

# کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی باتولیت گرانیتویدی چهارگنبد، جنوب باختر کرمان

عبدالحمید انصاری<sup>۱</sup>، سید جمال ذکریایی<sup>۲</sup>، سارا درگاهی<sup>۳</sup> و محسن آروین<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

<sup>۲</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

<sup>۳</sup>استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

<sup>۴</sup>استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۴/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۷/۱۸

## چکیده

باتولیت چهارگنبد در سیرجان و در بخش جنوب خاوری پهنه ماگمایی ارومیه- دختر جای گرفته است. این توده نفوذی با ترکیب اسیدی تا کمی حد واسط به درون واحدهای آتشفشانی ائوسن تزریق شده است. گرچه بیشتر حجم ترکیبات سنگی، گرانودیوریت و مونزوگرانیت است؛ اما ترکیبات سنگی دیگر شامل کوارتز دیوریت، تونالیت و سینوگرانیت نیز دیده می‌شود. مرز تبدیل سنگ‌ها به یکدیگر تدریجی است. بافت موجود در سنگ‌های توده نفوذی چهارگنبد بیشتر به صورت گرانولار است و در برخی موارد به پورفیروید تبدیل می‌شود. آنکلاوهای موجود در توده چهارگنبد شامل آنکلاوهای بیگانه، آنکلاوهای مافیک (با ترکیب دیوریت و کوارتز دیوریت) و آنکلاوهای پیش‌رس (با ترکیب تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت) است. دایک‌ها با ترکیب‌های مختلف، توده نفوذی را قطع کرده‌اند. ترکیب این دایک‌ها شامل رگه‌های اسیدی مربوط به مرحله پگماتیتی، دایک‌های با بافت دانه‌ریز (آندزیت، آندزیت بازالتی) و دایک‌های مافیک میکروگرانولار (شبه به آنکلاوهای مافیک) است. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه، ویژگی‌های گرانیتویدی نوع I را نشان می‌دهند. همچنین گرانیت‌های توده گرانیتویدی منطقه ماهیت منیزی دارند و ویژگی‌های گرانیت‌های کردیلرایی را نشان می‌دهد. بر پایه نمودارهای تعیین محیط نکتونوماگمایی، همه نمونه‌های مورد مطالعه از منطقه چهارگنبد، در محدوده جزایر کماتی ناشی از فروانش قرار می‌گیرند و ویژگی محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند.

**کلیدواژه‌ها:** سنگ‌شناسی، چهارگنبد، نکتونوماگمایی، آنکلاو، دایک، گرانودیوریت، مونزوگرانیت.

\*نویسنده مسئول: دکتر سیدجمال ذکریایی

E-mail: j.sheikhzakria@gmail.com

## ۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۸۰ کیلومتری شمال خاور سیرجان و ۳۲ کیلومتری شمال باختر بخش بلورد در استان کرمان جای گرفته است و با توجه به تقسیمات ساختاری-رسوبی ایران (Stöcklin, 1968) در جنوب خاور کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد (خان‌ناظر و امامی، ۱۳۷۵؛ شکل ۱). کمان ماگمایی ارومیه- دختر در امتداد حاشیه فعال خردقاره ایران مرکزی و در حد فاصل پهنه‌های سندج- سیرجان و ایران مرکزی، یک کمان ماگمایی از نوع آندی است که بیشتر از سنگ‌های نفوذی و خروجی با ترکیب توله‌ایتی، کالک‌آلکانل غنی از پتاسیم تشکیل شده است (Alavi, 1994; Shahabpour, 2007). ترکیب سنگی یاد شده در نتیجه فروانش نوتیس به زیر ایران مرکزی ایجاد شده است (Berberian and Berberian, 1981). کهن‌ترین سنگ‌های مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر، سنگ‌های نفوذی کالک‌آلکانل به سن پیش از ژوراسیک هستند که در حاشیه جنوب خاور ایران مرکزی قرار گرفته‌اند. همچنین جوان‌ترین آنها مخروط‌های آتشفشانی با ترکیب آلکانل و کالک‌آلکانل به سن پلیوسن و جریان گدازه و آذرآواری‌هایی به سن کواترنری هستند (Berberian and Berberian, 1981).

بیشتر گرانیتویدهای جنوب باختر کرمان ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی دارند و متآلومینوس و کالک‌آلکانل هستند (Dargahi, 2007). فروانش مایل اقیانوس نوتیس به زیر ایران مرکزی سبب فعالیت گسل‌های برشی در بخش‌های بالایی پوسته و نفوذ توده‌های گرانیتویدی شده است (McClay et al., 2004; Molinaro et al., 2004). این گرانیتویدها به سن الیگومیوسن هستند و در اثر عملکرد گسل چهارگنبد، نفوذ و جایگیری کرده‌اند. همچنین دایک‌هایی بسیاری توده‌های یاد شده را قطع کرده‌اند. هدف از این مطالعه بررسی دقیق سنگ‌شناسی توده گرانیتویدی، بررسی آنکلاوها و دایک‌های مافیک موجود در توده و پدیده آمیختگی ماگمایی با تأکید بر داده‌ها و مطالعات ژئوشیمیایی است. بنابراین برای دست‌یابی به هدف یاد شده از ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب و نیز نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی بهره گرفته شده است. همچنین داده‌های ژئوشیمیایی برای بررسی پتروژنز و محیط زمین‌ساختی مورد بحث قرار گرفت.

## ۲- مواد و روش‌ها

مطالعه روی تغییر و تحولات ایجاد شده و دنبال کردن روند رویدادهای رخ داده در ماگما و سنگ‌های حاصل از آن توسط مطالعات ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد. هدف از این مطالعه تشریح ارتباط ژنتیکی ترکیب سنگی نفوذی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه با تأکید بر داده‌ها و مطالعات ژئوشیمیایی است. بنابراین برای دست‌یابی به هدف یاد شده از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی و نیز نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی بهره گرفته شده است. همچنین داده‌های ژئوشیمیایی برای بررسی پتروژنز و محیط زمین‌ساختی گرانیتویدها مورد بحث واقع شده‌اند. بنابراین به منظور مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی ۱۳۵ نمونه برداشت شد که محل نمونه‌برداری روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مشخص شده است (شکل ۲). از این میان، ۶۵ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب شد و پس از مطالعات میکروسکوپی، ۲۰ نمونه تازه و غیردگرسان انتخاب و برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه ALS-Cemex کانادا فرستاده شد. عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-ES و ICP-MS تجزیه شدند که نتایج در جدول ۱ ارائه شده است.

## ۳- روابط صحرایی و سنگ‌نگاری

باتولیت چهارگنبد از دید سنگ‌شناسی دارای گوناگونی ترکیبی است؛ به طوری که شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، تونالیت و کوارتز دیوریت است. این گوناگونی ترکیبی، نشان از رخداد تبلور تفریقی در ماگمای مادر سازنده نفوذی‌های یاد شده دارد. مرز توده‌های فلسیک با مافیک تدریجی است؛ به طوری که سنگ‌های فلسیک در بخش‌های مرکزی و سنگ‌های مافیک‌تر در حواشی باتولیت رخنمون یافته‌اند. با توجه به اینکه سنگ‌های گرانیتویدی تنها سنگ‌های ائوسن را قطع کرده‌اند، بر پایه شواهد چینه‌ای زمان جایگیری توده‌های نفوذی منطقه پس از ائوسن خواهد بود. وجود آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و دایک‌های میکروگرانولار مافیک در نفوذی‌های منطقه مورد مطالعه نشان از فرایند آمیختگی در میان اعضای مافیک و فلسیک دارد. برای آسان‌سازی بررسی سنگ‌نگاری، گروه

$K_2O$  (۰/۲-۳/۱۴%wt) است که احتمالاً دامنه گسترده  $K_2O$  مربوط به دگرسانی و تفریق ماگمایی است (جدول ۱). در بررسی نمودارهای هارکر برای عناصر اصلی سنگ‌های توده گرانیتوئیدی منطقه و آنکلاوهای همراه، اکسیدهای عناصر  $Al_2O_3$ ،  $TiO_2$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $MgO$ ،  $CaO$ ،  $P_2O_5$ ، در برابر  $SiO_2$ ، روند کاهشی نشان می‌دهند. روند کاهشی در اکسیدهای عناصر یاد شده به دلیل تفریق کانی‌های پلاژیوکلاز، اسفن، بیوتیت، هورنبلند و آپاتیت است.  $Na_2O$  به دلیل ناسازگاری، با افزایش تفریق، روند افزایشی نشان می‌دهند. عناصر  $P_2O_5$  و  $TiO_2$  در سنگ‌های منطقه مقادیر پایینی دارند که از ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با فرورانش به شمار می‌رود (Defant et al., 1992).

