

ژئوشیمی و پتروژنز توده نفوذی گرانیتوئیدی کودکان (شرق بلوک لوت)

سیاوش امیدیان‌فرا^۱، محمد رهگشای^۲ و ایمان منصف^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۰/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۴/۰۹

چکیده

گرانیتوئید کودکان در فاصله ۱۰۰ کیلومتری جنوب بیرجند، ۱۸ کیلومتری شمال معدن قلعه‌زری و در شرق ایران واقع شده‌اند. این توده نفوذی متعلق به پهنه آتشفشانی-نفوذی بلوک لوت است. این سنگ‌های نفوذی (اوسن-الیگوسن) از نظر پتروگرافی شامل دیوریت، مونزودوریت، کوارتز مونزودوریت، تونالیت، تونالیت پورفیری، گرانودیوریت، گرانیت و گرانیت پورفیری هستند. سنگ‌های نفوذی در این محدوده دارای سرشت ماگمایی کالک‌آلکان با پتاسیم بالا تا شوشونیتی، متآلوئین و گرانیتوئیدهای از نوع I هستند. غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE ($Rb_N/Y_N: 38/12-124/93$)، آئومالی منفی Nb و Ti و میزان نسبتاً بالای LREE نسبت به HREE ($(La_N/Yb_N): 6/74-12/03$) در تمامی نمونه‌ها، از شاخصه‌های ماگماتیسم‌های مرتبط با فرورانش و وجود آئومالی مثبت K و Pb از نشانه‌های درگیر شدن ماگمای اولیه با سنگ‌های پوسته‌ای در این محدوده است. در نمودارهای عنکبوتی، موازی بودن روند نمونه‌ها حاکی از خاستگاه مشابه آنهاست. نسبت‌های عنصری و نمودارهای مختلف نشان از تشکیل این توده نفوذی در یک حاشیه فعال قاره‌ای با ضخامت پوسته‌ای کمتر از ۴۵ کیلومتر در مرحله قبل از برخورد دارد. ماگمای والد در نتیجه ذوب بخشی (کمتر از ۵ درصد) از یک پریدوتیت غنی شده واقع در گوه گوشه‌ای (اسپینل لرزولیت) ایجاد شده است.

کلیدواژه‌ها: ژئوشیمی، پتروژنز، گرانیتوئید کودکان، بلوک لوت، ماگماتیسم اوسن-الیگوسن.

*نویسنده مسئول: سیاوش امیدیان‌فرا

E-mail: siavashomidianfar@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

نوار ماگماتیکی شرق ایران با امتداد شمالی-جنوبی به طول حدود ۱۰۰۰ کیلومتر در محدوده بلوک لوت واقع شده است. بلوک لوت دارای روند شمالی-جنوبی و توسط گسل نهندان در شرق، گسل درونه در شمال، گسل نایند در غرب و گسل جازموریان در جنوب احاطه شده است (Berberian and King, 1981). بلوک لوت به عنوان یک قطعه مقاوم در طی حرکات نزدیک‌شونده بلوک‌های هند و اوراسیا به مقدار زیادی دچار چرخش در جهت خلاف عقربه‌های ساعت شده است (Bagheri and Stampfli, 2008). مرز شرقی بلوک لوت به عنوان یک حاشیه فعال قاره‌ای ناشی از فرورانش شاخه‌ای از اقیانوس نتوتیس در شرق ایران شناخته می‌شود که در میان بلوک لوت و بلوک افغان گسترش داشته است (Bagheri and Stampfli, 2008). بسته شدن اقیانوس فوق را به زمان الیگوسن-میوسن میانی نسبت می‌دهند (Sengor and Natalin, 1996) که افیولیت‌های شرق ایران آثاری به جای مانده از این اقیانوس و یکی از عوامل مشخص‌کننده مرز بلوک لوت و بلوک افغان هستند. با این وجود، برخی دیگر از محققان فرورانش پوسته اقیانوسی نتوتیس به زیر بلوک لوت را رد کرده و کانه‌زایی‌های واقع در بلوک لوت را به یک محیط ژئوتکتونیک کششی نسبت داده‌اند (Jung et al., 1983; Samani and Ashtari, 1992). Saccani et al. (2010) نیز ساختارهای تکتونیک موجود در افیولیت‌های شرق ایران و واقع بر مرز بلوک لوت و افغان را مطالعه و فرورانش اقیانوسی را به سمت شرق و به زیر بلوک افغان مطرح کرده است. نتایج پژوهش‌های Doglioni et al. (2009) و Arjmandzadeh et al. (2011) نیز فرورانش دوسویه نامتقارن پوسته اقیانوسی به زیر بلوک‌های لوت و افغان را پیشنهاد می‌کنند. گرانیتوئید منطقه کودکان به کمر بند آتشفشانی-نفوذی بلوک لوت، واقع در شرق ایران متعلق است. با توجه به اینکه تاکنون هیچ مطالعه ژئوشیمیایی خاصی به‌طور موردی بر روی این توده نفوذی صورت نگرفته است. مطالعه پژوهشی پیش رو به هدف بررسی ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های نفوذی این محدوده با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی (عناصر اصلی، فرعی و کمیاب) صورت پذیرفته است.

۲- جایگاه زمین‌شناسی

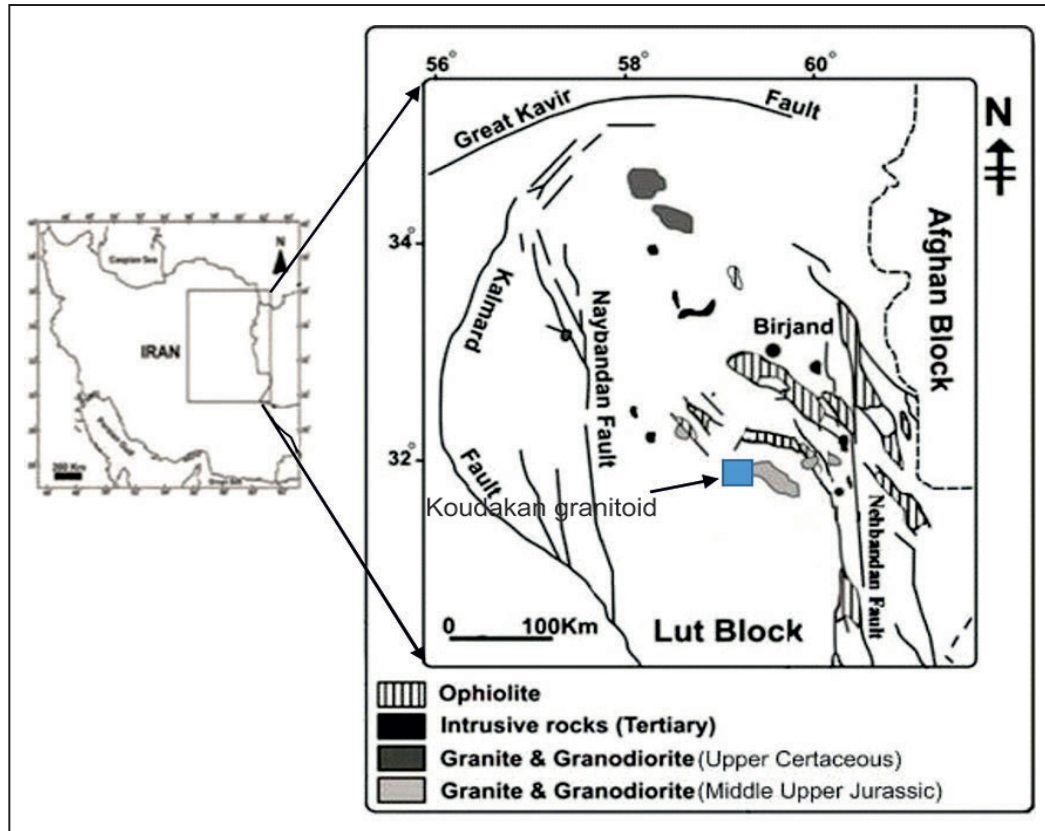
منطقه مورد مطالعه در فاصله ۱۰۰ کیلومتری جنوب بیرجند، در ۱۸ کیلومتری شمال معدن قلعه‌زری و در بین $58^{\circ} 57' 00''$ تا $59^{\circ} 02' 00''$ طول‌های شرقی و $31^{\circ} 56' 00''$ تا $31^{\circ} 59' 00''$ عرض‌های شمالی در نزدیکی مرز شرقی بلوک لوت با پهنه زمین‌درز سیستان واقع شده است (درویش‌زاده، ۱۳۹۴) (شکل ۱). گستره بلوک لوت شامل سنگ‌های دگرگونی قبل از ژوراسیک، سنگ‌های رسوبی ژوراسیک، سنگ‌های نفوذی به سن ژوراسیک و ترشیری با ترکیب عمده گرانیتوئیدی و سنگ‌های آتشفشانی-آذرآوری با ترکیب بازالت تا رپولیت به سن ترشیری است. در گستره مورد بررسی در این نوشتار، واحدهای آذرین درونی شامل گرانیت و گرانیت پورفیری، گرانودیوریت، تونالیت و تونالیت پورفیری، دیوریت، مونزودوریت و کوارتز مونزودوریت منصوب به بازه زمانی اوسن تا الیگوسن، واحدهای آذرین خروجی شامل بازالت، آندزیت، آندزیت و آذرآوری به سن اوسن و تنها واحد رسوبی شامل آبرفت‌های قدیمی و جدید به سن کواترنر رخنمون دارند (سن واحدهای لیتولوژیکی مختلف برگرفته از Eftekhari-Nezad et al., 1992 است).

