

ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های نفوذی اسیدی الیگو- میوسن شمال باختر شهر بابک، کرمان

غلامرضا قدمی^{۱*}، عباس مرادیان شهر بابکی^۲ و سیدمحسن مرتضوی^۱

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، هرمزگان، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهیدباهنر، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۲/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۳/۲۱

چکیده

در جنوب خاوری کمربند ماگمایی ارومیه- دختر و شمال باختری شهرستان شهر بابک، منطقه جوزم، خبر و دهج بیش از ۲۰ توده نفوذی بدرون سنگ‌های قدیمی تر نفوذ کرده‌اند. توده‌ها از نوع توانلایت تا گرانودیوریت است و سن آنها الیگومیوسن گزارش شده است. بافت آنها گرانوپورفیری و درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است. بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی سرشت ماگمایی این سنگ‌ها کالکوالکالن بوده و در یک حاشیه فعال قاره‌ای، متعلق به گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (نوع I) تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها از عناصر LILE غنی و از عناصر HFSE مانند Nb، Ta و Ti تهی شده‌اند و در نمودار بهنجار شده با گوشته اولیه دارای نشانگر یک الگوی به شدت تفریق یافته از عناصر خاکی کمیاب و بدون بی‌هنجاری منفی اوروپیم هستند. این سنگ‌ها دارای مقادیر بالای SiO_2 ، Sr/Y ، La/Yb و مقادیر پایینی از MgO ، Y و Yb نسبت به سنگ‌های کالکوالکالن معمولی هستند و در آنها ویژگی‌های آداکیتی دیده می‌شود. مقادیر بالای استرانسیم، نبود بی‌هنجاری منفی اوروپیم، غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک، تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین، Y و Yb نشانگر ذوب یک سنگ منشأ دارای گارنت و هورنبلند در نبود پلاژیوکلاز است. بر پایه سیماهای بالا و نسبت‌های به دست آمده این سنگ می‌تواند از ذوب گارنت- آمفیبولیت یا آمفیبول- کلوژیت حاصل شوند که احتمالاً حاصل از فروورانش سنگ کره اقیانوسی نوتتیس به زیر قاره ایران مرکزی است.

کلیدواژه‌ها: توانلایت، گرانودیوریت، نوتتیس، آداکیت، ارومیه- دختر.

*نویسنده مسئول: غلامرضا قدمی

E-mail:ghadamigholamreza@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

مجموعه کوهزایی تیتس از جوش خوردن قطعات قاره‌ای پراکنده گندوانا و لوراسیا شکل گرفته است (Alavi, 2004; Berberian & King 1981; Ghasemi & Talbot, 2006; Mohajjel et al., 2003). در این مجموعه ۳ عنصر زمین‌ساختی اصلی با روند شمال باختری- جنوب خاوری در ایران شناسایی شده است که حاصل جوش خوردن قاره عربستان و میکروقاره ایران است، این عناصر شامل کمربند ماگمایی ارومیه- بزمان، پهنه دگرگونی سندج- سیرجان و کمربند چین‌خورده- راندگی زاگرس است (شکل ۱)، (Mohajjel et al., 2003; Alavi, 2004; Shahabpour, 2007; Ghasemi & Talbot, 2006). کمربند ماگمایی ارومیه- دختر شامل سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی به سن ائوسن تا کواترنری به عرض ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و طول ۱۸۰۰ کیلومتر و ستبرای ۴ کیلومتر با روند شمال باختر- جنوب خاور است (Alavi, 2004).

اوج فعالیت ماگمایی این کمربند مربوط به ائوسن است (Alavi, 2004; Jung et al., 1976). بسیاری از زمین‌شناسان ماهیت سنگ‌های کمربند ماگمایی ارومیه- بزمان را به فروورانش نوتتیس به زیر اوراسیا نسبت می‌دهند (Berberian & King 1981; Mohajjel et al., 2003) و بر این باورند که برخورد صفحه عربی با ایران مرکزی در ائوسن بالایی- الیگوسن پایین است و فروورانش نوتتیس به زیر ایران مرکزی در نئوژن ادامه یافته است (Agard et al., 2005 & 2011). هر چند درباره زمان برخورد اتفاق نظر وجود ندارد، با این وجود فعالیت ماگمایی پس از برخورد که از اواخر میوسن شروع شده تا کواترنری ادامه یافته است (Berberian & King 1981; Ghasemi & Talbot, 2006). در مورد علل ماگماتیسم در ارومیه- دختر می‌توان به ذوب گوه گوشته‌ای بالای پهنه فروورانش که در اثر سیال‌های آزاد شده از پوسته اقیانوسی متاسوماتیسم شده است، ذوب پوسته اقیانوسی، ذوب پوسته قاره‌ای زیرین در اثر نفوذ ماگماهای بازالتی ژرف، یا ذوب پوسته قاره‌ای زیرین به دنبال دگرگونی، افزایش چگالی و فرو افتادن به درون گوشته بالایی اشاره کرد (Keskin, 2003).

سنگ‌های آلکالن نیز در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر به صورت محلی گزارش شده است (Amidi et al., 1984; Moradian, 1997) و برخی به یک مدل کافی در مورد سنگ‌های ماگمایی ارومیه- دختر باور دارند (Amidi et al., 1984). فعالیت آتشفشانی آلکالی (5-6Ma) به دنبال فعالیت آتشفشانی کالکوالکالن در ارومیه- دختر صورت گرفته است و یک قطعه جدا شده از پوسته اقیانوسی در ژرفای زیاد تولید مذاب آلکالی کرده است (Berberian & King 1981; Berberian & Berberian, 1981).

در این پژوهش به بررسی سنگ‌های نفوذی اسیدی الیگو- میوسن در بخش جنوب خاوری کمربند ماگمایی ارومیه- دختر پرداخته و اهداف زیر دنبال می‌شود:

- سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی الیگو- میوسن منطقه مورد مطالعه.
- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و نوع ماگمای مادر سازنده سنگ‌های نفوذی منطقه.
- تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.
- خاستگاه و سازوکارهای احتمالی تولید ماگمای اسیدی سازنده این سنگ‌ها.

۲- موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در جنوب خاوری کمربند ماگمایی ارومیه- دختر و در شمال باختری شهرستان شهر بابک میان طول‌های جغرافیایی ۳۰° ۵۴' تا ۱۵° ۵۵' و عرض‌های جغرافیایی ۱۵° ۳۰' تا ۴۵° ۳۰' جای گرفته است (شکل ۱)، این منطقه میان دو گسل رفسنجان و ناین- بافت (شهر بابک) قرار گرفته است. در این ناحیه بیش از ۲۰ توده نفوذی گرانیتوئیدی به سن الیگومیوسن به درون سنگ‌های آتشفشانی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر و قدیمی تر نفوذ کرده است که در یک شرایط ویژه زمانی و مکانی در ارتباط با دیگر سنگ‌های ماگمایی منطقه تشکیل شده‌اند و قطعاتی از آنها را به صورت آنکلاو درون خود دارند.

گسترش این توده‌های نفوذی میان ۱ تا ۵۰ کیلومتر مربع متغیر است و بزرگ‌ترین

معمولاً به‌صورت درشت‌بلورهای اولیه وجود دارند، گاه نیز از تجزیه و تبدیل آمفیبول‌ها حاصل شده‌اند که در این صورت بی‌شکل و همراه با کانی‌های کُدر هستند (شکل ۳) و گاه به‌صورت ریز بلورهایی در زمینه سنگ حضور دارند.

یکی از نکات قابل توجه در سنگ‌های نفوذی بالا تبدیل آمفیبول به بیوتیت است. به‌طور کلی کاهش فشار کل نسبت به فشار بخار آب همراه با افت دما در این توده‌ها سبب واکنش آمفیبول و تشکیل بیوتیت همراه با کانی‌های کُدر شده است، از سوی دیگر نفوذ ماگماهای جدید به اتاق ماگمایی سبب ازدیاد دما و تشدید واکنش‌های اخیر شده است که نتیجه آن افزایش میزان آب، فوگاسیته اکسیژن و امتزاج‌ناپذیری بیشتر است، در این شرایط کانی‌های مگنتیت و بیوتیت در پیرامون آمفیبول تبلور می‌یابند و با کاهش دما میدان پایداری بیوتیت نسبت به آمفیبول افزایش می‌یابد، این وضعیت‌های غیر تعادلی سبب تبدیل آمفیبول به بیوتیت خواهد شد (Farrow, 1968; Shelly, 1993) (شکل ۳).

کوارتز به‌صورت بی‌شکل و ریزبلور میان کانی‌های زمینه را پر کرده است و نشان از تشکیل آن در آخرین مرحله تبلور دارد.

معمول‌ترین کانی‌های فرعی در سنگ‌های نفوذی منطقه آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کُدر (اکسیدهای آهن، تیتانیت) است که بیشتر به‌صورت میانبراهایی در کانی‌های درشت‌بلور (پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت) و یا به‌صورت دانه‌های ریزی در پیرامون آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها و یا در متن سنگ پراکنده هستند.

بررسی‌های حاصل از سنگ‌نگاری توده‌های توانالیتی-گرانودیوریتی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در ۳ مرحله متبلور شده‌اند، در مرحله اول آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای اولیه شکل گرفته‌اند، در مرحله دوم بالاآمدگی ماگما به افق‌های بالاتر و افزایش فشار مواد فرار در مخزن ماگمایی سبب جابه‌جایی منحنی‌های سالیدوس و لیکویدوس شده و پلاژیوکلازهای اولیه کمی انحلال یافته و یک حاشیه ابری در پیرامون آنها تشکیل شده است، در این مرحله نسل دوم پلاژیوکلازهای بدون حاشیه ابری متبلور، برخی از آمفیبول‌ها نیز به بیوتیت تبدیل و بیوتیت‌های خودشکل نیز متبلور شده‌اند. در مرحله سوم که ریزبلورها و متن سنگ متبلور شده است، فلدسپارهای قلیایی، پلاژیوکلازهای سدیک، کوارتز و کانی‌های فرومنیزین به‌صورت ریزبلورهایی فضای میان بلورهای درشت را پر کرده است.

۵- ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. بر پایه نتایج تجزیه شیمیایی، این سنگ‌ها در نمودار سه‌تایی (Ab-Or-An) در گستره توانالیت و گرانودیوریت در یک موقعیت نزدیک به هم قرار گرفته‌اند (شکل ۴؛ O'Connor, 1965)، همچنین این سنگ‌ها متاآلوئینوس با نسبت $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)=1.5-2$ هستند (شکل ۵) (Maniar & Piccoli, 1989).

اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در برابر SiO_2 (نمودارهای هارکر) روندهای مختلفی را به نمایش می‌گذارند. P_2O_5 ، MnO ، TiO_2 ، FeO ، CaO ، MgO با افزایش درصد سیلیس یا روند تفریق کاهش می‌یابند، همچنین عناصر سازگار کمیاب مانند V ، Co و Ni نیز یک روند کاهشی از خود نشان می‌دهند (شکل‌های ۶ و ۷)، ولی عناصر ناسازگار Hf ، Zr و Cs نمایشگر یک روند افزایشی هستند، چون وارد شبکه سیلیکات‌های متبلور نمی‌شوند و تمرکز آنها در ماگمای باقیمانده افزایش می‌یابد (شکل‌های ۶ و ۷). تغییرات افزایشی یا کاهشی منظم اکسیدها و عناصر بالا نشانگر ارتباط خویشاوندی سنگ‌های توده‌های مختلف با یکدیگر و منشأ گرفتن از یک ماگمای مادر است.