از میان عناصر کمیاب، LILE یا عناصر با پتانسیل یونی پایین، عموماً در ماگماها با افزایش میزان  $SiO_2$  افزایش پیدا می‌کنند. این عناصر دست کم در مراحل ابتدایی تفریق ماگمایی بسیار ناسازگارند و در ماگمای باقیمانده تمرکز می‌یابند. همان‌گونه که در نمودارهای هارکر برای عناصر LILE دیده می‌شود (شکل ۹)، میزان عناصر Ba و Rb در سنگ‌های میزبان و آنکلاوهای منطقه با افزایش میزان  $SiO_2$  افزایش پیدا می‌کند. این عناصر نیز با افزایش سیلیس رفتار سازگار نشان می‌دهند. این در حالی است که عناصر Cs و Sr با افزایش تفریق ماگمایی، روند کاهشی نشان می‌دهند. میزان تغییرات عناصر Ba و Rb برای گرانیتوئید میزبان به ترتیب میان ۸۴/۵ تا ۵۲۹ و ۳/۳ تا ۱۰۱/۵ پی‌پی‌ام است. روند افزایشی Rb و  $K_2O$  با افزایش  $SiO_2$  نشان می‌دهد که فلدسپار قلیایی و بیوتیت فازهای اولیه تفریقی نبوده‌اند. عنصر Sr به دلیل اینکه از دید خواص ژئوشیمیایی شعاع یونی و بار یونی، با Ca مشابهت دارد؛ در هنگام تفریق ماگمایی، معمولاً از این عنصر پیروی می‌کند. عناصر با شعاع یونی بالا (HFSE) که شامل عناصر Nb، Zr، Hf، Ta و همراه U و Th است؛ جزو عناصر ناسازگار به شمار می‌روند. بنابراین، در طی تفریق ماگمایی، میزان آن‌ها در ماگما به‌طور مستمر افزایش پیدا می‌کند. از میان عناصر یاد شده، روند تغییرات عناصر U، Hf، Zr، Th و U آمده است. همان‌گونه که مشخص است این عناصر در طی تفریق، روند افزایشی نشان می‌دهند (شکل ۱۰).

عناصر Cr و Ni، CO، V جزو عناصر سازگار به شمار می‌روند که در طی تفریق ماگمایی از میزان آنها کاسته می‌شود. چرا که این عناصر ترجیح می‌دهند وارد کانی‌های فرومیزین شوند. بنابراین، انتظار می‌رود همگام با تفریق ماگمایی از مقادیر این عناصر در مذاب‌های تفریق یافته کاسته شود (Rollinson, 1993; Zanetti et al., 2004).

روند کاهشی عنصر  $P_2O_5$  در برابر  $SiO_2$ ، که ویژگی شاخص گرانیتوئیدهای I-Type است (Bea et al., 1992; Chappell, 1999; Broska et al., 2004)، به منشأ گرفتن ماگمای سازنده سنگ‌های اسیدی از بخش فروپسته‌ای منتسب دانسته‌اند. همچنین بر پایه نمودار  $K_2O$  در برابر  $Na_2O$  همه واحدهای مورد مطالعه، در محدوده گرانیت‌های I-Type قرار می‌گیرند (شکل ۱۱).

بر پایه نمودار ضریب اشباع از آلومین (White and Chappell, 1983) که به صورت  $A/CNK$  ( $Al/Ca+Na+K$ ) تعریف شده است، توده گرانیتوئیدی منطقه ویژگی متآلومین نشان می‌دهد (شکل ۱۲).

عناصر خاکی کمیاب (REE) مفیدترین و مهم‌ترین عناصر کمیاب در مطالعات سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین (رسوبی و دگرگونی) هستند. برای ارزیابی تغییرات رفتار REE و عناصر کمیاب طی تحولات ماگمایی، باید مقادیر این عناصر به ترتیب با مقادیر میانگین کندریت و گوشته اولیه بهنجار شود. نمودارهای عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت و گوشته اولیه برای توده گرانیتوئیدی میزبان و آنکلاوهای همراه در شکل ۱۳ رسم شده است. همچنان که مشخص است، سنگ‌های گرانیتوئید میزبان و آنکلاوهای همراه، الگوهای REE به نسبت تفریق یافته با الگوهای LREE شیب‌دار و MREE و HREE تخت به نمایش می‌گذارند. در واقع آنکلاوها و سنگ‌های میزبان آنها غنی‌شدگی در عناصر LREE (میان حدود ۲۵ تا ۷۰ برابر کندریت) نسبت به HREE نشان می‌دهند؛ به‌طوری که نسبت  $(La/Yb)_n$  در آنها میان ۲/۳۴ تا ۹/۱۸ در تغییر است (شکل ۱۳- a و b و جدول ۱). این روندها می‌تواند توسط تفریق هورنبلند (MREE) و زیرکن (HREE) توضیح داده

سنگ‌های مورد مطالعه به سنگ‌های گرانیتوئیدی، دایک‌ها و آنکلاوها تقسیم‌بندی شد. شکل ۳ نمایی از توده یاد شده را نشان می‌دهد.

کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن و کانی‌های جزئی آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر هستند. کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی نیز به عنوان کانی‌های ثانویه حضور دارند. پلاژیوکلازها به‌صورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار و در اندازه‌های متفاوتی دیده می‌شوند. از ویژگی‌های پلاژیوکلازها وجود منطقه‌بندی نوسانی، منطقه‌بندی وارون (داده‌های تجزیه میکروپروب)، حواشی خورده شده و نیز دگرسانی از مرکز است (شکل ۴- الف). همچنین ماکل‌های تکراری، کارلسباد و زایش‌های بسیار از پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۴- ب).

بلورهای کوارتز دارای دو نوع ادخال هستند؛ ریزبلورهای کوارتز حاصل انجماد سریع و درشت‌بلورها حاصل مرحله آرامش و رشد آرام و آهسته هستند. از دیگر ویژگی‌های کوارتزها وجود بافت خلیجی در آنهاست که در دایک‌ها دیده می‌شود (شکل ۴- ج). همچنین بافت گرافیک (همرشدی کوارتز با فلدسپار قلیایی) در سنگ‌های گرانیتوئیدی دیده می‌شود. فلدسپارهای قلیایی به‌صورت بی‌شکل دارای بافت پویی-کلیتیک و بافت‌های پرتیتی هستند. آمفیبول‌ها به حالت نیمه‌شکل دار و شکل دار و به‌صورت بلورهای درشت تا ریز دیده می‌شوند. برخی از آمفیبول‌ها شکل اولیه خود را از دست داده و به کلریت و اپیدوت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند (شکل ۵- الف). بیوتیت‌ها هم به‌صورت شکل دار و نیمه‌شکل دار دارای دو نسل هستند؛ به‌طوری که هم به‌صورت ماگمایی (شکل ۵- ب) و هم به‌صورت ثانویه حاصل از تجزیه آمفیبول و پیروکسن‌ها ایجاد شده‌اند (شکل ۵- ج). پیروکسن‌ها نیز بیشتر به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار هستند و در آنها اورالتی شدن نیز دیده می‌شوند.

#### ۴- ژئوشیمی

مطالعات سنگ‌نگاری نشان داد که واحدهای سنگی منطقه، از دید ترکیب و سنگ‌شناسی گوناگونی خیلی گسترده‌ای ندارند. بر پایه نمودار نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی (TAS) (Cox et al., 1979)، دامنه ترکیبی توده گرانیتوئیدی میزبان منطقه از کوارتزودیوریت تا گرانیت در تغییر است (شکل ۶). البته همان‌گونه که در شکل ۶ نیز مشخص است، بیشتر نمونه‌های این توده، ترکیب گرانیتی دارند و تنها شمار محدودی از آنها ترکیبات مافیک‌تر نشان می‌دهند. آنکلاوهای موجود درون توده نیز، ترکیبات گابروئیدی و دیوریتی نشان می‌دهند. با در نظر گرفتن این نکته می‌توان گفت که آنکلاوهای موجود، نسبت به سنگ میزبان ترکیبات به نسبت مافیک‌تری نشان می‌دهند. دایک‌های منطقه ترکیب چیره دیوریتی دارند و تنها یک نمونه ترکیب گابروئیدی نشان می‌دهد. بر پایه این نمودار سری‌های ماگمایی به دو دسته آلکانل و ساب‌آلکانل تقسیم می‌شوند (شکل ۷- الف). همان‌گونه که از شکل بر می‌آید؛ نمونه‌های منطقه مطالعاتی در محدوده ساب‌آلکانل قرار می‌گیرند. در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نیز که به منظور تفکیک دو سری ماگمایی توله‌ایتی و کالک‌آلکانل به کاررفته است؛ نمونه‌های مورد مطالعه گرایش به سوی کالک‌آلکانل نشان می‌دهند (شکل ۷- ب).