۳- مشاهدات صحرایی

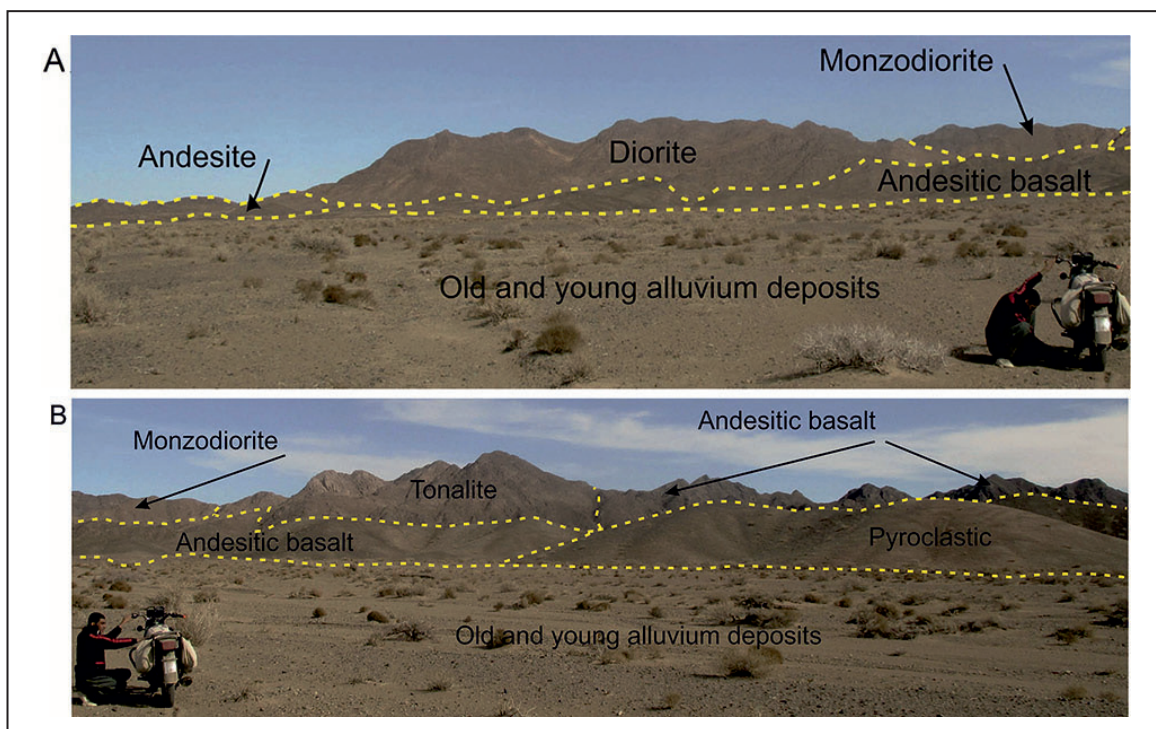
سنگ‌های نفوذی در محدوده کودکان دارای ترکیب دیوریت، مونزودوریت، کوارتز مونزودوریت، تونالیت و تونالیت پورفیری، گرانودیوریت و گرانیت و گرانیت پورفیری هستند که به‌صورت واحدهایی با طیف رنگ روشن و بسیار مرتفع‌تر از سطح دشت‌های اطراف قابل مشاهده هستند. این سنگ‌های نفوذی به‌صورت استوک در درون واحدهای آتشفشانی با ترکیب آندزیت و آندزیت‌بازالت، بازالت و سنگ‌های آذرآوری به سن اوسن نفوذ کرده‌اند و دگرگونی مجاورتی خاصی را نمی‌توان در محل کنتاکت آنها مشاهده کرد. از نظر ماکروسکوپی سنگ‌های واحدهای نفوذی به رنگ گوشتی تا خاکستری روشن و دگرسانی نسبتاً محدود دیده می‌شوند. می‌توان ساخت گرانولار و پورفیری را در این سنگ‌ها دید. می‌توان از جمله کانی‌های مافییک بلورهای آمفیبول و بیوتیت و از انواع کانی‌های فلسیک بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز را با نسبت‌های متفاوت به خصوص در سنگ‌های با ساخت

در سطح واحدهای مختلف سنگی در این محدوده به صورت گسترده دیده می‌شود. در گستره این توده نفوذی شواهد صحرایی چندانی دال بر گسترش زون‌های مختلف آلتراسیون (پروپلیتیک، آرژیلیک و ...) قابل مشاهده نیست (شکل‌های ۲- A و B).

گرانولار مشاهده کرد. مرز بین واحدهای لیتولوژیکی مختلف در این محدوده عمدتاً تدریجی و غیر گسلی است. به‌طور خیلی محدود می‌توان آنکلاوهای تیره رنگ با ابعاد کمتر از ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر را در درون واحدهای مختلف لیتولوژیکی موجود در این توده نفوذی مشاهده کرد. فرسایش پوست‌پیزی



شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه در بلوک لوت (با اندکی تغییر از Malekzadeh Shafaroudi, 2009).



شکل ۲- (A) نمایی از رخنمون واحدهای دیوریتی و مونزودیوریتی به عنوان بخش‌هایی از توده نفوذی کودکان در درون واحدهای گدازه‌ای دربرگیرنده؛ (B) نمایی دیگر از توده نفوذی کودکان که در آن واحدهای نفوذی با ترکیب مونزودیوریت و تونالیت در درون واحدهای گدازه‌ای و پیروکلاستیکی قابل مشاهده هستند.

۴- روش انجام پژوهش

پس از مطالعات کتابخانه‌ای و مشخص شدن مسیرهای پیمایش، در طی مطالعات میدانی ۷۰ نمونه از بخش‌های مختلف توده نفوذی برداشت و از تمامی آنها مقطع نازک تهیه شد و توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفت. با توجه به نتایج مطالعات میدانی و پتروگرافی ۱۲ نمونه با حداقل دگرسانی انتخاب و میزان اکسیدهای عناصر اصلی و مواد فرار آنها به روش XRF با دستگاه مدل PW ۲۴۰۴ ساخت شرکت Philips در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران اندازه‌گیری شد. تجزیه عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی بر روی نمونه‌های فوق با دستگاه agilent series ۴۵۰۰ ساخت شرکت agilent در شرکت زرآزمای تهران صورت گرفت. دقت تجزیه برای عناصر اصلی در حدود $\pm 5\%$ درصد و برای عناصر کمیاب برای غلظت‌های بالای ۱۰۰ ppm برابر $\pm 5\%$ و برای غلظت‌های کمتر از ۱۰۰ ppm، $\pm 10\%$ درصد است.

۵- پتروگرافی

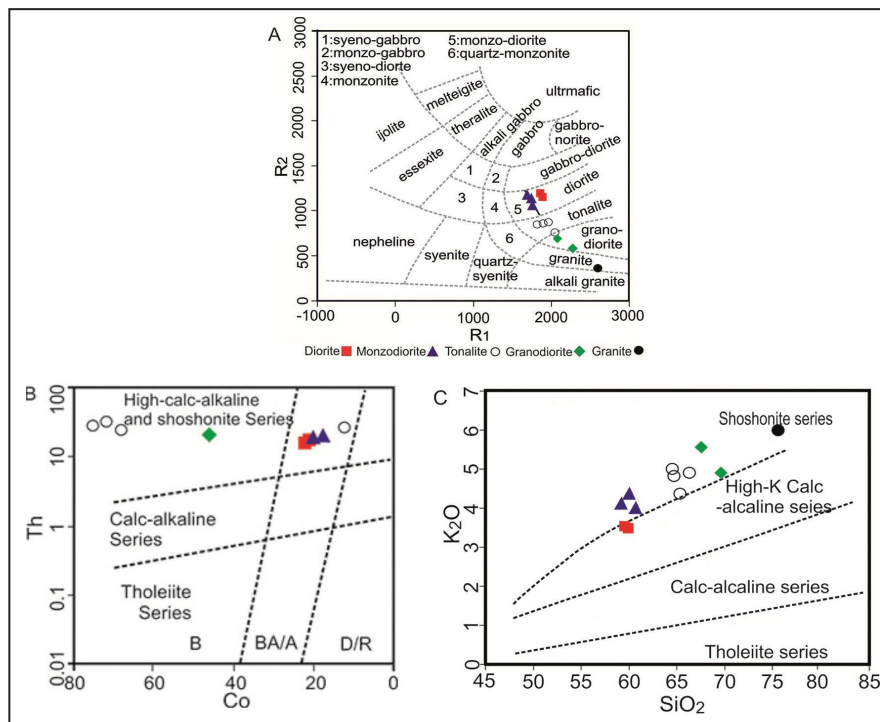
سنگ‌های نفوذی محدوده کودکان شامل انواع گرانیت و گرانیت پورفیری، گرانودیوریت، تونالیت و تونالیت پورفیری، دیوریت، مونزودیوریت و کوآرتز مونزودیوریت هستند. بافت‌های عمده موجود در آنها شامل گرانولار و پورفیری است. همچنین بافت‌های گرافیکی، میرمکتی، پویی کیلیتیک و اسفنجی نیز در آنها قابل مشاهده است. سنگ‌های فوق تا حدودی نیز تحت تأثیر فرایند دگرسانی واقع شده‌اند.