به منظور تعیین سری ماگمایی، از نمودارهای مختلفی استفاده شده است؛ در نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده سبب‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۸؛ Irvine & Baragar, 1971). در نمودار

آنها در شمال باختری خبر قرار دارد. توده‌های نفوذی بیشتر با پتانسیل‌هایی از کانسارزایی مس همراه هستند که می‌توان به گود کلباری، سلطان‌آباد، ایژو و کدر اشاره کرد. این سنگ‌ها بافت گرانوپورفیری دارند و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت در نمونه دستی آنها قابل شناسایی است. رنگ هوازده آنها قهوه‌ای روشن تا تیره است که حاصل از اکسایش و هیدرولیز کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) است. رنگ تازه این سنگ‌ها در نمونه دستی خاکستری است که بسته به میزان کانی‌های فرومنیزین متغیر است.

۳- روش بررسی

در حدود ۱۵۰ نمونه از توده‌های سنگ‌های نفوذی در مطالعات صحرایی گردآوری و بیش از ۶۰ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب شد و مورد مطالعه دقیق سنگ‌نگاری قرار گرفت. پس از بررسی مقاطع نازک در زیر میکروسکوپ، نمونه‌های مناسب که نماینده کل سنگ‌های منطقه بودند برای تعیین دقیق اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر فرعی و کمیاب خاکی انتخاب شد. تجزیه نمونه‌ها توسط شرکت ACME در کانادا انجام شده است. اکسیدهای عناصر اصلی به‌روش ICP-ME و عناصر فرعی و کمیاب به‌روش ICP-MS انجام گرفته که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است.

۴- سنگ‌نگاری

توده‌های نفوذی اسیدی منطقه مورد مطالعه شامل ۲ دسته سنگ یعنی توانالیت و گرانودیوریت است که در نوع پلاژیوکلاز و درصد کانی‌های تیره با هم اختلافات جزئی دارند و در نمودارهای تقسیم‌بندی نزدیک یکدیگر قرار می‌گیرند (شکل ۴). این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت گرانوپورفیری متوسط تا ریزدانه و درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت هستند که در زمینه‌ای از کانی‌های ریز بلور قرار گرفته‌اند. کانی‌های فرعی شامل کُدر، آپاتیت و زیرکن است. در اینجا به شرح مختصری از کانی‌های اصلی پرداخته می‌شود:

پلاژیوکلازها از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند و بیشترین فراوانی یعنی ۲۵ تا ۵۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند، بیشتر به‌صورت درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند، اندازه آنها بین ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر است و در محدوده الیگوکلاز-آندزین قرار می‌گیرند. گاه دارای میانبراهایی از مگنتیت، بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت و زیرکن هستند. ساختار زونه، ماکل‌های پلی‌سنتتیک و ساختار زونه دارند. برخی از آنها دارای یک حاشیه ابری یا انحلال یافته و دسته دوم پلاژیوکلازهای بدون حاشیه ابری هستند (شکل ۳). پلاژیوکلازهای زمینه نیز ماکل‌های باریک پلی‌سنتتیک دارند و احتمالاً سدیک‌تر از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز هستند.

فلدسپارهای قلیایی به‌صورت بلورهای ریز در متن سنگ پراکنده هستند و پس از پلاژیوکلازها فراوان‌ترین کانی سنگ‌ساز به‌شمار می‌شوند، در زیر میکروسکوپ نوع آن قابل تشخیص نیست، ولی آنچه مسلم است سرعت سرد شدن بالا مانع از رشد آنها در انتهای تبلور شده است.

آمفیبول‌ها به‌رنگ سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای هستند و پس از فلدسپارهای قلیایی فراوان‌ترین کانی فرومنیزین سنگ‌ها هستند. این کانی به دو صورت بلورهای درشت اولیه و گاه بلورهای ریزتر و سوزنی در زمینه سنگ نیز حضور دارند، اندازه آنها بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر است. در برخی مقاطع به‌صورت میانبر درون درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز حضور دارند که نشان از تبلور مقدم آنها بر پلاژیوکلاز و بالا بودن فشار مواد فرار در اولین مراحل تبلور دارد. گاه تحت تأثیر آب‌های گرم به کانی‌های ثانویه همچون کلریت، کلسیت و گاه بیوتیت و اکسید آهن تجزیه شده‌اند (شکل ۳).

بیوتیت‌ها پس از آمفیبول‌ها فراوان‌ترین کانی فرومنیزین سنگ به‌شمار می‌روند،

۶- بحث و بررسی

نتایج بررسی ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها متاآلمینوس هستند (شکل ۵) و در نمودارهای تعیین سری ماگمایی در گستره کالکوالکالان قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۲، ۱۳ و ۱۴)، همچنین در گستره گرانیتهای نوع I قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱). این سنگ‌ها در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی در محیط حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند و متعلق به محیط‌های فرورانشی هستند (شکل‌های ۱۲، ۱۳ و ۱۴). منابع احتمالی تولید ماگما در پهنه‌های فرورانشی شامل گوه گوشته‌ای، سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده و پوسته قاره‌ای زیرین است که به بررسی هر یک از آنها پرداخته می‌شود:

در پهنه‌های فرورانشی معمولی شیب زمین‌گرایی در امتداد زون بنیوف پایین است و پیش از رسیدن به دمای سالدوس تولیت آب خود را از دست می‌دهد، آزاد شدن سیال‌های غنی از عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILE) و نفوذ آنها به‌درون گوه گوشته‌ای باعث متاسوماتیسم و ذوب بخشی گوشته خواهد شد (Wolf & Wyllie, 1994; Rosu et al., 2004; Martin et al., 2004). در این مجموعه ماگماهای کالکوالکالان با منشأ گوشته متاسوماتیزه با یک باقیمانده متشکل از الیون، کلینوپروکسن و ارتوپروکسن در تعادل خواهند بود که ماگماهای غنی از Sc, Co, Ni, Cr, MgO و یک الگوی کمتر تفریق یافته از عناصر خاکی کمیاب و نسبت پایینی از Sr/Y و La/Yb تولید خواهد کرد که نشانگر نبود گارنت و پایداری پلاژیوکلاز در منشأ تشکیل ماگماهای کالکوالکالان است (Willson, 1989; Green et al., 1989; Martin, 1999).

به فرض تولید ماگماها از منشأ گوشته‌ای، سنگ‌ها باید دارای Mg# در حدود ۶۸ تا ۷۵ باشند (Willson, 1989; Green et al., 1989; Green, 1989)، زیرا ماگماهای گوشته‌ای با الیون غنی از منیزیم (Fo=86-90) در حال تعادل خواهند بود. در حالی که در سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه Mg# بین ۲۰ تا ۵۲ است (جدول ۱)، با فرض تفریق الیون، اسپینل، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز نیز تشکیل این سنگ‌ها از منشأ گوشته‌ای محتمل نیست؛ زیرا نبود واحدهای مافیک (گابرو و بازالت) همراه و همزمان با توده‌های گرانیتهایی منطقه و مقادیر پایین Sr^{87}/Sr^{86} نشانگر نبود تفریق در ماگمای مادر این سنگ‌هاست (Ghadami, 2008).

از سوی دیگر ماگماهای با منشأ گوشته‌ای دارای مقادیر بالایی از نیکل، کروم و اسکاندیم هستند که در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه میزان این عناصر به‌شدت پایین است و قابل مقایسه با ماگماهای گوشته‌ای نیست (جدول ۱).

از سوی دیگر در ماگماهای گوشته‌ای مقدار Yb و $Y/2.5$ بین ۶/۵ تا ۲۵ است که مربوط به منشأ پریدوتیتی گوشته بالایی بدون حضور گارنت است (Willson, 1989; Green et al., 1989)، ولی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه Yb و $Y/2.5$ پایین است ($Yb < 1.8\text{ppm}$ و $Y < 18\text{ppm}$) (جدول ۱). با توجه به ویژگی‌های ماگماهای گوشته‌ای و نتایج حاصل از تجزیه سنگ‌های منطقه مورد مطالعه منشأ گوشته‌ای برای آنها نامحتمل است و بنابراین دیگر منابع تولید ماگما در پهنه‌های فرورانشی با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد:

سنگ‌های تونالیتی - گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه دارای مقادیر بالاتری از Sr و SiO_2 و La/Yb و مقادیر پایینی از Y و MgO نسبت به سنگ‌های نفوذی آهکی - قلیایی معمول هستند (جدول ۱). سنگ‌های یادشده در نمودارهای عنکبوتی از عناصر LILE و LREE غنی‌شدگی و از عناصر Nb, Ti, Ta تهی‌شدگی نشان می‌دهند و بدون بی‌هنجاری منفی اوروپیم هستند (شکل‌های ۱۵ و ۱۶). همچنین دارای مقادیر بالای Al_2O_3 ($> 15\%$)، Na_2O (۴/۲۵ تا ۵/۰۱ درصد)، مقادیر پایین K_2O/Na_2O (کمتر از ۰/۵ درصد)، مقادیر بالای استرانسیم (۵۸۴ ppm تا ۱۰۴۰)، مقادیر پایین ایتیریم ($Y < 18\text{ppm}$) و ایتیریم ($Yb < 1.5\text{ppm}$) هستند. سنگ‌های یادشده دارای الگوی تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب با شیب زیاد

SiO_2 در برابر K_2O نیز سنگ‌های منطقه در محدوده کالکوالکالان جای گرفته‌اند (شکل ۹؛ Peccerillo & Taylor, 1976) و در نمودار AFM نیز نمونه‌های مورد مطالعه روند کالکوالکالان را دنبال می‌کنند (شکل ۱۰؛ Irvine & Baragar, 1971). در نمودار K_2O در برابر Na_2O که انواع گرانیتهای را از یکدیگر جدا می‌کند، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای نوع I یا سری مگنتیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱؛ White & Chappel, 1983)، که با حضور کانی‌های مافیک هورنبلند و بیوتیت و عدم حضور مسکوویت، گارنت، کلدیریت و مقادیر $K_2O/Na_2O < 1$ نیز قابل اثبات است.

برای تعیین محیط زمین‌ساختی نیز از نمودارهای مختلفی استفاده شد، به‌طوری که نمونه‌ها در نمودارهای جداکننده حاشیه‌های فعال (Schandl & Gorton, 2002) در حاشیه فعال قاره‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۱۲) و در نمودار Nb در برابر Rb/Zr نمونه‌های منطقه در حاشیه فعال قاره‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۱۳). همچنین در نمودارهای (Brown et al., 1984) (شکل ۱۳). همچنین در نمودارهای (Pearce et al., 1989) که محیط زمین‌ساختی سنگ‌های اسیدی را از یکدیگر جدا می‌کند، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده کمان‌های آتشفشانی فعال قرار می‌گیرند (شکل ۱۴)، بنابراین سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه در یک حاشیه فعال قاره‌ای و در یک فرورانشی توسعه یافته‌اند.

الگوی عناصر کمیاب نمونه‌ها که با گوشته اولیه بهنجار شده است، همگی روند همانندی نشان می‌دهند، به‌طوری که از Yb, Y, Nb, Ti, Hf, Zr و HFSE (Ta, Nb, Ti) تهی شده‌اند (شکل ۱۵). بی‌هنجاری منفی Nb, Ta نشانگر وابستگی ماگمای سازنده این سنگ‌ها به پهنه فرورانش است (Gill, 1981; Willson, 1989). نتایج حاصل از عناصر خاکی کمیاب نیز که به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند، نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از LREE غنی و از HREE به‌شدت فقیر شده‌اند و بدون بی‌هنجاری منفی Eu هستند (شکل ۱۶).

ولی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار Y در برابر Sr/Y که برای جدا کردن سنگ‌های کالکوالکالان عادی و آداکیتی ارائه شده است در گستره آداکیت قرار می‌گیرند (Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskas, 2001; Martin & Rollinson, 2005; Oyarzun, et al., 2002) (شکل ۱۷-الف). همچنین نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار Yb_N در برابر La_N/Yb_N در گستره آداکیت‌ها قرار گرفته و از سنگ‌های آهکی - قلیایی عادی جدا می‌شوند (Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskas, 2001; Martin et al., 2004; Oyarzun, et al., 2002; Martin & Rollinson, 2005) (شکل ۱۷-ب).

در نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm که نشانگر ترکیب کانی‌شناسی منشأ ذوب است (Kay & Mpodozis, 2002; Haschke & Guenther, 2003)، نمونه‌های تونالیتی و گرانودیوریتی منطقه در محدوده پایداری آمفیبول و گارنت قرار گرفته‌اند (شکل ۱۸) و نشانگر پایداری گارنت و آمفیبول در منشأ تشکیل ماگمای این سنگ‌ها هستند. در نمودار Th در برابر Th/Ce که منشأ آداکیت‌ها را از یکدیگر جدا می‌کند (Chung et al., 2005) نمونه‌های تونالیتی و گرانودیوریتی منطقه در محدوده آداکیت‌های با منشأ ورقه فرورنده و محدوده متعلق به کمان ماگمایی واقع شده است (شکل ۱۹).

به منظور تفسیر بهتر نتایج ژئوشیمیایی و ارائه یک منشأ مناسب برای سنگ‌های نفوذی تونالیتی و گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه ۳ نمونه از این سنگ‌ها مورد تجزیه ایزوتوپی استرانسیم قرار گرفت، نسبت Sr^{87}/Sr^{86} در این سنگ‌ها میان ۰/۷۰۴۲۶۰ تا ۰/۷۰۴۴۴۳ متغیر است که تفریق چندانی را طی نکرده‌اند (Ghadami, 2008) که در محدوده سنگ‌های آداکیتی با منشأ MORB یا ورقه فرورانشی قرار می‌گیرند (Martin et al., 2004).

۷- سازوکارهای تولید ماگمای آداکیتی در جنوب خاوری کمربند

ماگمایی ارومیه-دختر

۷-۱. ذوب پوسته قاره‌ای زیرین

در اثر افزایش ستبرای پس از جوش خوردگی، پوسته زیرین مافیک قاره‌ای می‌تواند تا رخساره آمفیبولیت یا اکلوزیت دگرگون شود و با افزایش چگالی پس از شکستگی بدرون گوشته فرو افتد، این پدیده باعث ذوب پوسته زیرین و تولید ماگمای آداکیتی خواهد شد، و پس از فعالیت ماگمایی نازک‌شدگی در سنگ‌کره قاره‌ای رخ خواهد داد، (Castillo, 2006; Xu et al., 2006)، ولی ستبرای پوسته در منطقه مورد مطالعه که در حدود ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر گزارش شده است (Dehghani & Makris, 1984; Giese et al., 1983; Paul et al., 2006)، با فرایند نازک‌شدگی قابل تفسیر نیست.

۷-۲. ذوب بخشی پوسته قاره‌ای زیرین

در اثر افزایش ستبرای پوسته قاره‌ای زیرین پس از برخورد که به رخساره آمفیبول-اکلوزیت یا آمفیبولیت-گارت‌دار دگرگون شده است، گرمای لازم برای تولید ماگما در این حالت از نفوذ گدازه‌های گوشته‌ای تأمین می‌شود که در زیر پوسته به دام افتاده‌اند (Atherton & Petford, 1993; Rapp & Watson, 1995). افزایش ستبرای پوسته قاره‌ای ایران پس از برخورد صفحه عربی چندان دور از انتظار نیست، ولی برای تبدیل پوسته قاره‌ای زیرین به گارت-آمفیبولیت و یا اکلوزیت، کمترین ژرفا بیش از ۴۰ کیلومتر و فشار بیش از ۱/۲ Gpas لازم است (Rapp & Watson, 1995; Martin et al., 2004; Martin & Rollinson, 2005). بر پایه مطالعات اخیر ژرفای موهو از ۴۵ کیلومتر در صفحه عربی تا ۷۰ کیلومتر در زاگرس جنوبی، حوالی شهرستان انار در پهنه سنج-سیرجان گزارش شده است، ولی در زیر کمربند ماگمایی ارومیه-دختر با یک کاهش ناگهانی به ۴۲ کیلومتر می‌رسد (Paul et al., 2006) و این مطلب با دگرگونی پوسته قاره‌ای، ذوب و تولید ماگمای آداکیتی سازگار نیست.

۷-۳. ذوب بخشی قطعه فرورفته پوسته اقیانوسی نوتیس

پوسته اقیانوسی نوتیس در ژرفای معادل با فشار رخساره اکلوزیت-آمفیبولیت قرار گرفته است نیز می‌تواند ماگماهای آداکیتی را تولید کند (Defant & Drummond, 1990; Sajona et al., 2000)، به‌ویژه در فروانش سریع و مایل (Peacock, 1996; Peacock et al., 1994)، که در حالت اخیر سنگ‌کره اقیانوسی پیش از آبدیری تحت تأثیر گرمای حاصل از تنش برشی و فشارشی در محدوده ذوب آمفیبول قرار می‌گیرد (Peacock, 1996; Peacock et al., 1994; Sajona et al., 2000).

عامل مؤثر دیگر در تغییرات عناصر در این سنگ‌ها حضور و یا نبود برخی از کانی‌های حامل عناصر فرعی و کمیاب در منشأ ذوب است که می‌توان به نقش پلاژیوکلاز، آمفیبول، گارت و کانی‌های تیتانیم‌دار اشاره کرد. ذوب در شرایط نبود یا ناپایداری پلاژیوکلاز موجب افزایش استرانسیم و نبود منفی اوروپیم در ماگمای حاصل خواهد شد (Defant & Drummond, 1990; Rosu et al., 2004; Defant & Kepezhinskis, 2001) و مقادیر بالای Sr و نبود بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌های منطقه نشانگر نبود پلاژیوکلاز در منشأ ذوب این سنگ‌هاست.

حضور هورنبلند و اکسیدهای آهن و تیتانیم مانند روتیل و ایلمنیت در منشأ ذوب می‌تواند بی‌هنجاری‌های منفی نیویم، تیتانیم و تتالیم را در ماگما ایجاد کند (Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskis, 2001; Rosu et al., 2004) و تهی‌شدگی Ta و TiNb نشانگر حضور آمفیبول و اکسیدهای تیتانیم در منشأ ذوب این سنگ‌هاست.

حضور گارت (و احتمالاً هورنبلند) نیز در باقیمانده حاصل از

(جدول ۱)، که از ویژگی‌های ماگماهای آداکیتی است (Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskis, 2001; Martin, 1999; Martin et al., 2004; Peacock et al., 1994). از سوی دیگر این سنگ‌ها در نمودارهای جداکننده آداکیت‌ها از سنگ‌های آهکی-قلیایی در گستره آداکیت قرار گرفته‌اند (شکل ۱۷) و تغییرات عناصر در آنها بیش از آنکه متأثر از فرایندهای ماگمایی باشد به منشأ ماگمای مادر آنها مربوط است. در نمودار تعیین کانی‌شناسی سنگ منشأ نیز پایداری آمفیبول و کمتر گارت را به نمایش می‌گذارند (شکل ۱۸) و بالاخره در نمودار تعیین منشأ آداکیت‌ها نیز در گستره آداکیت‌های با منشأ ورقه فرورفته قرار گرفته‌اند (شکل ۱۹).

آداکیت‌ها شامل سنگ‌های اسیدی تا حدواسط آهکی-قلیایی با آلومینیم بالا معرفی شده‌اند که میزبان درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، گاهی ارتوپروکسن و بدون کلینوپروکسن هستند، کانی‌های فرعی این سنگ‌ها نیز تیتانومگنتیت، آپاتیت، زیرکن و تیتانیت است، که حضور آنها همیشگی نیست (Peacock et al., 1994; Martin, 1999; Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskis, 2001; Martin et al., 2004). همچنین آداکیت‌ها با ویژگی‌های ژئوشیمیایی برجسته‌ای از جمله: $Al_2O_3 > 15\%$, $SiO_2 > 56\%$, $La/Yb > 20$, $Yb < 1.9$, $Y < 18$, $Sr > 300ppm$, $Na_2O > 3.5\%$ و در نمودارهای بهنجارشده با کندریت دارای شیب قابل توجهی از LREE به سوی HREE هستند و الگوی تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب آنها به درجات ذوب بخشی در منشأ آنها بستگی دارد، همچنین بدون بی‌هنجاری منفی اوروپیم هستند (White & Chappel, 1983; Pearce & Parkinson, 1993; Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskis, 2001; Martin, 1999). در نمودارهای بهنجارشده با منابع مختلف مانند ماگماهای پهنه فروورانش از Th, Ba, Rb, K, Sr, Pb ، $LILE$ غنی و از Hf, Zr, Y, Yb ، $HFSE$ تهی شده‌اند (Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskis, 2001; Martin et al., 2004 & 2005).

یکی از منابع تولید ماگماهای اسیدی تا حدواسط آداکیتی ذوب بخشی قطعه فرورفته پوسته اقیانوسی داغ و جوان (کمتر از 30Ma) است که در ژرفای معادل با فشار رخساره اکلوزیت-آمفیبولیت قرار گرفته است (Defant & Drummond, 1990; Sajona et al., 2000). حضور آداکیت‌ها در دیگر محیط‌های زمین‌ساختی (Mauray et al., 1996) دلالت بر این دارد که ذوب پوسته اقیانوسی قدیمی نیز می‌تواند ماگماهای آداکیتی تولید کند، برای نمونه در شروع فروورانش (Sajona et al., 2000) و یا در فروورانش سریع و مایل که گرمای حاصل از تنش فشارشی و برشی به ذوب سنگ‌کره اقیانوسی کمک زیادی خواهد کرد (Peacock, 1996; Peacock et al., 1994)، به‌طوری که در دو حالت اخیر سنگ‌کره اقیانوسی پیش از آبدیری در محدوده ذوب آمفیبول قرار می‌گیرد (Peacock, 1996; Peacock et al., 1994; Sajona et al., 2000).

منابع دیگری نیز برای تولید ماگماهای آداکیتی ارائه شده است که عبارتند از:

- تفریق بلورین و هضم در یک ماگمای بازالتی (Castillo, 2006).
- ذوب پوسته قاره‌ای زیرین که به دلیل افزایش چگالی بدرون گوشته فروافتاده است (Xu et al., 2002 & 2006; Rapp et al., 2002).
- ذوب بخشی پوسته زیرین در اثر نفوذ ماگمای بازالتی داغ از بخش‌های ژرف (Rapp et al., 2002; Atherton & Petford, 1993).

با توجه به ویژگی‌های آداکیتی سنگ‌های نفوذی این بخش از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر سازوکارهای احتمالی تولید ماگمای آداکیتی در این منطقه مورد بررسی قرار می‌گیرد:

یادشده در نمودارهای عنکبوتی از عناصر LILE و LREE غنی‌شدگی و از عناصر HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند و بدون بی‌هنجاری منفی اوروپیم هستند.

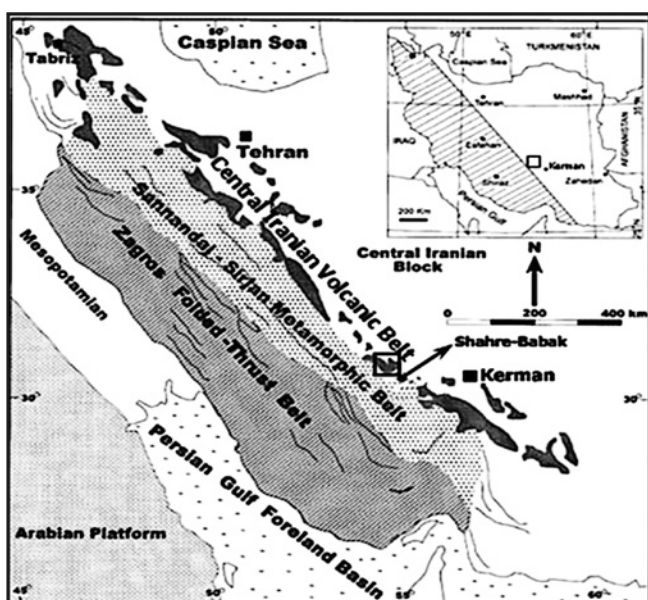
در نمودارهای جداکننده آداکت‌ها از سنگ‌های آهکی - قلیایی معمول در گستره آداکت قرار می‌گیرند و دارای مقادیر بالای Na_2O ($4/25$ تا $5/01$ درصد)، مقادیر پایین $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (کمتر از $0/5$ درصد)، مقادیر بالای استرانسیم (584 ppm تا 1040)، مقادیر پایین ایتريم ($Y < 18 \text{ ppm}$) و ایتربیم ($\text{Yb} < 1.5 \text{ ppm}$) هستند، همچنین دارای جداشدگی شدید یا الگوی تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب با شیب زیاد ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 11-38$, $\text{La}/\text{Yb} > 20$) و بدون بی‌هنجاری منفی اوروپیم هستند که از ویژگی‌های آداکت‌هاست.