توده گرانیتوئیدی در نمودار تعیین ترکیب سنگ‌ها در محدوده دیوریت تا گرانیت جانمایی می‌شود (شکل ۶) و آنکلاوها ترکیب دیوریتی نشان می‌دهند. اکسیدهای عناصر اصلی مانند  $Al_2O_3$ ،  $CaO$ ،  $MgO$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $P_2O_5$  در آنکلاوهای موجود درون توده مقادیر بالاتری نسبت به سنگ میزبان نشان می‌دهند (شکل ۸). در حالی که مقادیر عناصر  $K_2O$  و  $Na_2O$  در آنکلاوها نسبت به سنگ میزبان کمتر است. دامنه تغییرات مهم‌ترین عناصر اصلی در نمونه‌های سنگ‌های میزبان منطقه به‌صورت  $Al_2O_3$  (۱۴/۱۵-۱۶/۴%wt)،  $Fe_2O_3$  (۰/۷۳-۸/۲۴%wt)،  $MgO$  (۰/۲۶-۳/۴۴%wt)،  $CaO$  (۲/۴۸-۶/۱۹%wt)،  $Na_2O$  (۳/۳۹-۶/۲۵%wt) و

این تفاوت نیز به دلیل تفریق یافته بودن توده گرانیتیویدی نسبت به دایک‌های منطقه است.

#### ۵- محیط تکنونوماگمایی

برای بررسی محیط زمین‌ساختی توده گرانیتیویدی چهارگنبد و دایک‌های دیوریتی منطقه، از داده‌های مختلفی شامل ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، اطلاعات صحرایی و سنگ‌نگاری استفاده شده است. برای این منظور سعی شده است تا شواهد ژئوشیمیایی، بیشتر به عنوان عوامل کمکی و مکمل همراه با شواهد سنگ‌نگاری و صحرایی به کار برده شود. زمین‌شناسان بسیاری موقعیت تکنونوماگمایی گرانیتیویدها را بر پایه ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی مورد بررسی قرار داده‌اند. در این زمینه نمودارهای بسیاری، توسط پژوهشگران ارائه شده است. در این نمودارها از عناصری استفاده شده است که نسبت به فرآیندهای ثانویه، غیر حساس باشند و اندازه‌گیری آنها، حتی در سطح غلظت پایین، به وسیله روش‌های تجزیه به نسبت ساده و سریع، با دقت بالا امکان‌پذیر باشد (Rollinson, 1993). از این رو، استفاده از عناصری چون فسفر، نیوبیم، ایتريم، زیرکنیم و تیتانیم که عناصر ناسازگار کم‌تحرک هستند، گسترش یافت. همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد، سنگ‌های نفوذی، آنکلاوها و دایک‌های منطقه ماهیت کالک‌آلکان، I-Type و منیزیمی دارند (Frost et al., 2001) که با ویژگی‌هایی همچون غنی‌شدگی در LILE (K, Rb, Cs) و تهی‌شدگی در Nb-Th و ویژگی‌هایی در محیط‌های فرورانشی تشکیل می‌شوند (Floyd and Winchester, 1975; Rogers and Hawkesworth, 1989; Sajona et al., 1996). به منظور بررسی تشکیل نمونه‌های چهارگنبد در محیط کمایی، از نمودارهای بسیاری بهره گرفته شد. در نمودارهای Y در برابر Zr (Le Maitre et al., 1989) و Nb در برابر SiO<sub>2</sub> (Pearce and Gale, 1977)، که برای تفکیک محیط‌های کمایی از محیط‌های درون صفحه‌ای ارائه شده‌اند، همه نمونه‌های مورد مطالعه منطقه در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۶). نمودارهای ارائه شده توسط (Pearce et al., 1984)، که بر پایه عناصر کمیاب هستند، برای تمایز محیط‌های مختلف تشکیل گرانیتیویدها، شامل WPG، VAG، و Syn-COLG به کار می‌روند. بر پایه این نمودارها، همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده محیط کمائی آتشفشانی VAG جانمایی می‌شوند (شکل ۱۷).

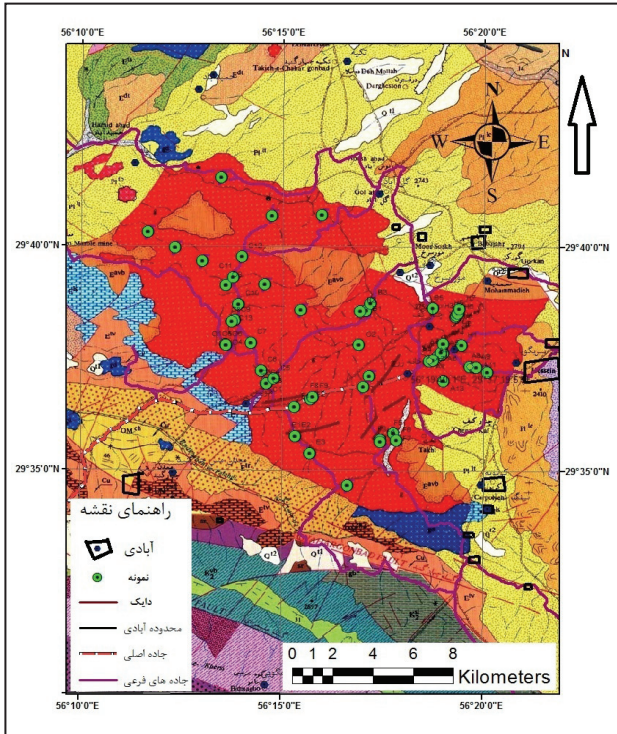
#### ۶- نتیجه‌گیری

باتولیت چهارگنبد در سیرجان و در جنوب خاور کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر جای گرفته است. این مجموعه دارای گوناگونی سنگ‌شناختی از سنگ‌های به نسبت بازیگ تا اسیدی است (سینوگرنیت، مونزوگرنیت، گرانودیوریت، تونالیت، کوآرتزدیوریت). همه واحدهای یاد شده از نوع نفوذی‌های نوع I با ماهیت متآلمینوس و کالک‌الکان هستند. مطالعات سنگ‌نگاری و نیز وجود شواهدی از آمیختگی ماگمایی نشان‌دهنده ماهیت I آنها است. وجود روندهای خطی و پیوسته عناصر در نمودارهای هارکر و نیز روند مشابه عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی نشان از ارتباط توده‌های نفوذی با یکدیگر دارد. غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر LILE و LREE، همچنین فقیرشدگی آنها از عناصر HFSE و HREE نشان‌دهنده شکل‌گیری آنها از یک منبع گوشته غنی شده در پهنه‌های فرورانشی است. همچنین تهی‌شدگی از عناصری مانند Nb و Ta و غنی‌شدگی از K، Rb، Th در توده‌های نفوذی مورد مطالعه می‌تواند در نتیجه آلاش با مواد پوسته‌ای نیز رخ دهد. بنابراین در اثر فرورانش مایل اقیانوس نوتیس به زیر ایران مرکزی، در ابتدا ماگمای مادر بازیگ از یک گوشته غنی یا متاسوماتیسم شده پدید آمده است. این ماگما در طی بالاآمدگی به افق‌های بالایی دچار هضم و تبلور تفریقی شده است و در نهایت ماگماهای حد واسط و اسیدی از آن مشتق شده‌اند.