۶- ژئوشیمی

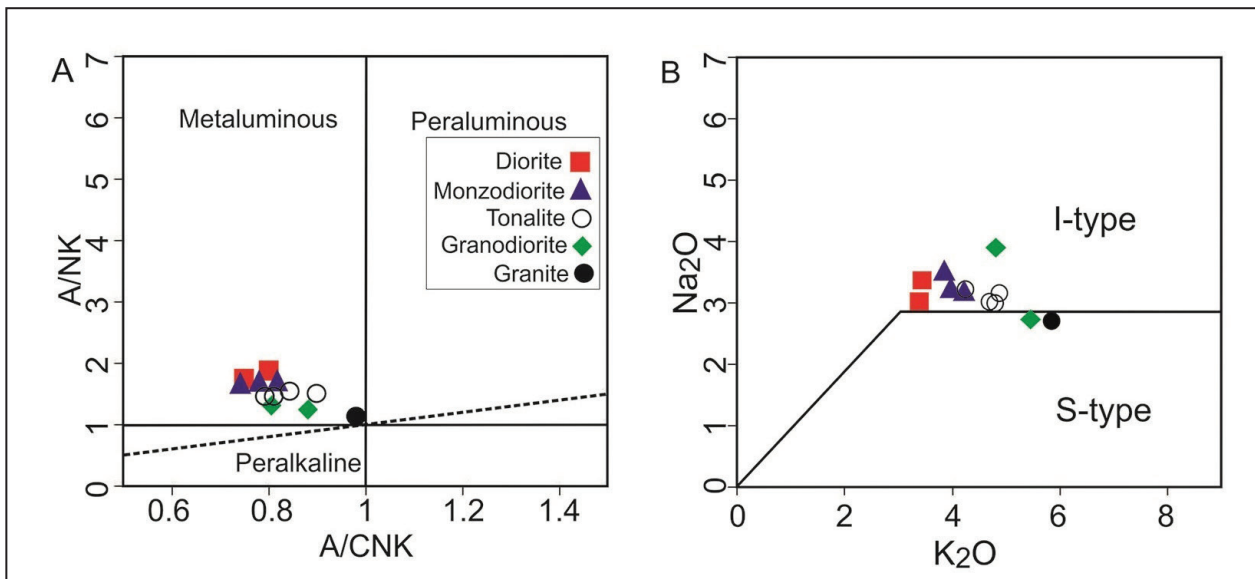
نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی سنگ کل ۱۲ نمونه برداشت شده از توده نفوذی واقع در منطقه کودکان در جدول ۱ آورده شده است. برای نام‌گذاری سنگ‌ها از نمودار (De La Roche et al., 1980) استفاده شده است. حسن استفاده از این نمودار، بهره‌گیری از تجمیع و تفاضل عناصر اصلی در تقسیم‌بندی سنگ‌های نفوذی است. در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی در

محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرند. برای اساس نمودار $A/NK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در مقابل $A/CNK=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ، تمامی نمونه‌ها در محدوده متآلومین و گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند (Shand, 1943). متآلومین بودن معمول‌ترین حالت قابل مشاهده در گرانیتوئیدهای نوع I است (Chappell and white, 1992) (شکل ۴-۱).

در نمودار (Chappell and White (1992) نیز که در آن از اکسیدهای K_2O در مقابل Na_2O برای جدایش انواع گرانیت‌های نوع S از نوع I استفاده شده است، اکثریت نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I و برخی دیگر (نمونه HZ223 به عنوان تنها نمونه با ترکیب گرانیتی و نمونه HZ246 با ترکیب گرانودیوریتی) در محدوده گرانیتوئیدهای نوع S قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲). این در حالی است که با توجه به داده‌های جدول ۱، در نمونه‌های مورد بررسی با افزایش میزان SiO_2 به عنوان شاخص تفریق، میزان P_2O_5 کاهش می‌یابد که شاخص گرانیتوئیدهای نوع I (برخلاف گرانیتوئیدهای نوع S) است (Eastoe and Eadington, 1986). علاوه بر این، گرانیتوئیدهای نوع S پرآلومینوس و دارای میزان A/CNK بیشتر از ۱/۱ هستند (Clemens et al., 2011)، ولی همان‌گونه که در شکل ۴-۳ B نیز پیداست، تمامی نمونه‌های مورد بررسی متآلومین و دارای میزان A/CNK کمتر از ۱ هستند.



شکل ۳- A) نمودار رده بندی شیمیایی بر حسب R1 در مقابل R2 (De la Roche et al., 1980)؛ B) نمودارهای Co در مقابل Th (Hasti et al., 2007) و SiO_2 در مقابل K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976) جهت تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد بررسی.



شکل ۴- A نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1943) جهت تعیین وضعیت اشباع از آلومین نمونه‌های مورد بررسی؛ B نمودار K₂O در مقابل Na₂O جهت تمایز گرانیت‌های نوع S از نوع I.

در LILE نسبت به HFSE، از نشانه‌های ماگماهای مرتبط با مناطق فرورانشی برای مثال قوس‌های آتشفشانی با طبیعت کالک‌آلکان موجود در حواشی فعال قاره‌ای است (Walker et al., 2001). همان‌گونه که در جدول ۱ پیداست، نسبت La_N/Yb_N به عنوان شاخصی برای تفریق عناصر نادر خاکی نسبت به هم در نمونه‌های مورد بررسی بین ۶/۷۴ تا ۱۲/۰۳ (با مقدار متوسط ۸/۳۸) تغییر می‌کند که حاکی از عدم وجود کانی گارنت به عنوان پسمانده در محل ذوب ($La_N/Yb_N > 20$) و در عوض مؤید باقی ماندن اسپینل و یا آمفیبول (هورنبلند) به عنوان فاز یا فازهای باقیمانده از ذوب در سنگ منشأ است (Martin, 1987). از طرف دیگر، حضور آمفیبول (هورنبلند) تنها در فشارهای پایین امکان‌پذیر بوده و در صورت منشأ گرفتن ماگمای والد از پریدوتیت‌های گوشته‌ای، حضور این کانی به عنوان باقیمانده ذوب غیرممکن است (Arjmandzadeh and Santos, 2014). موازی بودن روند نمونه‌های مورد بررسی از توده نفوذی محدوده کودکان مبین خاستگاه مشابه آنهاست. آنومالی منفی Eu ($Eu/Eu^* = 0/۴۳ - ۰/۸۸$) می‌تواند مرتبط با جدایش اولیه کانی پلاژیوکلاز در طی فرایند تفریق بلورین، تحت شرایط احیایی (fO_2 پایین) ماگمای والد باشد (Hezarkhani, 2005). جدایش کانی پلاژیوکلاز کلسیک در مراحل اولیه تفریق بلورین با مقدار نسبتاً پایین Sr در نمونه‌های مورد بررسی (دارای مقدار میانگین ۴۷۶ ppm) نیز سازگار است (Arjmandzadeh et al., 2011b).

۷- محیط تکنونیک

در نمودارهای Pearce et al. (1984) که از Y+Nb در مقابل Rb و Ta+Yb در مقابل Rb برای تفکیک موقعیت تکنونیک انواع گرانیت‌ها استفاده کرده است، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده کمربندهای آتشفشانی پهنه‌های فرورانشی و نیز مرز مشترک این محدوده با محدوده همزمان با برخورد قرار می‌گیرند (شکل‌های ۷-A و B). جایگاه و نیز شیب مثبت قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb از Leat et al. (2004) حاکی از تأثیر احتمالی محلول‌های آزاد شده از لیتوسفر فرورو بر روی منشأ ذوب و یا آلودگی پوسته‌ای بر روی ماگمای والد است (شکل ۷-C). موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb برگرفته از Pearce et al. (1984) نیز نشانگر سری ماگمایی شوشونیتی، محیط قوس قاره‌ای و منشأ گوشته غنی شده در نتیجه تأثیر سیالات

