

پتسرولوژی، سال هفتم، شماره بیست و ششم، تابستان ۱۳۹۵، صفحه ۱۳۵-۱۵۲
تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۲/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۷/۰۶

سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی محدوده جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران)

احمد حسین‌خانی، محمدحسن کریم‌پور* و آزاده ملکزاده سفارودی

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی خاور ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، خراسان رضوی، ایران

چکیده

محدوده جنوب‌باختری سرخ‌کوه در ۱۲۰ کیلومتری جنوب‌باختری شهر بیرجند قرار گرفته و بخشی از مجموعه آتشفشانی-آذرین‌درونی ترسیری در باختر بلوک لوت است. زمین‌شناسی منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت و بازالت بوده که نفوذ توده‌های نفوذی در مراحل زمانی متفاوت با ترکیب هورنبلنددیوریت، هورنبلندمیکرودیوریت، هورنبلنددیوریت پورفیری، هورنبلندکوارتزدیوریت پورفیری و بیوتیت‌کوارتزومونزونیت در آنها موجب دگرسانی گسترده‌ای شده است. بافت توده‌های نفوذی منطقه بیشتر پورفیری، گرانولار و پویی‌کیلیتیک است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این توده‌های نفوذی هورنبلند و پلاژیوکلاز بوده و در بیوتیت‌کوارتزومونزونیت کانی‌های بیوتیت و کوارتز نیز حضور دارند. ترکیب توده‌های نفوذی در محدوده متالومینوس تا کمی پراآلومینوس بوده، اغلب ماهیت کالک‌آلکان دارند اما برخی توده‌های دیوریتی ماهیت تولییتی نیز دارند. توده‌های نفوذی منطقه در محدوده گرانیته‌های کمان‌های آتشفشانی واقع شده و متعلق به گرانیته‌های سری مگنتیت (یا I) هستند. در بررسی عناصر فرعی و خاکی نادر، غنی‌شدگی عناصر (Sr و Cs، K، Ba، LILE)، کاهیدگی عناصر (Ti و P، Nb، HFSE) و غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE دیده می‌شود که از ویژگی‌های شاخص ماگمای تولید شده در پهنه فرورانش است. مقادیر بالای (Eu/Eu*) در دیوریت کالک‌آلکان و تولییتی (بین ۰/۸-۰/۹) و در بیوتیت‌کوارتزومونزونیت (۱/۵) و همچنین، غنی‌شدگی Sr به‌ویژه در توده بیوتیت‌کوارتزومونزونیت (۹۰۰ ppm) نشان‌دهنده نبود پلاژیوکلاز در خاستگاه این ماگماست. تهی‌شدگی Nb و مقدار بالای Zr/Nb آلودگی اندک ماگما با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد. مقدار نسبت (La_N/Yb_N) نیز کم بوده، بین ۹-۵ متغیر است. ماگمای مولد توده‌های نفوذی از حدود ۱ تا ۵ درصد ذوب‌بخشی گارنت-اسپینل لرزولیت (با مقدار کم گارنت) و در عمق حدود ۶۰ کیلومتر گوشته بالایی تشکیل شده است. **واژه‌های کلیدی:** تولییتی، کالک‌آلکان، گرانیته‌یید، توده‌های نفوذی، جنوب‌باختری سرخ‌کوه، بلوک لوت

مقدمه

شهر بیرجند، جنوب شهر خور و نزدیک به مرز سه استان خراسان جنوبی، یزد و کرمان قرار گرفته و مختصات آن به‌صورت عرض جغرافیایی ۱۲' ۳۲°

محدوده جنوب‌باختری سرخ‌کوه در استان خراسان جنوبی، ۱۲۰ کیلومتری جنوب خاوری

* karimpour@um.ac.ir

Copyright©2016, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

در سال‌های اخیر نیز مطالعات ژئوشیمیایی، سن‌سنجی و پتروژئنز بر روی توده‌های مختلف ترسیری در بلوک لوت انجام گرفته است که از جمله آن می‌توان به مناطق ماهرآباد و خوپیک (Malekzadeh Moradi Noghondar, 2012, Shafaroudi), نجم‌آباد (Lotfi, 1982), نایبند (et al., 2012), شوراب (Lotfi, 1982), نایبند (Malekzadeh Shafaroudi, et al., 2013), کوه‌شاه (Abdi and Karimpour, 2012), چاه‌شلجمی (Arjmandzadeh et al., 2011b) و غیره اشاره نمود. این نتایج اغلب نظریه فرورانش را تقویت می‌بخشد (Karimpour et al., 2012). همچنین، نتایج سن‌سنجی بر روی توده‌های نفوذی مختلف در بلوک لوت، پنجره زمانی ۴۲ تا ۳۳ میلیون سال قبل (ائوسن-لیگوسن) را برای تشکیل این توده‌ها نشان می‌دهد (Karimpour et al., 2012).

با توجه به قرارگیری محدوده جنوب‌باختری سرخ‌کوه در بخش باختری بلوک لوت و دور از دسترس بودن آن، ابهامات زیادی در این آنجا وجود داشته و تاریخچه مطالعات انجام شده در این منطقه شامل نقشه‌های تهیه شده در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ نایبند (Kluyver et al., 1981)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جنوب سه‌چنگی (Blurian, 2004) و گزارش Tarkian و همکاران (۱۹۸۳) است و به‌طور کلی، مطالعات انجام شده بر روی آن اندک است. بر اساس این نقشه‌ها توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق و عمیق منطقه وجود دارند که خاستگاه کانی‌سازی‌هایی مانند کانسارهای مس پورفیری هستند. بنابراین، اهمیت مطالعه پتروژئنز این توده‌ها برای تشخیص توده‌های عقیم و بارور مرتبط با کانی‌سازی مس پورفیری مهم است. هدف از این پژوهش مطالعات سنگ‌شناسی و تهیه نقشه زمین‌شناسی دقیق با تأکید بر تفکیک توده‌های نفوذی-نیمه‌عمیق، بررسی ژئوشیمی توده‌های نفوذی، جایگاه زمین‌ساختی این توده‌ها و در نهایت خاستگاه توده‌ها در این بخش از بلوک لوت است.

تا ۱۴' ۳۲° شمالی و طول جغرافیایی ۲۰' ۵۸° تا ۲۳' ۵۸° خاوری است.

از دیدگاه زمین‌شناسی منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه در بخش باختری بلوک لوت واقع شده است. بلوک لوت بخشی از خرد قاره ایران مرکزی است که بین گسل‌های نهبندان (در خاور)، نایبند (در باختر)، درونه و کلمرد (در شمال) و فرونشست جازموریان (در جنوب) قرار دارد (Aghanabati, 2004).

زمین‌شناسی این بخش از ایران به‌علت دور از دسترس بودن مورد ابهامات بسیاری است اما به‌طور کلی از زمان مزوزوییک به بعد به‌عنوان بلوک قاره‌ای مقاومی بوده که از حاشیه گندوانا جدا شده و به سمت شمال حرکت نموده و دریای نئوتتیس را تشکیل داده است (Dercourt et al., 1986; Hooper et al., 1994; Scotese, 2001). در اوایل ژوراسیک این قطعه به بخش جنوبی اوراسیا پیوسته است (Dercourt et al., 1986).

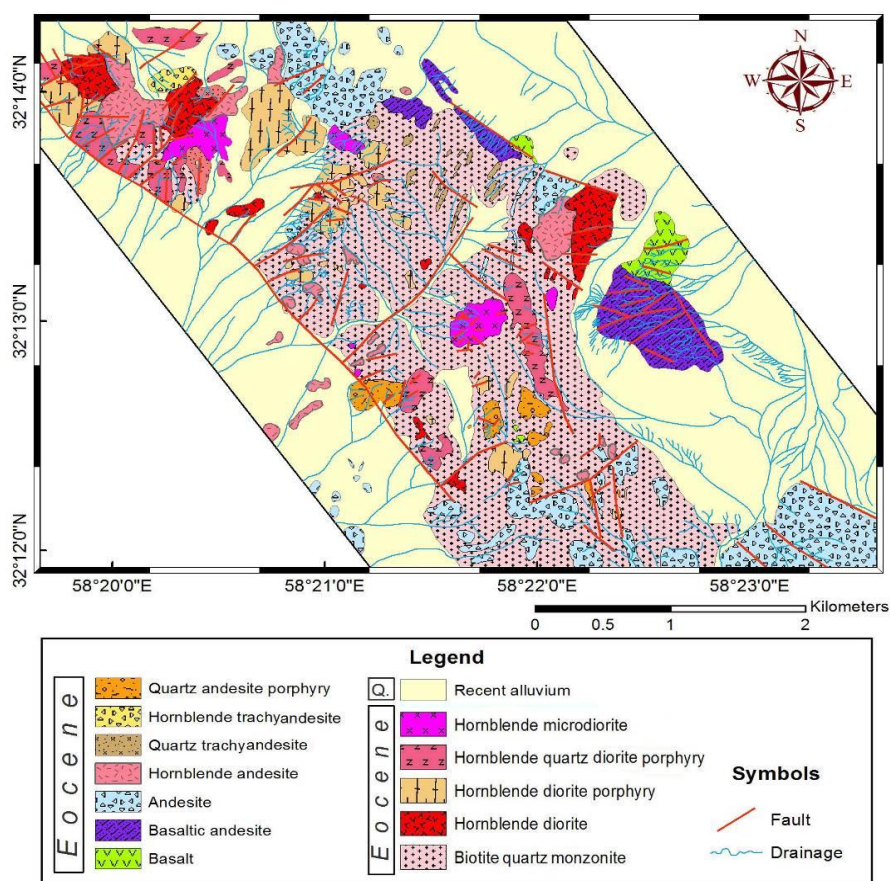
سنگ‌های بخش بالایی پوسته در بلوک لوت شامل شیل‌های مزوزوییک و کربنات‌ها هستند که با مرزهای گسلی در مجاور افیولیت‌های کرتاسه قرار دارند و پس از آنها سنگ‌های آذرین بیرونی و نفوذی‌های سنوزوییک دیده می‌شوند. این بخش از ایران هم اکنون دچار بالاآمدگی نسبی شده که ارتفاع آن بین ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر متغیر است. رسوبات ماسه بادی مربوط به کواترنر اغلب بخش‌های بلوک لوت (از جمله بخش جنوبی آن یعنی دشت لوت) را پوشانده است.

