

سنگ‌نگاری، ویژگی‌های ژئوشیمی، ایزوتوپ‌های استرانسیم و نئودیمیم و منشاء توده‌های گرانیتوئیدی منطقه

اکتشافی خونیک، جنوب بیرجند

سمیه سمیعی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

محمدحسن کریم‌پور

گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

محمد رضا حیدریان شهری

گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

ژوزه فرانسیسکو سانتوز

گروه زمین‌شناسی دانشگاه آویرو، پرتغال

مجید قادری

گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس محمد مهدی خطیب

تاریخ پذیرش: ۹۳/۶/۵

تاریخ دریافت: ۹۳/۲/۲۷

hshahri@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

منطقه اکتشافی طلای اپی‌ترمال خونیک در جنوب بیرجند واقع شده است. توده‌های نیمه‌عمیق در این منطقه دارای ترکیب دیوریتی، مونزونیتی، کوارتز مونزونیتی، مونزودیوریتی و کوارتز مونزودیوریتی می‌باشند. از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی، توده‌های نیمه‌عمیق خونیک در قلمرو کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار می‌گیرند. این توده‌ها عمدتاً ماهیت متالومین داشته و به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت تعلق دارند. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و همچنین بی‌هنجاری شاخص Nb و Ti حاکی از تشکیل این توده‌ها در زون فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد. این سنگ‌ها دارای نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه بین ۰/۷۰۴۶۲۸ تا ۰/۷۰۴۷۷۴ و مقادیر Nd(i) بین ۱/۷+ تا ۲/۹+ می‌باشند. این داده‌ها وجود ماگمایی با منشاء گوشته تهی‌شده و مرتبط با فرورانش را تأیید می‌کنند. کانی‌سازی موجود در منطقه خونیک در ارتباط مستقیم با توده‌های نیمه‌عمیق می‌باشد، بنابراین شناخت هرچه بیشتر این توده‌های و بررسی ارتباط آن‌ها با کانی‌سازی، گامی مثبت در جهت اکتشاف این نوع کانی‌سازی‌ها در شرق ایران و بویژه بلوک لوت می‌باشد.

کلمات کلیدی: خونیک، توده‌های گرانیتوئیدی، ژئوشیمی، ایزوتوپ استرانسیم و نئودیمیم، فرورانش.

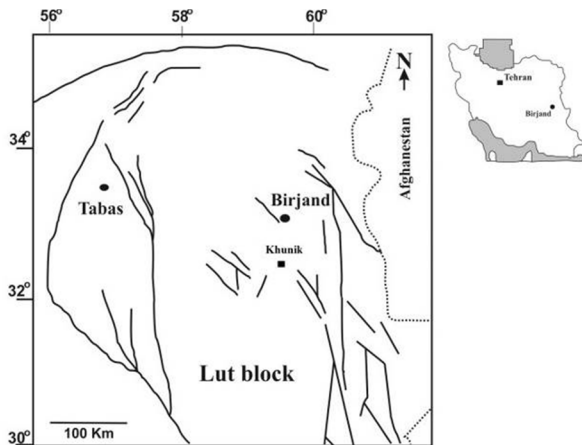
مقدمه

منطقه اکتشافی خونیک در ۱۰۶ کیلومتری جنوب‌بیرجند در شرق ایران قرار دارد و از نظر مختصات جغرافیایی بین طول‌های جغرافیایی $50^{\circ} 08' 59''$ تا $51^{\circ} 11' 51''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ} 22' 10''$ تا $34^{\circ} 48' 24''$ شمالی واقع است. این منطقه براساس آخرین تقسیمات ساختمانی - رسوبی ایران (آقنابتی، ۱۳۸۳) در شرق خرد قاره ایران مرکزی، در شرق بلوک لوت و در نزدیکی محل اتصال این بلوک با حوضه فلیشی نهندان - خاش یا زمین‌دز سیستان واقع شده است (شکل ۱).

از ویژگی‌های منحصربه‌فرد بلوک لوت، ماگماتیسیم گسترده آن به‌ویژه در بخش‌های شمالی است که از ژوراسیک آغاز شده و در ترشیری به اوج خود رسیده است، به‌طوری‌که سنگ‌های آتشفشانی - نفوذی ترشیری، به ویژه ائوسن با ضخامت حدود ۲۰۰۰ متر، نیمی از بلوک لوت را می‌پوشاند (آقنابتی، ۱۳۸۳). قدیم‌ترین توده‌های نفوذی که در منطقه بلوک لوت رخنمون دارد شامل کلاته آهنی، سرخ کوه و شاه کوه با سن ژوراسیک میانی می‌باشند. این گرانیتوئیدها در زون تصادم تشکیل شده‌اند (مرادی و دیگران، ۱۳۹۰). در سه منطقه بجستان، گزو و بزمان گرانیتوئیدهای کرتاسه گزارش شده‌اند (Jung et al., 1983; Tarkian et al., 1983). در اواخر پالئوسن ایگنمبریت با منشأ پوسته‌ای در مناطق وافی و چونچی بر جای گذاشته شده است (Biabangard and Moradian, 2008). گرانیتوئیدهای سری مگنتیتی

محدوده زمانی ائوسن میانی تا اوایل الیگوسن در ماهرآباد، خویبک، شاه شلجمی، ده سلم، کوه شاه، نجم آباد، کبیرکوه، هیرد، قلعه زری، خونیک، گناباد، سنگان، ابوخاذن، غرب طاهر آباد و گزیک، حوض رئیس شناسایی شده - اند (Arjmanzadeh et al., 2014; Karimpour et al., 2009). ملک زاده شفارودی، ۱۳۸۸، ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۹۱، کریم‌پور، ۱۳۹۰). نظریات تکتونیکی مختلفی در مورد نحوه تشکیل بلوک لوت وجود دارد. بیشتر آنها وجود یک چرخه کامل کوهزایی و تصادم لوت و افغان را مطرح می‌کنند و کنسارهای شرق ایران را به آن مربوط می‌دانند (امامی، ۱۳۷۹، شهاب پور ۱۳۸۰، Camp and Griffis, 1982; Tirul et al., 1983). برخی دیگر نیز مسئله فرورانش را مردود دانسته و تشکیل کانی‌سازی را به شرایط کشتی نسبت داده‌اند (Tarkian et al., 1983; Jung et al., 1983). سامانی و اشتری، (۱۳۷۱). اخیراً ارجمندزاده و دیگران (۱۳۸۹) مدل فرورانش دوسویه را برای بلوک لوت پیشنهاد داده‌اند.

شرق ایران و به‌ویژه بلوک لوت، به واسطه داشتن موقعیت‌های تکتونیکی مختلف در زمان‌های گذشته، دارای حجم عظیم ماگماتیسیم با ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوت در نقاط مختلف است. این امر باعث شده است تا بلوک لوت، پتانسیل بسیار مناسبی برای انواع کانی‌سازی فلزی و غیرفلزی داشته باشد.



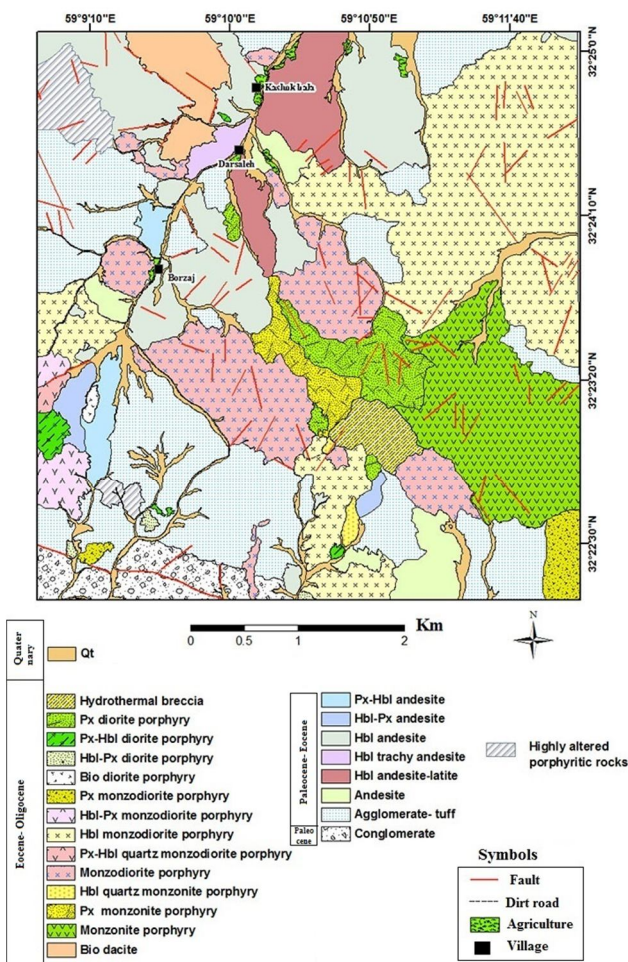
شکل ۱. موقعیت گستره پی جویی خونیک در بلوک لوت (اشتوکلین و نبوی، ۱۹۷۳).