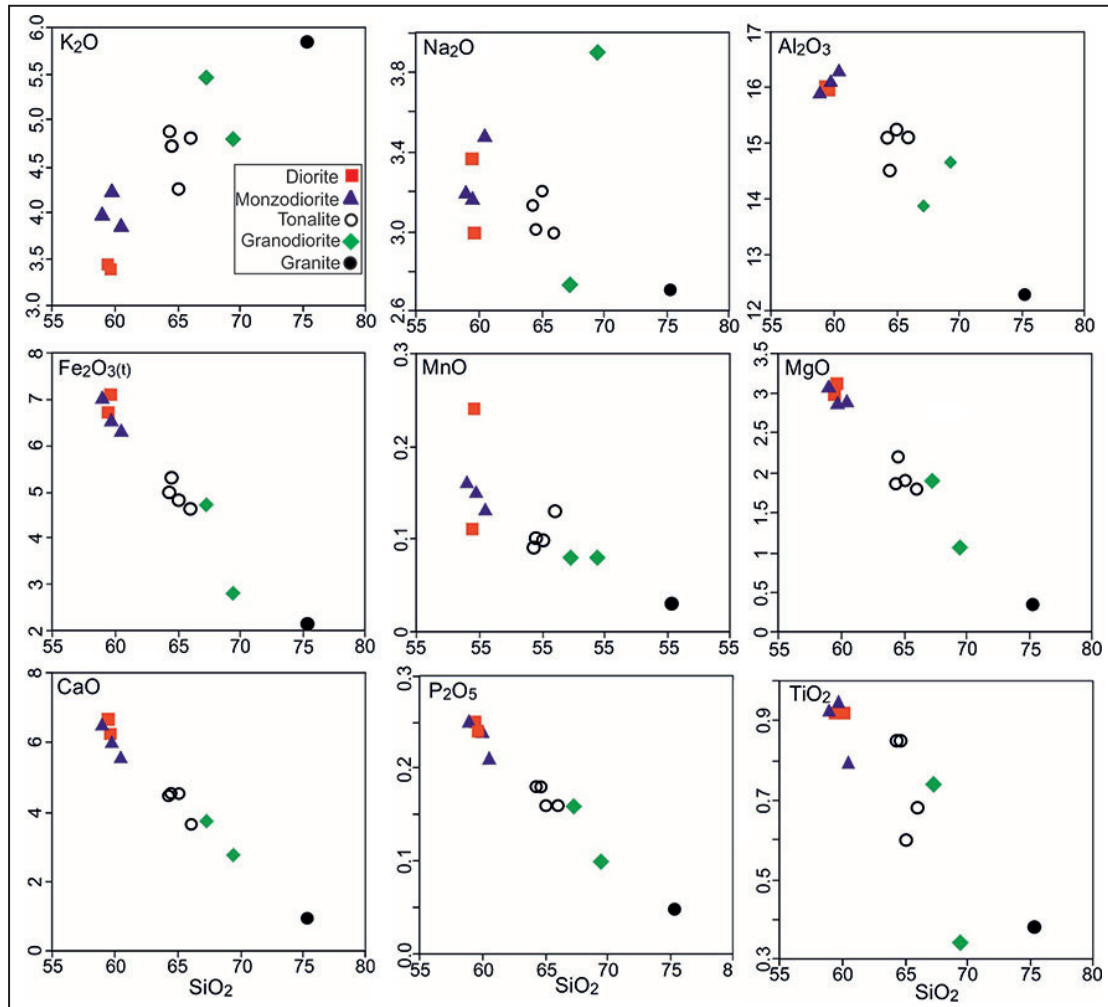
نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO₂ (Harker, 1909) حاکی از ارتباط ژنتیکی بین واحدهای مختلف لیتولوژیکی در توده نفوذی محدوده کودکان است، به نحوی که همبستگی مثبت بین مقادیر K₂O در مقابل SiO₂ و نیز همبستگی منفی بین مقادیر CaO، P₂O₅، MgO، MnO، Fe₂O₃، Al₂O₃ و Na₂O و TiO₂ و SiO₂ به عنوان شاخص میزان تفریق وجود دارد (شکل ۵).

نمودار عنکبوتی بهنجار شده بر اساس گوشته اولیه ارائه شده توسط Sun and McDonough (1989) برای نمونه‌های گرانیتوئیدی محدوده کودکان در شکل ۶-A آورده شده است. در این نمودار عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مثل U، Rb، K، Cs و Th نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر Zr، P، Nb و Ti غنی‌شدگی نشان می‌دهند. نسبت Rb_N/Y_N به عنوان شاخصی برای غنی‌شدگی در LILE نسبت به HFSE در نمونه‌های مورد بررسی بسیار بالا و بین ۳۸/۱۲ تا ۱۲۴/۹۳ (با مقدار متوسط ۶۴/۵۸) در تغییر است. وجود آنومالی مثبت K و Pb و همچنین آنومالی منفی Nb در این نمودار می‌تواند حاکی از درگیر شدن ماگمای اولیه با سنگ‌های پوسته‌ای باشد (Hofmann, 1997)، هر چند که آنومالی منفی Nb می‌تواند ناشی از ایجاد ماگما از ذوب بخشی یک گوشته غنی شده نیز باشد (Kurt et al., 2008). آنومالی منفی نسبی Ti گویای حضور کانی‌های Ti دار در منشأ ماگمای سازنده، تفریق کانی آپاتیت از ماگما (Pearce and Parkinson, 1993) و یا تهی‌شدگی سنگ منشأ از این عنصر (Gust et al., 1997) است. تفاوت نسبی رفتار Ba و ایجاد آنومالی منفی نسبت به سایر عناصر LILE ممکن است ناشی از سیالانی باشد که از رسوبات همراه با اسلب فرو رو متصاعد شده و گوشته بالای زون فرورانش را متأثر کرده‌اند (Leat et al., 2003).

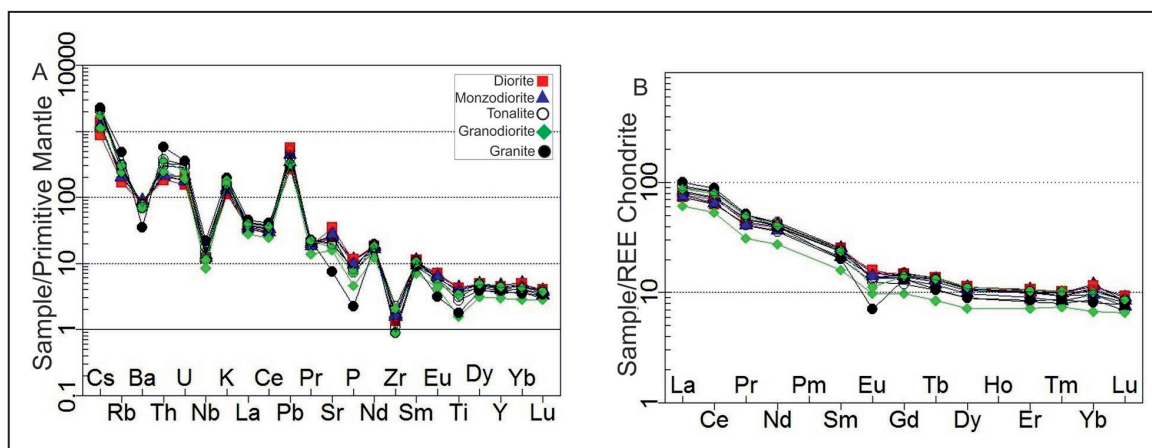
الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده بر اساس کندریت ارائه شده توسط Boynton (1984) برای نمونه‌های گرانیتوئیدی محدوده کودکان نیز در شکل ۶-B ارائه شده است. همان‌گونه که در این نمودار پیداست، غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین و ایجاد شیب منفی در روند نمونه‌ها دیده می‌شود که می‌تواند ناشی از تفکیک کانی‌های حاوی عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به عناصر نادر خاکی سبک در مراحل اولیه تبلور ماگمایی (Rollinson, 1993)، حضور کانی گارنت، اسپینل و یا آمفیبول (هورنبلند) در منشأ، درجه پایین ذوب بخشی و یا آلودگی پوسته‌ای باشد (Almeida et al., 2007). شیب منفی در الگوی عناصر نادر خاکی همانند غنی‌شدگی

(Bachelor and Bowden, 1985) بیشتر نمونه‌های مورد بررسی از توده نفوذی محدوده کودکان در محدوده گرانیتوئیدهای قبل از برخورد واقع می‌شوند (شکل ۹- A). نمودار در مقابل Sm/Yb در مقابل La/Sm (Kay and Mpodozis, 2002) حاکی از ضخامت کمتر از ۴۵ کیلومتر پوسته قاره‌ای در محل تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی با ویژگی‌های قوسی واقع در منطقه کودکان و نیز گوشته نسبتاً غنی شده در محل ذوب است (شکل ۹- B).

