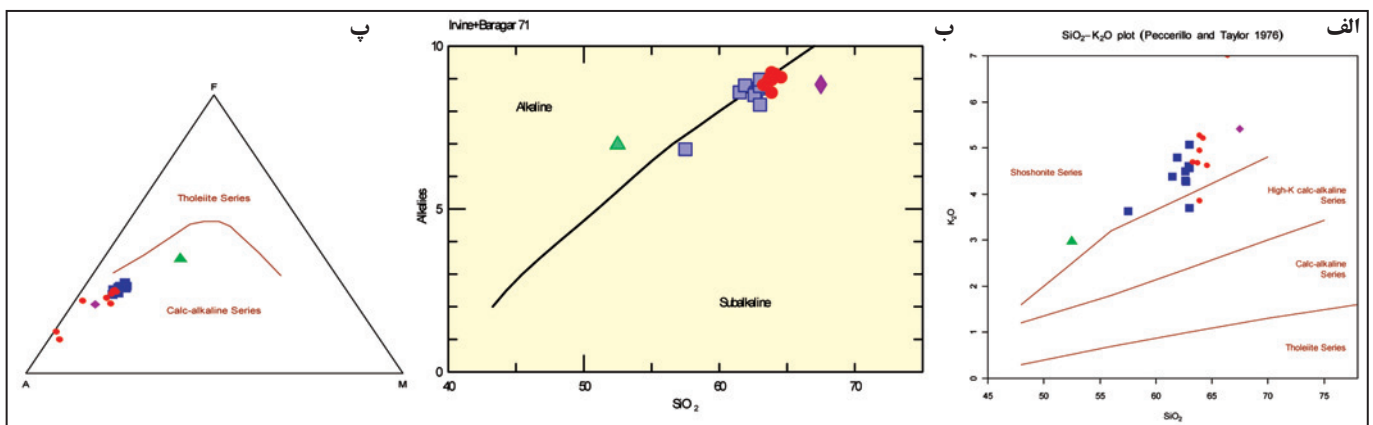
شکل ۷- رده‌بندی توده‌های نفوذی تاجیکستان بر اساس Cox et al. (1979) و Middlemost (1994).



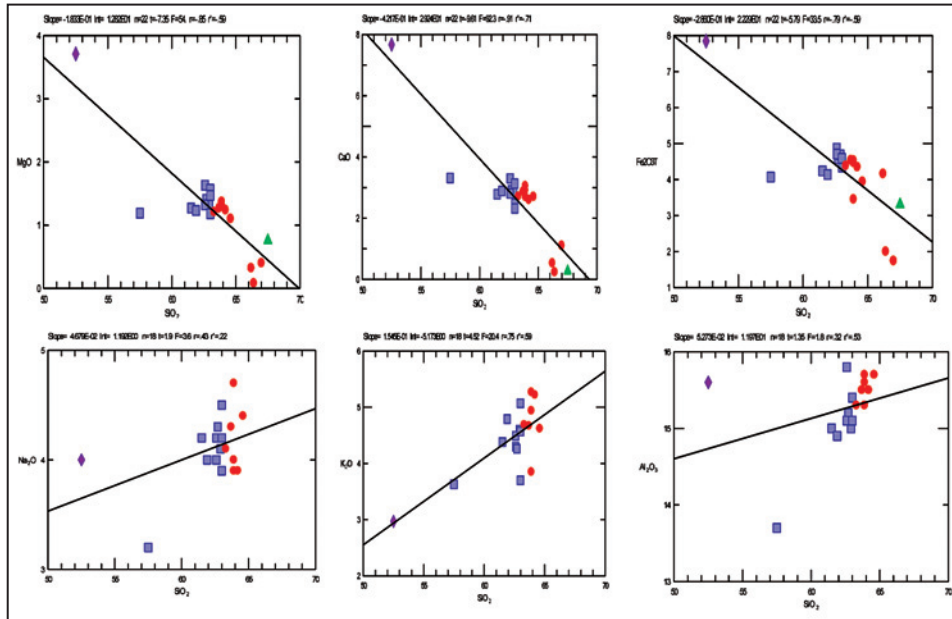
شکل ۸- رده‌بندی توده‌های نفوذی تاجستان بر اساس کانی‌های نورم (Streckeisien & Le Maitre, 1971).