مقادیر بالای Sr و نبود بی‌هنجاری منفی Eu نشانگر نبود پلاژیوکلاز در منشأ ذوب و تهی‌شدگی TiNb و Ta نیز نشانگر حضور اکسیدهای تیتانیم و آمفیبول است. الگوی تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب نیز نشانگر حضور گارنت و آمفیبول در ناحیه منشأ است، با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی بالا منشأ این سنگ‌ها آمفیبول-اکلوژیت یا گارنت-آمفیبولیت است و فاز باقیمانده ذوب گارنت، یک فاز تیتانیم‌دار و هورنبلند است.

سنگ منشأ اکلوژیت آمفیبول‌دار یا گارنت-آمفیبولیت می‌تواند در طی فروانش سنگ‌کره اقیانوسی نوتیس ایجاد شود و فروانش مایل همزمان با برخورد می‌تواند پوسته اقیانوسی را در شرایط ذوب پیش از آگیری آمفیبول قرار دهد و تولید ماگمای آداکتی در الیگو-میوسن کند.

سیاسگزاری

از مسئولان محترم فصلنامه علوم زمین و از داوران محترم برای نظرات سازنده‌شان در راستای ارائه هر چه مطلوب‌تر این مقاله سپاسگزاری می‌شود.



شکل ۱- سه عنصر اصلی واقع در کمربند کوهزایی زاگرس (Mohajjel et al., 2003) منطقه مورد مطالعه.

ذوب باعث تهی‌شدن گدازه از عناصر خاکی کمیاب سنگین می‌شود (Defant & Drummond, 1990; Defant & Kepezhinskis, 2001; Martin et al., 2004; Martin & Rollinson, 2005)، الگوی تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های منطقه نیز نشانگر حضور گارنت و آمفیبول در ناحیه منشأ است که در نمودار کانی‌شناسی سنگ منشأ نیز نشان داده شد (شکل ۱۸). با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی ارائه‌شده یک سنگ منشأ اکلوژیت آمفیبول‌دار یا گارنت-آمفیبولیت حاوی اکسیدهای تیتانیم برای این مجموعه پیشنهاد می‌شود که می‌تواند در طی فروانش سنگ‌کره اقیانوسی نوتیس ایجاد شود. سنگ‌کره اقیانوسی فرورفته پس از دگرگونی به اکلوژیت آمفیبول‌دار یا گارنت-آمفیبولیت می‌تواند به‌صورت بخشی ذوب شده (Castillo, 2006) و ماگمای آداکتی را با ویژگی‌های سنگ‌های منطقه تولید کند. پایین بودن میزان کروم، نیکل، اسکاندیم و اکسید منیزیم (MgO) در سنگ‌های منطقه نشانگر تأثیر کم گوشته بر ماگمای سازنده این سنگ‌هاست.

برخورد صفحه عربی با ایران مرکزی بر پایه مطالعات (McClusky et al., 2003) یک برخورد مایل (45° درجه تا 60° درجه در سوی شمال‌خاوری) بوده است که در ائوسن بالایی - الیگوسن صورت گرفته است (Agard et al., 2005 & 2011) و در ناحیه نوار ماگمایی ارومیه - دختر باعث حاکم شدن رژیم تنش برشی و فشارشی از انتهای پالئوژن تا سراسر نئوژن شده است (McClusky et al., 2003). ادامه فروانش سنگ‌کره اقیانوسی نوتیس می‌تواند باعث ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورفته و دگرگون‌شده در شرایط فروانش مایل شود (Peacock, 1996; Peacock et al., 1994; Sajona et al., 2000) و تولید ماگمای آداکتی نفوذی در الیگو-میوسن را همزمان با برخورد نماید.

ادامه فروانش قطعه‌ای از سنگ‌کره اقیانوسی نوتیس همچنین باعث فعالیت آتشفشانی آداکتی میو-پلیوسن پس از برخورد شده است (Jahangiri, 2007; Omrani et al., 2008; Ghadami et al., 2008). این مدل برای بخش‌هایی از کمربند ماگمایی ارومیه - دختر و ترکیه (Keskin, 2003) ارائه شده است. علت فعالیت ماگمایی آداکتی پس از برخورد نیز ذوب قطعه‌ای از سنگ‌کره اقیانوسی نوتیس در ژرفای زیاد به‌عنوان منشأ ماگمای آداکتی معرفی شده است (Jahangiri, 2007; Omrani et al., 2008; Ghadami et al., 2008).

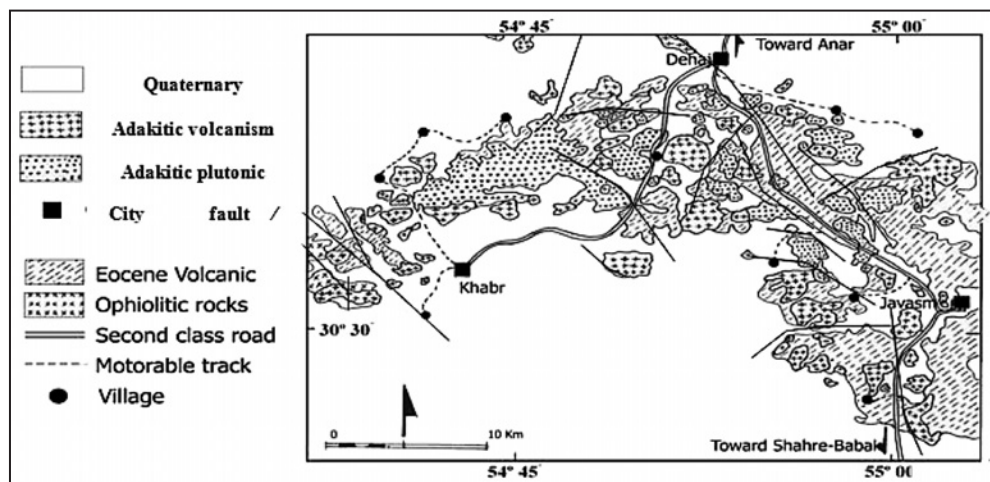
۸- نتیجه‌گیری

توده‌های نفوذی از نوع تونالیتی - گرانودیوریتی با بافت چیره گرانوپورفیری هستند و درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، آمفیبول و بیوتیت است. پلاژیوکلازها دارای ساختار زونه هستند و در گستره ترکیبی الیگوکلاز - آندزین قرار می‌گیرند. تشکیل انواع ساختار زونه، حاشیه انحلالی یا ابری در پلاژیوکلازها و تبدیل آمفیبول به بیوتیت را می‌توان به تغییرات فشار بخار آب در مخازن ماگمایی و جایگیری ماگما در افق‌های بالایی نسبت داد.

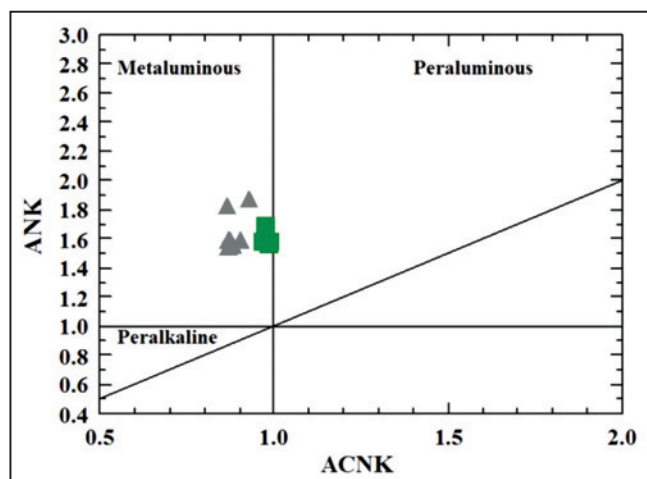
داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها شامل یک سری ماگمایی آهکی - قلیایی و از نوع متاآلومینوس هستند که در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند و از نوع گرانیتوئیدهای سری I هستند.

این سنگ‌ها دارای مقادیر بالاتری از Sr/Y , Sr , SiO_2 و La/Yb و مقادیر پایینی از Yb و MgO , Y نسبت به سنگ‌های نفوذی آهکی - قلیایی معمول هستند. سنگ‌های

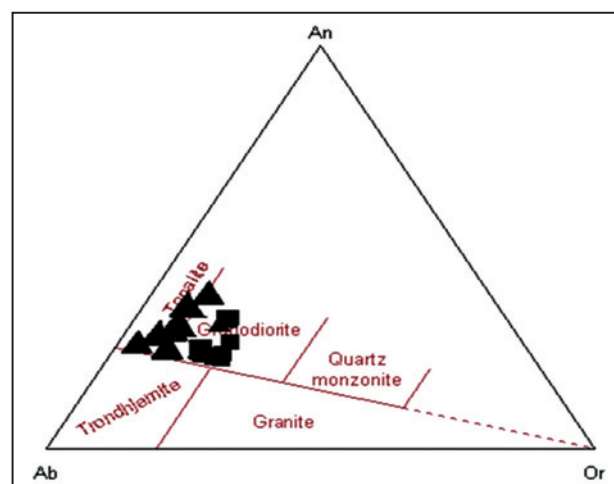
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ انار، (Dimitrijevic et al., 1971).