بنابراین، درک بهتر از ژئوشیمی و منشأ ماگما در توده‌های مرتبط و یا بدون کانی‌سازی، گام مهمی در جهت اکتشاف کانسراهای مختلف در شرق ایران خواهد بود (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۹۱). مطالعات قبلی در قالب تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ (بیرجند (افتخارنژاد، ۱۳۶۹) و ۱:۱۰۰۰۰۰ مختاران (موحد اول و امامی، ۱۳۵۷) انجام شده است. این محدوده در سال ۱۳۷۹ توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و براساس طرح اکتشاف مواد معدنی در جنوب خراسان مورد بررسی قرار گرفت و از طریق مطالعات ژئوشیمیایی آبراه‌ای و کانی‌سنگین به عنوان اولویت دوم اکتشافی برای عناصر طلا، شلیت و سینابر معرفی شده و پس از آن مطالعات سیستماتیک در منطقه (منظمی باقرزاده، ۱۳۷۹؛ شهبازی، ۱۳۸۱؛ روشن‌روان و همکاران، ۱۳۸۲؛ عسکری، ۱۳۸۵؛ مهندسین مشاور کندوکاو کویر، ۱۳۸۴؛ Sillitoe, 2005؛ رضوی، ۱۳۸۹) انجام شده است. لازم به ذکر است که در مطالعات قبلی، برخی از توده‌های نیمه‌عمیق، در نقشه زمین‌شناسی به عنوان واحد آتشفشانی معرفی شده‌اند.

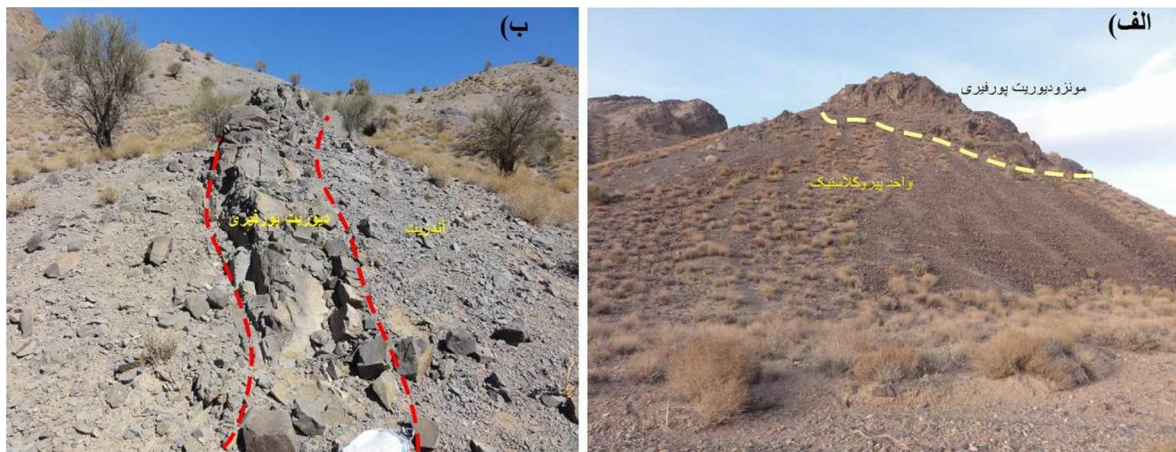
در این پژوهش با بررسی‌های پتروگرافی، ژئوشیمی سنگ کل، ایزوتوپ-های استرانسیم-نئودیمیم و نمودارهای تک‌تونیکی، سعی در بررسی ماهیت ژئوشیمیایی، تعیین سنگ منشأ و موقعیت تکتونوماگمایی و سایر عوامل مؤثر در تشکیل توده‌های نیمه‌عمیق منطقه خونیک می‌باشد.

زمین‌شناسی منطقه

گستره پی جویی خونیک از نظر زمین‌شناسی ناحیه‌ای در جنوب برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند (افتخارنژاد، ۱۳۶۹) و در شمال غربی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مختاران (موحد اول و امامی، ۱۳۵۷) قرار گرفته است. به‌منظور تفکیک بیشتر توده‌های نفوذی منطقه، نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ تهیه شد (شکل ۲). واحدهای زمین‌شناسی شناسایی شده در محدوده مورد مطالعه را می‌توان به ۴ بخش زیر تقسیم کرد: (۱) واحد کنگلومرای با سن پالئوسن، قدیمی‌ترین واحد موجود در منطقه را شامل می‌شود و در بخش جنوبی منطقه رخمون دارد؛ (۲) سنگ‌های پیروکلاستیک (آگلومرا و توف) و سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت و داسیت) که اغلب دگرسانی پروپلیتیک با شدت‌های مختلف نشان می‌دهند. واحد آندزیتی بیشترین گسترش را در بین سنگ‌های آتشفشانی داشته و عمدتاً در بخش شمالی منطقه مورد مطالعه رخمون دارد (شکل ۲؛ ۳) توده‌های نیمه‌عمیق حدواسط بصورت استوک‌های کوچک و بزرگ و دایک در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند (شکل ۳ الف و ب). این توده‌ها طیف ترکیبی بین دیوریت، مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت و مونزونیت دارند. این واحدها عامل ایجاد دگرسانی بر روی سنگ‌های ولکانیکی و پیروکلاستیک منطقه می‌باشند. علاوه بر این خود نیز تحت تاثیر محلول‌های هیدروترمالی قرار گرفته و انواع دگرسانی آرزیلیک پیشرفته، پروپیلیتیک، سیلیسی و سربستیک را نشان می‌دهند؛ (۴) تراس‌های آبرفتی متعدد، رسوبات مخروط افکنه‌ای و رسوبات رودخانه‌ای عهد حاضر (شکل ۲).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه اکتشافی خونیک.