فعالیت‌های ماگمایی در بلوک لوت گسترده بوده و این فعالیت‌ها به پدیده‌هایی مانند فرورانش (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983)، شرایط کششی (Jung et al., 1983) و حتی فرورانش دوسویه (Arjmandzadeh et al., 2011a) نسبت داده شده‌اند، که دامنه سنی ژوراسیک تا کواترنری را می‌توان برای آنها در نظر گرفت (Karimpour et al., 2011).

زمین‌شناسی منطقه

محدوده جنوب‌باختری سرخ‌کوه در بخش شمالی بر گه ۱:۱۰۰,۰۰۰ جنوب سه‌چنگی (Blurian, 2004) واقع شده است که بر اساس نقشه زمین‌شناسی جنوب سه‌چنگی، سنگ‌های اصلی منطقه از سه واحد لاتیت‌آندزیت-کوارتزلاتیت-کریستال‌توف، هورنبلندآندزیت-پیروکسن‌آندزیت با سن ائوسن و دیوریت پورفیری (با سن جوان‌تر از ائوسن) تشکیل شده‌اند. در مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک، سنگ‌های آذرین بر اساس ترکیب سنگ‌شناسی، بافت و

حضور کانی‌های مافیک را می‌توان به دو دسته سنگ‌های بیرونی و سنگ‌های نیمه‌عمیق-درونی تقسیم کرد. سنگ‌های بیرونی شامل بازالت، آندزیت بازالتی (Basaltic Andesite)، آندزیت، هورنبلندآندزیت، هورنبلندتراکی‌آندزیت، کوارتزتراکی‌آندزیت، کوارتزآندزیت پورفیری و کریستال‌توف و سنگ‌های نیمه‌عمیق-درونی شامل هورنبلنددیوریت، هورنبلنددیوریت پورفیری، هورنبلندکوارتزدیوریت پورفیری، هورنبلند میکرودیوریت و بیوتیت کوارتزمونزونیت هستند (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی از منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران) در مقیاس ۱:۵۰,۰۰۰.

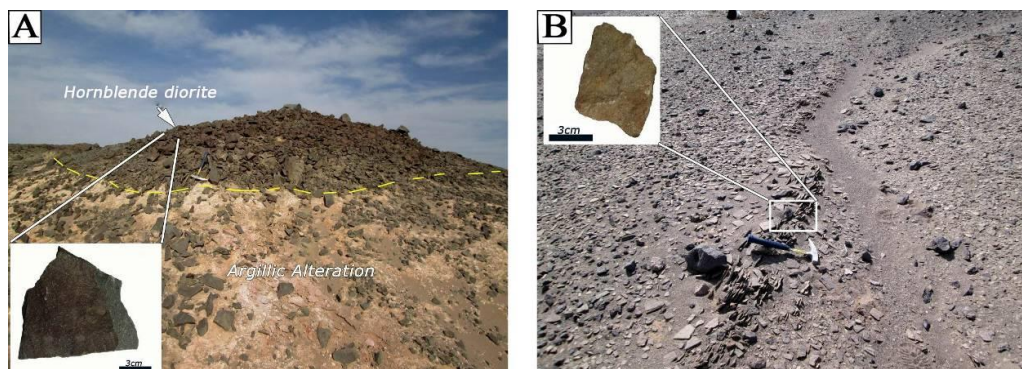
سنگ‌ها دارای رنگ خاکستری تا تیره و رنگ سطح تازه آنها سبز تیره است. کانی‌های پلاژیوکلاز و گاهی پیروکسن در مقیاس ماکروسکوپی را می‌توان در آنها

سنگ‌های آذرین بیرونی دارای گسترش کمی بوده و بیشتر محدود به بخش‌های خاوری و جنوبی نقشه بوده و ارتفاعات بلندتری در منطقه دارند. این گروه از

را می‌توان در آن تشخیص دید. روابط سنی نسبی بین واحدهای مختلف در منطقه نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین بیرونی قدیمی‌ترین واحدهای منطقه را تشکیل داده که سپس توده نفوذی بیوتیت‌کوارتز مونزونیت در آن نفوذ کرده است. توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب غالب دیوریتی آخرین فاز ماگماتیسم در منطقه هستند که توده بیوتیت‌کوارتز مونزونیت را قطع و به درون آن نفوذ کرده‌اند. توده‌های نفوذی با ترکیب غالباً دیوریتی نیز در صحرا بیشتر رنگ تیره متمایل به سبز داشته (شکل ۲-۲) (A) و می‌توان پلاژیوکلاز و هورنبلند را در مقیاس ماکروسکوپی در آن تشخیص داد.

فعالیت‌های زمین‌ساختی در منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه به‌طور عمده شامل گسل‌های امتدادلغز با راستای شمال‌باختر-جنوب‌خاور و شمال‌خاور-جنوب‌باختری هستند. همچنین، گسل‌های حاصل از نفوذ توده‌های نفوذی به‌صورت گسل‌های کوچک شعاعی دیده می‌شوند (شکل ۱).

تشخیص داد. سنگ‌های نیمه‌عمیق و درونی به درون واحدهای آذرین بیرونی نفوذ کرده و موجب دگرسانی (سریسیتی، آرژیلیک، پروپیلی‌تیک، کربناتی و سیلیسی) و کانی‌سازی (پراکنده دانه، رگه‌ای و رگچه‌ای) در آن شده‌اند (شکل ۲-۲) که خارج از بحث این مقاله است. در مجموع توده‌های نفوذی در منطقه احتمالاً مرتبط با کانی‌سازی مس پورفیری هستند (Hosseinkhani, et al., 2015). در بخش‌های مرکزی محدوده توده بیوتیت‌کوارتز مونزونیت گسترش درخور توجهی داشته و توده‌های هورنبلند دیوریت، هورنبلند دیوریت پورفیری، هورنبلند کوارتز دیوریت پورفیری، هورنبلند میکرو دیوریت به‌صورت تپه ماهورهای کوچک به درون بیوتیت‌کوارتز مونزونیت نفوذ کرده است (شکل ۱). بیوتیت‌کوارتز مونزونیت با رنگ روشن به‌صورت رخنمون بدون دگرسانی در بخش‌های خاوری منطقه دیده می‌شود. این توده نفوذی رنگ سفید متمایل به قهوه‌ای داشته (شکل ۲-۲)، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت



شکل ۲- تصاویرهای صحرایی از منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران). (A) توده نفوذی هورنبلند دیوریت پورفیری که به درون واحد بیوتیت‌کوارتز مونزونیت دارای دگرسانی آرژیلیک نفوذ کرده است؛ (B) رخنمون بیوتیت‌کوارتز مونزونیت به همراه نمونه برداشت شده از آن.

منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه با تأکید بر توده‌های نفوذی.

۳- انجام ۲۲ آنالیز XRF بر روی توده‌های نفوذی دارای حداقل دگرسانی (که با مطالعه مقاطع نازک مشخص شدند) برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی توده‌های نفوذی، در شرکت کانسارن بینالود ایران با دستگاه فیلیپس مدل PW 1480.

روش انجام پژوهش

مراحل مختلف انجام این پژوهش به‌طور خلاصه عبارت است از:

۱- بازدید صحرایی، نمونه‌برداری از واحدهای سنگی مختلف و تهیه و مطالعه ۱۲۰ مقطع نازک برای مطالعات سنگ‌نگاری.

۲- تهیه نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۵۰۰۰ از

بیشتر کانی پلاژیوکلاز دچار این دگرسانی‌ها شده است (کمتر از ۲ درصد حجمی). بیوتیت نیز به اکسیدهای آهن ثانویه (۱ درصد حجمی) و هورنبلند به اندکی به اپیدوت دگرسان شده است. ارتباط بین کانی‌ها در این توده به صورت تماسی است.

هورنبلند دیوریت: این سنگ تقریباً مشابه دیوریت پورفیری بوده و تنها تفاوت آن ویژگی‌های بافتی است. بافت هورنبلند دیوریت گرانولار است. کانی‌های اصلی متشکل از پلاژیوکلاز (۶۵ درصد حجمی) تا ۱ میلی‌متر و هورنبلند (۳۰ درصد حجمی) تا ۱ میلی‌متر است (شکل ۳-۳). کانی‌های فرعی شامل کانی‌های کدر با فراوانی ۳ درصد حجمی به صورت بلورهای شکل‌دار و بی‌شکل و با اندازه حداکثر ۱۰۰ میکرون است. توده هورنبلند دیوریت نیز در بخش‌های دگرسان دچار دگرسانی کربناتی (حاصل از پلاژیوکلاز) و اپیدوتی (حاصل از هورنبلند) شده است.

هورنبلند دیوریت پورفیری: بافت این سنگ بافت پورفیریتیک بوده، به‌ندرت بافت پویی‌کیلیتیک و گلوپورپورفیری در آنها دیده می‌شود. میزان درشت‌بلورها حدود ۵۰ درصد حجمی سنگ بوده، شامل پلاژیوکلاز (حدود ۳۵ درصد حجمی) و هورنبلند (۱۵ درصد حجمی) است (شکل ۳-۳). درشت‌بلورها عمدتاً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. خمیره سنگ نیز شامل پلاژیوکلاز و هورنبلند است. کانی‌های فرعی شامل کوارتز و کانی‌های کدر هستند که کانی‌های کدر با فراوانی ۳-۴ درصد حجمی به صورت بلورهای شکل‌دار و بی‌شکل و با اندازه حداکثر ۲۰۰ میکرون در سنگ حضور دارند. این توده در بخش‌های مرکزی بدون دگرسانی بوده و در مجاورت بیوتیت کوارتز مونزونیت دگرسانی‌های کربناتی، اپیدوتی و سریسیتی شدن در آن غالب است. دگرسانی کربناتی (گاهی تا ۱۰ درصد حجمی) حاصل دگرسانی هورنبلند و پلاژیوکلاز است.