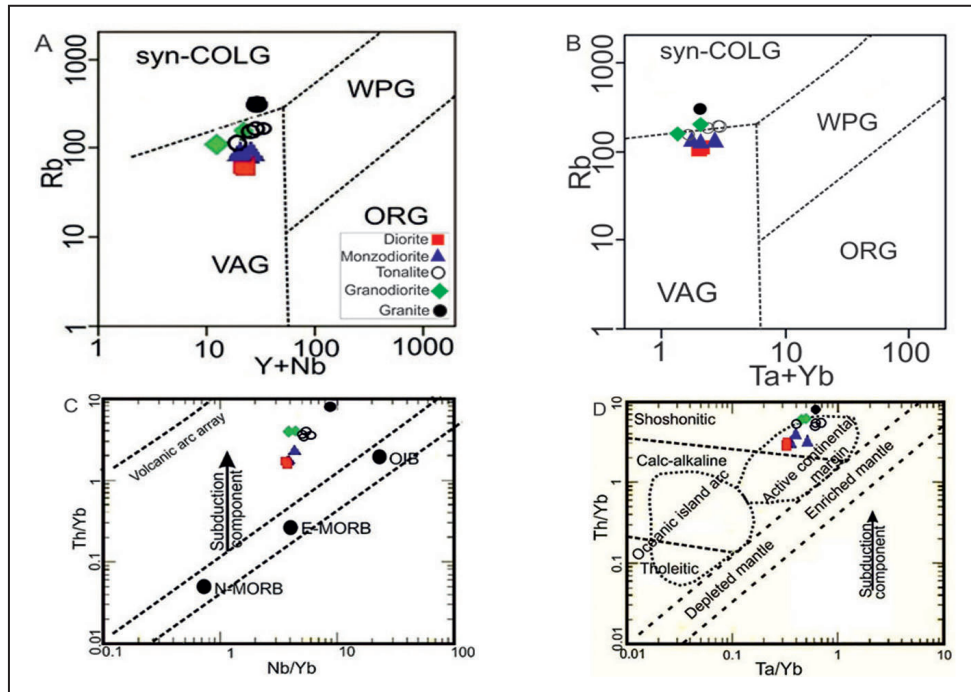
متصاعد شده از اسلب فرورو در مناطق فرورانشی برای گرانیتوئید محدوده کودکان است (شکل ۷- D). همچنین در نمودارهای (Schandle and Gorton, 2002) که در آن از عناصر Ta/Yb در مقابل Th/Th و Ta در مقابل Th جهت تفکیک انواع محیط‌های تکنیکی استفاده شده است، همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده حواشی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل‌های A و B). در نمودار $R_1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ در مقابل $R_2=6Ca+2Mg+Al$



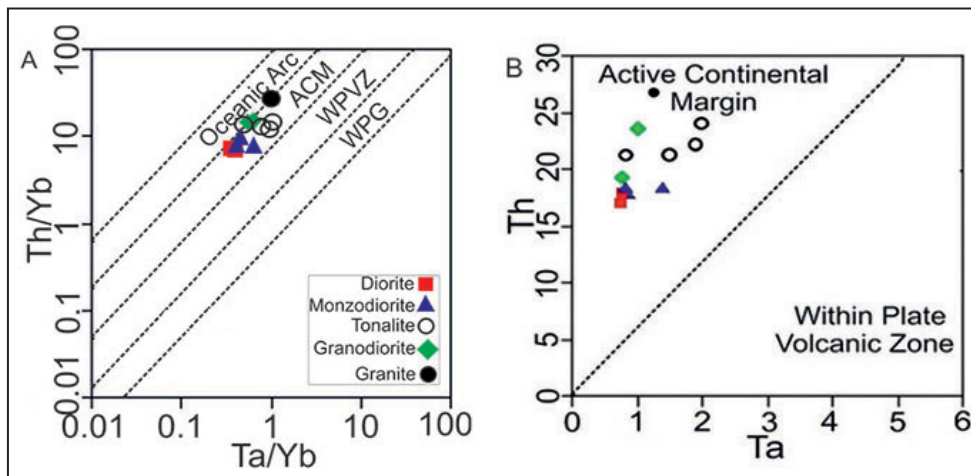
شکل ۵- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) در مقابل SiO_2 (Harker, 1909) برای نمونه‌های برداشت شده از محدوده مورد مطالعه.



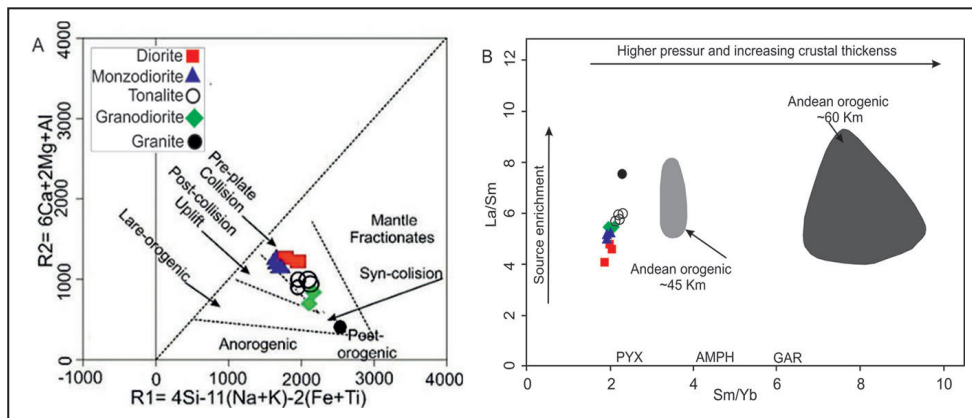
شکل ۶- A الگوی عناصر جزئی بهنجار شده بر اساس گوشته اولیه برای نمونه‌های گرانیتوئیدی محدوده مورد مطالعه (Sun and McDonough, 1989); B الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده بر اساس ترکیب کندریت برای نمونه‌های گرانیتوئیدی محدوده مورد مطالعه (Boynton, 1984).



شکل ۷- نمودارهای (A) در مقابل $Y+Nb$ Rb در مقابل $Ta+Yb$ (B) (Pearce et al., 1984) در مقابل Nb/Yb (C) (Pearce et al., 1984) در مقابل Th/Yb (D) (Leat et al., 2004) در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983) جهت تشخیص محیط تکنیکی گرانیتوئید محدوده کودکان.



شکل ۸- نمودارهای (A) در مقابل Ta/Yb Th/Yb (Schandl and Gorton, 2002) در مقابل Th (B) (Schandl and Gorton, 2002).



شکل ۹- نمودارهای (A) در مقابل $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ $R2=6Ca+2Mg+Al$ Sm/Yb (B) (Bachelor and Bowden, 1985) در مقابل La/Sm (Kay and Mpodozis, 2001).

۸- بحث

سنگ‌های نفوذی موجود در محدوده کودکان از نظر ژئوشیمیایی شامل دیوریت، مونزودیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت، دارای سرشت ماگمایی کالک‌آلکان با پتاسیم بالا تا شوشونیتی و نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 مبین روندی نسبتاً پیوسته و اشتقاق آنها از یک ماگمای واحد است. به‌طور کلی این سنگ‌ها ویژگی‌های ماگماتیسیم مرتبط با محیط‌های قوسی (قبل از برخورد) را از خود به نمایش می‌گذارند. وضعیت قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار La/Yb در مقابل La (Wang et al., 2007) حاکی از نقش فرایند تفریق بلورین در ایجاد آنهاست (شکل ۱۰- A). نمودار تغییرات عنصر Rb در مقابل Ba/Rb (Askren et al., 1999) نمایانگر الگویی با شیب منفی (شیب بسیار کم) و نقش فرایند تبلور تفریقی همراه با آرایش محدود با پوسته بالایی (AFC) در این توده نفوذی است (شکل ۱۰- B). میزان La_N/Yb_N برای نمونه‌های مورد بررسی بین ۶/۷۴ تا ۱۲/۰۳ متغیر بوده که این تغییرات محدود حاکی از اشتقاق آنها از یک ماگمای مادر واحد است (Martin, 1994). الگوی کلی عناصر فرعی و کمیاب و همچنین عناصر نادر خاکی در نمودارهای عنکبوتی، همانند الگوهای قابل مشاهده در ماگماتیسیم‌های رخ داده در بالای زون فرورانش بوده که در آن ماگمای در حال صعود، دستخوش تغییرات ناشی از آرایش پوسته‌ای نیز شده است.

بدون توجه به درصد ذوب بخشی، $\text{Mg}\#$ شاخصی مناسب جهت تمایز انواع ماگما-های حاصل از ذوب پوسته و یا اسلب فرورو ($\text{Mg}\# < 40$) در قیاس با ماگماهای منشأ گرفته از پریدوتیت‌های موجود در گوه گشته‌ای ($\text{Mg}\# > 40$) است (Rapp and Watson, 1995). همان‌گونه که در جدول ۱ نیز دیده می‌شود، میزان بالای $\text{Mg}\#$ در بیشتر نمونه‌های مورد بررسی مبین ایجاد ماگمای والد این توده نفوذی در اثر ذوب بخشی گوه گشته‌ای است. فراوانی عنصر به شدت ناسازگار La و عنصر کمتر سازگار Sm می‌تواند ترکیب کلی ناحیه منشأ را مشخص کند، زیرا تمرکز این دو عنصر به‌طور متفاوتی توسط منشأ (پریدوتیت توالی گشته‌ای) اسپینل و یا گارنت‌دار کنترل می‌شود (Aldanmaz et al., 2000). از سوی دیگر، نسبت Sm/Yb به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ وابسته است، زیرا Yb به شدت نسبت به کلینوپیروکسن و یا اسپینل سازگار تر است. ذوب بخشی از یک گشته با ترکیب اسپینل لرزولیت ماگمایی با نسبت Sm/Yb مشابه با مقدار این نسبت در گشته با ترکیب اسپینل لرزولیت تولید می‌کند، در حالی که میزان نسبت La/Sm و همچنین مقدار Sm با افزایش درجه ذوب بخشی کاهش می‌یابد (Aldanmaz et al., 2000). از طرف دیگر، مذاب‌هایی که از ذوب کم تا متوسط گارنت لرزولیت ایجاد می‌شوند به دلیل سازگاری بالای Yb در گارنت دارای نسبت Sm/Yb بسیار بالاتر از این نسبت در گشته گارنت لرزولیتی هستند. برای تعیین منشأ سنگ‌های توده نفوذی محدوده حنار از نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000) استفاده شده است (شکل ۱۱). نمودار فوق مبین ذوب بخشی کمتر از ۵ درصد از گشته‌ای با ترکیب گارنت اسپینل لرزولیت برای ایجاد ماگمای مولد این سنگ‌هاست. وجود گارنت به عنوان کانی باقیمانده در محل ذوب با توجه به نسبت پایین La_N/Yb_N برای نمونه‌های مورد بررسی امکان‌پذیر نیست (Martin, 1987) و همان‌گونه که در جدول ۱ دیده می‌شود، مقادیر نسبت بالای Y و Yb و نیز نسبت‌های پایین Sr/Y و La/Yb مؤید عدم حضور گارنت و وجود اسپینل در منشأ آنهاست (Martin, 1986). حضور اسپینل در