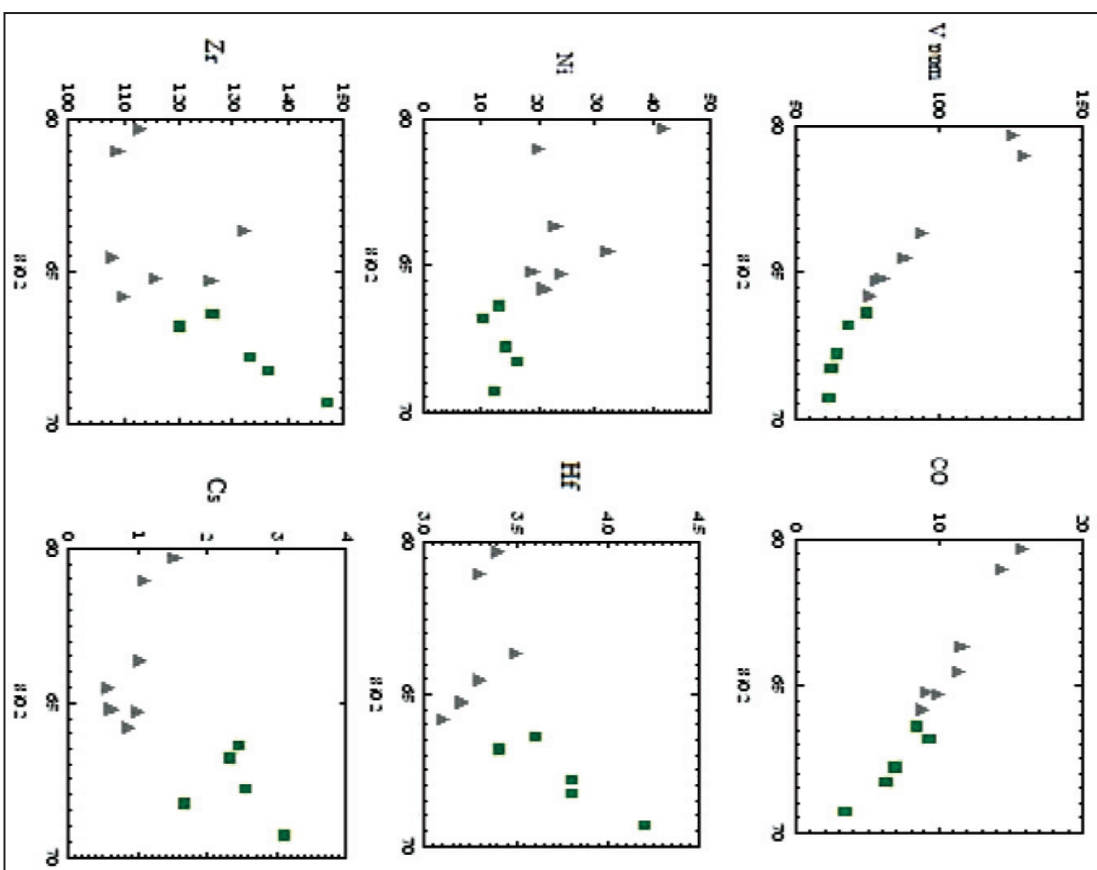
شکل ۳- الف) پلاژیوکلاز با حاشیه ابری و انحلال یافته همراه با آمفیبول‌های تجزیه شده در یک بافت پورفیری متوسط‌دانه در یک نمونه تونالیتی (XPL)؛ ب) حاشیه‌های انحلالی (ابری) در پلاژیوکلازهای با ساختار زونینگ در یک زمینه با بافت پورفیری ریزدانه در یک نمونه گرانودیوریتی (XPL)؛ ج) تبدیل آمفیبول به بیوتیت و رشد بعدی بیوتیت، اپاسیتی شدن حاشیه آمفیبول در یک نمونه گرانودیوریتی (PPL)؛ د) حضور بیوتیت آپاتیت‌دار، آمفیبول سوزنی و شکل‌دار، همراه با پلاژیوکلازهای دارای زونینگ و حاشیه ابری، حضور فلدسپارهای آلکالن میکروولیتی در یک زمینه با بافت پورفیری متوسط‌دانه در یک نمونه تونالیتی (XPL). (Am= آمفیبول، Pl= پلاژیوکلاز، Bi= بیوتیت، M= زمینه و Op= کیدر).



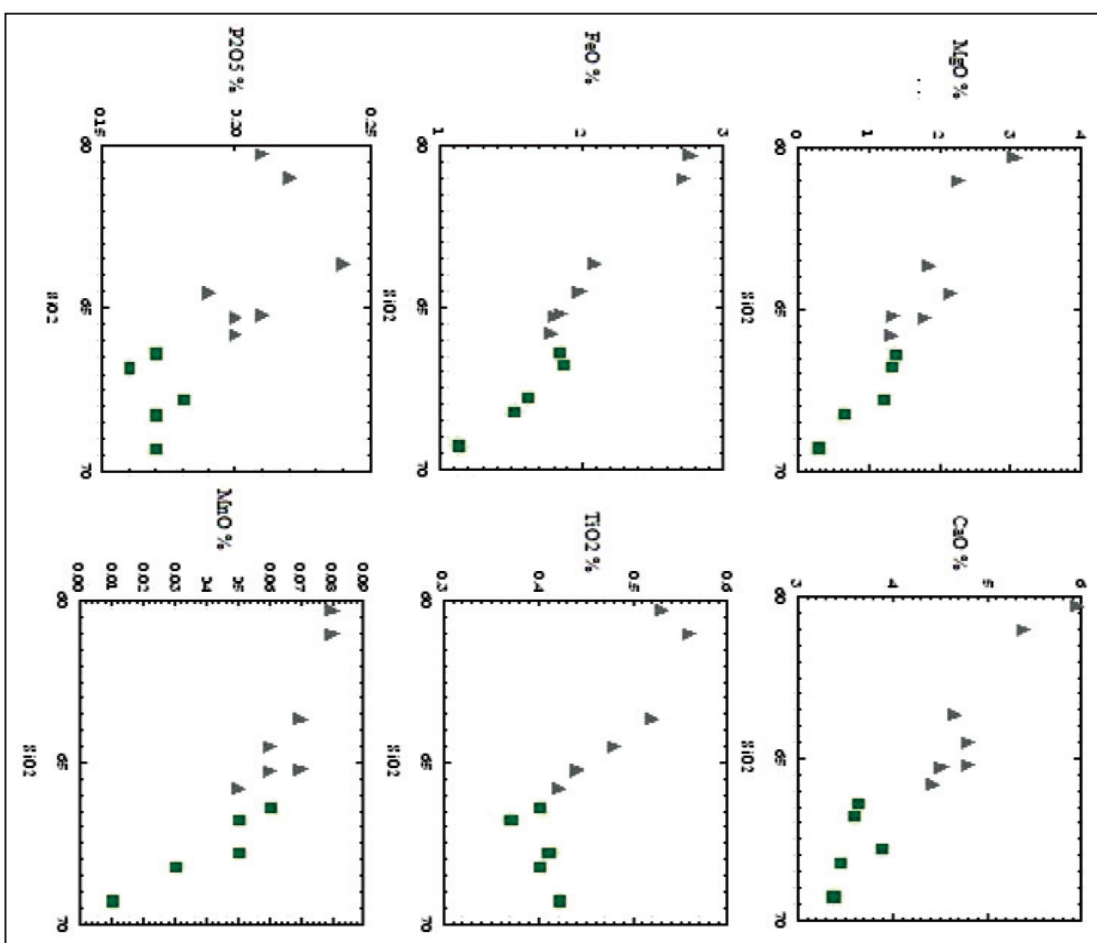
شکل ۵- موقعیت سنگ‌های گرانیتیویدی برای تعیین میزان اشباع بودن آنها از آلومینیم، مقادیر A/NK و A/CNK عبارتند از: $A/CNK = [Al_2O_3] / [CaO + Na_2O + K_2O]$ و $A/NK = [Al_2O_3] / [Na_2O + K_2O]$ (Maniar & Piccoli, 1989) (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



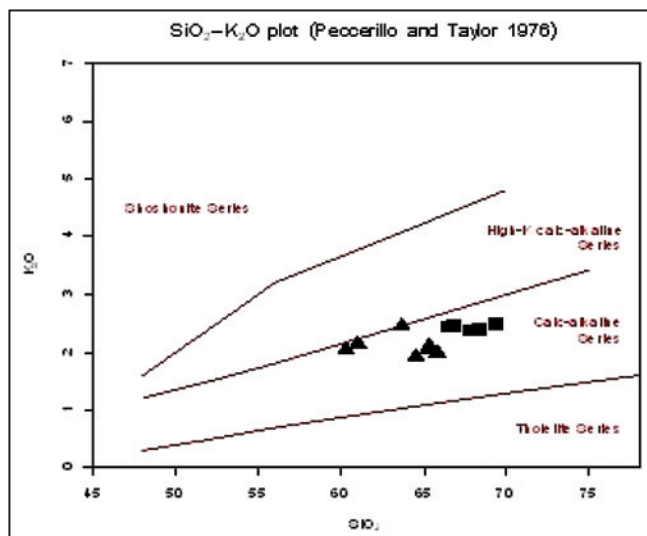
شکل ۴- نام‌گذاری ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتیویدی منطقه مورد مطالعه، با توجه به میزان آلکلیت، آنورتیت و ارتوز موجود در نورم سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، (▲ تونالیت، ■ گرانودیوریت).



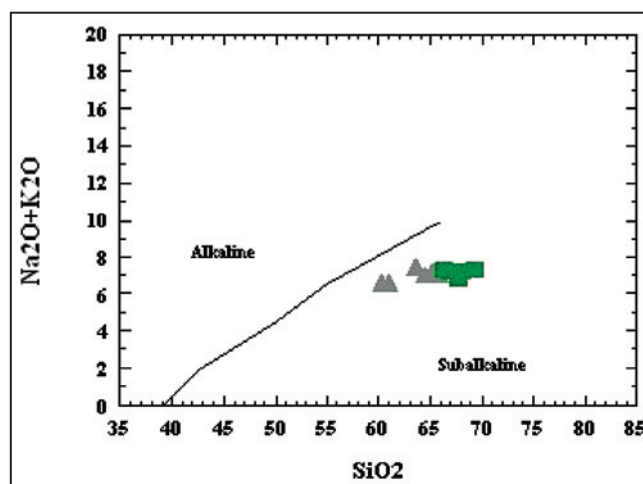
شکل ۷- تغییرات عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار در برابر SO_2 (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



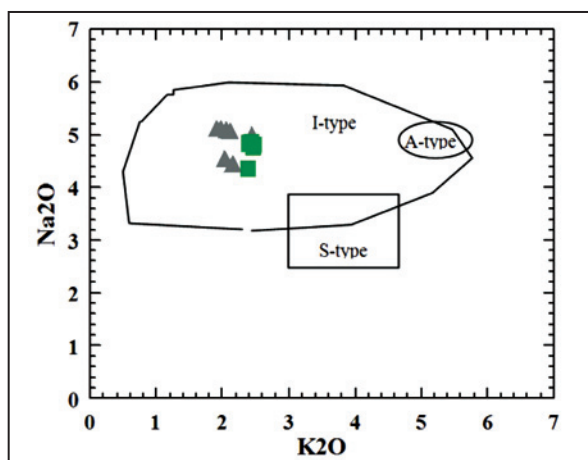
شکل ۸- تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی در برابر SiO_2 (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



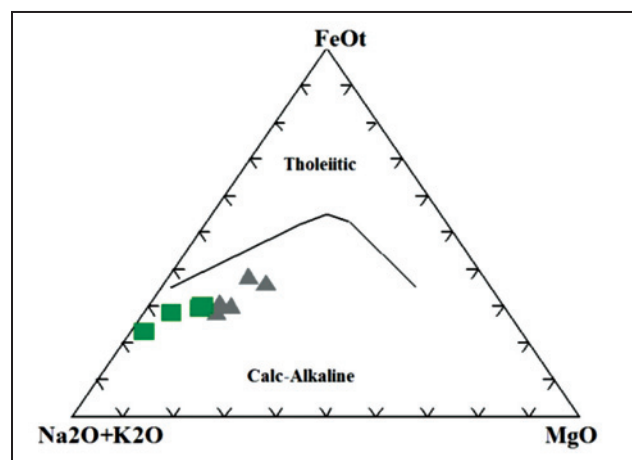
شکل ۹ - نمودار K_2O در برابر SiO_2 سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی که در موقعیت کالکوآلکان قرار گرفته‌اند (Peccerillo & Taylor, 1976) (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



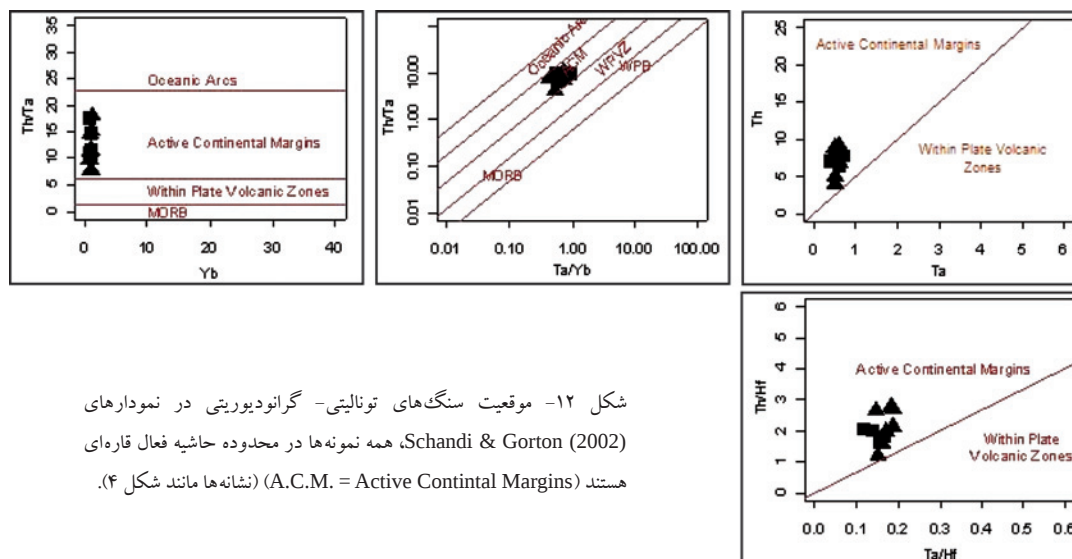
شکل ۸ - نمودار $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی (نشانه‌ها مانند شکل ۴) (Irvine & Baragar, 1971).