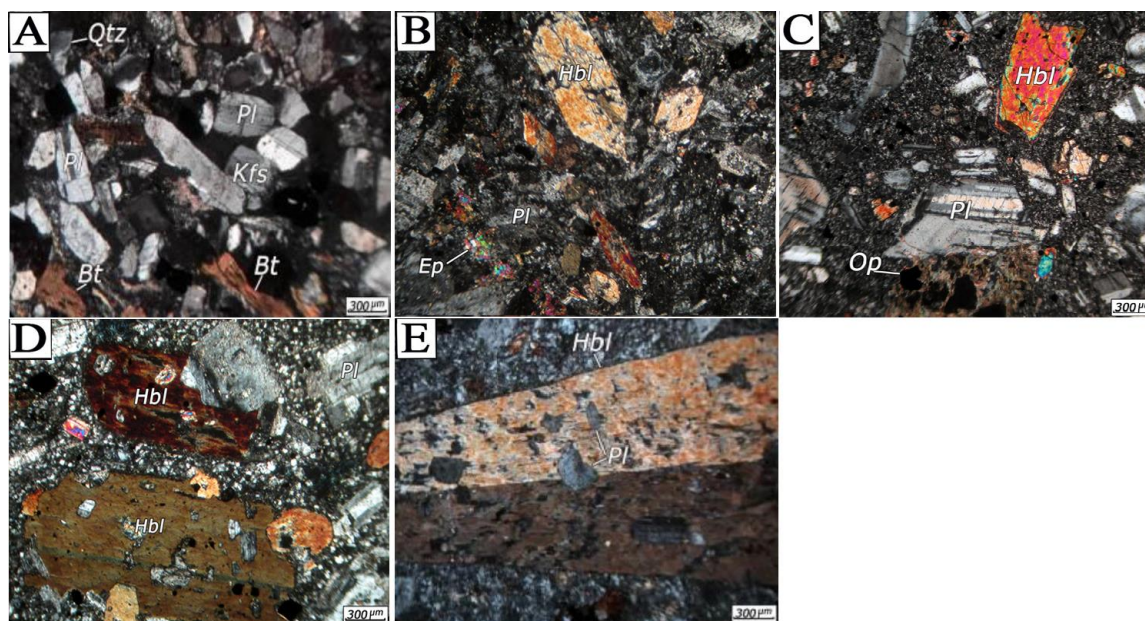
۴- انجام ۲۲ آنالیز ICP-MS برای اندازه‌گیری عناصر فرعی و خاکی نادر، در آزمایشگاه ACME کانادا بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی و XRF روی توده‌های نفوذی دارای حداقل دگرسانی (روش آماده‌سازی نمونه‌ها روش ذوب قلیایی یا Lithium Fusion).

۵- تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از آنالیزهای ژئوشیمیایی و استفاده از نرم‌افزارهای Igpet، GCDkit و ArcGIS.

سنگ‌نگاری

در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ و مطالعه سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی تعداد ۱۲۰ مقطع نازک تهیه و مطالعه شد. در ادامه به شرح واحدهای اصلی توده‌های نفوذی پرداخته می‌شود.

بیوتیت کوارتز مونزونیت: بافت این سنگ گرانولار است. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۴۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۲۰ درصد حجمی) آلکالی‌فلدسپار (۱۵-۱۰ درصد حجمی)، کوارتز (۱۵-۵ درصد حجمی) و هورنبلند (کمتر از ۵ درصد حجمی) هستند (شکل ۳-۳). کانی‌های فرعی شامل کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن هستند. کانی‌های کدر (۳ درصد حجمی) به صورت بلورهای شکل‌دار و بی‌شکل تا اندازه ۳۰۰ میکرون مشاهده می‌شوند و بیشتر مگنتیت هستند. چنین به نظر می‌رسد که پلاژیوکلاز و مگنتیت در مراحل اولیه تبلور ماگما تشکیل شده‌اند و پس از آن آلکالی‌فلدسپار، هورنبلند و سپس بیوتیت و در مراحل نهایی تبلور سنگ کوارتز متبلور شده است. توده بیوتیت کوارتز مونزونیت در منطقه متحمل دگرسانی سریسیتی و آرژیلیک (۹۰ درصد حجمی) شده است و تنها در بخش‌های خاوری منطقه (حاشیه توده نفوذی) رخنمون‌های بدون دگرسانی این توده وجود دارد که اندکی سریسیتی، کربناتی و اپیدوتی شده است (که نمونه مطالعاتی از این بخش گرفته شد).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی توده‌های نفوذی جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران) در نور XPL (Cross Polarized Light). (A) بیوتیت کوارتزومونونیت شامل پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز و بیوتیت با بافت گرانولار؛ (B) هورنبلند و پلاژیوکلاز که کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده هورنبلنددیوریت هستند. هورنبلند اندکی به اپیدوت دگرسان شده است؛ (C) کوارتز و پلاژیوکلاز با بافت پورفیریتیک به‌همراه کانی‌های کدر در هورنبلنددیوریت پورفیری؛ (D) کوارتز در بزرگنمایی بالا در توده هورنبلندکوارتزدیوریت پورفیری؛ (E) فنوکریست هورنبلند با بافت پوی کیلیتیک در هورنبلندمیکرودیوریت که کانی پلاژیوکلاز را دربرگرفته است (Pl: پلاژیوکلاز، Kfs: آلکالی‌فلدسپار، Bt: بیوتیت، Hbl: هورنبلند، Qtz: کوارتز، Ep: اپیدوت، Op: کانی کدر).

پورفیریتیک با خمیره میکروگرانولار است. همچنین، بافت پویی کیلیتیک با دربرگرفته شدن پلاژیوکلاز توسط هورنبلند نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳- E). حدود ۳۷ درصد حجمی سنگ را درشت‌بلورها تشکیل داده که شامل پلاژیوکلاز (۲۵ درصد حجمی) تا اندازه ۰/۵ میلی‌متر، هورنبلند (حدود ۱۰ درصد حجمی) تا اندازه ۳ میلی‌متر و کمی کلینوپیروکسن (۱-۲ درصد حجمی) تا اندازه ۲۰۰ میکرون است. خمیره سنگ متشکل از پلاژیوکلاز، کمی هورنبلند و کانی‌های کدر است. کانی‌های کدر حدود ۳ درصد حجمی به‌صورت بلورهای بی‌شکل با اندازه حدود ۲۰ میکرون دیده می‌شوند. آپاتیت کانی فرعی سنگ را تشکیل داده است. در مناطق دارای کانی‌سازی این توده دگرسان بوده و به‌طور عمده شامل کربناتی شدن پلاژیوکلاز (۷-۵ درصد حجمی) و تبدیل هورنبلند به کلریت و اپیدوت (کمتر از ۵ درصد حجمی) است.

هورنبلندکوارتزدیوریت پورفیری: بافت این سنگ پورفیریتیک است. حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی درشت‌بلور بوده، دارای ۱۵ درصد حجمی پلاژیوکلاز تا ۲۰۰ میکرون، حدود ۱۰ درصد حجمی هورنبلند با اندازه ۱۵۰ میکرون و ۵-۷ درصد حجمی کوارتز تا ۱۰۰ میکرون است. خمیره سنگ شامل پلاژیوکلاز و کوارتز است. کوارتز عمدتاً در خمیره سنگ (به میزان ۲۰-۱۵ درصد حجمی) دیده می‌شود و کمتر تشکیل فنوکریست داده است (شکل ۳- D). کانی‌های فرعی شامل بیوتیت و کانی‌های کدر (مات) هستند. کانی کدر حدود ۲ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده و به‌صورت بلورهای بی‌شکل با اندازه ۲۰-۱۰ میکرون دیده می‌شوند. دگرسانی اندک این سنگ شامل تبدیل پلاژیوکلاز به سریسیت و کانی‌های ثانویه کربناتی (۴ تا ۵ درصد حجمی) است.

هورنبلندمیکرودیوریت: بافت این سنگ

ژئوشیمی

شده است. مقدار SiO_2 در این توده‌های نفوذی بین ۵۵ تا ۶۴ درصد وزنی متغیر است و بیشترین مقدار آن مربوط به توده بیوتیت‌کوارتز مونزونیت پورفیری و کمترین آن مربوط به هورنبلند میکرودیوریت است.

اکسیدهای اصلی: در جدول ۱ نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب در ترکیب سنگ کل توده‌های نفوذی جنوب‌باختری سرخ‌کوه ارائه

جدول ۱- نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی (بر اساس درصد وزنی)، عناصر فرعی و خاکی نادر (بر اساس ppm) توده‌های نفوذی جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران).