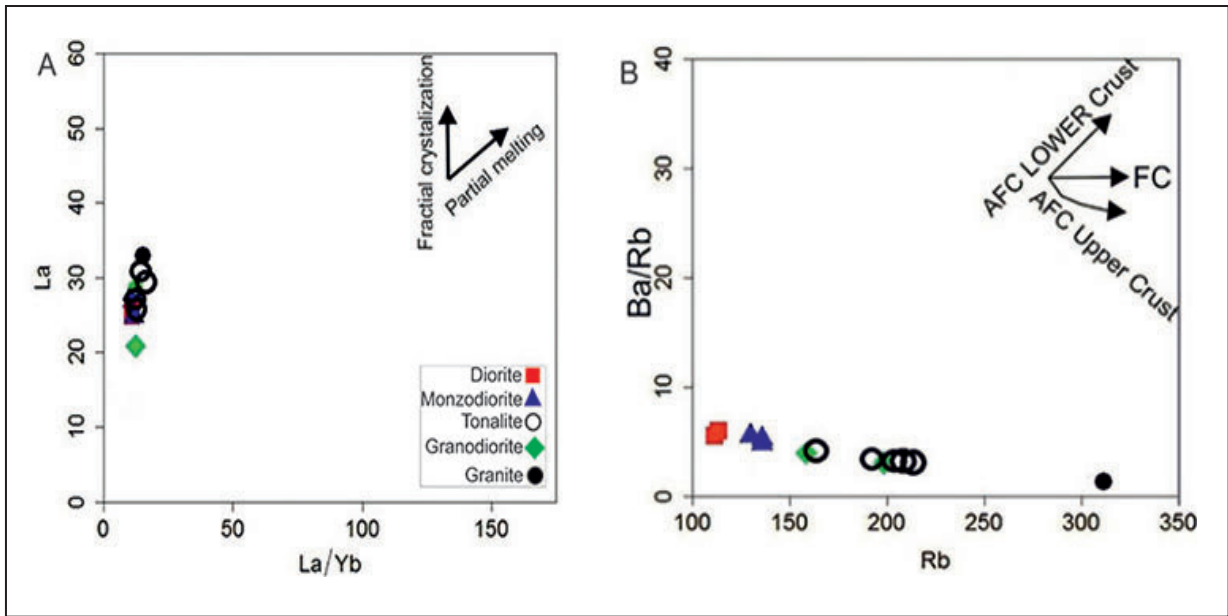
منشأ سبب غنی‌شدگی بیشتر و شیب مثبت در الگوی LREE و غنی‌شدگی کمتر و الگوی مسطح HREE (میزان Gd_N/Yb_N بین ۱/۲۱ تا ۱/۶۴ متغیر است) در نمونه‌های مورد بررسی شده است (Lin et al., 1989).

با توجه به جدول ۱ و همان‌گونه که در برخی دیگر از توده‌های نفوذی مجاور با محدوده مورد مطالعه دیده می‌شود (Arjmandzadeh et al., 2011b)، تمام سنگ‌های محدوده کودکان غنی‌شدگی بارزی از K_2O (۳/۴۴ تا ۵/۵۸ ppm) و نیز نسبت بالای $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (۱/۰۲ تا ۲/۱۷) را نشان می‌دهند. مقادیر فوق می‌تواند ناشی از ذوب یک فاز غنی از پتاسیم (مانند فلوگوپیت) در طی ذوب بخشی از یک پریدوتیت گشته‌ای متاسوماتیسیم شده باشد. حضور فلوگوپیت در محل منشأ ذوب ماگما با نسبت بالای Rb/Sr (۰/۱۵ تا ۱/۹۳) نیز سازگار است. برای تمامی نمونه‌های مورد بررسی، غنی‌شدگی از K_2O و نیز نسبت بالای $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ توسط تفریق بلورین همزمان با فرایند آغشتگی ماگما توسط سنگ‌های پوسته‌ای (ACF) نیز امکان‌پذیر است.

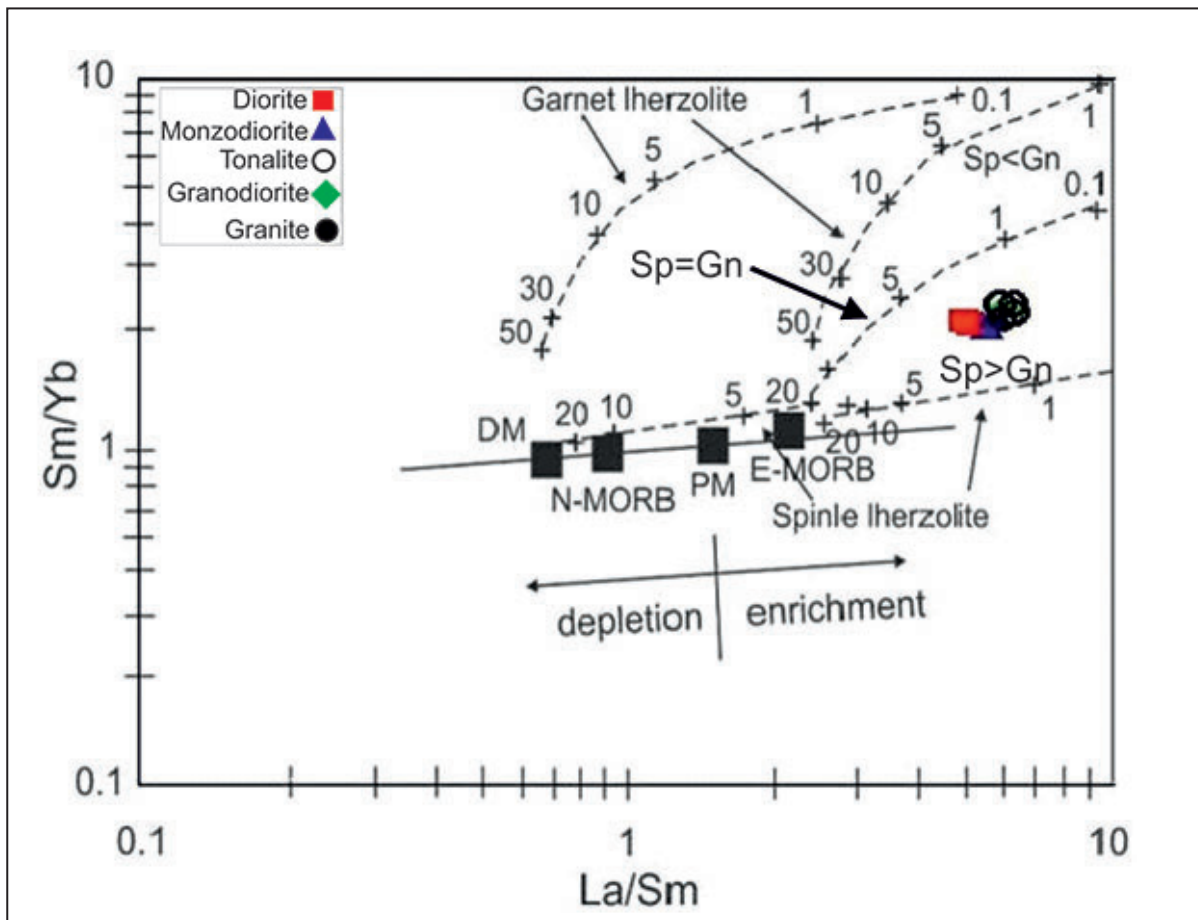
با توجه به حضور توالی افیولیتی در شرق محدوده مورد مطالعه، به عنوان بقایای پوسته اقیانوسی موجود در بین بلوک لوت و افغان (شاخه‌ای از اقیانوس نتوتیس در شرق ایران) و نیز با توجه به جمیع ویژگی‌های ژئوشیمیایی عنوان شده، ایجاد توده نفوذی موجود در محدوده مورد مطالعه را می‌توان در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک لوت (به سمت غرب)، در طی مرحله قبل از برخورد دانست که سازگار با مدل‌هایی است که ماگماتیسیم ترشیر در بلوک لوت را مرتبط با یک محیط فرورانشی قلمداد می‌کند (Eftekharijad, 1981; Arjmandzadeh et al., 2011b). لازم به ذکر است که در محدوده مورد مطالعه اظهارنظرهای دقیق‌تر در خصوص محیط تکنونیکی، سنگ منشأ و نیز فرایندهای درگیر در تکامل ماگما، مستلزم استفاده از داده‌های ایزوتوپی است.