شکل ۳. الف) بیرون زدگی توده مونزودایوریت پورفیری درون واحد پیروکلاستیک بصورت استوک (دیدگی به سمت شرق) ب) نفوذ توده دیوریت پورفیری درون واحد آندزیتی بصورت دایک (دید به سمت شمال)

روش انجام پژوهش

بررسی توده‌های نیمه‌عمیق منطقه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گرفت. در بخش صحرایی، از گستره مورد نظر، ۲۵۰ نمونه برداشت شد. تعداد ۲۰۰ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت شده، برای بررسی‌های سنگ‌شناسی میکروسکوپی تهیه شد. نامگذاری واحدهای سنگی به روش مودال انجام شد. پس از انجام مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۱۲ نمونه از توده‌های نیمه‌نفوذی که دارای کمترین میزان دگرسانی بودند، برای اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی به روش XRF به آزمایشگاه طیف کانسارن بینالود ارسال شد. پس از بررسی نتایج آنالیز عناصر اصلی، همان تعداد نمونه به روش ICP-MS برای عناصر فرعی و نادر خاکی در آزمایشگاه ACME کانادا (با روش آماده‌سازی ذوب قلیایی) مورد تجزیه قرار گرفت. از بین سنگ‌های نیمه‌عمیق کمتر دگرسان، ۳ نمونه از رخنمون‌های سطحی به منظور مطالعات ایزوتوپی (Rb-Sr & Sm-Nd) انتخاب شدند. جدایش کانی‌ها به روش دستی و در زیر میکروسکوپ بینوکولار صورت گرفت. نمونه‌های سنگی توسط سنگ‌شکن و سپس توسط آسیاب در حد ۲۰۰ مش خرد شدند و حدود ۱۰ گرم جهت اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های استرانسیم و نئودیمیم به دانشگاه آبرو پرتغال ارسال و مورد آنالیز قرار گرفت. به این منظور، پودر نمونه‌های انتخاب شده در محلول HF/HNO₃ در دمای ۲۰۰ درجه‌به مدت سه روز حل می‌شود. بعد از تبخیر شدن محلول نهایی، نمونه‌ها در HCl حل شده و سپس خشک می‌شوند. کروماتوگرافی در دو مرحله انجام می‌شود: جدایش استرانسیم و دیگر عناصر کمیاب خاکی در لوله‌های تبادل یونی با رزین AG8 50W Bio Rad و خالص‌سازی نئودیمیم از سایر عناصر گروه لانتانیدها با استفاده از رزین Ln صورت می‌گیرد (تکنولوژی Elchro). نسبت‌های ایزوتوپی با استفاده از دستگاه Multi-Collector Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS) VG 54 انجام شده است.

پتروگرافی توده‌های نیمه‌عمیق منطقه خونیک

بر اساس مشخصات صحرایی و میکروسکوپی (ترکیب سنگی، فراوانی و نوع فنوکریست، زمینه، نوع و میزان کانی‌های مافیک) حدود ۱۲ توده قابل تفکیک می‌باشند (شکل ۲). این توده‌ها دارای بافت پورفیری با زمینه دانه ریز تا متوسط دانه می‌باشند. کانی‌های غالب در این توده‌ها، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، هورنبلند، پیروکسن بیوتیت و کوارتز می‌باشند.

بلورهای پلاژیوکلاز بر اساس زاویه خاموشی از نوع آندزین- لابرادوریت می‌باشند و به دو صورت درشت بلور و ریز بلور در زمینه دیده می‌شوند. در بیشتر درشت بلورها، منطقه بندی نوسانی و ماکل پی در پی به چشم می‌خورد. بلورهای پلاژیوکلاز بطور بخشی به کانی‌های ثانویه از قبیل کلسیت، اپیدوت، کلریت دگرسان شده‌اند. بلورهای آلکالی فلدسپار از نوع اورتوکلاز، معمولاً بی-شکل بوده و دارای ماکل کارلسباد می‌باشند و بیشتر در زمینه سنگ دیده می‌شوند. دگرسانی آرژیلیکی بطور بخشی در سطح آنها دیده می‌شود. بلورهای آمفیبول از نوع هورنبلند است. بیشتر بصورت شکلدار تا نیمه شکلدار و گاهی با مقطع عرضی لوزی شکل دیده می‌شوند و در برخی نقاط دارای حاشیه اپاسیتی می‌باشند. در بعضی موارد به کلریت، اپیدوت و کلسیت دگرسان شده-اند. فنوکریست‌های پیروکسن از نوع کلینوپیروکسن (اوژیت) و بصورت شکلدار تا نیمه شکلدار دیده می‌شوند. بلورهای کوارتز اغلب بصورت ریز دانه در متن است، با این وجود درشت بلورهای نیمه‌شکلدار تا بی‌شکل نیز در سنگ حضور دارند. بیوتیت بصورت صفحات ریز تا متوسط در برخی نمونه‌ها پراکنده است و در بعضی نمونه‌ها کلریتی شده‌اند.

توده‌های نیمه عمیق منطقه خونیک عبارتند از:

پیروکسن دیوریت پورفیری: در بخش مرکزی نقشه و بصورت رخنمون کوچکی در حوالی روستای برزاج دیده می‌شود (شکل ۲). این واحد دارای بافت پورفیری و شامل ۵۰ تا ۶۵ درصد فنوکریست است. فنوکریست‌ها شامل ۵۵ تا ۶۰ درصد پلاژیوکلاز (آندزین-لابرادوریت) با ابعاد ۰/۴ تا ۲ میلی‌متر و ۵ تا ۷ درصد کلینوپیروکسن (اوژیت) با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر است (شکل ۴ الف). در این توده آلتراسیون پروپیلیتیک مشهود است.

پیروکسن هورنبلند دیوریت پورفیری: به‌صورت رخنمونی کوچک در جنوب نقشه و با گسترش بیشتر در غرب نقشه دیده می‌شود (شکل ۲). بافت سنگ پورفیری است. فنوکریست‌های تشکیل‌دهنده سنگ شامل ۳۰ تا ۳۵ درصد پلاژیوکلاز با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۸ میلی‌متر. ۳ تا ۴ درصد آلکالی فلدسپار (اورتوکلاز) با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر، ۷ تا ۱۰ درصد هورنبلند با ابعاد ۰/۴ تا ۱ میلی‌متر، و ۵ تا ۷ درصد کلینوپیروکسن (اوژیت) با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۴ میلی‌متر می‌باشد. زمینه سنگ نیز شامل کانی‌های یاد شده است (شکل ۴ ب). در این واحد، پلاژیوکلازها در بعضی نقاط به اپیدوت دگرسان شده و بلورهای هورنبلند نیز به کلریت و مگنتیت تبدیل شده‌اند که در برخی قسمت‌ها این تبدیل‌شدگی به‌صورت کامل بوده است.

دارد. زمینه سنگ نیز شامل کانی‌های یاد شده، سیلیس دانهریز و کانی‌های اپک است (شکل ۴).

مونوزودیوریت پورفیری: مونوزودیوریت پورفیری که گسترش نسبتاً زیادی در بخش‌های مرکزی، جنوب و غرب نقشه دارد (شکل ۲)، دارای بافت پورفیری است. این سنگ حاوی ۳۵ تا ۴۰ درصد فنوکریست می‌باشد که شامل ۲۰ تا ۲۵ درصد پلاژیوکلاز (آندزین) با ابعاد ۰/۳ تا ۱ میلی‌متر و ۷ تا ۱۰ درصد آلکالی فلدسپار با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر و ۱ تا ۳ درصد پیروکسن (اوژیت) با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر است. اغلب پلاژیوکلازها به اپیدوت و کربنات تبدیل شده‌اند و آلکالی فلدسپار نیز به سرسیست و کانی‌های رسی دگرسان شده است (شکل ۴خ).

هورنبلندکوارتز مونوزونیت پورفیری: به صورت سه رخنمون کوچک در بخش جنوبی منطقه دیده می‌شود (شکل ۲). این واحد دارای بافت پورفیری است. فنوکریست‌های آن شامل ۲۰ تا ۲۵ درصد پلاژیوکلاز نوع آندزین-لاپراوریت با ابعاد ۰/۳ تا ۰/۵ میلی‌متر، ۲۰ تا ۲۵ درصد آلکالی فلدسپار نوع اورتوکلاز با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر، ۷ تا ۱۰ درصد هورنبلند با ابعاد ۰/۵ تا ۰/۷ میلی‌متر و ۲ تا ۲۰ درصد کوارتز با ابعاد ۰/۴ تا ۰/۶ میلی‌متر می‌باشند. فنوکریست‌های هورنبلند بصورت مقطع عرضی لوزی شکل و یا کشیده دیده می‌شوند که در برخی نقاط از حاشیه اپاسیتی شده‌اند. در این واحد بلورهای هورنبلند به طور کامل کلریتی و اپیدوتی شده‌اند و تنها قالب آنها باقی مانده است. زمینه شامل پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، هورنبلند و کوارتز می‌باشد. دگرسانی غالب در این توده، پروپیلیتیک و سیلیسی است (شکل ۴د).