Sample No.	S-16	S-22	S-23	S-25	S-26	S-33	S-35	S-36	S-38	S-39	S-46
X	58°21'52"E	58°22'0"E	58°21'53"E	58°20'21"E	58°22'25"E	58°20'35"E	58°20'24"E	58°20'15"E	58°21'52"E	58°20'42"E	58°20'16"E
Y	32°12'18"N	32°12'44"N	32°12'41"N	32°13'33"N	32°13'21"N	32°13'44"N	32°13'59"N	32°13'41"N	32°13'11"N	32°13'31"N	32°14'18"N
Rock type	5	2	3	3	4	5	4	3	2	4	2
SiO_2	60.01	59.39	60.58	59.85	60.57	59.61	60.24	55.01	58.75	64.73	56.12
TiO_2	0.618	0.551	0.501	0.686	0.474	0.639	0.457	0.534	0.669	0.382	0.523
Al_2O_3	17.76	18.24	17.91	17.64	17.83	18.12	17.81	16.01	18.13	17.34	18.24
FeO_t	5.89	5.28	5.18	5.74	5.68	5.98	5.41	6.71	5.95	2.46	6.72
MnO	0.18	0.11	0.12	0.115	0.087	0.214	0.05	0.034	0.088	0.019	0.14
MgO	2.19	2.19	2.57	2.92	2.98	2.33	2.86	7.57	2.64	2.54	4.28
CaO	6.14	6.34	5.63	6.02	5.56	6.17	4.21	6.58	6.68	3.72	6.11
Na_2O	3.12	3.07	2.89	2.62	2.72	2.89	3.57	3.52	3.01	5.86	3.25
K_2O	1.68	2.11	1.89	1.53	2.18	1.84	2.42	0.52	2.19	0.4	1.15
P_2O_5	0.069	0.068	0.066	0.071	0.062	0.075	0.056	0.056	0.074	0.048	0.074
L.O.I.	1.69	2.32	2.45	2.38	1.84	2.39	2.61	2.15	2.51	1.49	2.88
Sum	99.86	99.67	99.8	99.6	100.0	100.3	99.7	98.7	100.7	99.7	99.5
Ba	533	579	515	534	603	582	759	295	568	186	337
Co	17	16	15	16.3	15.2	17.6	12	18.8	17.2	5.2	13.8
Cs	2	4.9	3.2	4.1	2.6	2.3	10.5	2.9	4.3	7.4	3.1
Ga	16	17	15	14.5	14.1	14.6	15	14.5	15.4	14.4	14.7
Hf	3.5	3.8	4	3	2.8	3.3	3	2.3	3.1	3.5	3
Nb	5.8	7.3	5.9	6.2	5.3	6.1	5.4	4.1	6.8	6.6	5.7
Rb	53	77	71	72.8	69.3	51.3	72	18.4	76.3	18.5	48.6
Sr	491	471	399	404.2	544.6	493.7	678	693.6	474.9	971.7	498.6
Ta	0.4	0.6	0.6	0.5	0.3	0.5	0.4	0.3	0.5	0.5	0.3
Th	6	7.5	7.6	7.9	6.3	5.8	7.3	4.8	7.8	8.9	5.2
U	1.8	2.9	2.1	2.6	2.2	2.1	2.5	1.7	2.7	3.1	1.8
V	178	149	135	139	142	183	141	198	153	104	173
W	1.5	1.8	1.4	0.8	1.1	1.3	<0.5	0.9	1.7	0.5	0.5
Zr	139	152	152	144.2	109.5	136.3	117	87.5	150.3	132.5	116.5
Y	23	23	22	21.7	16.4	22.7	17	16.5	22.9	17.5	18.1
La	17	20	19	16.9	17.1	15.4	17	12.8	19.7	20.7	15.3
Ce	33	38	36	33.8	32.6	31.8	30	24.5	39.8	41.7	28.4
Pr	3.65	4.32	4	4.12	3.28	3.72	3.1	2.8	4.15	4.5	3.11
Nd	15.5	17.1	15.3	16.7	13.4	14.9	12.6	10.9	16.8	16.2	11.8
Sm	3.54	3.84	3.31	3.44	2.27	3.62	2.61	2.8	3.65	2.7	2.62
Eu	1	1.15	0.92	0.86	0.85	1.06	0.81	0.85	1.37	0.82	0.95
Gd	3.96	4.11	3.62	3.14	2.75	3.68	2.82	2.95	4.06	2.77	2.68
Tb	0.61	0.61	0.57	0.45	0.52	0.63	0.43	0.44	0.54	0.43	0.37
Dy	3.86	3.72	3.8	4.06	3.07	3.71	2.9	2.97	3.58	2.83	3.22
Ho	0.76	0.77	0.76	0.73	0.65	0.78	0.54	0.59	0.69	0.56	0.61
Er	2.32	2.32	2.24	2.62	1.93	2.38	1.7	1.78	2.57	1.63	1.72
Tm	0.33	0.33	0.35	0.36	0.28	0.31	0.24	0.27	0.35	0.27	0.34
Yb	2.25	2.2	2.14	2.37	1.66	2.27	1.7	1.65	2.05	1.79	1.88
Lu	0.36	0.37	0.34	0.32	0.24	0.32	0.27	0.28	0.26	0.28	0.37
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	1.85	1.45	1.52	1.71	1.25	1.57	1.47	6.77	1.37	14.65	2.83
Eu/Eu*	0.82	0.89	0.81	0.8	1.04	0.89	0.91	0.9	1.09	0.92	1.1
(La_N/Yb_N)	5.03	6.28	6.05	4.81	6.95	4.57	6.58	5.23	6.48	7.8	5.49
(Ce_N/Yb_N)	3.76	4.53	4.38	3.69	5.08	3.62	4.58	3.84	5.02	6.03	3.91

1: Bt Qtz Monzonite, 2: Hbl Qtz Diorite porphyry, 3: Hbl Microdiorite, 4: Hbl Diorite, 5: Hbl Diorite porphyry

جدول ۱- ادامه.

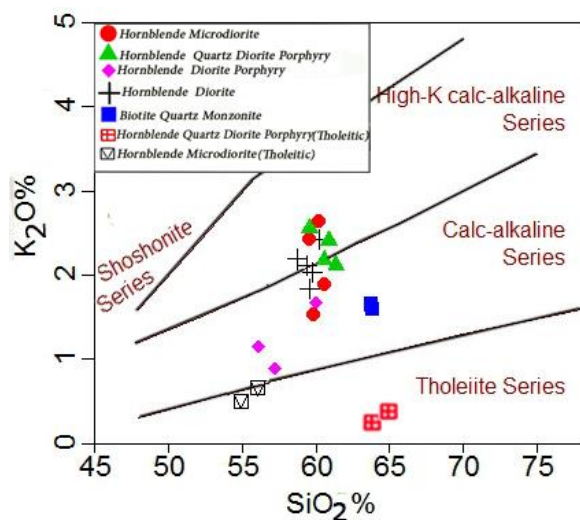
Sample No.	S-49	S-59	S-63	S-67	S-84	S-102	S-104	S-105	S-113	S-119	S-127
X	58°20'21.1"E	58°22'25"E	58°22'21"E	58°22'2"E	58°20'3"E	58°21'18"E	58°21'32"E	58°21'48"E	58°20'55"E	58°22'10"E	58°22'16"E
Y	32°13'33"N	32°13'16"N	32°13'33"N	32°13'3"N	32°13'4"N	32°12'42"N	32°12'24"N	32°12'34"N	32°13'48"N	32°13'06"N	32°13'31"N
Rock type	2	4	1	1	3	4	5	3	3	3	5
SiO ₂	57.21	63.85	63.74	63.88	59.75	61.37	59.61	60.87	56.18	59.58	60.26
TiO ₂	0.496	0.369	0.372	0.403	0.484	0.456	0.476	0.433	0.495	0.512	0.416
Al ₂ O ₃	18.43	17.42	15.02	14.26	18.07	17.99	18.52	17.86	16.08	18.14	18.21
FeO _t	6.42	3.54	5.23	5.83	5.61	5.31	5.45	5.21	5.34	5.47	5.12
MnO	0.06	0.132	0.28	0.216	0.128	0.1	0.17	0.10	0.126	0.128	0.18
MgO	3.89	2.99	0.93	1.17	3.14	2.68	3.24	3.15	6.98	3.27	3.04
CaO	5.24	4.05	3.78	3.72	4.58	5.24	3.83	4.78	6.21	5.12	3.62
Na ₂ O	3.67	4.71	3.85	3.75	3.34	2.88	3.15	3.11	3.89	2.99	2.79
K ₂ O	0.89	0.34	1.65	1.59	2.03	2.11	2.42	2.41	0.67	2.56	2.63
P ₂ O ₅	0.067	0.05	0.055	0.058	0.059	0.059	0.064	0.051	0.053	0.062	0.055
L.O.I.	2.25	2.47	3.12	2.96	2.74	1.45	2.82	1.85	1.27	2.08	1.96
Sum	99.63	100.6	99.61	97.8	99.9	99.65	99.75	99.83	98.2	99.9	98.5
Ba	359	190	2514	1745	684	558	600	582	284	567	546
Co	13	7.6	5	9.3	14.2	15	17	15	16.3	16.5	15.1
Cs	2.3	6.8	80	76.7	12.3	2.2	6.1	5.6	3.4	4.2	8.3
Ga	15	15.2	12	12.4	14.8	15	16	15	15.2	15.3	15.6
Hf	3.2	3.7	3.8	3.5	3.6	3.1	3	3.2	2.7	3.6	3.4
Nb	5	6.4	6.6	6.9	4.7	5.7	5.8	5.7	4.3	5.2	6.1
Rb	46	23.1	34	31.4	68.3	66	90	82	20.4	77.6	83.4
Sr	492	956.4	916	906.7	683.8	531	555	559	675.9	538.6	542.5
Ta	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.4	0.3	0.5
Th	5.9	8.3	4.2	3.9	6.9	6.7	6.1	6.4	5.2	5.1	6.7
U	2.3	2.7	1.6	1.7	2.3	2.4	2.2	2.2	2	1.9	1.8
V	165	112	50	47	154	136	147	154	194	166	134
W	0.8	0.5	0.5	0.5	0.6	1	1.1	0.8	1.2	1.3	1.6
Zr	120	130.5	179	173.6	114.5	117	125	127	92.1	122.3	129.2
Y	17	18.4	14	13.2	16.7	17	17	17	17.6	15.4	16.1
La	14	16.8	24	22.1	16.9	16	17	18	14.7	30.7	30.4
Ce	24	37.8	42	41.7	33.2	30	30	32	26.8	16.2	17.3
Pr	2.81	4.23	4.38	4.12	3.24	3.19	3.22	3.44	2.67	3.18	3.28
Nd	11.5	16.6	15.7	16.08	12.19	12.1	13	13.1	11.3	12.04	12.5
Sm	2.79	2.85	2.56	2.37	2.78	2.63	2.8	2.78	2.88	2.66	2.71
Eu	0.86	0.78	1.32	1.34	0.75	0.83	0.81	0.85	0.79	0.93	0.86
Gd	2.93	3.11	2.55	2.68	2.69	2.88	2.93	2.91	2.83	2.97	2.67
Tb	0.46	0.39	0.36	0.34	0.41	0.45	0.45	0.47	0.41	0.44	0.43
Dy	2.98	2.57	2.26	2.45	3.13	2.89	2.96	2.92	3.12	3.01	2.86
Ho	0.59	0.58	0.47	0.54	0.49	0.61	0.56	0.6	0.62	0.57	0.58
Er	1.8	1.53	1.42	1.45	1.78	1.85	1.64	1.72	1.68	1.73	1.57
Tm	0.28	0.24	0.22	0.26	0.21	0.27	0.26	0.25	0.26	0.29	0.29
Yb	1.86	1.8	1.49	1.37	1.61	1.75	1.71	1.75	1.56	1.68	1.67
Lu	0.28	0.24	0.23	0.21	0.31	0.27	0.28	0.28	0.3	0.23	0.26
Ratio											
K ₂ O/Na ₂ O	4.12	13.85	2.97	2.36	1.65	1.36	1.3	1.29	5.81	1.16	1.06
Eu/Eu*	0.92	0.8	1.51	1.63	0.84	0.92	0.86	0.91	0.85	1.1	0.98
(La _N /Yb _N)	5	5.61	9.63	10.88	7.08	6.32	6.66	6.78	6.35	6.18	6.5
(Ce _N /Yb _N)	3.38	4.84	6.69	7.87	5.33	4.43	4.52	4.76	4.44	4.73	4.71

1: Bt Qtz Monzonite, 2: Hbl Qtz Diorite porphyry, 3: Hbl Microdiorite, 4: Hbl Diorite, 5: Hbl Diorite porphyry

نمودار Shand (۱۹۴۳) نمونه‌ها در محدوده متآلومینوس تا کمی پراآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۴-B). مقدار K₂O از ۰/۳۴ تا ۲/۶۶ درصد متغیر است. میزان پایین K₂O (مقادیر کمتر از ۱ درصد) در دو توده نفوذی کوچک با ترکیب هورنبلندکوارتز دیوریت پورفیری و هورنبلند میکرودیوریت دیده می‌شود.