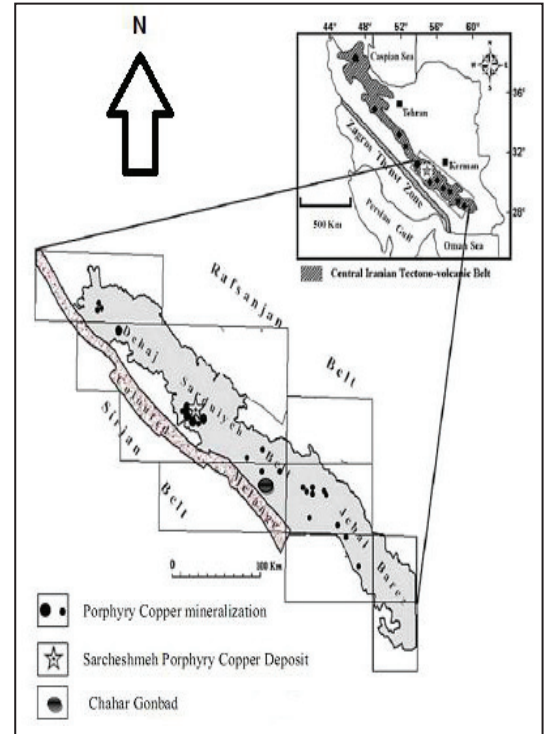
شود. تفریق آمفیبول می‌تواند ویژگی‌های عناصر اصلی را در مذاب‌های محیط‌های کمائی متأثر کند. آمفیبول دارای مقادیر SiO<sub>2</sub> بالاتر و TiO<sub>2</sub> پایین‌تری است؛ بنابراین چنین تفریقی به‌طور مؤثری مذاب‌های باقیمانده را به سوی SiO<sub>2</sub> بالاتر و TiO<sub>2</sub> پایین‌تر سوق خواهد داد (Davidson et al., 2007) که با روند دیده شده در سنگ‌های منطقه سازگار است؛ همچنین حضور فازهای فرعی همچون اسفن، زیرکن و آپاتیت تأثیر زیادی روی الگوی REE دارد و ضرایب جدایش آنها را بالا می‌برد؛ هر چند که فراوانی این کانی‌ها کمتر از ۱ درصد باشد. از سوی دیگر روندهای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE در سنگ‌های منطقه می‌تواند نشانگر منشأ پوسته‌ای آنها باشد. بر اثر ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته زیرین عناصر LREE می‌توانند وارد مذاب حاصل از ذوب شوند. در حالی که عناصر HREE تمایلی به وارد شدن به فاز مذاب ندارند و مذاب از این عناصر تهی می‌شود. همچنین سنگ‌های منطقه و آنکلاوهای درون آنها بی‌هنجاری منفی خفیفی در عنصر Eu نشان می‌دهند. این ویژگی به همراه روند منفی Sr در نمودارهای تغییرات، به دلیل تفریق کانی پلاژیوکلاز ایجاد می‌شود. نسبت Eu/Eu\* در این سنگ‌ها و آنکلاوهای همراه به ترتیب میان ۰/۶۳ تا ۱/۰۹ و ۰/۷۸ تا ۰/۸۰ است. در نمودار عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه، سنگ‌های میزبان منطقه در عناصر P، Ba، Nb، Ta، Ti بی‌هنجاری منفی و در عناصر LREE، Cs، Rb، Th، U، K، Zr بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند (شکل ۱۴-ا). آنکلاوهای منطقه نیز از دید ویژگی‌های تهی‌شدگی و غنی‌شدگی رفتاری مشابه سنگ‌های میزبان نشان می‌دهند و همانند آنها در عناصر Ba، Nb، Ta، Ti و P تهی‌شدگی و در عناصر K، Rb، Th، U، Cs، LREE غنی‌شدگی دارند (شکل ۱۴-ب). تنها تفاوت آنکلاوها و سنگ‌های میزبان در تهی‌شدگی آنکلاوها از عنصر Zr است. این در حالی است که سنگ‌های میزبان آنها در این عنصر غنی‌شدگی نشان می‌دهند؛ که می‌تواند به دلیل فراوانی کانی زیرکن در این سنگ‌ها باشد. ویژگی‌های تهی‌شدگی و غنی‌شدگی در عناصر یاد شده در آنکلاوها و سنگ‌های میزبان، با محیط ژئودینامیکی شامل فعالیت ماگمایی پهنه فرورانش سازگار است (Willson, 1989; Foley and Wheller, 1990; Kessel et al., 2005). از سوی دیگر بی‌هنجاری منفی در عناصر Nb، Ta و Ti را نیز به دخالت مؤلفه‌های فرورانشی در پتروژن توده گرانیتیویدی منطقه یا آلاش پوسته‌ای منتسب می‌دانند. چرا که چنین بی‌هنجاری‌هایی در سنگ‌های مشتق از پوسته قاره‌ای هم دیده می‌شود (Arculus, 1987; Van Wagoner et al., 2002). همچنین تهی‌شدگی در عناصر Nb و P که با عنوان بی‌هنجاری Nb-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> شناخته می‌شود، از ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با کمان است (Kharbush, 2010). مقادیر بالای عناصر K و Rb و مقادیر پایین Sr، P و Ti با مذاب‌های شاخص پوسته‌ای سازگار است (Harris et al., 1986; Chappell and White, 1992) که آلودگی نسبی با پوسته بالایی در طی تحول ماگمایی را به همراه فرایند هضم و تبلور بخشی (AFM) نشان می‌دهد.

در شکل ۱۵ الگوی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب مربوط به دایک‌های منطقه، ارائه شده است. شکل این الگو، در بخش LREE شیب کمی دارد و وقتی به Eu می‌رسد بی‌هنجاری منفی خفیفی نشان می‌دهد. آنگاه در بخش HREE شکل پهن و مسطح به خود می‌گیرد. این الگو، تا حدودی تفکیک و تفریق عناصر سبک و سنگین را آشکار می‌سازد؛ با این وصف که LREE تا حدودی غنی شده هستند. میزان غنی‌شدگی LREE نسبت به کندریت میان ۲۰ تا ۴۰ است. به‌طوری که نسبت (La/Yb)<sub>n</sub> در آنها میان ۲/۷۷ تا ۵/۲۱ در تغییر است (شکل ۱۵-ا و b و جدول ۱). نسبت Eu/Eu\* در دایک‌های منطقه میان ۰/۷۷ تا ۱/۱۴ است. مقایسه الگوهای عناصر خاکی کمیاب دایک‌های منطقه با سنگ‌های میزبان و آنکلاوها نشان می‌دهد که این الگوها در همه نمونه‌های منطقه مشابه یکدیگر بوده و تنها تفاوت آنها در فراوانی بیشتر LREE در سنگ میزبان منطقه نسبت به دایک‌هاست.





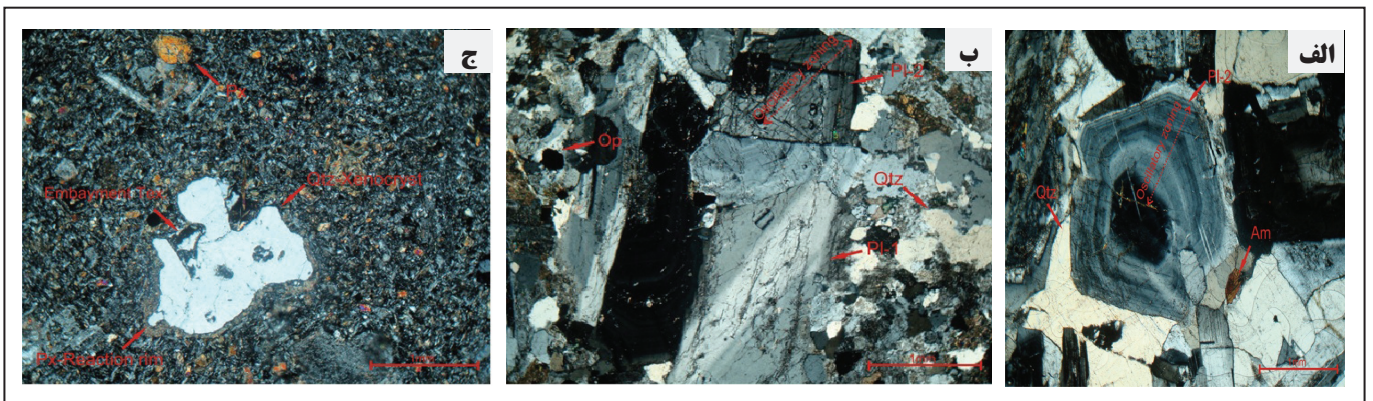
شکل ۲- موقعیت نمونه‌ها روی نقشه زمین‌شناسی چهارگنبد (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی).