۹- نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات پتروگرافی و رده‌بندی ژئوشیمیایی، سنگ‌های نفوذی محدوده کودکان شامل دیوریت، مونزودیوریت، کوآرتز مونزودیوریت، تونالیت، تونالیت پورفیری، گرانودیوریت و گرانیت هستند که دارای سرشت ماگمایی کالک‌آلکان با پتاسیم بالا و شوشونیتی، مت‌آلومین و واجد ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I هستند. روند تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 حاکی از پیوستگی نسبی ترکیبی و ارتباط ژنتیکی بین واحدهای لیتولوژی متفاوت قابل مشاهده در این توده نفوذی است. نمودارهای عنکبوتی حاکی از غنی‌شدگی LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE است. وجود شیب منفی و موازی بودن روند تمام نمونه‌های در نمودار الگوی عناصر نادر خاکی، گویای خاستگاه یکسان ماگمای والد می‌تواند در نتیجه درجه پایین ذوب بخشی از یک منبع غنی شده و یا آلودگی پوسته‌ای باشد. ماگمای والد این توده نفوذی در نتیجه ذوب بخشی کمتر از ۵ درصد از یک گشته غنی شده (اسپینل لرزولیت) ایجاد و در مراحل قبل از برخورد در محل یک حاشیه فعال قاره‌ای واقع در پوسته‌ای قاره‌ای با ضخامت کمتر از ۴۵ کیلومتر (بلوک لوت) نفوذ کرده است. این ماگمای در نتیجه فرایند تفریق بلورین همراه با آرایش پوسته‌ای منجر به ایجاد طیف نسبتاً پیوسته سنگ‌های نفوذی در این محل شده است.



شکل ۱۰- نمودارهای (A) در مقابل La/Yb (Wang et al., 2007) و (B) در مقابل Ba/Rb (Askren et al., 1999).



شکل ۱۱- نمودار در مقابل Sm/Yb جهت تشخیص کانی‌شناسی سنگ منشأ و نیز تخمین درصد ذوب بخشی برای ایجاد ماگمای والد سنگ‌های گرانیتوئیدی محدوده کودکان (Garnet lherzolite: $(O_{160} + Opx_{20} + Cpx_{10} + Gn_{10})$; Spinel lherzolite: $(Ol_{53} + Opx_{27} + Cpx_{17} + Sp_{11})$; DM: گوشته تهی شده (بر اساس مقدار عنوان شده توسط McKenzie and O'Nions, 1991); PM: گوشته اولیه یا غنی شده، N-MORB: بازالت پشته میان اقیانوسی نرمال و E-MORB: بازالت پشته میان اقیانوسی غنی شده (بر اساس مقادیر عنوان شده توسط Sun and Mc Donough (1989)).

Sample No:	HZ-200	HZ-188	HZ-189	HZ-191	HZ-211	HZ-212
Petrography:	Di	Md	Md	Md	Md	To
Longitude:	58° 57' 54" E	58° 58' 54" E	58° 59' 21" E	58° 58' 45" E	58° 59' 11" E	59° 00' 21" E
Latitude:	31° 57' 46" N	31° 57' 57" N	31° 56' 57" N	21° 57' 05" N	31° 57' 27" N	31° 57' 19" N
SiO ₂	59.35	56.91	58.16	58.99	59.36	64.67
TiO ₂	0.92	0.89	0.91	0.91	0.78	0.85
Al ₂ O ₃	15.87	15.34	15.67	15.89	16	15.19
TFe ₂ O ₃	7.07	6.76	6.34	6.66	6.19	5.03
MnO	0.24	0.15	0.15	0.11	0.13	0.09
MgO	3.1	2.95	2.8	2.96	2.82	1.87
CaO	6.21	6.25	5.82	6.61	5.43	4.52
Na ₂ O	2.98	3.08	3.08	3.33	3.41	3.15
K ₂ O	3.37	3.83	4.11	3.41	3.78	4.91
P ₂ O ₅	0.24	0.24	0.23	0.25	0.21	0.18
LOI	1.45	2.79	1.43	2.08	1.59	1.15
Total	100.8	99.2	98.7	101.2	99.7	101.6
Ba	588	625	611	536	561	503
Be	7.3	7.1	6.3	6.4	5.7	3.6
Co	22	20.7	65.6	20.9	17.9	71.7
Cr	63	95	34	40	86	19
Cs	6.9	9.3	10.4	10.9	9.8	17.8
Nb	8.6	9	9.6	8.7	8.6	12.8
Pb	40	31	24	19	24	22
Rb	109	125	131	107	131	198
Sr	727.1	570.9	538.3	525.1	586.3	426
Ta	0.84	0.97	1.6	0.88	0.93	2.31
Th	15.63	17.32	18.49	17.73	18.52	31.94
U	3.3	3.9	4.4	4.3	3.7	6.5
V	190	189	179	183	162	132
Zr	17	17	19	15	18	21
Y	19	19.8	21.1	20.1	17.9	19.6
La	23	25	26	24	23	28
Ce	51	59	60	57	52	66
Pr	5.2	5.36	5.69	5.59	5	6.24
Nd	23.5	23.8	25	24.7	22.1	25.6
Sm	4.59	4.63	4.92	4.92	4.12	4.74
Eu	1.18	1.1	1.12	1.13	1.04	0.99
Gd	3.67	3.63	3.74	3.82	3.37	3.87
Tb	0.62	0.62	0.63	0.65	0.56	0.64
Dy	3.52	3.46	3.59	3.64	3.16	3.51
Er	2.1	2.09	2.23	2.24	1.9	2.14
Tm	0.3	0.32	0.32	0.33	0.27	0.32
Yb	2.3	2.4	2.5	2.4	2	2.2
Lu	0.27	0.29	0.27	0.3	0.24	0.28
K ₂ O/Na ₂ O	1.24	1.34	1.02	1.13	1.61	1.11
Mg#	43.77	43.27	43.8	42.61	41.11	45.20
La/Yb	10.4	10.4	10	10	13	11.5
Sr/Y	28.83	25.51	26.12	38.27	28.42	32.75
Zr/Sm	3.67	3.86	3.05	3.7	5.46	4.37
(La/Yb) _N	7.03	7.01	6.74	6.74	8.76	7.75
Rb/Sr	0.22	0.24	0.20	0.15	0.34	0.22
(Gd/Yb) _N	1.22	1.21	1.27	1.29	1.44	1.36
(Rb/Y) _N	45.25	44.46	38.12	40.91	69.7	52.49
(Ce/Yb) _N	6.63	6.21	6.14	5.74	7.76	6.73
Eu/Eu*	0.82	0.8	0.8	0.88	0.73	0.85

جدول ۱- نتایج حاصل از تجزیه سنگ‌های گرانیتویدی منطقه کودکان (بلوک لوت). اکسیدهای عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) با روش XRF و عناصر فرعی و کمیاب (برحسب ppm) با روش ICM-MS اندازه‌گیری شده است (آهن به صورت آهن کل و LOI مبین میزان مواد فرار برحسب درصد است). در این جدول علائم اختصاری Di، Md، To، Gd و Gf به ترتیب مبین سنگ‌های دیوریت، مونزودیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند.

ادامه جدول ۱

Sample No:	HZ-217	HZ-246	HZ-203	HZ-247	HZ-222	HZ-223
Petrography:	To	To	To	To	Gd	Gr
Longitude:	59° 00' 08" E	58° 58' 05" E	59° 00' 24" E	58° 58' 40" E	58° 57' 36" E	58° 57' 42" E
Latitude:	31° 58' 00" N	31° 57' 28" N	31° 56' 41" N	31° 57' 11" N	31° 57' 40" N	31° 56' 48" N
SiO ₂	63.92	65.16	65.2	63.63	67.56	74.37
TiO ₂	0.59	0.72	0.67	0.84	0.33	0.38
Al ₂ O ₃	14.98	13.44	14.92	14.31	14.27	12.12
TFe ₂ O ₃	4.75	4.59	4.59	5.24	2.74	2.08
MnO	0.1	0.08	0.13	0.1	0.08	0.03
MgO	1.87	1.86	1.78	2.17	1.02	0.33
CaO	4.43	3.62	3.59	4.47	2.69	0.93
Na ₂ O	3.14	2.64	2.96	2.97	3.8	2.67
K ₂ O	4.19	5.3	4.75	4.66	4.67	5.78
P ₂ O ₅	0.16	15	0.16	0.18	0.1	0.05
LOI	1.18	1.35	1.46	0.64	2.45	1.78
Total	99.3	98.9	100.2	99.2	99.7	100.5
Ba	549	473	472	492	535	245
Be	2.8	3.2	3	4	<0.2	<0.2
Co	12.3	95.7	68.2	75.1	46.2	2.4
Cr	17	21	28	22	4	5
Cs	16.6	13.8	16	16.5	8.8	17.5
Nb	9.1	8	10.5	12.5	6	15.7
Pb	31	23	36	27	23	21
Rb	156	194	185	192	154	307
Sr	530.7	371.5	539.9	408.9	332.6	158.8
Ta	0.93	1.16	1.73	2.2	0.86	1.58
Th	25.44	31.08	25.54	27.82	20.89	48.9
U	6	5.2	5.9	6.6	4	7.4
V	114	115	115	138	53	33
Zr	12	10	25	10	23	10
Y	16.6	20.1	19	19.9	13.6	17.6
La	24	27	26	29	19	31
Ce	53	64	60	67	43	72
Pr	4.99	6.04	5.72	6.24	3.8	6.3
Nd	21.4	24.5	23.9	26	16.5	24
Sm	3.93	4.67	4.58	4.99	3.11	3.95
Eu	0.92	0.82	0.97	0.99	0.72	0.52
Gd	3.11	3.66	3.58	3.77	2.52	3.46
Tb	0.5	0.63	0.59	0.62	0.4	0.51
Dy	2.87	3.62	3.35	3.5	2.3	2.85
Er	1.72	2.17	2.07	2.16	1.5	1.78
Tm	0.26	0.33	0.3	0.3	0.24	0.28
Yb	1.8	2.1	2	2.2	1.4	1.7
Lu	0.22	0.28	0.26	0.27	0.21	0.25
K ₂ O/Na ₂ O	1.56	1.33	1.23	2.17	2	1.57
Mg#	40.73	41.13	44.89	23.58	43.95	43.03
La/Yb	12.7	13.3	13.6	18.2	12.9	13.2
Sr/Y	21.73	31.97	24.46	9.02	18.48	20.55
Zr/Sm	4.43	3.05	7.4	2.53	2.14	2
(La/Yb) _N	8.58	8.99	9.15	12.3	8.67	8.88
Rb/Sr	0.46	0.29	0.46	1.93	0.52	0.47
(Gd/Yb) _N	1.42	1.39	1.45	1.64	1.41	1.38
(Rb/Y) _N	72.35	67.31	81.11	124.93	69.12	69.18
(Ce/Yb) _N	7.76	7.62	7.94	10.96	7.88	7.88
Eu/Eu*	0.71	0.8	0.79	0.43	0.61	0.7