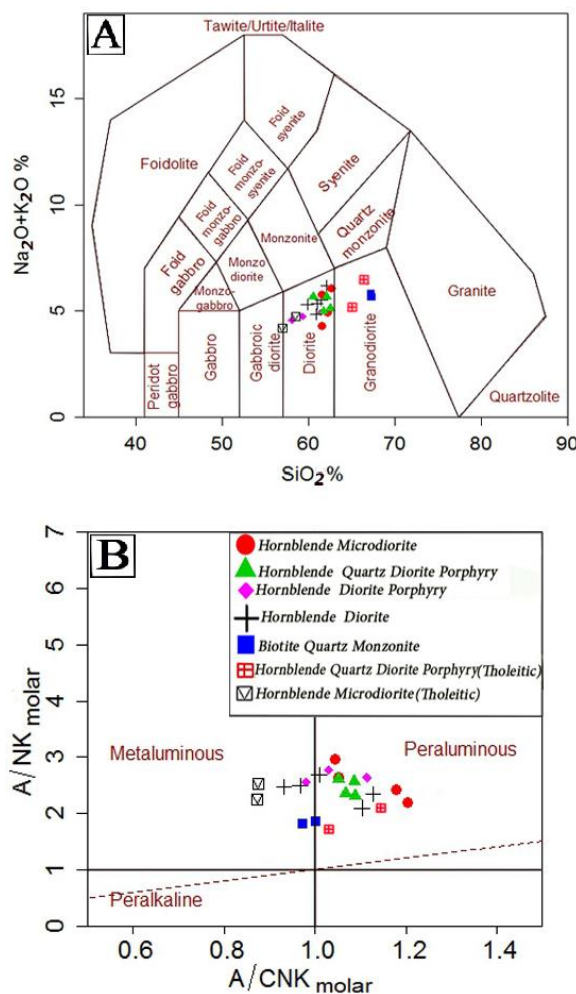
بر اساس نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین درونی (Middlemost, 1985) SiO₂ در برابر Na₂O+K₂O توده‌های نفوذی منطقه در محدوده گرانودیوریت و دیوریت واقع می‌شوند (شکل ۴-A). مقدار Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O در حدود ۱/۶۵ مول و مقدار Al₂O₃/Na₂O+K₂O ۳/۴۶ مول بوده که بر اساس

توده‌های نفوذی دارای دو ماهیت کالک‌آلکان و تولییتی هستند (شکل ۵).



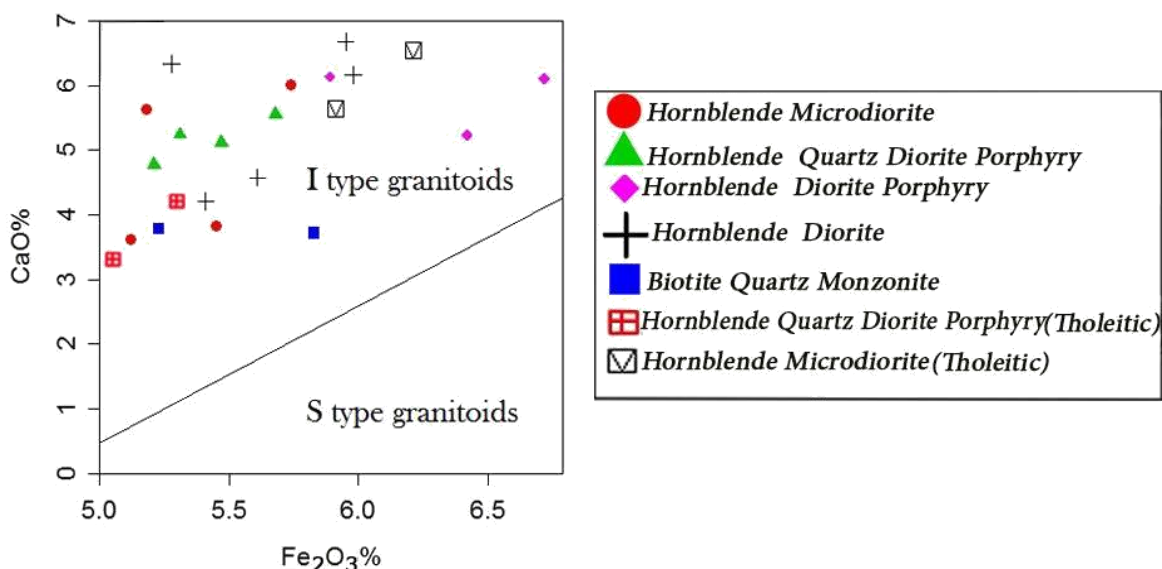
شکل ۵- ترکیب توده‌های نفوذی محدوده جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران) در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Taylor and McLennan, 1985) در دو سری کالک‌آلکان پتاسیم متوسط و پتاسیم بالا و تولییتی قرار می‌گیرند.

نمودار $1000Ga/Al$ در برابر Na_2O+K_2O نشان می‌دهند که توده‌های نفوذی منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه مربوط به سری‌های I و S بوده (Whalen, 1987) (شکل ۶- A)، که در این نمودار نمونه‌های مربوط به سری تولییتی کمی از توده‌های نفوذی کالک‌آلکان متمایز هستند. برای تفکیک توده‌های نفوذی نوع I و S در محدوده جنوب‌باختری سرخ‌کوه از نمودار Fe_2O_3 در برابر CaO استفاده شد (Chappell and White, 2001)، که بر اساس این نمودار توده‌های نفوذی سری کالک‌آلکان و همچنین، توده‌های نفوذی سری تولییتی در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I واقع می‌شوند (شکل‌های ۶- B و ۶- C).



شکل ۴- موقعیت ترکیبی توده‌های نفوذی منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران) در: (A) نمودار نام‌گذاری Middlemost (۱۹۸۵). نمونه‌ها در محدوده گرانودیوریت و دیوریت قرار گرفته‌اند؛ (B) نمودار $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در برابر $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (Shand, 1974).

با توجه به نمودار SiO_2 در برابر K_2O (Taylor and McLennan, 1985) توده‌های نفوذی جنوب‌باختری سرخ‌کوه اغلب در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند. برخی نمونه‌های هورنبلندکوارتز دیوریت پورفیری و هورنبلند میکرودیوریت پورفیری دارای پتاسیم پایین در محدوده تولییتی واقع می‌شوند. بنابراین،



شکل ۶- توده‌های نفوذی منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران) در: (A) نمودار $1000\text{Ga}/\text{Al}$ در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Whalen, 1987). (B) نمودار Fe_2O_3 در برابر CaO برای توده‌های نفوذی کالک‌آلکان و تولییتی (C) که متعلق به گرانیتوئیدهای سری I هستند (Chappell and White, 2001).

حضور گارنت و در نتیجه عمق ذوب را برآورد نمود. این نسبت در توده‌های نفوذی منطقه بسیار پایین (حدود ۵-۹) بوده (جدول ۱) که کم بودن یا نبود گارنت در ناحیه خاستگاه را نشان می‌دهد. نسبت $(\text{Ce}_N/\text{Yb}_N)$ نیز حاکی از عمق و نرخ ذوب ماگمای مادر دارد (Cotton *et al.*, 1995). همان‌گونه که در جدول ۱ مشخص است این نسبت در توده‌های نفوذی منطقه پایین بوده (۳/۷ تا ۶/۷) و مقدار بالای آن در توده بیوتیت کوارتز مونزونیت و به مقدار کمتر در توده‌های دیوریتی کالک‌آلکان و تولییتی است. بنابراین، خاستگاه ماگمای مولد توده‌های نفوذی منطقه از بخش‌های بالایی گوشته با نرخ ذوب بالا بوده و در توده بیوتیت کوارتز مونزونیت عمق زیادتر و نسبت ذوب از توده‌های نفوذی دیوریت کالک‌آلکان و تولییتی کمتر است.

در نمودارهای عناصر خاکی نادر هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت، در عنصر Eu، دو الگوی متفاوت در توده بیوتیت کوارتز مونزونیت و دیگر توده‌های نفوذی دیده می‌شود. توده‌های دیوریتی کالک‌آلکان و همچنین، تولییتی دارای ناهنجاری کمی منفی Eu

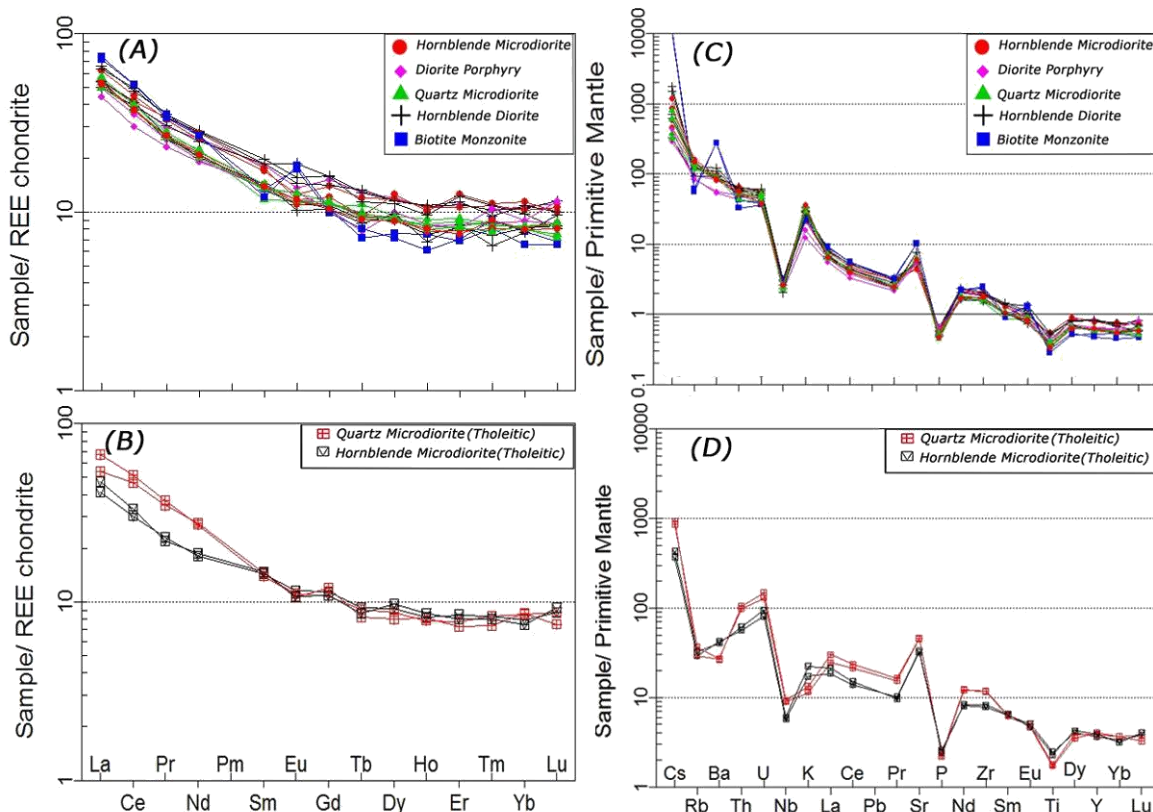
عناصر فرعی و خاکی نادر: در ژئوشیمی سنگ‌های