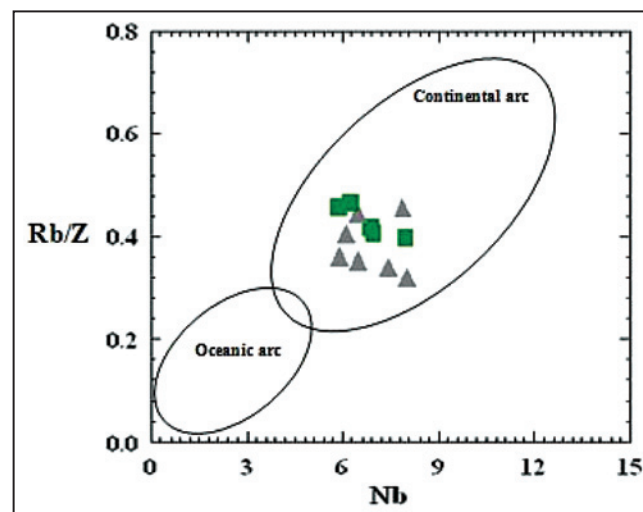
شکل ۱۱ - در نمودار Na_2O در برابر K_2O از White & Chappel (1983) سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی در محدوده گرانیت‌های نوع I یا سری مگنتیتی قرار گرفته‌اند (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



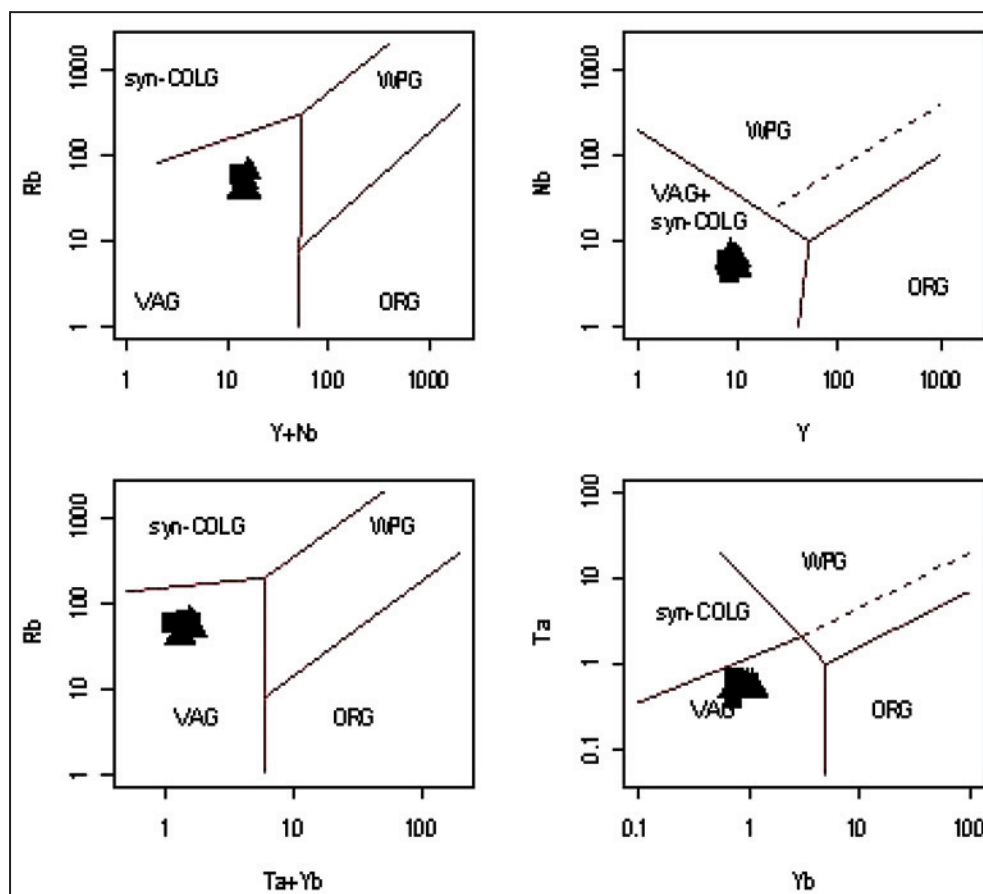
شکل ۱۰ - نمودار AFM سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی (Irvine & Baragar, 1971) که در سری کالکوآلکان قرار گرفته‌اند (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



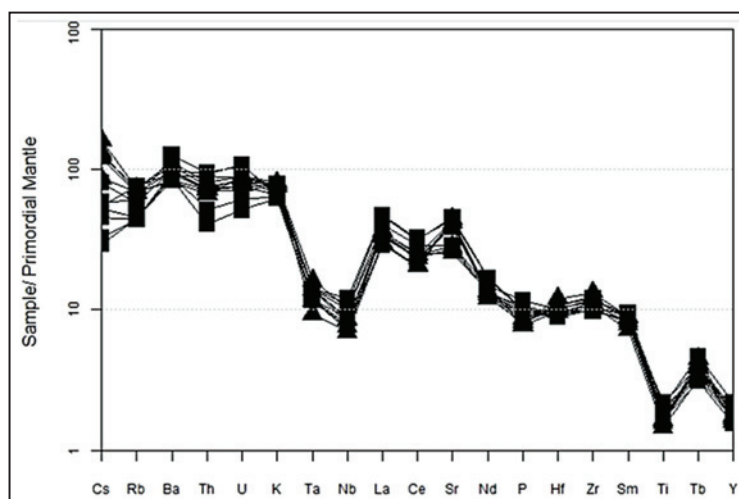
شکل ۱۲ - موقعیت سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی در نمودارهای Schandi & Gorton (2002)، همه نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای هستند (A.C.M. = Active Continental Margins) (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



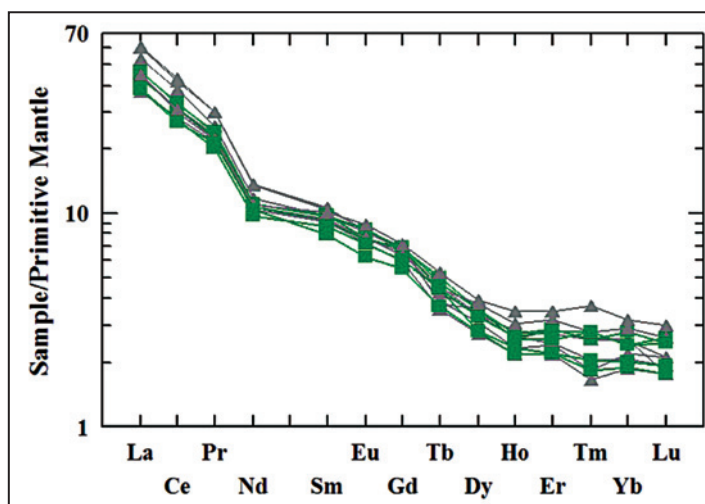
شکل ۱۳- نمودار Rb/Zr در برابر Nb از Brown et al. (1984). نمونه‌های توانایی-گرانودیوریتی در محدوده کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



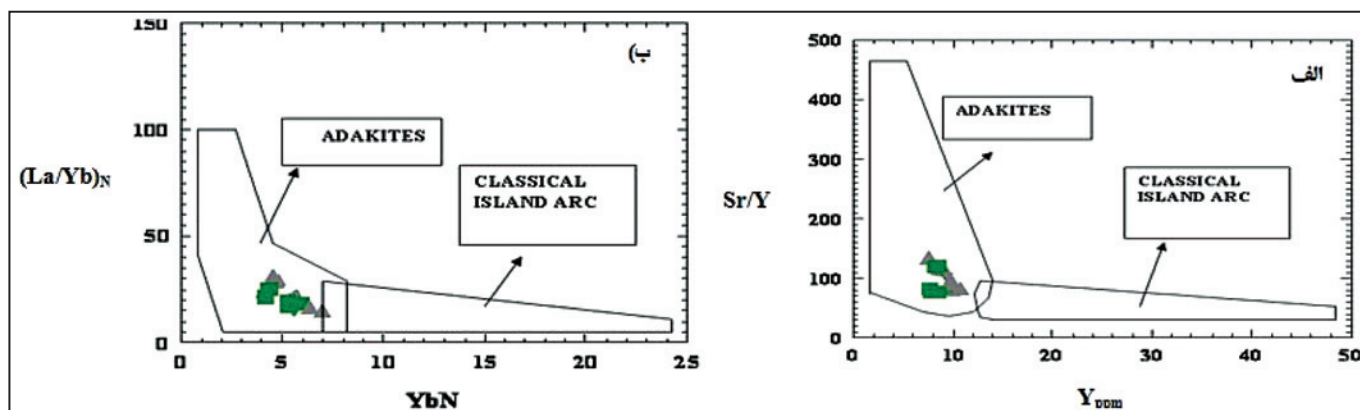
شکل ۱۴- موقعیت سنگ‌های گرانیتیویدی در نمودارهای Pearce et al. (1989). همه نمونه‌های سنگ‌های نفوذی در موقعیت کمان آتشفشانی قرار گرفته‌است (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



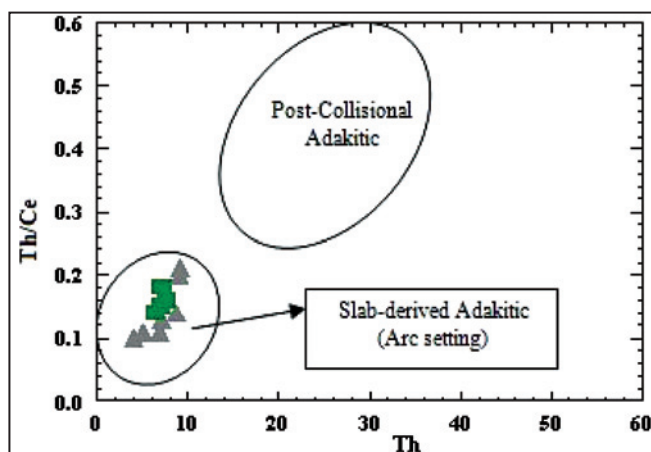
شکل ۱۵- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب و فرعی سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (داده‌های گوشته اولیه از (Sun & McDonough (1989) (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



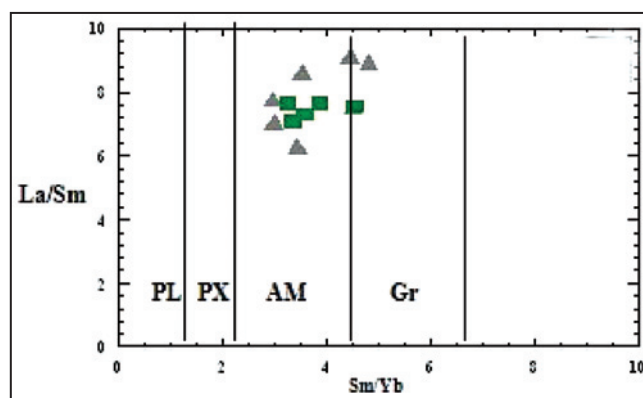
شکل ۱۶- فراوانی عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (داده‌های گوشته اولیه از (Sun & McDonough (1989) (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