پیروکسن مونوزونیت پورفیری: در بخش مرکزی نقشه بیرون زدگی دارد (شکل ۲). این واحد دارای بافت پورفیری با زمینه دانهریز می‌باشد. فنوکریست‌های آن شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (۱۰ تا ۱۲ درصد) با ابعاد ۰/۴ تا ۰/۶ میلی‌متر، آلکالی فلدسپار (۱۷ تا ۲۵ درصد) با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر، پیروکسن (۸ تا ۱۰ درصد) با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۸ میلی‌متر است. در زمینه، بلورهای دانهریز آلکالی فلدسپار به همراه مگنتیت و کانی فرعی آپاتیت دیده می‌شود (شکل ۴د).

مونوزونیت پورفیری: با وسعت زیاد در قسمت شرقی نقشه دیده می‌شود (شکل ۲). بافت سنگ پورفیری بوده و ۲۰ تا ۲۵ درصد فنوکریست شامل ۱۲ تا ۱۵ درصد پلاژیوکلاز (آندزین) با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۶ میلی‌متر و ۲۰ تا ۲۲ درصد آلکالی فلدسپار (اورتوکلاز) با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر دارد. مهمترین کانی فرعی مشاهده شده، آپاتیت می‌باشد. زمینه سنگ نیز علاوه بر کانی‌های فنوکریست، در حد ۲ تا ۳ درصد سیلیسی شده است. بخشی از پلاژیوکلازها به کلریت تبدیل شده‌اند. دگرسانی غالب این واحد پروپیلیتیک می‌باشد (شکل ۴). علاوه بر این ۱۲ توده‌های نیمه عمیق، یک واحد برش هیدروترمالی نیز وجود دارد که در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲) آمده است.

هورنبلندپیروکسن دیوریت پورفیری: دو رخنمون کوچک از این واحد در بخش جنوب غربی منطقه قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۲). این واحد دارای بافت پورفیری است و فنوکریست‌های آن شامل پلاژیوکلاز (۲۰ تا ۲۵ درصد) با ابعاد ۰/۲ تا ۲ میلی‌متر، اورتوکلاز (۵ تا ۷ درصد)، هورنبلند اپاسیتی شده (۶ تا ۷ درصد) با ابعاد ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر و پیروکسن (۳ تا ۵ درصد) با ابعاد ۰/۴ تا ۰/۶ میلی‌متر می‌باشد. زمینه سنگ نیز شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، کانی فرعی مگنتیت و کانی‌های دگرسانی اپیدوت، کلریت و کانی‌های رسی است (شکل ۴پ).

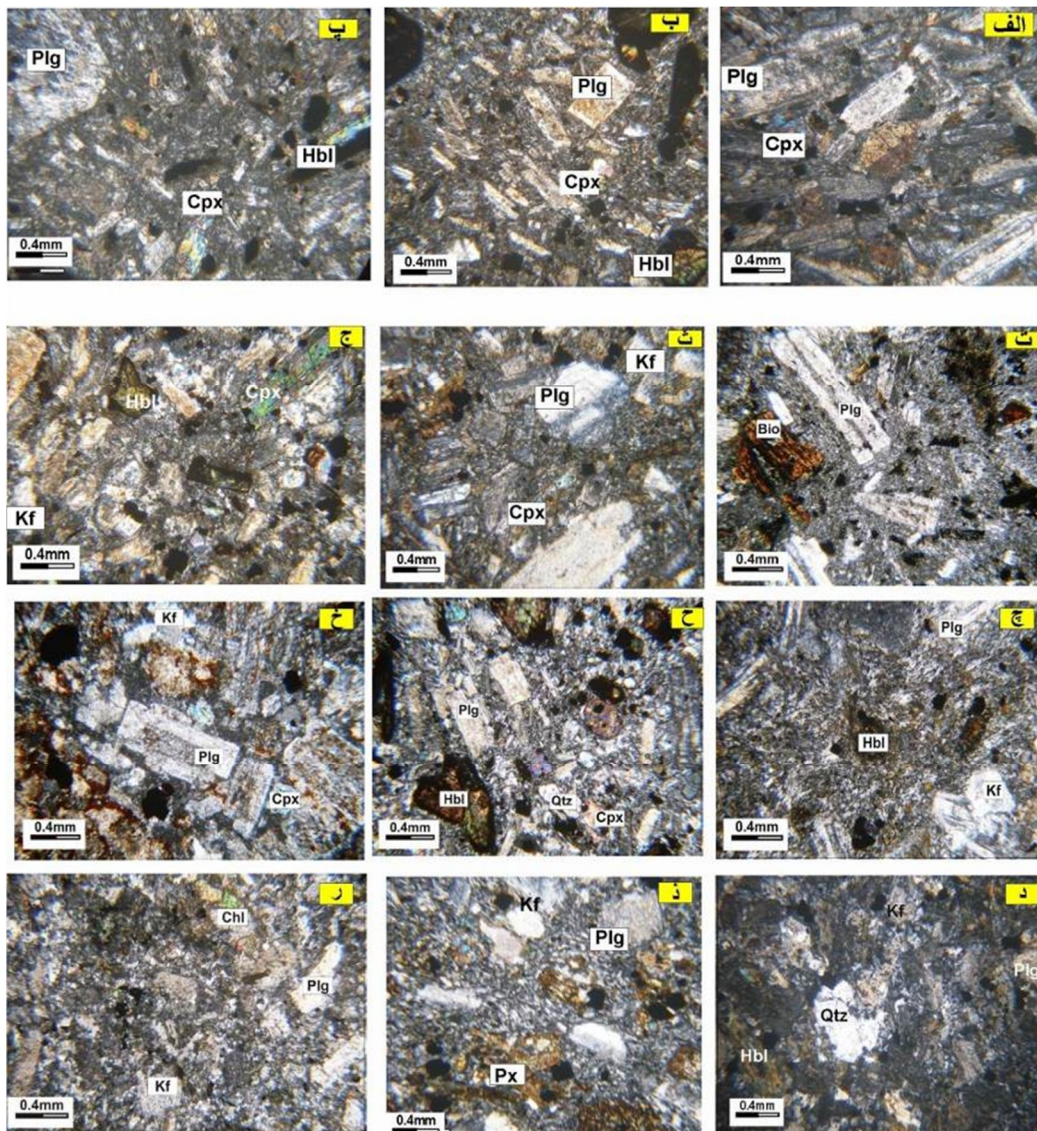
بیوتیت دیوریت پورفیری: رخنمونی کوچک از این واحد در بخش غربی منطقه و درون واحدهای آندزیتی بیرون زده است (شکل ۲). بافت سنگ پورفیری بوده و فنوکریست‌های آن (۵۵-۵۰ درصد) شامل ۴۵-۴۰ درصد پلاژیوکلاز با ابعاد ۰/۴ تا ۲/۴ میلی‌متر، ۱۰-۷ درصد بیوتیت با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۴ میلی‌متر، ۲-۳ درصد هورنبلند است. زمینه سنگ نیز شامل کانی‌های یاد شده به همراه آلکالی فلدسپار (۳-۱ درصد) نوع اورتوکلاز می‌باشد. کانی‌های فرعی نیز شامل مگنتیت است (شکل ۴ت).

پیروکسن مونوزودیوریت پورفیری: واحد پیروکسن مونوزودیوریت پورفیری در گوشه جنوب شرقی و با گسترش کمتر در جنوب غربی نقشه قابل مشاهده است. این واحد دارای بافت پورفیری با زمینه درشت می‌باشد. فنوکریست‌های عمده در این واحد عبارتند از ۳۰ تا ۳۵ درصد پلاژیوکلاز با ابعاد ۰/۲ تا ۱/۲ میلی‌متر، ۱۰ تا ۱۵ درصد پیروکسن (اوژیت) با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر، ۱۰ تا ۱۵ درصد قالب آلکالی فلدسپار (اورتوکلاز) با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر که به طور کامل به کانی‌های رسی دگرسان شده است. کانی فرعی نیز شامل کانی‌های تیره است. (شکل ۴ث).