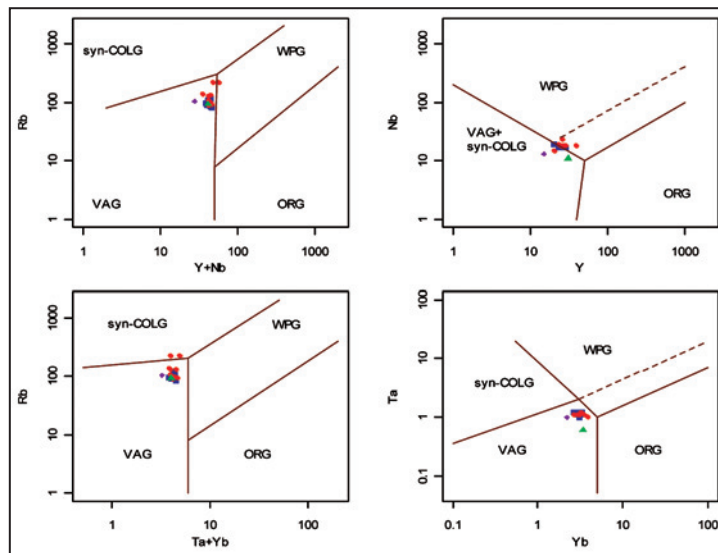
شکل ۹- موقعیت نمونه‌های گرانیتیویدی در نمودار (De la Roche et al. (1980) و Debon & Lefort (1983).



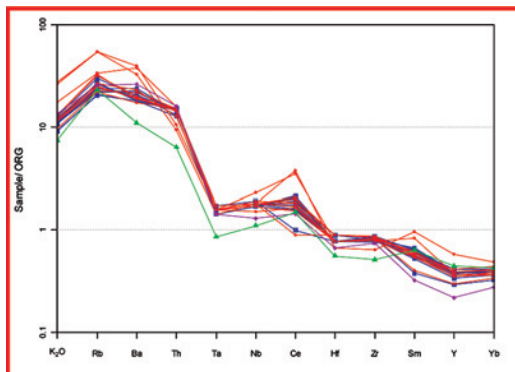
شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌های گرانیتیویدی تاجستان در نمودار دوتایی (Peccerillo & Taylor (1976) و نمودار دوتایی و مثلثی (Irvine & Baragar (1971).



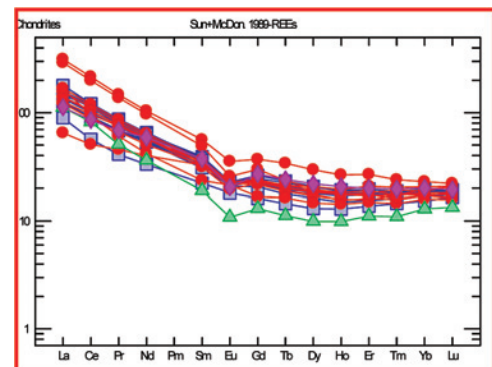
شکل ۱۱- روند کاهشی CaO, MgO, Fe_2O_3 و روند افزایشی Al_2O_3, Na_2O, K_2O در برابر SiO_2 .



شکل ۱۲- موقعیت محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای تاجکستان در نمودارهای (Pearce et al., 1984)



شکل ۱۴- الگوی بهنجار شده توده‌های گرانیتوئیدی تاجکستان (مربع آبی) = دیوریت، دایره سرخ = گرانودیوریت، لوزی = گرانیت، مثلث سبز = دایک دیابازی) با (Pearce et al., 1984) ORG.



شکل ۱۳- الگوی بهنجار شده توده‌های گرانیتوئیدی تاجکستان (مربع آبی) = دیوریت، دایره سرخ = گرانودیوریت، لوزی = گرانیت، مثلث سبز = دایک دیابازی) با (Sun & McDonough, 1989) ORG.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی توده‌های گرانیتویدی شمال باختر تاجیکستان.