شکل ۱۷- نمودارهای جدا کننده سنگ‌های کالکوالکالن از آداکیت‌ها، برای سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی، الف) Sr/Y در برابر Y (Drummond & Defant, 1990) ب) $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N (Oyarzun et al., 2002; Martin, 1999; Rich et al., 2003) (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



شکل ۱۹- نمودار نمودار Th در برابر Th/Ce، همه نمونه‌های تونالیتی- گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های با منشأ پوسته اقیانوسی و موقعیت کمان قرار گرفته‌اند (Chung et al., 2005) (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



شکل ۱۸- ترکیب کانی‌شناسی سنگ منشأ ماگمای سنگ‌های تونالیتی-گرانودیوریتی، نمونه‌ها پایداری آمفیبول و گارنت را در منشأ ذوب خود نشان می‌دهند (Kay & Mpodozis, 2002; Haschke & Guenther, 2003). (نشانه‌ها مانند شکل ۴).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های تونالیت (TO) و گرانودیوریتی (GD) سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

Sample	14-1	14-6	23-1	26-6	29-4	37-2	39-2	41-2	43-2	44-3	45-2	70-3
Rock type	TO	TO	TO	TO	TO	GD	GD	GD	TO	GD	TO	GD
SiO ₂	۶۴/۵	۶۳/۶	۶۳	۶۲/۷	۶۴	۶۸/۳	۶۵/۸	۶۷/۵	۵۹/۵	۶۵/۱	۵۸/۸	۶۴/۵
Al ₂ O ₃	۱۶/۴۵	۱۶/۴۵	۱۶	۱۶/۵۵	۱۶/۵۵	۱۶/۲۵	۱۵/۸۵	۱۶/۳۵	۱۶/۶	۱۶/۳۵	۱۶/۲	۱۶
Fe ₂ O ₃ *	۳/۵۱	۳/۶۲	۳/۴۹	۱/۴	۳/۹۳	۲/۲۲	۳/۱۶	۳/۰۲	۵/۳۳	۳/۶۱	۵/۴۱	۳/۵۴
CaO	۴/۳۵	۴/۶۹	۴/۳۷	۴/۵۹	۴/۷۷	۳/۳۲	۳/۷۶	۳/۳۹	۵/۲۶	۳/۵۶	۵/۸	۳/۴۷
MgO	۱/۲۹	۱/۳۲	۱/۷۴	۱/۸۱	۲/۱۴	۰/۲۸	۱/۱۷	۰/۶۲	۲/۲۲	۱/۳۴	۲/۹۸	۱/۲۷
Na ₂ O	۵/۰۱	۵	۴/۹۱	۴/۹۳	۵/۰۷	۴/۷۲	۴/۲۱	۴/۷۶	۴/۳۴	۴/۷۵	۴/۴۳	۴/۵۷
K ₂ O	۱/۹۵	۲/۰۱	۲/۰۴	۲/۴۱	۱/۹۱	۲/۴۶	۲/۳۱	۲/۳۸	۲/۰۹	۲/۴	۱/۹۸	۲/۳۸
Cr ₂ O ₃	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱
TiO ₂	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۴۴	۰/۵۲	۰/۴۸	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۴	۰/۵۶	۰/۴	۰/۵۳	۰/۳۷
MnO	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۵
P ₂ O ₅	۰/۲	۰/۲۱	۰/۲	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۶
LoI	۱/۹۴	۲/۲۸	۱/۶۵	۱/۳۴	۰/۸۱	۱/۴۴	۳/۰۲	۱/۲	۲/۳۴	۲/۰۷	۲/۳	۲/۰۴
Total	۹۹/۹	۹۹/۹	۹۸/۱	۹۹/۵	۱۰۰	۹۹/۸	۱۰۰	۱۰۰	۹۹/۸	۱۰۰	۹۹/۹	۹۸/۶
K ₂ O/Na ₂ O	۰/۳۹	۰/۴	۰/۴۲	۰/۴۹	۰/۳۸	۰/۵۲	۰/۵۵	۰/۵	۰/۴۸	۰/۵	۰/۴۵	۰/۵۲
Na ₂ O+K ₂ O	۷/۰۹	۷/۱۶	۷/۱۹	۷/۴۴	۷/۰۳	۷/۲۸	۷/۷۲	۷/۲۱	۷/۵۹	۷/۲۸	۷/۵۷	۷/۱۹
FeO	۱/۱۸	۱/۸	۱/۸	۲/۰۸	۱/۹۸	۱/۱۲	۱/۶۲	۱/۵۲	۲/۷۲	۱/۸۳	۲/۷۶	۱/۸۶
Fe ₂ O ₃	۱/۱۸	۱/۸	۱/۸	۲/۰۸	۱/۹۸	۱/۱۲	۱/۶۲	۱/۵۲	۲/۷۲	۱/۸۳	۲/۷۶	۱/۸۶
Mg#	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۵۳	۰/۲	۰/۴۳	۰/۳۰	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۵۲	۰/۴۱
	Ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Ba	۶۸۰	۷۳۰	۶۷۸	۷۰۱	۶۵۰	۸۴۵	۶۳۲	۶۲۰	۹۵۵	۷۸۹	۷۴۱	۷۳۹
Cr	۲۳۰	۱۷۰	۱۵۰	۱۹۰	۱۳۰	۲۰۰	۱۰۰	۱۴۰	۱۴۰	۱۱۰	۲۲۰	۱۱۰
Cs	۰/۸۷	۰/۶۲	۱	۱/۰۴	۰/۵۶	۳/۰۸	۲/۵۲	۱/۶۵	۱/۱۱	۲/۴۲	۱/۵۴	۲/۲۹
Cu	۴۰	۳۸	۴۲	۴۹	۳۵	۱۷	۳۸	۴۲	۲۳	۱۶	۵۸	۱۴
Ga	۲۰/۴	۲۱	۲۰/۷	۲۱/۵	۲۰/۳	۲۰/۲	۲۰	۲۱	۲۱	۱۸/۹	۱۹/۹	۱۸
Hf	۳/۱	۳/۲	۳/۲	۳/۵	۳/۳	۴/۲	۳/۸	۳/۸	۳/۳	۳/۶	۳/۴	۳/۴
Mo	۷	۵	۲	۳	۴	۷	۴	۳	۵	۳	۵	۳
Nb	۵/۵	۶/۹	۷/۵	۷/۱	۴/۹	۶/۴	۵/۳	۵/۴	۴/۹	۴/۷	۴/۵	۳/۴
Ni	۲۱	۱۹	۲۴	۲۷	۳۲	۱۲	۱۴	۱۶	۲۰	۱۳	۴۲	۱۰
Pb	۱۲	۱۰	۱۳	۱۴	۱۲	۴۷	۱۵	۱۶	۱۶	۱۶	۲۷	۱۵
Rb	۳۸	۳۷/۸	۳۹/۵	۵۰/۶	۳۸/۷	۶۳/۵	۵۹/۹	۵۹/۹	۵۲/۲	۶۳	۴۹/۴	۵۸/۹
Sr	۱۰۱۰	۱۰۴۰	۱۰۰۵	۱۰۰۰	۹۶۷	۵۸۴	۶۴۵	۶۴۴	۹۴۷	۱۰۲۰	۸۹۱	۹۷۰
Ta	۰/۵	۰/۶	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۷	۰/۶	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۴
Th	۴/۹۷	۶/۸۴	۸/۷۳	۶/۶۲	۳/۹۴	۷/۷	۶/۹۴	۶/۴۳	۹/۱۱	۷/۲۲	۸/۹۸	۷/۰۱
U	۱/۶۴	۲/۰۸	۲/۳۶	۱/۸۷	۱/۳۹	۲/۴۲	۲/۳۴	۲/۴	۲/۸۸	۲/۲۲	۲/۹	۲/۰۷
V	۷۶	۸۰	۷۸	۹۴	۸۸	۶۱	۶۴	۶۲	۱۳۰	۷۴	۱۲۶	۶۸
W	۷	۵	۸	۱۰	۵	۷	۳	۹	۷	۳	۶	۳
Y	۷/۵	۹/۱	۸/۶	۱۰	۹/۳	۷/۸	۸/۵	۷/۷	۹/۸	۸/۵	۱۰/۷	۸/۲
Zr	۱۱۰	۱۱۶	۱۲۶	۱۳۲	۱۰۸	۱۴۷	۱۳۳	۱۳۶	۱۰۹	۱۲۶	۱۱۳	۱۲۰
Ti	۲۵۲۰	۲۶۴۰	۲۶۴۰	۳۱۲۰	۲۸۸۰	۲۵۲۰	۲۴۶۰	۲۴۰۰	۳۳۶۰	۲۴۰۰	۳۱۸۰	۲۲۲۰
P	۸۳۷	۹۱۶	۸۷۳	۱۰۴۷	۸۹۹	۷۴۲	۷۸۵	۷۴۲	۹۶۰	۷۴۲	۹۱۶	۶۹۸
Sr/Y	۱۳۴/۷	۱۱۴/۳	۱۱۶/۹	۶۶/۲	۱۰۴	۷۴/۹	۷۵/۹	۸۱/۸۱	۶۹/۹	۱۲۰	۸۳/۳	۱۱۸/۳

ادامه جدول ۱.

Sample	14-1	14-6	23-1	26-6	29-4	37-2	39-2	41-2	43-2	44-3	45-2	70-3
Rock type	TO	TO	TO	TO	TO	GD	GD	GD	TO	GD	TO	GD
La	۲۳/۰۷	۳۳	۳۳/۴	۲۹/۲	۲۰/۶	۲۵/۷	۲۵/۶	۲۳/۵	۲۴/۹	۲۱/۳	۲۴/۸	۲۱
Ce	۴۵/۱	۶۰/۲	۶۱/۵	۵۴/۹	۴۰/۳	۴۷/۹	۴۶/۸	۴۴/۷	۴۳/۱	۳۹/۶	۴۴/۳	۳۸/۷
Pr	۴/۸	۶/۱۷	۶/۱۱	۵/۸۶	۴/۴۶	۴/۹۱	۴/۹۵	۴/۶۹	۴/۵۵	۴/۱۶	۴/۶۲	۴/۳۸
Nd	۱۷/۶	۲۱/۹	۲۱/۶	۲۱/۶	۱۷/۴	۱۷/۸	۱۷/۸	۱۷/۲	۱۶/۹	۱۵/۵	۱۷/۵	۱۶/۸
Sm	۳/۱۵	۳/۶۹	۳/۶۵	۳/۷۴	۳/۲۷	۳/۴۲	۳/۳۶	۳/۲۳	۳/۲	۳/۰۲	۳/۵۲	۲/۷۵
Eu	۰/۹۵	۱/۰۸	۱/۰۶	۱/۰۷	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۱	۰/۹۸	۱/۰۱	۰/۹۳	۱/۱۶	۰/۸۲
Gd	۲/۷۱	۳/۱	۳/۱	۳/۲۴	۳/۰۴	۳/۱۵	۳/۱۱	۳/۱۸	۲/۸۹	۲/۷۷	۳/۲۹	۲/۵۲
Tb	۰/۳۱	۰/۴	۰/۳۴	۰/۴۳	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۴۴	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۴۶	۰/۳۲
Dy	۱/۵۷	۱/۹۲	۱/۷۸	۲/۰۶	۱/۹۴	۱/۶۱	۲/۰۲	۲/۰۳	۲/۱۷	۱/۸۷	۲/۲۴	۱/۵۸
Ho	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۳	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۳۹	۰/۳۴	۰/۴۵	۰/۲۸
Er	۰/۸۱	۰/۹۲	۰/۹۱	۱/۰۷	۱/۰۲	۰/۸۳	۱/۰۷	۰/۹۷	۱/۲	۱/۰۵	۱/۳	۰/۸۳
Tm	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۲	۰/۱
Yb	۰/۷	۰/۷۷	۰/۸۲	۰/۹۶	۰/۹۵	۰/۷۵	۱/۰۳	۰/۹	۱/۰۸	۰/۹	۱/۱۸	۰/۷۱
Lu	۰/۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۱
La/Sm	۷/۵	۸/۹	۹/۱	۸/۶	۶/۳	۷/۵	۷/۷	۷/۳	۷/۸	۷	۷	۷/۶
Sm/Yb	۴/۵	۴/۸	۴/۴	۳/۵	۳/۴	۴/۶	۳/۳	۳/۶	۲/۹	۳/۴	۲/۹	۳/۹
La/Yb	۳۳/۹	۴۲/۹	۴۰/۷	۳۰/۴	۲۱/۶	۳۴/۳	۲۴/۹	۲۶/۱	۲۳	۲۳/۷	۲۱	۲۹/۶
(La/Yb)N	۲۴/۳۹	۳۱	۲۹/۲۵	۲۱/۸۴	۱۵/۵۴	۲۴/۶۴	۱۸	۱۸/۷۲	۱۶/۵۴	۱۶/۹۸	۱۵	۲۱/۱
(Ce/Yb)N	۱۸/۰۰	۲۱/۹	۲۰/۸۵	۱۵/۹	۱۱/۸	۱۷/۸	۱۲/۷۵	۱۳/۸	۱۱/۰۹	۱۲/۲۱	۱۰/۳۴	۱۵/۵
ΣREE	۱۰۱	۱۳۳/۷	۱۳۴/۸	۱۲۱	۹۴/۹۶	۱۰۸	۱۰۸	۱۰۲/۵	۱۰۲	۹۲/۱۲	۱۰۵/۲	۹۰/۸۶