هورنبلندپیروکسن مونوزودیوریت پورفیری: این توده در دو منطقه در بخش غربی رخنمون دارد (شکل ۲) و دارای بافت پورفیری با زمینه متوسط دانه می‌باشد. در این توده، ۴۰ تا ۵۰ درصد فنوکریست شامل پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۲۷ درصد) با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۸ میلی‌متر، آلکالی فلدسپار نوع اورتوکلاز (۱۰ تا ۱۲ درصد) با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر، پیروکسن نوع اوژیت (۵ تا ۸ درصد) با ابعاد ۰/۴ تا ۱ میلی‌متر و هورنبلند (۳ تا ۵ درصد) با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۶ میلی‌متر است. زمینه سنگ نیز شامل کانی‌های یاد شده، کانی فرعی آپاتیت و کانی‌های کدر است (شکل ۴ج). دگرسانی غالب در این واحد آرژیلیکی می‌باشد.

هورنبلند مونوزودیوریت پورفیری: هورنبلند مونوزودیوریت پورفیری دارای سه رخنمون در غرب، جنوب و شرق منطقه است. بافت این توده، پورفیری و دارای ۴۵ تا ۴۸ درصد فنوکریست شامل پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۲۰ درصد) با ابعاد ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر، آلکالی فلدسپار نوع اورتوکلاز (۱۰ تا ۱۵ درصد) با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر و قالب کانی هورنبلند (۷ تا ۱۰ درصد) با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر است. هورنبلندها به طور کامل کلریتی شده‌اند و اغلب پلاژیوکلازها هم به اپیدوت دگرسان شده‌اند. زمینه این سنگ کمی سیلیسی شده است (شکل ۴چ).

پیروکسن هورنبلندکوارتز مونوزودیوریت پورفیری: این واحد دارای یک رخنمون کوچک در حاشیه غربی منطقه است (شکل ۲) و دارای بافت پورفیری با زمینه نسبتاً ریزدانه می‌باشد. در این توده ۵۰ تا ۵۷ درصد فنوکریست شامل پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۳۵ درصد) با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۶ میلی‌متر، آلکالی فلدسپار نوع اورتوکلاز (۱۰ تا ۱۵ درصد) با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر، کوارتز (۱۰ تا ۱۲ درصد) با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر، هورنبلند (۵ تا ۸ درصد) با ابعاد ۰/۳ تا ۰/۶ میلی‌متر و پیروکسن (۳ تا ۵ درصد) با ابعاد ۰/۱ تا ۰/۴ میلی‌متر وجود



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از توده‌های نیمه عمیق منطقه خونیک (XPL). الف) پیروکسن دیوریت پورفیری، ب) پیروکسن هورنبلند دیوریت پورفیری، پ) هورنبلند پیروکسن دیوریت پورفیری، ت) بیوتیت دیوریت پورفیری، ث) پیروکسن مونزودیوریت پورفیری، ج) هورنبلند پیروکسن مونزودیوریت پورفیری، چ) هورنبلند مونزودیوریت پورفیری، ح) پیروکسن مونزونیت پورفیری، خ) پیروکسن هورنبلند کوارتز مونزودیوریت پورفیری، د) مونزودیوریت پورفیری، ذ) هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری، ر) مونزونیت پورفیری.

تغییر می‌کنند (شکل ۶). شاخص اشباع از آلومینیم توده‌های منطقه بین ۰/۶ تا ۰/۹۴ تغییر می‌کند (جدول ۱).

بر اساس نسبت مولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ یا شاخص اشباع از آلومینیم (ASI) و نمودار ANK-ACNK (Shand, 1969)، تمامی این توده‌ها از نوع متآلومین هستند (شکل ۷). (شاخص اشباع آلومینیم برای گرانیتهای نوع S بیشتر از ۱/۱ و برای گرانیتهای نوع I کمتر از ۱/۱ است (Chappell and White, 1992; 2001). بنابراین، باتوجه به این معیار، توده‌های نفوذی نیمه عمیق منطقه خونیک نوع I می‌باشند. همچنین قرار گیری نمونه‌ها در نمودار Na_2O در مقابل K_2O که مرز گرانیتهای I و S را جدا می‌کند (Chappell and White, 2001)، ماهیت I بودن توده‌های نیمه عمیق منطقه را تایید می‌کند (شکل ۸). در نمودار درصد اکسید منیزیم، آهن کل و آلکالی (Irvine and Baragar, 1971) توده‌های نفوذی منطقه در امتداد روند کالک آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۹).

بحث

ژئوشیمی عناصر اصلی

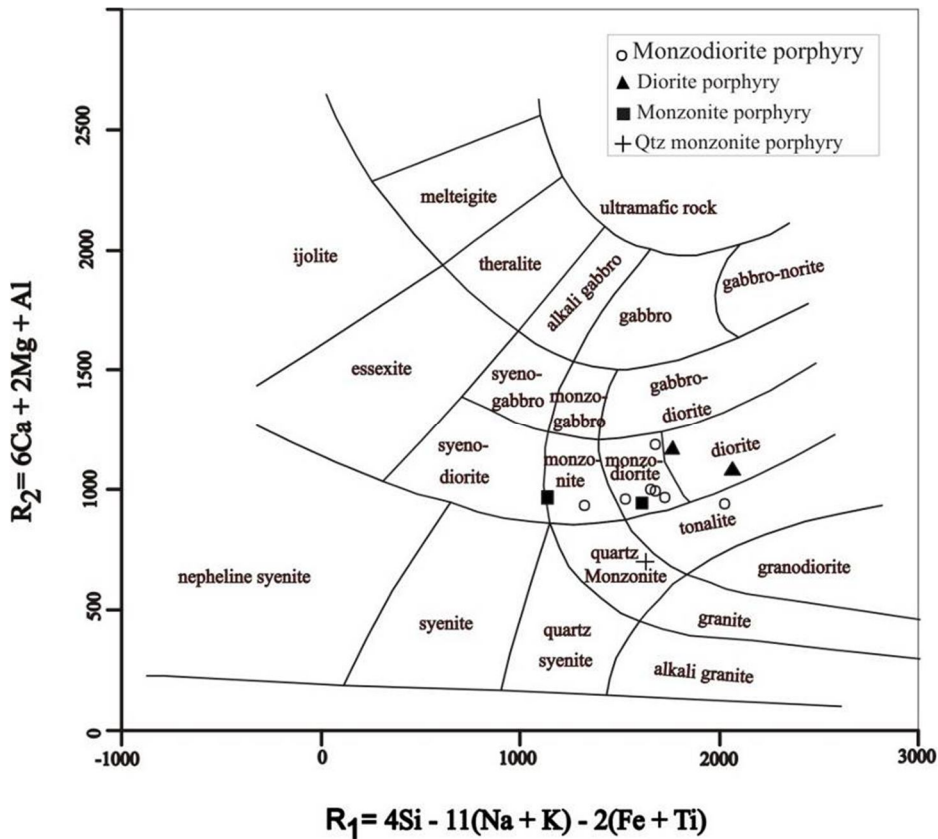
مقدار SiO_2 از ۵۶/۵ تا ۶۳/۲ درصد متغیر است (جدول ۱). برای نامگذاری توده‌های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه از نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980) استفاده شد (شکل ۵). بر طبق این نمودار توده‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده مونزونیت، دیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزونیت قرار می‌گیرند (شکل ۵). مقایسه نام‌های حاصل از این نمودار و نام‌های حاصل از مطالعات پتروگرافی (نامگذاری مودال)، مقداری تفاوت نشان می‌دهد. این تفاوت می‌تواند به علت اندک دگرسانی توده‌ها و حضور کمی کوارتز ثانویه باشد. میزان K_2O از ۱/۶۷ تا ۵/۰۲ درصد متغیر است. نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) نشان می‌دهد که توده‌های نیمه عمیق از کالک آلکان با پتاسیم بالا تا شوشونیتی

جدول ۱. نتایج آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی توده‌های نیمه عمیق منطقه (علامت اختصاری: Di دیوریت، Mz مونزونیت، Mzd مونزودیوریت).