آذرین برای تشخیص ویژگی‌هایی مانند عمق نسبی تشکیل ماگما، تعیین نوع و درصد کانی‌های سنگ خاستگاه، شرایط ذوب، درصد ذوب، نوع ذوب و غیره، از عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی استفاده می‌شود. عناصر خاکی نادر (REE) به مقدار کمتر از عناصر دیگر در معرض هوازگی و فرایندهای هیدروترمالی قرار می‌گیرند. بنابراین، الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از خاستگاه سنگ‌ها را اثبات کند (Rollinson, 1993). همان‌گونه که مشخص است غنی‌شدگی در عناصر LREE نسبت به عناصر HREE در همه توده‌های نفوذی منطقه دیده می‌شود (شکل‌های A-۷ و B-۷)، که ویژه ماگماهای تشکیل شده در پهنه‌های فرورانش است (Rollinson, 1993; Wilson, 1989).

درجه پایین ذوب‌بخشی گوشته اولیه را می‌توان توسط غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به تهی‌شدگی عناصر نادر سنگین (HREE) تشخیص داد. همچنین، با نسبت $(\text{La}_N/\text{Yb}_N)$ می‌توان

نفوذی منطقه تنها در سنگ‌های دیوریتی ممکن است مقدار کمی کانی پلاژیوکلاز در خاستگاه حضور داشته است. ناهنجاری مثبت Eu احتمالاً مرتبط با فوگاسیته بالای اکسیژن در ماگما باشد که در این شرایط ضریب توزیع Eu در کانی فلدسپار، مانند دیگر عناصر REE خواهد بود (Rollinson, 1993). تبلور زود هنگام کانی مگنتیت می‌تواند علت فوگاسیته بالای اکسیژن در ماگما باشد.

نسبت به عناصر مجاور خود هستند ($Eu/Eu^*=0.85$) و در توده بیوتیت مونزونیت این ناهنجاری مثبت است ($Eu/Eu^*=1.5$). هرگاه مقدار Eu/Eu^* بیشتر از یک باشد ناهنجاری مثبت و کمتر از یک ناهنجاری منفی است (Taylor and McLennan, 1985). مقدار Eu/Eu^* کمتر از ۰/۸ بیانگر حضور پلاژیوکلاز در سنگ خاستگاه است. در همه توده‌های نفوذی جنوب‌باختری سرخ‌کوه این نسبت بیش از ۰/۸ است. بنابراین، در توده‌های



شکل ۷- الگوی عناصر خاکی نادر موجود در توده‌های نفوذی جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران)، به‌هم‌چهار شده: (A) نسبت به ترکیب کندریت برای توده‌های نفوذی سری تولییتی؛ (B) نسبت به ترکیب کندریت برای توده‌های نفوذی سری کالک‌آلکان؛ (C) نسبت به ترکیب گوشته اولیه برای توده‌های نفوذی سری کالک‌آلکان (ترکیب گوشته اولیه از Sun و McDonough (۱۹۸۹) و ترکیب کندریت از Boynton (۱۹۸۴) است).

به‌علت حضور کانی‌های تیتانیوم‌دار (Pearce and Parkinson, 1993) و یا Ti-Nb دار در خاستگاه است (Reagan and Gill, 1989). کاهیدگی در فسفر نیز به‌علت حضور کانی آپاتیت در خاستگاه است. مقدار زیاد Ba به خصوص در بیوتیت کوارتز مونزونیت نشان‌دهنده

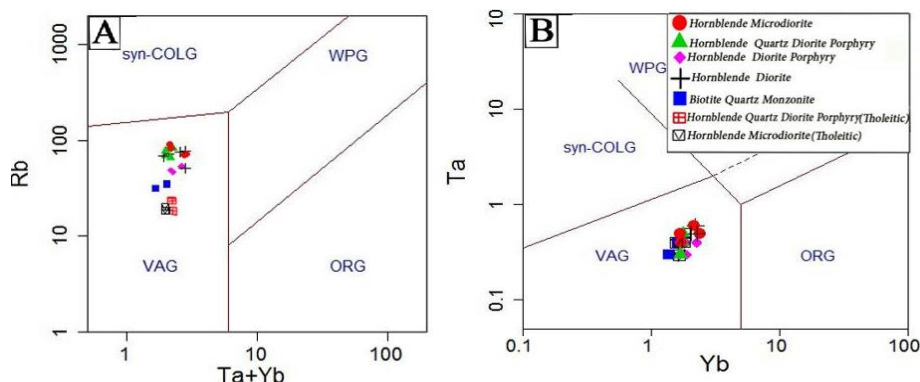
در نمودارهای عناصر فرعی هم‌چهار شده نسبت به گوشته اولیه در همه توده‌های نفوذی منطقه غنی‌شدگی در عناصر LILE (مانند Sr, Cs, K, Ba) و تهی‌شدگی شدید در عناصر HFSE (مانند Nb, Ti, P) دیده می‌شود (شکل‌های C-۷ و D-۷). کاهیدگی Nb و Ti

نسبت Zr/Nb نیز از شاخص‌های دیگر در تعیین آغستگی ماگما با پوسته قاره‌ای است که این نسبت در همه توده‌های نفوذی منطقه از ۲۱ تا ۲۴ متغیر است و مقدار بالای این نسبت نیز نشان‌دهنده کمترین آلودگی پوسته‌ای در ماگماست. مقدار بالای Sr و مقدار پایین عناصر Ti و Nb نیز در ارتباط با تشکیل هورنبلند در خاستگاه و نبود پلاژیوکلاز در خاستگاه است (Martin, 1999). مقادیر کم Nb به فرایندهای تهی‌شدگی در گوشته هم نسبت داده شده است (Gust et al., 1977; Woodhead et al., 1993).

بحث

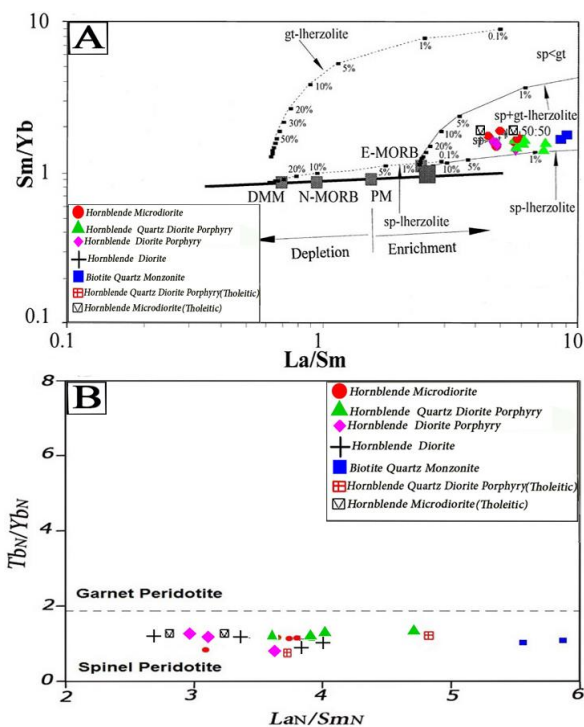
جایگاه زمین‌ساختی: سنگ‌های آذرین بیرونی کالک‌آلکان در محیط‌های زمین‌ساختی مرز صفحه‌های همگرا (جزایر قوسی و حاشیه‌های قاره‌ای فعال) تشکیل می‌شوند (Harangi et al., 2007). همان‌گونه که در بخش ژئوشیمی گفته شد ویژگی‌های عناصر فرعی و خاکی نادر در منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه همانند ماگماهای پهنه فرورانش است. همچنین، بر اساس نمودارهای زمین‌ساختی بر اساس عناصر Rb, Ta و Yb موقعیت توده‌های نفوذی محدوده جنوب‌باختری سرخ‌کوه در محدوده ترکیبی کمر بند آتشفشانی پهنه فرورانش (VGA) قرار می‌گیرند (شکل ۸).

ذوب پتاسیم‌فلدسپار در خاستگاه است. غنی‌شدگی عناصر LILE و کاهیدگی عناصر HFSE از ویژگی‌های شاخص ماگمای تولید شده در پهنه فرورانش است (Wilson, 1989). غنی‌شدگی Sr به همراه نبود ناهنجاری منفی Eu در توده‌های بیوتیت کوارتز مونزونیت نشانه نبود پلاژیوکلاز در خاستگاه این ماگماست (Martin, 1999; Hou et al., 2004). غنی‌شدگی Ba و Cs در توده بیوتیت کوارتز مونزونیت با دیگر توده‌های نفوذی الگوی متفاوتی دارد، به طوری که غنی‌شدگی این دو عنصر در بیوتیت کوارتز مونزونیت بسیار بیشتر از دیگر توده‌های نفوذی است. عناصر Ti و همچنین، عناصر خاکی نادر سنگین (مانند Dy, Y, Yb, Lu) تهی‌شدگی بیشتری در بیوتیت کوارتز مونزونیت نسبت به دیوریت نشان می‌دهند. این پدیده احتمالاً نتیجه آلیش کمی بیشتر پوسته قاره‌ای در بیوتیت مونزونیت نسبت به دیوریت بوده اما در هر دوی این توده‌ها مقدار آلیش پوسته قاره‌ای بسیار کم است. شرایط احتمالی ماگما در منطقه نیز شرایط اکسیدان بوده است. در ژئوشیمی عناصر فرعی، عناصری چون Rb و Nb از عناصر فراوان موجود در پوسته قاره‌ای هستند (Bonin et al., 1978)، که کاهیدگی در این عناصر، به ویژه Nb، از ویژگی‌های ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی در پهنه فرورانش است (Wilson, 1989). بنابراین، ماگمای مادر توده‌های نفوذی در منطقه آلودگی کمی با پوسته قاره‌ای دارد.