References

- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Volcanology and Geothermal Research* 102: 67- 95.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C., 2007- Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in Central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155(2): 69- 97.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M., Homam, S. M., 2011b- Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah- Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Asian Earth Sci* 41: 283-296.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M., Homam, S. M., 2011a- Two-sided asymmetric subduction; implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut block, eastern Iran. *Economic Geology* 1(3): 1-14.
- Arjmandzadeh, R. and Santos, S. A., 2014- Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran. *Int. J. Earth Sci. (GeolRundsch)* 103: 123-140.
- Askren, D. R., Roden, M. F. and Whitney, J. A., 1999- Petrogenesis of Tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuffs of the Western USA. *Petrology* 38: 1021- 1046.
- Bagheri, B. and Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e- Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123- 155.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P., 1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43- 55.
- Berberian, M. and King, G. C., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210- 265.
- Boynton, W. V., 1984 - Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1992- I- and S- type granites in the Lachlan Fold belt, Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Science* 83: 1- 26.
- Clemens, J. D., Stevens, G. and Farina, F., 2011- The enigmatic sources of I-type granites: the peritectic connexion. *Lithos* 126 3- 4: 174- 181.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183- 210.
- Doglioni, C., Tonarini, S. and Innocenti, F., 2009- Mantle wedge asymmetries and geochemical signatures along W- and E-NE directed subduction zones. *Lithos* 113: 179- 189.
- Eastoe, C. G. and Eadington, P. J., 1986- High-temperature fluid inclusions and the role of the biotite granodiorite in mineralization at the Punguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Economic Geology* 81: 478- 483.
- Eftekhari-Nezad, J., Behrouzi, A. and Nazer, N. Kh., 1992- Geological quadrangle map of Basiran, scale 1:100000, sheet 7853, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Eftekharneshad, J., 1981- Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Iranian Petroleum Society* 82: 19-28.
- Gust, D. A., Arculus, R. A. and Kersting, A. B., 1997- Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist* 35: 347- 365.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks. Methuen, London.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007- Classification of altered volcanic arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Petrology* 48(12): 2341- 2357.
- Hezarkhani, A., 2005- Petrology of the intrusive rocks within the Sungun Porphyry Copper Deposit, Azerbaijan, Iran. *Asian Earth Sciences*: 1- 15.
- Hofmann, A. M., 1997- Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385: 219- 229.
- Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Marcks, Ch., Baumann, A. and Horn, P., 1983- Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51, 285- 336.
- Kay, S. M. and Mpodozis, C., 2001- Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA TODAY (Geol Soc Am)* 11: 4- 9.

- Kay, S. M. and Mpodozis, C., 2002- magmatism as a probe to Neogene shllowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *American Earth Sciences* 15: 39- 57.
- Kurt, H., Asan, K. and Ruffet, G., 2008- The relationship between collision-related calcalkaline and within-plate alkaline volcanism in the Karacadağ area (Konya-Turkey, Central Anatolia). *Chemie der Erde* 68(2): 155- 176.
- Leat, P. T., Pearce, J. A., Barker, P. F., Millar, I. L., Barry, T. L. and Larter, R. D., 2004- Magma genesis and mantle flow at a subduction slab edge: The South Sandwich arc-basin system. *Earth and Planetary Science Letters* 227: 17- 35.
- Leat, P. T., Smellie, J. L., Millar, I. L. and Larter, R. D., 2003- Magmatism in the South Sandwich arc. In: Larter, R. D., Leat, P. T. (Eds.), *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Geological Society, London, 285- 313.
- Lin, P. N., Stern R. J. and Bloomer, S. H., 1989- Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc: 2. Large ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. *Geophys Res* 94: 497- 514.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., 2009- *Geology, Mineralization, Alteration, Geochemistry, Microthermometry, Radiogenic Isotopes, Petrogenesis of Intrusive Rocks and Determination of Source of Mineralization in Maherabad and Khopik Prospect Area, South Khorasan Province*. Unpublished Ph. D Thesis. Ferdowsi University of Mashhad, Iran, pp. 536.
- Martin, H., 1986- Effect of steeper Archaean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14: 753- 756.
- Martin, H., 1987- Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Petrology* 28: 921- 953.
- Martin, H., 1994- The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust: in *Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam.
- McKenzi, D. and O’Nions, R. K., 1991- Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrators. *Journal of Petrology* 32: 1021- 1091.
- Pearce, A. J. and Parkinson, I. J., 1993- Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *Geological Society* 76: 373- 403.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrology* 25: 956- 983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area (northern Turkey). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63- 81.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B., 1995- Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36: 891- 931.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Science and Technical, London.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S. A., 2010- Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): implication for the evolution of the Sistan ocean. *Lithos* 117: 209- 228.
- Samani, B. and Ashtari, Sh., 1992- Geological evolution of Sistan and Baluchestan area. *Journal of earth sciences*, No. 4. Geological survey of Iran.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629- 642.
- Sengor, A. M. C. and Natalin, B. A., 1996- Paleotectonics of Asia: fragment of a synthesis. In: An, Y., Harrison, T.M. (Eds.), *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, 486- 640.
- Shand, S. J., 1943 - *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits*. Thomas Murby and Co., London, U. K.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, magmatism in ocean basins. *Geological Society of London* 42: 313- 345.
- Walker, J. A., Patino, L. C., Carr, M. J. and Feigenson, M. D., 2001- Slab control over HFSE depletions in Central Nicaragua. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 533- 543.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J., Jian, P., Zhao, Z., Li, C., Xu, W., Ma, J. and He, B., 2007- Early Cretaceous adakitic granites in the northern Dabie complex, Central China: implications for partial melting and delamination of thickened lower crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 2609- 2636.

Geochemistry and petrogenesis of Koudakan granitoidic intrusion (eastern of Lut block)

S. Omidianfar^{1*}, M. Rahgoshay² and I. Monsef³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Science, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

Received: 2017 December 27

Accepted: 2018 June 30

Abstract

Koudakan Granitoid located in 100 km South of Birjand and 18 km North of Ghaleh-Zari mine in eastern Iran. It belong to the Lut Block volcanic-plutonic belt. These intrusive rocks (Eocene-Oligocene) petrographically composed of Diorite, Monzodiorite, Quartzmonzodiorite, Tonalite, Porphyritic Tonalite, Granodiorite, Granite and Porphyritic Granite. Plutonic rocks in this area have features typical of high-K calc-alkaline to shoshonite series, metaluminous and belong to I-type Granitoides. Enrichment in LILE rather than HFSE (Rb_N/Y_N : 38.12-124.93), negative anomalies of Nb and Ti and enrichment in LREE rather than HREE (La_N/Yb_N : 6.74-12.03) in all of samples are important evidences for the formation of this rocks in a subduction related magmatic belt. Positive anomalies of Pb and K indicate the involvement of continental crust in evolution of parental magma. Parallel trend of the samples in spider diagrams show that they are co-genetic. Elements ratios and Different discrimination diagrams show the formation of this rocks in an active continental margin with about less than 45 Km crustal thickness in per-collision steps. Parental magma has been generated by low degree partial melting (less than 5%) of an enriched peridotite in mantle wedge (Spinel lherzolite).

Keywords: Geochemistry, Petrogenesis, Koudakan granitoid, Lut block, Eocene-Oligocene magmatism.

For Persian Version see pages 89 to 100

*Corresponding author: S. Omidianfar; E-mail: siavashomidianfar@gmail.com