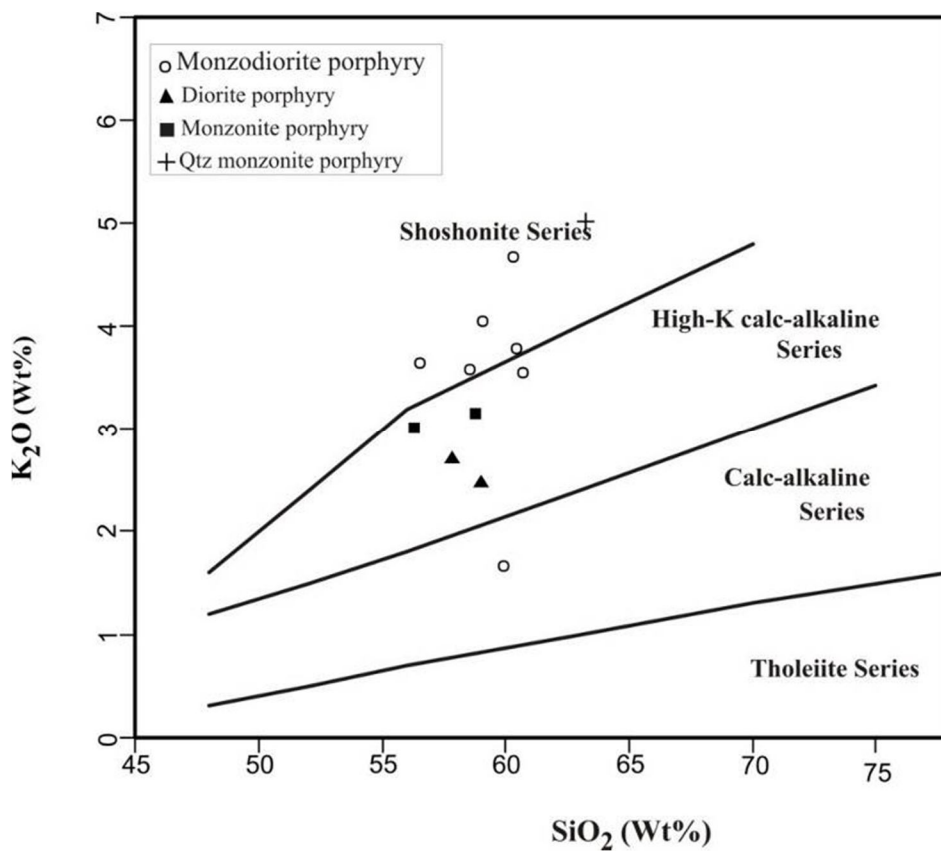
Sample #	KH-306	KH-144	KH-10	KH-178	KH-382	KH-303
X	۳۲°۲۳'۱۶/۵"	۳۲°۲۳'۱۷/۳۳"	۳۲°۲۳'۸"	۳۲°۲۳'۳۳/۳۲"	۳۲°۲۲'۳۳/۲۸"	۳۲°۲۲'۲۵/۹"
Y	۵۹°۸'۵۲/۸۶"	۵۹°۱۰'۳۷/۷۶"	۵۹°۱۰'۳۲/۹۸"	۵۹°۱۱'۱۶/۱۰"	۵۹°۱۱'۵۰/۰۴"	۵۹°۸'۵۷/۵۶"
نام سنگ	Px-Hbl-qtz-mzd porphyry	mz porphyry	Hbl-mzd porphyry	Pxmzd porphyry	Px-mzd porphyry	Hbl-pxmzd porphyry
Wt%						
SiO ₂	۶۲/۲۷	۵۸/۷۷	۶۰/۷۲	۶۰/۳۲	۶۰/۴۷	۵۸/۵۶
TiO ₂	۰/۶۷	۰/۷۳	۰/۶	۰/۶۶	۰/۷۳	۰/۶۳
Al ₂ O ₃	۱۴/۲۷	۱۴/۹۶	۱۴/۸۳	۱۶/۰۸	۱۵/۵۹	۱۶/۲
FeOt	۵/۷۵	۶/۱۵	۶/۰۱	۵/۶۷	۵/۹	۵/۱۹
MnO	۰/۱	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۵
MgO	۱/۲۲	۴/۱۹	۲/۸۵	۱/۶۷	۲/۲۱	۳/۵۱
CaO	۳/۳۶	۴/۱۳	۵/۰۳	۵/۳۴	۵/۴	۴/۱۴
Na ₂ O	۳/۵۵	۳/۹۵	۳/۷۳	۳/۵۱	۳/۶۹	۴/۵۲
K ₂ O	۵/۰۲	۳/۱۵	۳/۵۶	۴/۶۸	۳/۷۸	۳/۵۸
P ₂ O ₅	۰/۳۶	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۴۶	۰/۳۸	۰/۳۹
LOI	۱/۸۸	۲/۸۴	۱/۴۵	۰/۹۲	۱/۰۳	۲/۶۹
Total	۹۹/۱۴	۹۹/۱۶	۹۹/۱۳	۹۹/۱۴	۹۹/۱	۹۹/۱۹
ASI	۰/۸۲	۰/۸۵	۰/۷۷	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۸۶
ppm						
Ba	۸۹۷	۵۷۹	۶۸۷	۶۰۸	۵۶۰	۷۲۲
Rb	۱۰۰/۳	۸۴/۱	۸۱/۵	۱۱۴/۱	۹۳/۱	۸۷/۳
Sr	۸۵۳/۷	۷۰۴/۸	۹۲۰	۹۰۵/۸	۱۰۰/۹	۱۰۰/۶۵
Zr	۱۰۰/۱	۱۱۰/۲	۱۰۰/۹	۱۴۰/۲	۱۰۹/۲	۱۰۸/۶
Nb	۳/۵	۵/۱	۳/۴	۵/۱	۳/۹	۵/۱
Ga	۱۲	۱۸/۶	۱۶/۷	۶/۶	۱۷/۵	۱۷/۱
Rb/Sr	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۸
La	۲۴/۵	۲۶/۱	۲۵/۱	۳۱/۸	۲۵/۹	۲۵/۷
Ce	۴۷/۸	۵۳/۱	۴۵/۹	۶۰/۹	۵۱/۸	۵۱/۶
Pr	۵/۸۸	۶/۰۷	۵/۵۸	۷/۳۹	۶/۰۵	۶/۱۵
Nd	۲۳/۲	۲۴/۱	۲۲/۲	۲۸/۲	۲۳/۷	۲۵/۳
Sm	۴/۴۷	۵/۰۳	۴/۵۷	۶/۰۸	۴/۸۴	۴/۹۳
Eu	۱/۲۷	۱/۴۷	۱/۳۱	۱/۵۴	۱/۳۷	۱/۴۲
Gd	۴/۰۱	۴/۷۲	۴/۲۶	۵/۰۱	۴/۵۹	۴/۲۸
Tb	۰/۵۳	۰/۶۸	۰/۵۸	۰/۷۳	۰/۶۲	۰/۶۳
Dy	۳/۳۴	۳/۶۳	۳/۱۹	۴/۱۵	۳/۲۶	۳/۲۱
Ho	۰/۶۶	۰/۷۱	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۶۷	۰/۷۳
Er	۱/۷۳	۲/۱۸	۲/۰۵	۲/۲۶	۲/۰۷	۱/۹
Tm	۰/۲۷	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۳۱
Yb	۱/۶۹	۱/۸۷	۲/۲۷	۲/۳۳	۱/۷۴	۲/۰۸
Lu	۰/۲۷	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۳۱	۰/۳۵
Y	۱۶/۱	۲۰/۳	۱۸/۹	۲۱/۶	۱۴/۶	۱۸/۲
Eu/Eu*	۰/۹۲	۰/۹۲	۰/۹۱	۰/۸۵	۰/۸۹	۰/۹۵
(La/Yb)N	۹/۷۷	۹/۴۱	۷/۴۵	۹/۲۰	۱۰/۰۴	۸/۳۳
Sr/ Yb	۵۰۵/۱۴	۳۷۶/۸۹	۴۰۵/۲۸	۳۸۸/۷۵	۵۸۵/۸۰	۵۱۲