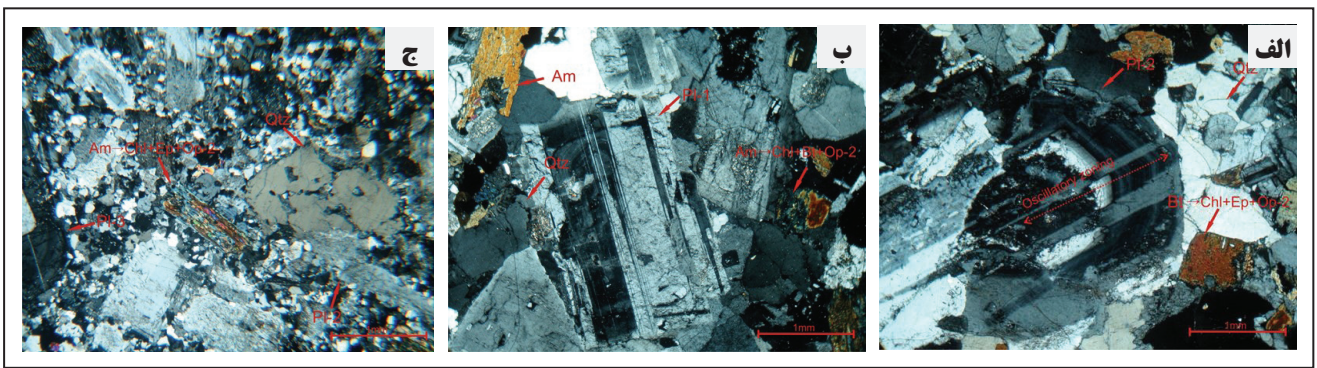
شکل ۱- موقعیت توده گرانیتوئیدی چهارگنبد در کمربند دهج ساردویه (خان‌ناظر و امامی، ۱۳۷۵).



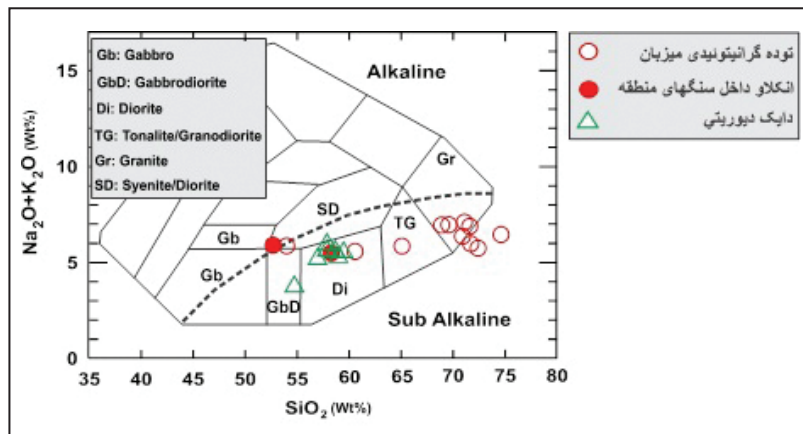
شکل ۳- تصویری از انکلاوهای میکروگرانولارمافیک موجود در توده.



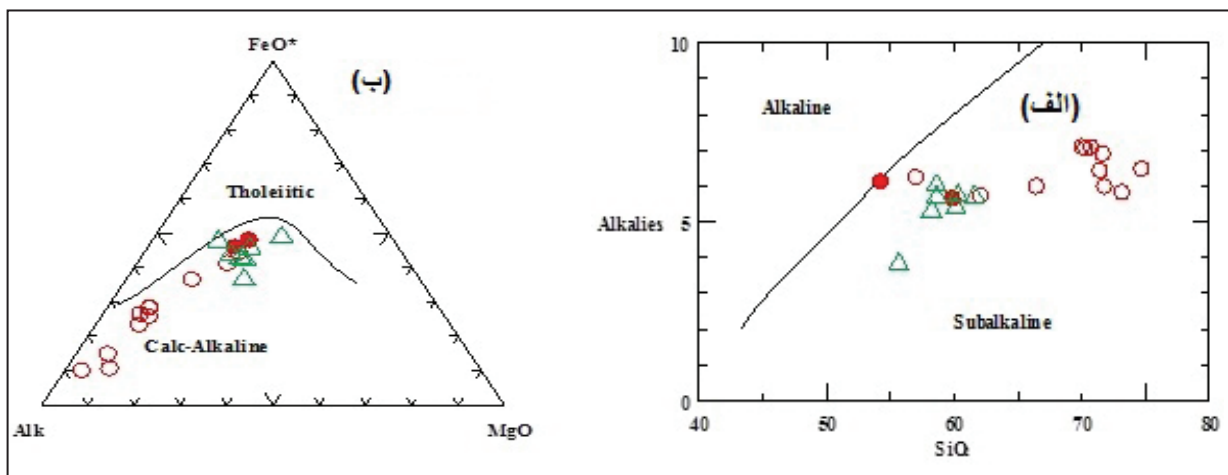
شکل ۴- الف) نمایی از پلاژیوکلاز زایش دوم با منطقه‌بندی نوسانی (نقطه‌چین سرخ)، کوارتز بی‌شکل و آمفیبول نیمه‌شکل دار تشکیل شده در فضای میان پلاژیوکلازها (وضعیت نوری XPL)؛ ب) نمایی از کوارتز بی‌شکل، زایش های اول و دوم پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر نیمه‌شکل دار (وضعیت نوری XPL)؛ ج) نمایی از بیگانه بلورهای کوارتز با حاشیه‌های انحلال یافته که به صورت بافت خلیجی دیده می‌شوند (وضعیت نوری XPL).



شکل ۵- الف) نمایی از آمفیبول‌های شکل دار با دگرسانی به کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر (وضعیت نوری XPL)؛ ب) نمایی از کوارتز، پلاژیوکلاز زایش اول و تک بلورهای آمفیبول دگرسان شده (وضعیت نوری XPL)؛ ج) بیوتیت دگرسان شده (وضعیت نوری XPL).

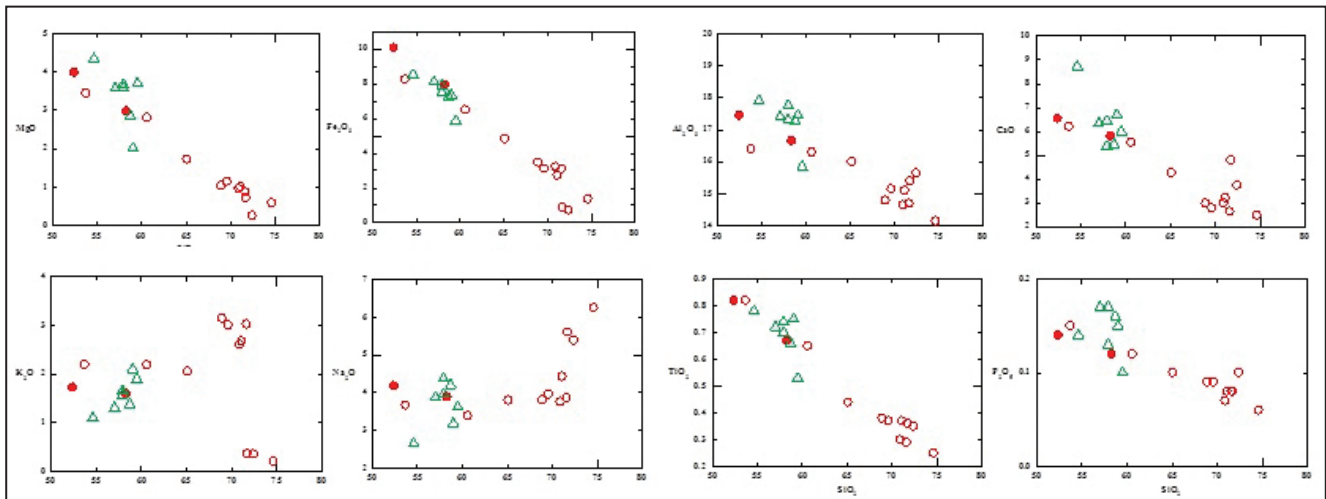


شکل ۶- ترکیب توده نفوذی، انکلاوها و دایک‌های قاطع توده در نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (COX et al., 1979). توضیح اینکه همه نمونه‌ها از روند ساب آلکالن پیروی می‌کنند و مرز میان آلکالن و ساب آلکالن از Irvine and Baragar (1971) است.

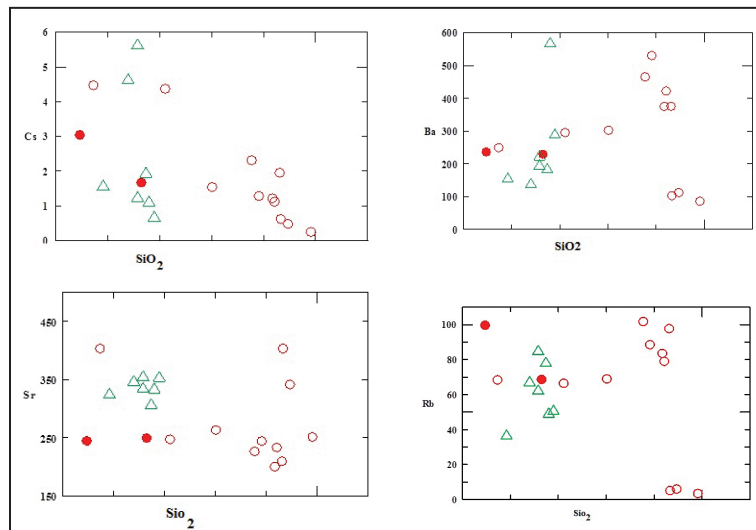


شکل ۷- الف) نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس؛ ب) نمودار AFM بمنظور تفکیک سری‌های توله‌ایتی و کالک آلکالن. توضیح اینکه مرز میان دو سری منطبق با Irvine and Baragar (1971) است (نشانه‌ها مطابق شکل ۶ است).