شکل ۸- موقعیت ترکیبی توده‌های نفوذی کالک‌آلکان و تولییتی در محدوده جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران) که متعلق به گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VGA) هستند (Pearce et al., 1984).

تهی‌شده (DDM) بر اساس O'Nions و McKenzie (۱۹۹۱، ۱۹۹۵) و همچنین، از معادلات ذوب Shaw (۱۹۷۰) استفاده شده است.



شکل ۹- موقعیت ترکیبی نمونه‌های جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران) در: (A) نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm (Shaw, 1970) که منحنی‌های ذوب در آن بر اساس گوشته اسپینل-لرزلولیت و گوشته گارنت لرزلولیتی محاسبه شده‌اند و نمونه‌های مورد مطالعه نزدیک به نمودار اسپینل لرزلولیت قرار دارند؛ (B) نمودار $(La_N/Sm_N)/(Tb_N/Yb_N)$ (Wang et al., 2002) که نمونه‌ها در محدوده اسپینل-لرزلولیتی قرار دارند.

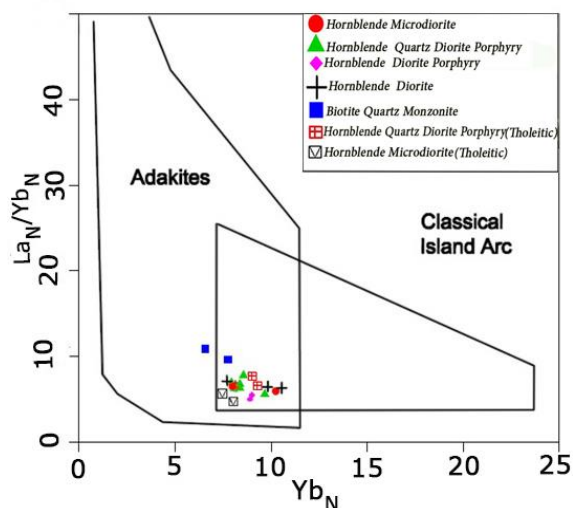
همان‌گونه که مشخص است ماگمای مولد توده‌های نفوذی از ذوب‌بخشی ۱ تا ۵ درصد گوشته گارنت-اسپینل لرزلولیت (با مقدار کم گارنت) تشکیل شده است. وجود اندک گارنت به‌عنوان کانی باقی‌مانده در خاستگاه با نسبت پایین (La_N/Yb_N) و (Ce_N/Yb_N) همخوانی دارد. بر اساس موقعیت قرارگیری توده‌های نفوذی منطقه در نمودار $(La_N/Sm_N)/(Tb_N/Yb_N)$ ، ترکیب گوشته غالباً اسپینل لرزلولیتی نیز مشخص می‌شود

همچنین، از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y می‌توان برای تشخیص محیط زمین‌ساختی استفاده نمود (Pearce and Norry, 1979). در واقع، مقادیر Zr/Y بیشتر از ۳ مربوط به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و مقادیر کمتر از ۳ مربوط به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی هستند.

در توده‌های نفوذی جنوب‌باختری سرخ‌کوه این نسبت بین ۵ تا ۷ بوده که بیانگر شباهت محیط تشکیل نمونه‌ها به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای است.

ماگمای مولد توده‌های نفوذی: با توجه به فراوانی و نسبت برخی عناصر REE می‌توان خاستگاه کانی‌شناختی و درجه ذوب‌بخشی ماگمای خاستگاه را مشخص نمود. برخی عناصر REE تحت تأثیر تغییرات در کانی‌شناسی خاستگاه قرار نمی‌گیرند، بنابراین، می‌تواند اطلاعاتی از ترکیب شیمیایی کلی خاستگاه ارائه دهند. برای این کار از نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm استفاده شد. این نمودار در واقع به‌عنوان نمودار نسبت‌های MREE/HREE در برابر LREE/MREE، بیانگر ذوب گارنت-لرزلولیت یا اسپینل-لرزلولیت در خاستگاه مذاب است. زمانی که اسپینل-لرزلولیت در معرض ذوب‌بخشی قرار می‌گیرد، گوشته و مذاب حاصل از گوشته مقادیر یکسان Sm/Yb داشته، در حالی که مقدار La/Sm با افزایش درجه ذوب‌بخشی کاهش می‌یابد (Aldanmaz et al., 2000). از طرفی عنصر Yb دارای ضریب توزیع بالا در کانی گارنت نسبت به اسپینل است، بنابراین، ذوب‌بخشی گوشته گارنت‌دار، روند مذابی تولید می‌کند که به‌طور مشخص، از روند مذاب گوشته اسپینل‌دار متمایز می‌شود. با توجه به نمودار شکل ۹- A، یک خاستگاه ذوب‌بخشی گارنت-اسپینل لرزلولیت برای این توده‌های نفوذی منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه مشخص می‌شود که در آن مقدار اسپینل بیشتر از گارنت است. در این نمودار ترکیب گوشته اولیه (PM) بر اساس Sun و McDonough (۱۹۸۹)، گوشته

با توجه به مطالعات صحرایی و ژئوشیمیایی انجام شده در منطقه در نهایت مدل پترولوژیک منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه ترسیم شد (شکل ۱۲).

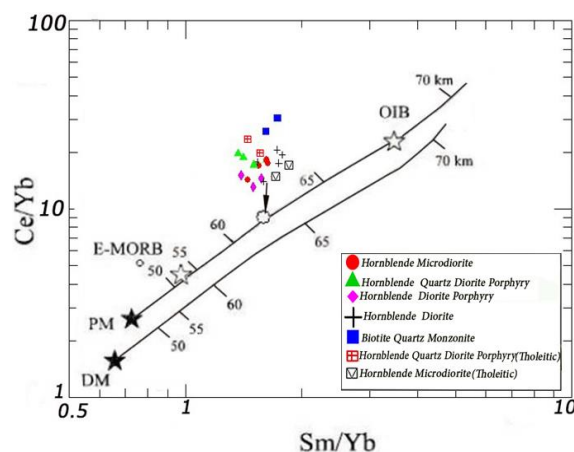


شکل ۱۱- موقعیت ترکیبی نمونه‌های جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران) در نمودار La_N/Yb_N در برابر Yb_N (Martin, 1995). نمونه‌ها در محیط مشترک کالک‌آلکان و آداکیت واقع می‌شوند.

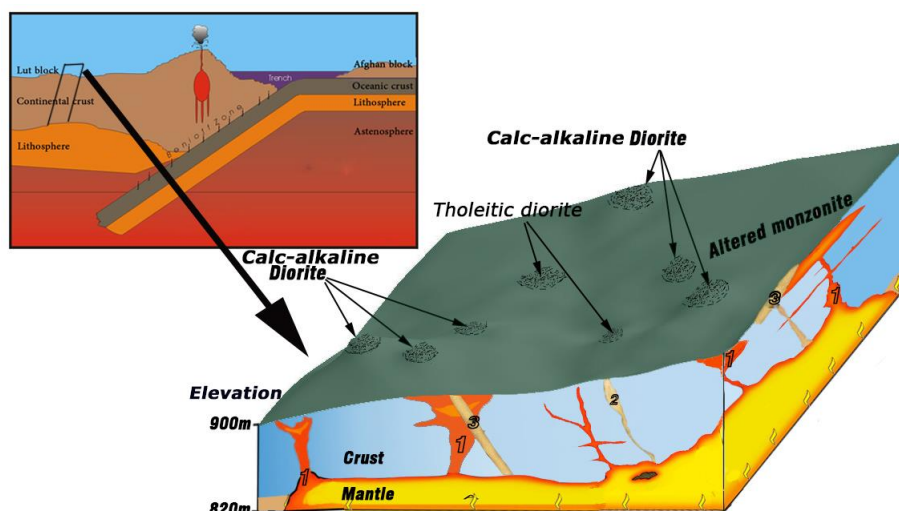
نتیجه‌گیری

منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه در بخش باختری بلوک لوت متشکل از سنگ‌های آذرین بیرونی است که توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق متعدد با ترکیب غالب دیوریت و مونزونیت در آنها نفوذ کرده و موجب دگرسانی، کانی‌سازی شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و پتروژنز بر روی این توده‌های نفوذی نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی مختلف که از لحاظ خاستگاه، نرخ ذوب و عمق متفاوت بوده و بر اساس مطالعات صحرایی و پتروژنز، احتمالاً در سه مرحله زمانی تشکیل شده‌اند. بر اساس مقادیر اکسیدهای اصلی و مقدار K_2O دو ماهیت کالک‌آلکان و تولییتی برای توده‌های نفوذی در منطقه تعیین شد.

(شکل ۹- B). بنابراین، با در نظر گرفتن اسپینل لرزولیت به‌عنوان خاستگاه، تشکیل و جدایش ماگما از گوشته، در عمق حدود ۶۰ کیلومتری در منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه بوده است. عمق خاستگاه برای ماگمای مونزونیتی بیشتر از توده دیوریت تولییتی، و برای دیوریت تولییتی کمی بیشتر از دیوریت کالک‌آلکان بوده است (شکل ۱۰). این عمق خاستگاه با نسبت عناصر خاکی نادر نیز همخوانی دارد. در مطالعه عناصر خاکی نادر از نمودار (La_N/Yb_N) در برابر (Yb_N) برای جدا کردن توده‌های کالک‌آلکان از آداکیتی استفاده می‌شود. آداکیت‌ها دارای ترکیب هورنبلند آندزیت تا داسیت و ریولیت با SiO_2 بیشتر از ۵۶ درصد وزنی، Al_2O_3 بیشتر از درصد وزنی و MgO کمتر از ۳ درصد وزنی بوده و نسبت (La_N/Yb_N) در آنها کمتر از ۱۰ است (Defant and Drummond, 1990). همان‌گونه که در نمودار شکل ۱۱ مشخص شده است. توده‌های نفوذی منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه در مرز مشترک جزایر قوسی و آداکیت‌ها واقع شده‌اند.