ادامه جدول ۱

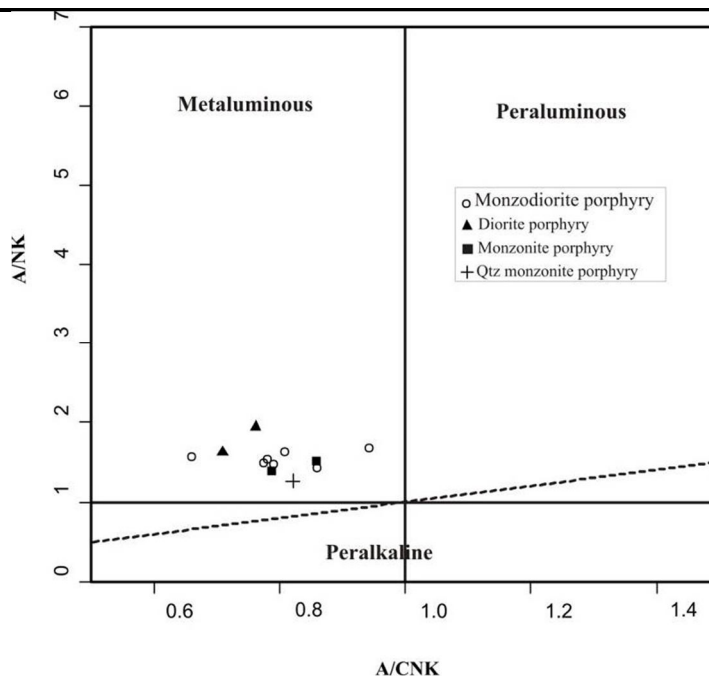
Sample #	KH-196	KH-311	KH-105	KH-189	kh-97	KH-113
X	۳۲°۲۲'۳۹/۰۴"	۳۲°۲۲'۲۹/۵۹"	۳۲°۲۳'۱۰/۹۱"	۳۲°۲۲'۱۵/۶۹"	۳۲°۲۳'۶/۰۱"	۳۲°۲۲'۸/۹۶"
Y	۵۹°۹'۲۸/۷۷"	۵۹°۹'۲"	۵۹°۱۰'۲۰/۳۵"	۵۹°۹'۵۷/۳۷"	۵۹°۱۰'۲۶/۱۲"	۵۹°۱۰'۳۷/۲۵"
نام سنگ	Hbl -mzd porphyry	Pxlmz porphyry	Mzd porphyry	Mzd porphyry	Px-di porphyry	Px-di porphyry
Wt%						
SiO ₂	۶۰/۵۷	۵۶/۳۱	۵۹/۹۱	۵۹/۰۵	۵۶/۱۵	۵۷/۸۴
TiO ₂	۰/۶۵	۰/۷	۰/۵۷	۰/۶۳	۰/۸۱	۰/۷۱
Al ₂ O ₃	۱۴/۹۲	۱۵/۶۸	۱۴/۹۲	۱۶/۲۴	۱۳/۷۱	۱۴/۸
FeOt	۶/۱	۶/۴	۶/۲۵	۵/۲۵	۷/۲۵	۶/۶۹
MnO	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۳	۰/۲
MgO	۲/۶۵	۳/۱۱	۴/۸۸	۱/۶۹	۴/۲۹	۳/۸۲
CaO	۶/۱	۴/۷۳	۳/۸۱	۵/۶۱	۶/۶۱	۶/۴۷
Na ₂ O	۳/۱۲	۴/۸۹	۴/۳۲	۳/۳۵	۲/۹۲	۳/۷۶
K ₂ O	۲/۹۸	۳/۰۲	۱/۶۷	۴/۰۶	۳/۶۵	۲/۷
P ₂ O ₅	۰/۴۴	۰/۳۶	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۵۲	۰/۴۴
LOI	۱/۶۲	۳/۹۲	۲/۶۶	۳/۱۵	۲/۴۸	۱/۸۵
Total	۹۹/۰۸	۹۹/۰۹	۹۹/۲۱	۹۹/۱۶	۹۸/۹۲	۹۹/۰۹
ASI	۰/۷۶	۰/۷۸	۰/۹۴	۰/۸۰	۰/۶۶	۰/۷
ppm						
Ba	۶۹۲	۶۵۶	۴۵۰	۷۵۴	۶۲۶	۵۵۹
Rb	۶۷	۶۷/۳	۴۶/۲	۸۲/۱	۸۱	۷۳/۵
Sr	۹۹۴/۵	۸۹۱/۱	۷۳۶/۳	۱۱۲۳	۱۰۱۹	۹۰۵/۶
Zr	۱۰۷/۳	۱۰۱/۸	۸۷/۹	۱۱۲/۷	۱۱۸/۸	۱۰۶/۳
Nb	۴/۸	۴/۱	۳/۳	۴/۳	۵	۴/۶
Ga	۱۷/۳	۹/۱۵	۱۸/۸	۱۵/۹	۱۸	۱۸/۸
Rb/Sr	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸
La	۲۴/۴	۲۷/۷	۲۲/۴	۲۹	۳۱/۱	۲۸/۲
Ce	۵۰/۵	۵۲/۴	۴۳/۷	۵۶/۸	۶۱/۵	۵۷/۹
Pr	۶/۲۱	۶/۳۴	۴/۸۹	۶/۷۰	۷/۴۵	۶/۶۵
Nd	۲۸/۶	۲۸/۴	۲۲/۲	۲۷/۳	۳۰/۸	۲۶/۵
Sm	۵/۵۶	۵/۰۱	۴/۰۹	۵/۵۲	۶/۱۳	۵/۳۴
Eu	۱/۴۷	۱/۴۵	۱/۲	۱/۶۱	۱/۷۲	۱/۵۴
Gd	۴/۵۶	۴/۹۰	۴/۲۴	۴/۹۸	۵/۳۳	۵/۲۳
Tb	۰/۶۳	۰/۶۵	۰/۶۱	۰/۶۹	۰/۷۲	۰/۷۵
Dy	۳/۴۶	۳/۷	۳/۴۴	۳/۹۷	۳/۸۴	۴/۱
Ho	۰/۷۴	۰/۸۳	۰/۷۴	۰/۷۸	۰/۸۰	۰/۸۱
Er	۲/۰۱	۲/۱۸	۲/۱۶	۲	۲/۱۰	۲/۲۸
Tm	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۳
Yb	۱/۹۷	۲/۱۹	۱/۷	۲/۳۳	۲/۲۴	۲/۱۵
Lu	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۴
Y	۱۹	۲۰/۱	۱۸/۱	۲۰/۵	۲۰/۶	۲۱/۸
Eu/Eu*	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۸۸	۰/۹۴	۰/۹۲	۰/۸۹
(La/Yb)N	۸/۳۵	۸/۵۳	۸/۸۸	۸/۷۷	۹/۳۶	۸/۸۴
Sr/ Yb	۵۰۴/۸۲	۴۰۶/۸۹	۴۳۳/۱۱	۵۰۳/۵۸	۴۵۵	۴۲۱/۲



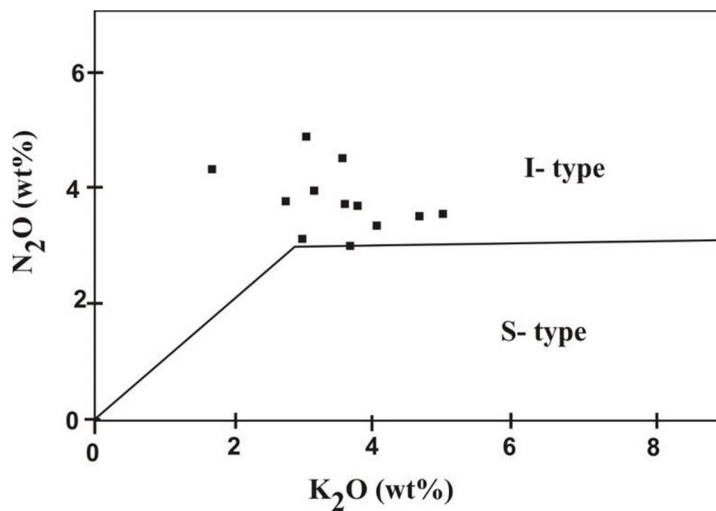
شکل ۵. نامگذاری سنگهای منطقه خونیک با استفاده از نمودار R1-R2 (De la Roche et al, 1980).