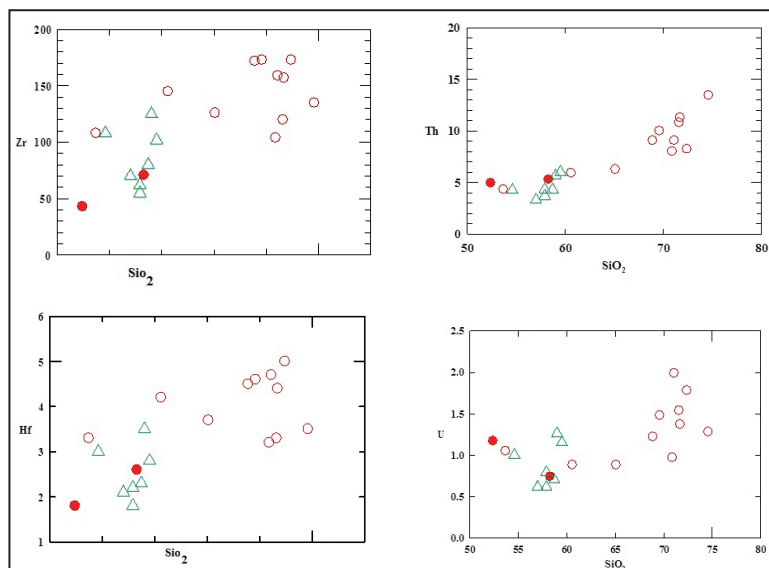




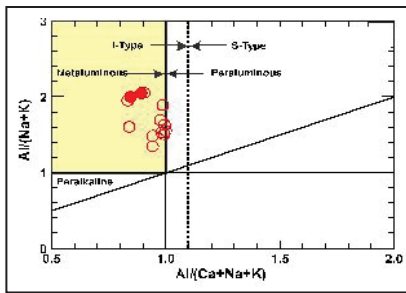
شکل ۸- نمودارهای پراکنده‌گی مقادیر اکسید عناصر اصلی در برابر  $\text{SiO}_2$  برای سنگ‌های گرانیتوئید میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای منطقه چهارگنبد. مقادیر عناصر بر حسب درصد وزنی است (نشانه‌ها مطابق شکل ۶ است).



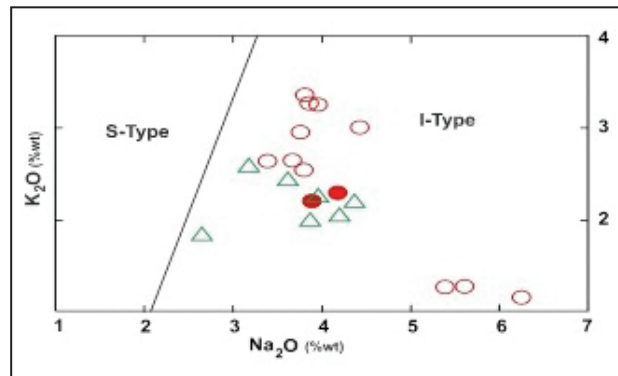
شکل ۹- نمودارهای تغییرات برخی از عناصر LILE در برابر سیلیس برای سنگ‌های گرانیتوئید میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای منطقه چهارگنبد. عناصر بر حسب ppm هستند (نشانه‌ها مطابق شکل ۶ است).



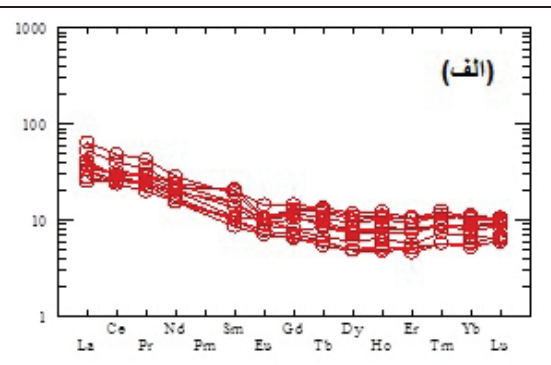
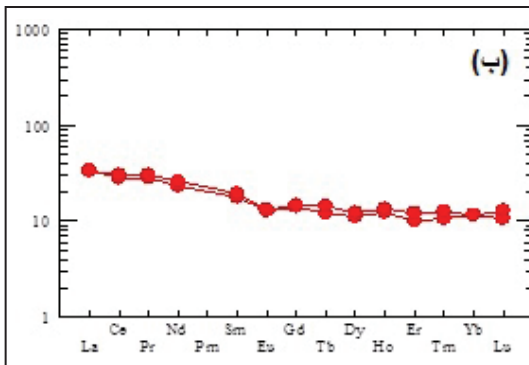
شکل ۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر HFSE در برابر سیلیس برای سنگ‌های گرانیتوئید میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای منطقه چهارگنبد. عناصر بر حسب ppm هستند (نشانه‌ها مطابق شکل ۶ است).



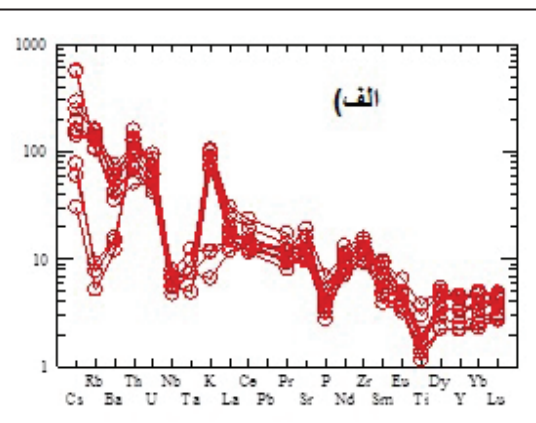
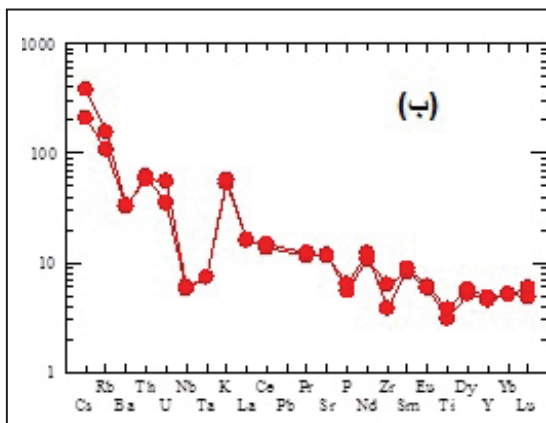
شکل ۱۲- نمودار تعیین میزان اشباع آلومین از گرانیت‌های منطقه بر پایه اندیس شاندر (Maniar and Piccoli, 1989)؛ رمز میان گرانیت‌های S و I از White and Chappell (1974) است (نشانه‌ها مطابق شکل ۶ است).



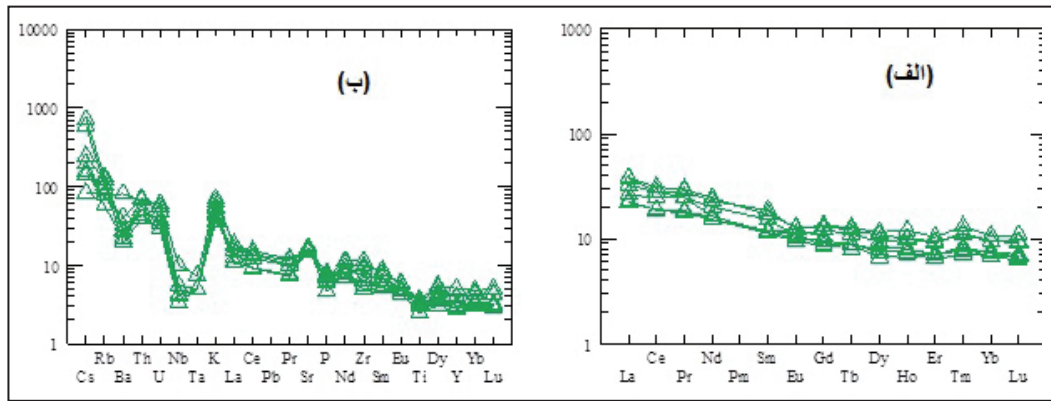
شکل ۱۱- مقادیر  $\text{Na}_2\text{O}$  نسبت به  $\text{K}_2\text{O}$  نشان‌دهنده ویژگی I-Type در گرانیت‌هاست. نمودار  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$  از Chappell and White (2001) (نشانه‌ها مطابق شکل ۶ است).