شکل ۱۰- موقعیت ترکیبی نمونه‌های جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران) در نمودار Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Fleche et al., 1997) که نشان می‌دهد خاستگاه ماگمای مادر توده‌های نفوذی منطقه از اعماق حدود ۶۰ تا ۶۵ کیلومتری بوده است.



شکل ۱۲- مدل شماتیک تشکیل توده‌های نفوذی در منطقه جنوب‌باختری سرخ‌کوه (بلوک لوت، خاور ایران).

به‌نظر می‌رسد که پس از تشکیل سنگ‌های آذرین بیرونی در منطقه، ماگمای مونزونیتی نفوذ کرده و باعث دگرسانی وسیع در منطقه شده است. در مراحل نهایی توده‌های نفوذی دیوریتی تولییتی و احتمالاً کمی پس از آن ماگمای کالک‌آلکالن از اعماق کمتر و با آلودگی اندک پوسته به درون بیوتیت‌مونزونیت دگرسان نفوذ کرده‌اند. اگرچه مطالعات ایزوتوپی و تعیین سن این توده‌های نفوذی به این موضوع قطعیت بیشتری می‌بخشد.

سپاس‌گزاری

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۲۷۱۲۵/۳ انجام شده است. نگارندگان از شرکت کانساران بینالود برای انجام آنالیز XRF تشکر می‌کنند.

همچنین، نتایج عناصر خاکی نادر نشان می‌دهد که خاستگاه ماگمای مولد توده‌های دیوریتی کالک‌آلکالن، تولییتی و مونزونیتی یک گوشته گارنت-اسپینل لرزولیتی بوده که مقدار گارنت آن کم بوده است. عمق خاستگاه این ماگما حدود ۶۰ کیلومتر بوده و عمق ماگمای مولد بیوتیت‌کوارتز‌مونزونیت بیشتر از توده‌های دیوریت تولییتی و کالک‌آلکالن است. این ماگما به دلیل مقدار کم Nb (۴-۷ ppm) و نسبت بالای Nb/Zr (۲۱-۲۴) اندکی دارای آلودگی پوسته‌ای است. نسبت عناصر فرعی و همچنین، رفتار عناصر کمیاب نشان‌دهنده تشکیل توده‌های نفوذی در پهنه فرورانش و مرتبط با کمان‌های آتشفشانی است. با توجه به روابط صحرائی بین توده‌های نفوذی، سنگ‌نگاری و مطالعات ژئوشیمیایی چنین

منابع

- Abdi, M. and Karimpour, M. H. (2012) Geology, alteration, mineralization, petrogenesis, dating, geochemistry, and airborne geophysics of Kuh-Shah, SW Birjand. *Journal of Economic Geology* 4: 77-107 (in Persian).
- Aghanabati, S. A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- 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. *Journal of Volcanology and*

Geothermal Research 102: 67-95.

- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011a) Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut block, eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 283-296.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011b) Two-sided asymmetric subduction; implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut Block, eastern Iran, *Journal of Economic Geology*, Ferdowsi University of Mashhad 1(3): 1-14.
- Blurian, G. (2004) Explanatory text of Jonub-e-Sehchangi. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 7654, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Bonin, B., Grelou-Orsini, C. and Vialette, Y. (1978) Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica): A K-Li-Rb-Sr study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65: 425-435.
- Boynton, W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-114, Elsevier, Amsterdam.
- Camp, V. and Griffis, R. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 15: 221-239.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types – 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Cotton, J., Le Dez A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R. (1995) Origin of anomalous rare earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts, evidence from French Polynesia. *Chemical Geology* 119: 115-138.
- Defant M. J. and Drummond M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. and Biju-Duval, B. (1986) Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS. *Tectonophysics* 123: 241-315.
- Fleche, M. R., Camire, G. and Jenner, G. A. (1997) Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Québec, Canada. *Chemical Geology* 148: 115-136.
- Gust, D. A., Arculus, R. A. and Kersting, A. B. (1977) Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist* 35: 347-365.
- Harangi, S., Downes, H., Thirlwall, M. and Gmeling, K. (2007) Geochemistry, petrogenesis and geodynamic relationships of Miocene calc-alkaline volcanic rocks in the western Carpathian arc, eastern Central Europe. *Journal of Petrology* 48(12): 2261-2287.
- Hooper, R. J., Baron, I., Hatcher, R. D. and Agah, S. (1994) The development of the southern Tethyan margin in Iran after the break-up of Gondwana implications for the Zagros hydrocarbon province. *Geoscience (Geological Survey of Iran)* 4: 72-85.
- Hosseinkhani, A., Karimpour, M. H. and Malekezadeh Shafaroudi, A. (2015) Petrography, mineralogy of alteration zones, and geochemical exploration in Southwest of Sorkh Kuh prospect area, Eastern Iran. *Journal of Crystallography and Mineralogy* 23(3): 403-416 (in Persian)
- Hou, Z. Q., Gao, Y. F., Qu, X. M., Rui, Z. Y. and Mo, X. X. (2004) Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 220:

139-155.

- Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Marcks, C., Baumann, A. and Horn, P. (1983) Petrology of the tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran. Ministry of mines and metals. Geological Survey of Iran, Geodynamic Project (Geotraverse) 51: 285-336.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekezadeh, A. (2011) Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Geopersia* 1(1): 19-36.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, L. and Stern, C. R. (2012) Petrogenesis of granitoids, U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd petrogenesis of granitoids, U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd isotopic characteristics, and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology* 1(4): 1-27 (in Persian).
- Kluyver, H. M., Griffis, R. and Alavi, M. (1981) Explanatory text of the Nayband. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. J8, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Lotfi, M. (1982) Geological and geochemical investigations on the volcanogenic Cu, Pb, Zn, Sb ore-mineralizations in the Shurab-GaleChah and northwest of Khur (Lut, east of Iran). Ph.D. thesis, der Naturwissenschaften der Universitat Hamburg, Hamburg, Germany.
- Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M. H. (2013) Petrography and petrogenesis of intrusive rocks in the northeast of Nayband, East of Iran. *Petrology* 4(16): 105-124 (in Persian).
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Stern, C. R. (2012) Zircon U-Pb dating of Maherabad porphyry copper-gold prospect area: evidence for a late Eocene porphyry-related metallogenic epoch in east of Iran. *Journal of Economic Geology* 3: 41-60 (in Persian).
- Martin, H. (1995) The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: *The Archaean crustal evolution* (Ed. Condie, K. C.) 205-259, Elsevier, Amsterdam.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411- 429.
- McKenzie, D. P. and O'Nions, R. K. (1995) The source regions of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology* 36: 133-159.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and Magmatic Rocks: An Introduction to Igneous Petrology*. Longmans, London.
- Moradi Noghondar, M., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, L. and Stern, C. (2012) Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Rb-Sr and Sm-Nd isotopes of Najmabad monzonitic rocks south of Ghonabad. *Petrology* 3(11): 77-96 (in Persian).
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: *Magmatic Processes in Plate Tectonics* (Eds. Prichard, H. M., Albaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R.) 76: 373-403. Geological Society of London Special Publication.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Reagan, M. K. and Gill, J. B. (1989) Coexisting calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: Implication for residual titanates in arc magma source. *Journal of Geophysical Research* 94: 4619-4633.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, Harlow, England.

- Scotese, C. R. (2001) Digital Paleogeographic Map Archive on CD-ROM, PALEOMAP Project. Arlington, Texas.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive Rocks; Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits, with a chapter on Meteorites (revised second edition). Hafner Publishing Company, New York.
- Shaw, D. M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34: 237-243.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological Society of London Special Publication.
- Tarkian, M., Lotfi M. and Baumann, A. (1983) Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran, Ministry of Mines and Metals. Geological Survey of Iran, Geodynamic Project (Geotraverse) 51: 357-383.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell, Oxford.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94: 134-156.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J. D. and Smith, E. I. (2002) A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research* 107: 5-21.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*. Chapman & Hall, New York.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 114: 491-504.

Petrology, geochemistry and tectonic setting of intrusive rocks in the southwest of Sorkh-Kuh (Lut Block, eastern Iran)

Ahmad Hosseinkhani, Mohammad Hassan Karimpour *, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi
Research Center for Ore Deposits of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Abstract

The southwest of Sorkh-kuh area is located in 120 km SW of Birjand city and it is a portion of the Tertiary volcanic-plutonic rocks in the west of the Lut block. Geology of this area comprising andesitic and basaltic volcanic rocks, which have intruded by intrusive rocks, at different stage, such as hornblende diorite, hornblende microdiorite, hornblende diorite porphyry, hornblende quartz diorite porphyry and biotite quartz monzonite caused extensively alteration in volcanic rocks. The texture of intrusive rocks is porphyritic, granular and poikilitic. Hornblende and plagioclase are two common minerals in these intrusive rocks and biotite and quartz are common in biotite quartz monzonite. Composition of intrusive rocks show metaluminous to low peraluminous nature with calc-alkaline and sometimes tholeiitic affinities in diorites. These intrusive rocks belong to volcanic granite arc and magnetite (or I) series granitoids. Enrichment of LILE (Ba, K, Cs and Sr), depleted of HFSE (Nb, P, Ti) and enrichment of LREE versus HREE indicated that magma formed in subduction zone environment. The high ratios of Eu/Eu* (0.8-0.9 in all diorite rocks and 1.5 in biotite quartz monzonite) and also enrichment of Sr especially in biotite quartz monzonite (900 ppm) shows there were no plagioclase in the source of magma. Depletion of Nb and high amount of Zr/Nb show low contamination of crust in magma. The (La_N/Yb_N) is low between 5-9. The magmatic source of intrusive rocks had been generated from 1 to 5% of partial melting of garnet-spinel lherzolite (low garnet) and in 60 km asthenosphere depth.

Key words: Tholeiite, Calc-alkaline, Granitoid, Intrusive rocks, Southwest of Sorkh-kuh, Lut block

* karimpour@um.ac.ir