Samples	G.22.G	G.2.G	G.3.G	G.5.G	G.6.G	G.7.G	G.9.G	G.10.G	G.12.G	G.13.G
SiO ₂	52.5	63.9	70.2	62.6	64.6	57.5	63	63.9	64.2	63.9
Al ₂ O ₃	15.6	15.3	12.9	15.8	15.7	23.7	15.4	15.7	15.5	15.6
CaO	7.67	2.7	0.12	3.3	2.7	3.31	2.46	3.05	2.6	2.91
Fe ₂ O ₃ T	7.85	4.47	1.51	4.87	3.94	4.07	4.35	4.53	4.35	3.45
FeO	4.16	2.37	0.80	2.58	2.09	2.15	2.30	2.40	2.30	1.83
Fe ₂ O ₃	3.69	2.10	0.71	2.29	1.85	1.92	2.05	2.13	2.05	1.62
K ₂ O	2.97	4.94	10.6	4.3	4.62	3.63	4.57	5.27	5.22	3.85
MgO	3.71	1.37	0.39	1.63	1.1	1.19	1.47	1.3	1.24	1.31
MnO	0.23	0.13	0.05	0.13	0.09	0.08	0.11	0.1	0.1	0.13
Na ₂ O	4	4	0.6	4.2	4.4	3.2	4.2	3.9	3.9	4.7
P ₂ O ₅	0.24	0.21	0.05	0.22	0.21	0.22	0.19	0.2	0.19	0.19
TiO ₂	0.95	0.74	0.34	0.75	0.7	0.92	0.72	0.72	0.74	0.72
Ba	550	1160	1200	1050	1100	900	1190	940	1000	870
Sr	350	320	80	350	340	340	340	300	300	340
Zn	83	42	579	48	26	67	32	43	50	70
Ag	2	1	2	1	1	5	1	1	1	2
Ce	52.3	53.9	67.2	71.9	31.1	64	34.7	73.1	63.6	64.3
Co	20.9	5.9	3.3	13.1	5.3	5.2	3.2	6.3	9	7
Cs	5.1	1.4	1.1	3	1.3	1.5	1.4	2.2	2.6	2.1
Cu	48	12	24	19	13	30	7	22	27	22
Dy	5.56	4.64	3.45	4.78	5.26	5.28	3.31	4.95	4.46	4.31
Er	3.3	2.81	2.04	2.98	3.45	3.25	2.27	3.13	2.67	2.59
Eu	1.18	1.26	1.04	1.32	1.22	1.32	1.05	1.32	1.13	1.29
Ga	17	16	12	17	16	23	16	17	16	17
Gd	5.55	4.69	3.63	5.06	4.75	5.38	3.32	4.93	4.55	4.44
Hf	5	7	7	7	8	8	7	7	7	8
Ho	1.17	0.99	0.73	1.01	1.1	1.05	0.73	1.03	0.88	0.9
La	26.6	28.9	40.7	37.4	15.4	33.5	21.2	39.9	32.8	33.2
Lu	0.49	0.46	0.38	0.47	0.53	0.47	0.42	0.52	0.41	0.46
Nb	11	17	15	17	18	18	19	18	18	19
Nd	27.5	23.6	22.8	30.6	18.7	29.5	15.5	29.9	27.1	27.5
Ni	22	7	7	6	6	15	20	7	7	18
Pr	6.5	6.32	6.85	8.11	4.32	7.4	3.89	8.2	7.29	7.32
Rb	92.5	107	178	95.7	90.9	83.7	94.9	131	127	88.6
Sm	5.7	5	3.8	5.7	5	6	3.4	5.6	4.8	5.1
Sn	2	2	1	1	1	2	1	2	1	1
Ta	0.6	1.1	1.1	1	1.1	1.2	1.2	1.2	1.1	1.1
Tb	0.9	0.74	0.58	0.75	0.79	0.87	0.54	0.79	0.7	0.7
Th	5.1	10.2	18	10.5	12.2	12.2	11.5	11.8	11.5	12.4
Tm	0.5	0.45	0.35	0.47	0.52	0.46	0.37	0.44	0.4	0.44
U	1.31	2.92	3.69	2.62	2.9	3.04	2.45	3.45	3.3	2.99
V	196	98	30	94	83	123	97	84	77	73
Y	31	26	20	27.5	28.9	27.3	20.4	27.5	24.5	24.2
Yb	3.4	2.9	2.4	3.1	3.5	3.3	2.6	3.3	2.9	3.1
Zr	174	268	257	294	293	270	284	280	265	287

جدول ۲- نتایج محاسبات R1 برای تعیین گرانیتوئیدهای کوهزایی و غیر کوهزایی و همچنین R2 برای تمایز گرانیتوئیدهای کوهزایی تأخیری و بعد از کوهزایی از یکدیگر برای توده‌های گرانیتوئیدی شمال باختر تاجیکستان (جنوب قلعه سرهنگ).