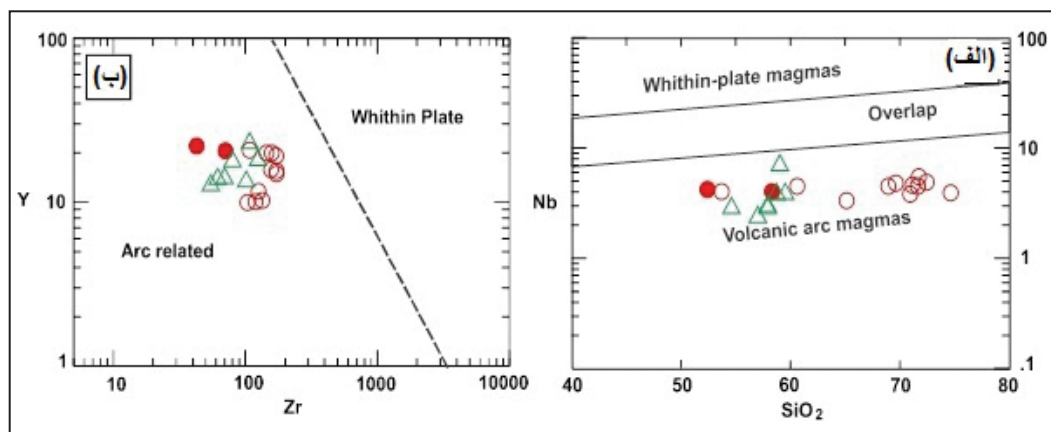
شکل ۱۳- الف) الگوهای توزیع عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های توده گرانیتی میزبان؛ ب) الگوهای توزیع عناصر خاکی کمیاب انکلاوهای موجود درون توده گرانیتی میزبان که با کندریت بهنجار شده‌اند (داده‌های کندریت از Nakamura (1974) است).



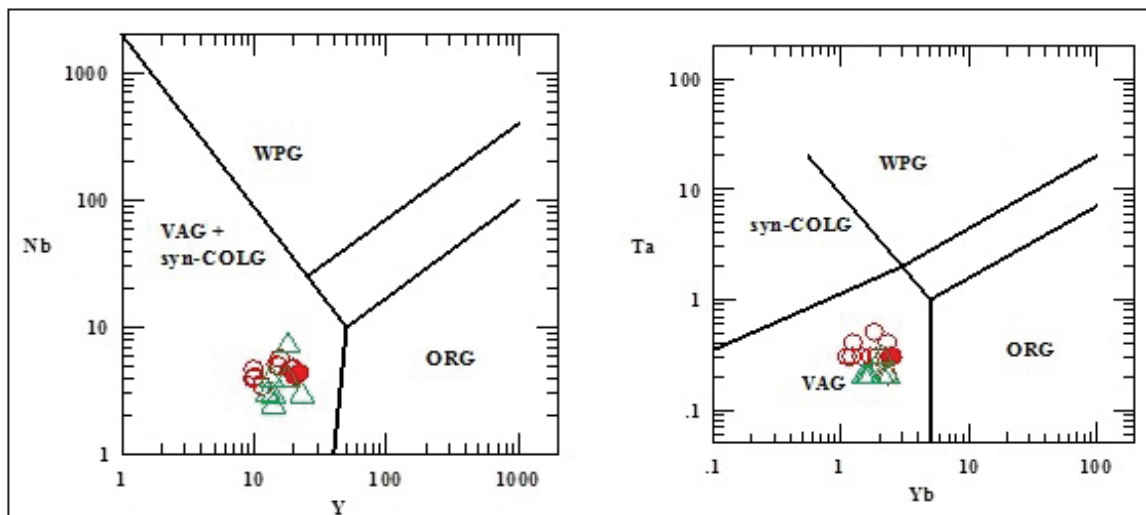
شکل ۱۴- الف) نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب نمونه‌های توده گرانیتی میزبان؛ ب) نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی انکلاوهای موجود درون توده گرانیتی میزبان که با گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۱۵- الف) الگوهای توزیع عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های دایک‌های منطقه که با کندریت بهنجار شده‌اند (داده‌های کندریت از Nakamura (1974) است؛ ب) نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب نمونه‌های دایک‌های که با گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه روی نمودارهای تکنونوماگمایی برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی منطقه: الف) نمودار Nb در برابر  $SiO_2$  از Pearce and Gale (1977)؛ ب) نمودار Y در برابر Zr از Le Maitre et al. (1989). همه نمونه‌ها ویژگی محیط‌های کمانی را نشان می‌دهند (نشانه‌ها مطابق شکل ۶ است).



شکل ۱۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه منطقه روی نمودارهای Pearce et al. (1984). نمونه‌های منطقه در محدوده کمان آتشفشانی جانمایی شده‌اند. دیگر محدوده‌ها شامل ORG=گرانیت پشته اقیانوسی و WPG=گرانیت‌های درون صفحه‌ای است (نشانه‌ها مطابق شکل ۶ است).



جدول ۱- نتایج آنالیز نمونه های گرانیتی در چهار گنبد توسط آزمایشگاه ای ال اس کمکس کانادا

DESCRIPTION	ME-ICP0 <sub>6</sub> SiO <sub>2</sub>	ME-ICP0 <sub>6</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ME-ICP0 <sub>6</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ME-ICP0 <sub>6</sub> CaO	ME-ICP0 <sub>6</sub> MgO	ME-ICP0 <sub>6</sub> Na <sub>2</sub> O	ME-ICP0 <sub>6</sub> K <sub>2</sub> O	ME-ICP0 <sub>6</sub> Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ME-ICP0 <sub>6</sub> TiO <sub>2</sub>	ME-ICP0 <sub>6</sub> MnO	ME-ICP0 <sub>6</sub> P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ME-ICP0 <sub>6</sub> SrO	ME-ICP0 <sub>6</sub> BaO	OA-GRA05 LOI	TOT-ICP0 <sub>6</sub> Total
AH-F5	71.7	15.4	0.87	4.79	0.72	5.61	0.36	0.02	0.36	0.02	0.08	0.04	0.01	1.55	101.53
AH-A9	68.9	14.8	3.47	2.98	1.04	3.81	3.14	0.01	0.38	0.06	0.09	0.03	0.05	1.34	100.1
AH-C12	74.6	14.15	1.35	2.48	0.59	6.25	0.2	0.02	0.25	0.01	0.06	0.03	0.01	0.78	100.78
AH-A13	54.6	17.9	8.51	8.72	4.33	2.65	1.09	0.01	0.78	0.2	0.14	0.04	0.02	0.84	99.83
AH-C8	57	17.4	8.09	6.33	3.57	3.87	1.3	0.01	0.72	0.2	0.17	0.04	0.02	2.06	100.78
AH-D1	58.7	17.25	7.24	5.45	2.86	4.2	1.37	0.01	0.66	0.18	0.16	0.04	0.02	2.01	100.15
AH-C4	59.5	15.85	5.86	5.98	3.7	3.62	1.89	0.02	0.53	0.12	0.1	0.04	0.03	2.77	100.01
AH-F3	71.6	14.7	3.08	2.64	0.88	3.86	3.02	0.01	0.29	0.05	0.08	0.02	0.04	1.26	101.53
AH-H7	69.6	15.15	3.11	2.78	1.15	3.96	3	0.01	0.37	0.06	0.09	0.03	0.06	1.55	100.92
AH-F8	65.1	16	4.81	4.25	1.72	3.8	2.05	0.01	0.44	0.1	0.1	0.03	0.03	1.46	99.9
AH-A2	53.7	16.4	8.24	6.19	3.44	3.67	2.19	0.01>	0.82	0.14	0.15	0.05	0.03	3.49	98.51
AH-C9	57.9	17.75	7.89	5.37	3.59	4.37	1.57	0.01	0.7	0.22	0.17	0.05	0.02	1.96	101.57
AH-A14	59	17.45	7.32	6.69	2.01	3.18	2.09	0.01	0.75	0.14	0.15	0.04	0.06	0.96	99.85
AH-D4	57.9	17.3	7.48	6.44	3.67	3.96	1.65	0.01	0.74	0.19	0.13	0.04	0.03	1.94	101.48
AH-F4	70.9	14.65	3.21	3	0.96	3.76	2.6	0.02	0.3	0.07	0.07	0.02	0.04	1.1	100.7
AH-C15	58.3	16.65	7.93	5.79	2.97	3.89	1.6	0.01	0.67	0.17	0.12	0.03	0.03	1.6	99.76
AH-A11	71.1	15.1	2.72	3.21	1.01	4.43	2.67	0.01	0.37	0.04	0.08	0.03	0.05	0.94	101.76
AH-C11	60.6	16.3	6.49	5.53	2.81	3.39	2.18	0.01	0.65	0.11	0.12	0.03	0.03	1.59	99.84
AH-F7	72.4	15.65	0.73	3.73	0.26	5.39	0.55	0.02	0.55	0.01	0.1	0.04	0.01	1.13	100.17
AH-C14	52.4	17.45	10.05	6.54	3.98	4.18	1.72	0.01>	0.82	0.23	0.14	0.03	0.03	2.17	99.74