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Science*. 94: 401-419 .
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. & Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*. 1-34 .
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American journal of Science*, 304: 1-20.
- Amidi, S. M., Emami, M. H. & Michel, R., 1984- Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73, 917-932.
- Atherton, M. P. & Petford, N., 1993- Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic. *Nature*, 362: 144-146.
- Berberian, F. & Berberian, M. 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran, In Gupta, H. K., Delany, F. M. (Eds.), *Zagros, Hindukosh, Himalaya, Geodynamic Evolution*. American Geophysical union, Washington, DC, 5-32.
- Berberian, M. & King, G. C., 1981- Towards a paleogeography and tectonics evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210-265.
- Brown, G. C., Thorpe, R. & Webb, P. C., 1984- The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources . *Journal Geological Society*, London, 141: 413-426.
- Castillo, P. R., 2006- An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin* 51, 257-267.
- Chung, S. L., Chu, M. F., Zhang, Y., Zie, Y., Lo, C. H., Lee, T. Y., Ching-Ying Lan, C. Y., Xianhua Li, X., Zhang, O. & Wang, Y., 2005- Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth Sciences Review* 68, 173-198.
- Defant, J. & Drummond, S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 374, 662-665.
- Defant, M. J. & Kepezhinskis, P., 2001- Evidence suggests slab melting in arc magmas. *EOS Trans.*, 20, American Geophys. Union, Washington, DC., 82: 67-69.

- Dehghani, G. A. & Makris, T., 1984- The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 168 (2-3), 215-229.
- Drummond, M. S. & Defant, M. J., 1990- A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95: 21503-21521.
- Dimitrijevic, M. D., Dimitrijevic, M. N., Djordjevic, M. & Djokovic, I., 1971- Geological Survey of Iran, 1:100,000 Series, Sheet 7250, Anar.
- Ferrow, E., 1968- Ein Fortran-Program zur Berechnung der chemischen Analysen von Gesteinen aus der Modalanalyse, *N.Jb.Min.Mh.* 27-33.
- Ghadami, G. R., 2008- Petrography, geochemistry and petrogeneses of intrusive and subvolcanic masses (adakitic) in Northwest Shahr-Babak, Kerman, Ph.D. Thesis, Shaheed Bahonar University of Kerman, Islamic Republic of Iran 334p.
- Ghadami, G. R., Moradian, A. & Mortazavi, M., 2008- Post-Collisional Plio-Pleistocene Adakitic volcanism in Central Iranian Volcanic Belt: Geochemical and geodynamic implications. *Journal of Islamic Republic of Iran* Vol. 19, No.3, 223-236 p.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683-693.
- Giese, P., Makris, J., Akashe, B., Rower, P., Letz, H. & Mostafaeipour, M., 1983- M. Seismic crustal studies in southern Iran between the central Iran and Zagros belt. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran (Final report). Geological Survey of Iran, Report 51, 71-88.
- Gill, J. B., 1981- Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin. 390p.
- Green, T. H., 1989- Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. In: Thorpe RS, ed. *Andesites*. New York. John Wiley, 465-478.
- Green, T. H., Sie, S. H., Ryan, C. G. & Cousense, R. D., 1989- Proton microprobe-determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr, and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magmas at high pressure and temperature. *Chemical Geology*, 74: 201-216.
- Haschke, M. R. & Guenther, A., 2003- Balancing crustal thickening in arcs by tectonic vs. magmatic means. *Geology*, 31: 933-936.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jahangiri, A., 2007- Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 433-447.
- Jung, D., Kursten, M. & Tarkian, M., 1976- Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger, A., Rosler, A. (Eds.), *A far Between Continental and Oceanic Rifting*. Schweizerbart'sche verlagbuchhandlung Stuttgart, 175-181.
- Kay, S. M. & Mpodozis, C., 2002- Magmatism as a probe to Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab, *Journal of American Earth Sciences*, 15: 39-57.
- Keskin, M., 2003- Magma generation by slab steeping and break-off beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia. Turkey, *Geophysical Research Letters*, 30, 46-80.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 635-643 (1989).
- Martin, H. & Rollinson, H., 2005- Geodynamic controls on adakite, TTG and Sanukitoid genesis: implications for models of crust formation. *Lithos*, 79, 1-4.
- Martin, H., 1999- The adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos* 46(3), 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R. & Moyen, J. F., 2004- Champion. An overview of adakite-tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), an Sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
- Maury, R. C., Sajona, F., Pubellier, M., Bellon, H., & Defant, M., 1996- Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines), *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 579-595.
- McCluske, S., Balassanain, S., Baraka, A., Dmir, C., Ergintav, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk O., Mahmoud, S., Nadariya, M., Ouzounis, A., Toksoz, M. N. & Veis, G., 2003- Global positioning system constrains on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophys. Res.*, 105: 5695-5719.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397-412.
- Moradian, A., 1997- Geochemistry, Geochronology and petrography of Feldspathoid Bearing Rocks in Urumieh-Dokhtar Volcanic Belt of Iran. Unpublished Ph. D. thesis. University of Wollongong, Australia, 412 pp.
- O'Connor, J. T., 1965- A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, *US Geology Survey Prof. Paper.*, 525-B, 79-84.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., & Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380-398.
- Oyarzun, R., Marques, A., Lillo, J., Lopez, J., & Rivera, S., 2002- Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineral Deposita*. 36: 794-798.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Verjéne, J. R. M. & Mokhtari, M., 2006- Seismological evidence for crustal scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). *Geophysical Journal International* 166, 227-37.

- Peacock, S. M., 1996- Thermal and petrologic structure of subduction zones. In: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., and Platt, J.P. (eds.), *Subduction: Top to Bottom: Washington, DC*, American Geophysical Union, *Geophys.Mon.*96:119-133.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. & Thompson, A. B., 1994- Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121,224-227.
- Pearce, J. A. & Parkinson, I. J., 1993- Trace element models for mantle melting: application to volcanic are petrogenesis. In: Prichard, H. M., Albaster, T., Harris, N. B. W., Neary, C. R. (Eds.), *Magmatic Processes in Plate Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 76, 373-403.
- Pearce, J. A. Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1989- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc- alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Rapp, R. P. & Watson, E. B., 1995- Dehydration melting of metabasalt at 8-32 k-bar: implications for continental growth and crustal-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36, 891-931.
- Rapp, R. P., Long, X. & Shimizu, N., 2002- Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in eastern China. *Acta Petrologica Sinica* 18, 293-302.
- Reich, M., Parada, M., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F. & Lehman, B., 2003- Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. *Mineral. Deposita.*, 38: 876-885.
- Rosu, E., Seghedi, I., Downes, H., Alderton, D. H. M., Szakacs, A., Pecskey, Panaiotu, C. E. & Nedelcu, L., 2004- Extension-related Miocene calc-alkaline magmatism in the Apuseni Mountains, Romania: Origin of magmas. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 84, 153-172.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Publlier, M., Letirrier, J., Bellon, H. & Cotton, J., 2000- Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, Central Mindanao (Philippines). *Lithos*, 54,173-206.
- Schandl, E. S. & Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in environments, *Economic Geology* 97: 629-642.
- Shahabpour, J., 2007- Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 652-665.
- Shelly, D., 1993- Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, 445p.
- Sun, S. S. & 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. Londen. Special Publication*, 42: 313-345.
- White, A. J. R. & Chappel, B. W., 1983- Granitoid types and their distribution in Lachlan fold belt, southeastern Australia. In: Roddick, J.A., (Ed.), *Circum-Pacific plutonic terrains*. Geological Society of America *Mem.*, 159: 21-34.
- Willson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis, Global Tectonic Approach*, Harper Collins Academic, 466p.
- Wolf, M. B. & Wyllie, P. J., 1994- Dehydration-melting of amphibolite at 10 Kbar- the effects of temperature and time. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 115: 369-383.
- Xu, J., Shinjo R., Defant, M. J., Wang, Q. & Rapp, R. P., 2002- Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust. *Geological Society of America Bulletin* 30, 1111-1114.
- Xu, W. L., Wang, Q., Wang, D. Y., Guo J. H. & Pei, F. P., 2006- Mesozoic adakitic rocks from the Xuzhou-Suzhou area, eastern China: evidence for partial melting of delaminated lower continental crust. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 454-564.

Geochemistry and Petrogenesis of Oligo-Miocene Plutonic Rock Bodies, Northwest of Shahr-e-Babak, Kerman Province, Iran

Gh. R. Ghadami ^{1*}, A. Moradiane Shahre Babaki ² & M. Mortazavi ¹

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Hormozgan University, Hormozgan, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Received: 2013 March 13

Accepted: 2013 June 11

Abstract

More than 20 tonalitic to granodioritic plutonic domes, Oligo-Miocene in age, have intruded into the older volcanic rocks, in southeast of Urumieh- Dokhtar Magmatic Belt, northwest of Shahr-e-Babak. These rocks have granoporphyratic texture and consist of Phenocrysts of plagioclase, amphiboles and biotites. The geochemical data show calc-alkaline affinities of these rocks, which formed in volcanic arc (I type) of an active continental margin. These data also show LILE and LREE enriched normalized multi-element patterns, and depleted of HFSE (Nb, Ta and Ti). Primitive mantle-normalized REE patterns display a dramatic decrease from LREE to HREE without any Eu anomaly. They have higher SiO₂, Al₂O₃ and Sr content and Sr/Y and La/Yb ratios and lower MgO, Y and Yb contents than the normal calc-alkaline rocks, which reveal their adakitic characteristics. The high content of Sr, LREE enrichments, absence of Eu anomaly, HREE depletion, Y and Yb depletion pattern suggest the existence of garnet, amphibole and absence of plagioclase in the source rocks. Our data suggest that the plutons produced by partial melting of amphibole-eclogite or garnet-amphibolite, due to the subduction of Neotethys oceanic slab under the Central Iran continent.

Keywords: Tonalite, Granodiorite, Neo-Tethys, Adakite, Urumieh-Dokhtar.

For Persian Version see pages 157 to 170

*Corresponding author: Gh. R. Ghadami; E-mail: ghadamigholamreza@yahoo.com