Samples	D1	C1	M1	R1	R2	C2	M2	d2
G.16.G	-2.527	0.292	-0.490	3.607	0.281	-0.232	-1.297	-0.531
G.5.G	-3.275	0.292	-0.490	4.565	0.866	-0.232	-1.297	-1.155
G.28.G	-2.761	0.292	-0.490	3.907	0.341	-0.232	-1.297	-0.596
G.17.G	-2.563	0.292	-0.490	3.654	0.399	-0.232	-1.297	-0.657
G.1.G	-3.636	0.292	-0.490	5.027	0.833	-0.232	-1.297	-1.120
G.9.G	-2.758	0.292	-0.490	3.903	0.258	-0.232	-1.297	-0.507
G.18.G	-2.053	0.292	-0.490	3.001	0.153	-0.232	-1.297	-0.395
G.13.G	3.006	0.292	-0.490	4.220	0.989	0.232	1.297	1.285

کتابنگاری

افتخار نژاد، ج.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، علایی مهابادی، س. و فنودی، م.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تاجیکستان، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Agrawal, S., 1995-Discrimination between late-orogenic, post orogenic and orogenic granites by major element composition. *Journal of Geology*, V.103. 529-537.
- Anells, R. S., Arthurton, R. S., Bazley, R. A. B., Davies, R. G., Hamed, M. A. R. & Rahimzadeh, F., 1985- Geological quadrangle map of Qazvin-Rasht (1:250000) Geological Survey of Iran.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979- the interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- Debon, F. & Lofort, D., 1983- A chemical mineralogical classification of plutonic rocks and associations. *Earth science*. 73. PP.135-149.
- Dela Roche, H., Leterrier, J., Grande claude, P. & Marchal, M., 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁R₂ diagrams and major element analyses, its relationship and current nomenclature. *Chemical geology*, V.29, P.183 – 210.
- Irvine, T. & Baragar, W. R. A., 1971- “A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks” *Canadian Journal of earth Science Letters*- V.8, pp. 523-548.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma / igneous rock system. *Longman Group u. k.*, 73 – 86.
- Pearce, J. A., 1996- Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19, NA, 120 – 125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, V. 25, P. 956 – 983.
- Peccerillo, R. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc – alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63 – 81.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotten, J. & Defant, M., 1996- “ High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene Island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines) ”. *Journal of Petrology* 37 (3), 693–726
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran, A review. *AAPG Bulletin* 52.7:1229-1258.
- Streckeisen, A. L. & Le Maitre, R. W., 1971- A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, V. 136, P. 169 – 206.
- Sun, S. S. & Mc Donough, W. F., 1989- Chemical and Isotopic Systematics of Ocean Basalts : Implications for Mantle Composition and processes. In: Saunders, A. D, Norry, M. J. (Eds.), *magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42. Black Well, Oxford, pp. 313 – 346.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin and Hyman, London, Uk, 466p.

Petrology and Geochemistry of Granitoid Rocks in NW of Takestan

M. Foudazi ^{1*}, H. Sheikhi Karizaki ² & M. Qolipour ³

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Tehran, Iran

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

³ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

Received: 2013 February 04

Accepted: 2013 August 29

Abstract

The outcropped intrusive bodies in NW of Takestan show a combination of granite, granodiorite, tonalite, monzodiorite, quartz syenite, quartz monzodiorite, monzonite, quartz monzonite, and diorite. The granitoid rocks are calc-alkaline, high-K calc-alkaline, shoshonite, and metaluminous in character. The shoshonite characteristics of these rocks are caused by deformations created by the effect of penetration of hydrothermal solutions, which also increased some of the mobile elements such as potassium. The tectonic environment of these granitoid bodies are determined based on the geochemistry of main elements as collision (of Late Orogenic) and post collision uplift as well as collision (IAG+CAG+CCG) and based on the geochemistry of REE as volcanic arc granitoids, and collision granitoids (VAG+SYN+COLG) specially post collision granitoids. The chondrite normalized spider diagram of granitoid rocks of NW Takestan including samples having intermediate to acidic compositions, are enriched by LREE such as La, Ce, Pr to HREE such as Tm, Yb, Lu. Negative anomaly of Eu shows not only governing of the restoration of the terms in magma, but also display the entrance of the double capacity of this element in feldspar structure especially plagioclase. The normalized pattern of these granitoids with ORG shows their enrichment of LILE specially K, Rb, and Ba against HFSE (Nb & Zr) and HREE such as Y, Yb. This pattern is similar to the granitoid patterns, which are formed by the volcanic arc granitoids (VAG).

Keywords: Volcanic Arc Granitoids, Late Orogenic Granitoids, High-K Calc-Alkaline.

For Persian Version see pages 21 to 28

*Corresponding author: M. Foudazi; E-mail: foudazi.m@gmail.com