SAMPLE	ME-MS81 V	ME-MS81 Cr	ME-MS81 Ni	ME-MS81 Ga	ME-MS81 Rb	ME-MS81 Sr	ME-MS81 Y	ME-MS81 Zr	ME-MS81 Nb	ME-MS81 Sn	ME-MS81 Cs	ME-MS81 Ba	ME-MS81 La	ME-MS81 Ce	ME-MS81 Pr	ME-MS81 Nd
AH-F5	37	100	14	15.5	4.9	403	15.9	157	5.6	3	0.61	101.5	11	27.4	3.38	12.9
AH-A9	49	90	15	15.7	101.5	226	19.3	172	4.6	2	2.3	464	21	41.9	4.78	17.9
AH-C12	24	120	16	13.9	3.3	251	10.3	135	4	1	0.24	84.5	8.2	22.4	2.79	10.7
AH-A13	229	60	24	18.9	36.3	324	23	108	2.9	1	1.55	153	10.7	24.1	3.19	14.4
AH-C8	171	50	15	18.8	66.8	346	14	70	2.4	2	4.61	136	7.3	16.4	2.09	9.5
AH-D1	150	40	7	18.4	77.8	306	17.8	80	3.9	2	1.92	181.5	8.7	21.2	2.77	12.7
AH-C4	139	120	28	16.5	50.4	353	13.4	102	3.9	1	0.65	287	12.4	24.3	2.76	10.4
AH-F3	41	80	>	15.3	97.5	209	10.1	120	4.6	1	1.94	374	13.7	24.7	2.66	9.7
AH-H7	50	100	11	16.4	88.3	244	15.6	173	4.9	1	1.27	529	17.3	34.5	3.86	14.7



## References

- Alavi, M., 1994- Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation. *Tectonophysics*, 229:p.211-238.
- Arculus, R. J., 1987- The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32 (1), p. 1-12.
- Bea, F., Fershtater, G. and Corretge, L. G., 1992- The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. *Lithos* 29,p. 43–56.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981- Tectono plutonic episodes in Iran. *Geological Survey of Iran Report*, 52:p.566-593.
- Broska, I., William, C. T., Uher, P., Konecny, P. and Leichmann, J., 2004- The geochemistry of phosphorous in different suites of the Western Carpathians, Slovakia: the role of apatite and P-bearing feldspar. *Chemical Geology* 205,p. 1–15.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8,p. 173–174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 83,p. 1–26.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth science* 48-499.
- Chappell, B. W., 1999- Aluminium saturation in I- and S-type granites and characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46 (3),p. 535–551.
- Cox, k. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R., 1979- The interpretation of igneous rocks, London, George Allen and Unwin,p. 450.
- Dargahi, S., 2007- post-collisional Miocene magmatism in the Sarcheshmeh-Shahrehabak region NW of Kerman: Istopic study, petrogenetic analysis and geodynamic pattern of granitoid intrusive and the role of adakitic magmatism in development of copper mineralization Unpublished Ph.D. thesis, Shahid Bahonar of University Kerman, 310p.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Mcpherson, C. and Dosseto, A., 2007- Amphilobe “Sponage” in arc crust? *Geology* V. 35, p. 787–790.
- Defant, M. J., Jackson, T. E., Drummond, M. S., De Boer, J. Z., Bellon, H., Feigenson, M. D., Maury, R. C. and Stewart, R. H., 1992- The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview: *Geological Society of London Journal*, V. 149, p. 569–579.
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. 1975- Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary science letters*, 27(2), p.211-218, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary science letters*.
- Foley, S. F. and Wheller, G. E., 1990- Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology* V. 85, p. 1–18.
- Frost, B., Ronald, Calvin, G., Barnes, C. J., William, J. C., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D., 2001- A Geochemical Classification for Granitic Rocks, *J. of Petrology* 42: 2033-2048.
- Harris, N. B., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications* V. 19, p. 67-81.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523–548.
- Kessel, R., Schmidt, M. W., Ulmer, P. and Petke, T., 2005- Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature*, 437(7059),p. 724-727, (<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/16193050>).
- Kharbush, S., 2010- Geochemistry and magmatic setting of Wadi El-Markh island-arc gabbro–diorite suite, central Eastern Desert, Egypt. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 70(3), p.257-266.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A. J., and Keller, J. Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanetti, A., 1989- *Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford, 193.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *Geo. Soc. Am. Bull.*, V. 101. pp. 635-643.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, *Geo. Soc. Am. Bull.*, V. 101. pp. 635-643.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T. and Richards, M., 2004- 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and petroleum Geology journal*, 21:p.857–877.
- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin, X., 2004- Lithospheric structure beneath the south-eastern ZagrosMountains, Iran recent slab break, *Terra Nova*, 17:p.1-6.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K carbonaceous in ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, p.757–775.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H., 1977- Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 7(1), p.14-24.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983, (<http://petrology.oxfordjournals.org/content/25/4/956.abstract>).
- Rogers, G., and Hawkesworth, C. J., 1989- A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 91(3), p.271-285.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using geochemical data, evolution, Presentation interpretation*, Longman Scientific and Technical.



- Sajona, F. G., Mayry, R. C., Bellon, H., Cotten, J. and Defant, M., 1996- High Field Strength Element Enrichment of Pliocene-Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37(3), p. 693-726.
- Shahabpour, J., 2007- Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt: *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 30: 652-665 p.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 52: p.1229-1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, p. 313-345.
- Van Wagoner, N. A., Leybourne, M. I., Dadd, K. A., Baldwin, D. K., and McNeil, W., 2002- Late Silurian bimodal volcanism of southwestern New Brunswick, Canada: Products of continental extension. *Geological Society of America Bulletin*, 114(4), p. 400-418.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1983- Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society American Memoir* V. 159: 21-34.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis. A global Tectonic Approach*, Unwin Hyman, 466pp.
- Zanetti, A., Tiepolo, M., Oberti, R. and Vannucci, R., 2004- Trace-element partitioning in olivine: modeling of a complete data set from a synthetic hydrous basanite melt, *Lithos*.

## Mineralogy and petrology of Chahargonbad granitoid batholith, southwest of Kerman

A. Ansari<sup>1</sup>, S. J. Sheikh Zakariaee<sup>2\*</sup>, S. Dargahi<sup>3</sup> and M. Arvin<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

<sup>4</sup>Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Received: 2016 July 19

Accepted: 2016 October 09

### Abstract

The Chahargonbad batholith is located close to Sirjan and southeast of Urumieh-Dokhtar magmatic zone. This batholith is acidic to intermediate in composition and intruded into the Eocene volcanic rocks. The main volume of these rocks consisted of granodiorite and monzogranite, but it also consists of quartzdiorite, tonalite and syenogranite. Their contacts are gradational. They have allotrimorphic granular texture with subordinate porphyritic texture. Their enclaves consist of xenoliths enclaves, microgranular mafic enclaves (diorite to quartzdiorite in composition) and autolith enclaves (tonalite, granodiorite and monzogranite in composition). The Chahargonbad batholith rocks are also cut by different types of dykes which are mainly consisted of dykes and veins of pegmatitic stage, microgranular dykes (andesite and andesite basaltic in composition) and microgranular dykes that are similar to mafic enclaves. Evidence shows that the samples represent properties of I-type granitoids. Chahargonbad granitoid has magnesium nature and shows cordillerian granites features. Based on the tectonomagmatic environment diagrams, all samples from the Chahargonbad plot in the island arc setting of a subduction zone and show active continental margin setting characteristics.

**Keywords:** Petrology, Chahargonbad, Tectonomagmatic, Enclaves, Dyke, Granodiorite, Monzogranite.

For Persian Version see pages 107 to 118

\*Corresponding author: S. J. Sheikh Zakariaee; E-mail: j.sheikhzakriaee@gmail.com