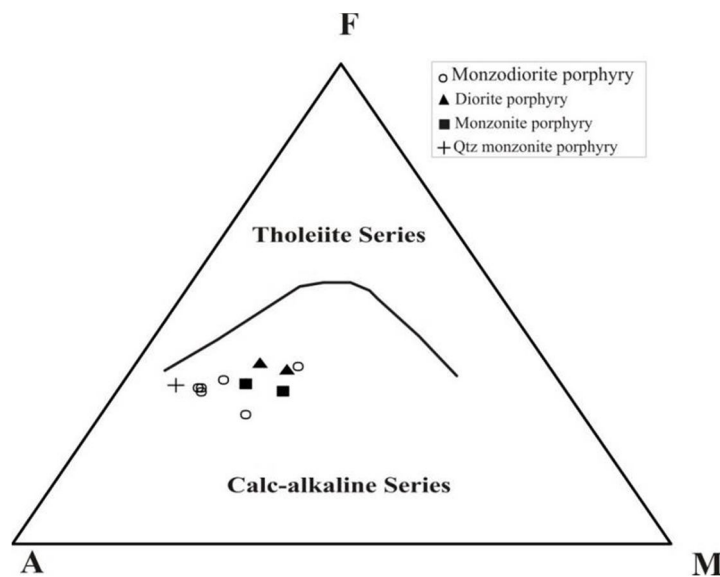
شکل ۶. نمودار تعیین اندیس پتاسیم (Peccerillo and Taylor, 1976).



شکل ۷. نمودار تعیین اندیس آلومینیم (Shand, 1969).



شکل ۸. موقعیت توده‌های نیمه عمیق خونیک در نمودار اکسید سدیم در مقابل اکسید پتاسیم. مرز جداکننده گرانیتوئیدهای I و S در $Na_2O = 3\%$ (Chappell and White, 2001)



شکل ۹. نمودار AFM برای تفکیک سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان از تولیتی (Irvine and Baragar, 1971).

پذیرفتاری مغناطیسی

خصوصیات مغناطیسی سنگ با اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی مشخص می‌شود. سنگ‌های گرانیتی توسط Ishihara (1977) به دو گروه سری مگنتیت و سری ایلمنیت تقسیم شده‌اند. Ishihara (1981) مقدار پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (به علت حضور کانی فرعی مگنتیت) را بیش از 5.0×10^{-5} می‌داند. پذیرفتاری مغناطیسی در بیش از ۲۵۰ نمونه از توده‌های نیمه‌عمیق منطقه مورد مطالعه اندازه‌گیری شد. میانگین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی برای هر واحد زمین‌شناسی در (جدول ۲) آمده است. در مناطق با حداقل دگرسانی، بالاترین میزان پذیرفتاری SI 5.0×10^{-5} و پایین‌ترین SI 2.73×10^{-5} و به طور میانگین در این توده‌ها SI 1.75×10^{-5} می‌باشد. نمایش نسبت Rb/Sr در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی (Karimpour et al., 2011) نشان می‌دهد که تمامی توده‌های نفوذی منطقه خونیک از نوع سری مگنتیتی یا اکسیدان هستند (شکل ۱۰).

عناصر کمیاب و نادر خاکی

به دلیل اینکه عناصر نادر خاکی و کمیاب غالباً ساکن هستند و فرآیندهای دگرسانی و گرمایی، کمترین تأثیر را بر روی این عناصر دارند، استفاده از آنها برای شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگما بسیار اهمیت دارد (Rollinson, 1993). توده‌های نیمه‌عمیق منطقه خونیک، تغییرات زیادی در میزان عناصر کمیاب نشان نمی‌دهند. در این توده‌ها میزان $Rb=46-114$ ppm, $Sr=704-1123$ ppm, $Ba=450-579$ ppm, $Zr=87-140$ ppm, $Hf=2.1-3.8$ ppm, $Y=16.1-21.8$ ppm, $Nb=3.3-5.1$ ppm است. الگوی پراکندگی عناصر کمیاب که نسبت به گوشته اولیه به‌نچاره شده است (Sun and Macdonough, 1989)، در کلیه نمونه‌های مورد مطالعه مشابه می‌باشد (شکل ۱۱) و همه آنها، آنومالی منفی مشخصی در عناصر واسطه با شدت میدان زیاد (HFSE) نظیر Nb و Ti نشان می‌دهند. در مقابل، عناصر واسطه با شدت کم (LFSE) نظیر Ba و Rb، آنومالی مثبت نشان می‌دهند (شکل ۱۱). توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه از Nb کمتر از ۵/۱ گرم در تن برخوردارند و اغلب آنها دارای آنومالی مثبت Sr می‌باشند. کاهیدگی Nb، از ویژگی‌های شاخص ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن، اختلاط هر چه بیشتر پوسته قاره‌ای را در ماگما آشکار می‌کند (Wilson, 1989; Zhang et al., 2006; Asran et al. 2012). مقادیر بالای Sr و مقادیر پایین Ti و Nb (شکل ۱۱) ممکن است مربوط به حضور هورنبلند و اکسیدهای آهن-تیتان دار مانند روتیل و ایلمنیت و عدم حضور پلاژیوکلاز در منشاء باشد (Rollinson, 1993; Martin, 1999). مقادیر پایین Nb و Ti را همچنین به فرآیندهای ته‌نشینی قبلی در سنگ‌های گوشته نسبت می‌دهند (Gust et al., 1977; Woodhead et al., 1993).

(شکل ۱۲) نمودار عنکبوتی مقادیر عناصر خاکی کمیاب که نسبت به REE کندریت (Boynnton, 1984) به‌نچاره شده‌اند را نشان می‌دهد. الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در تمامی نمونه‌ها، تقریباً موازی یکدیگر و با شیب تند است. به عبارت دیگر، در نمودار توده‌های نیمه‌عمیق منطقه خونیک، غنی‌شدگی زیاد در LREE نسبت به HREE دیده می‌شود که شاخص

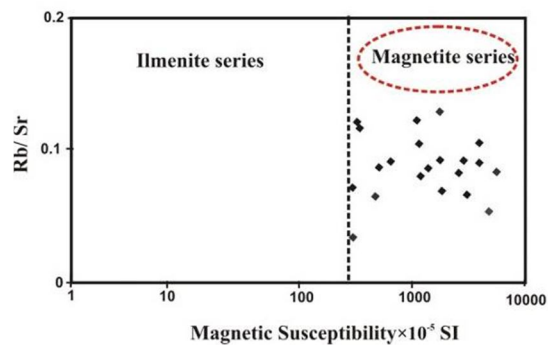
ماگماهای تشکیل شده در زون فرورانش می‌باشد (Rollinson, 1993; Gill, 1981; Pearce, 1983; Wilson, 1989, Ma et al., 2014). همچنین، این روند، وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های کالک‌آلکان نشان می‌دهد (Winter, 2001). با توجه به موازی بودن روندهای وابسته به نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه، می‌توان به هم خاستگاه بودن آن‌ها پی‌برد. جدایش LREE از HREE به صورت غنی‌شدگی LREE به همراه نسبت-های پایین Yb و Y و مقادیر بالای Sr/Y و La/Yb (جدول ۱) می‌تواند به دلیل تعادل مذاب با گارنت و یا هورنبلند (به عنوان یک فاز تفاله‌ای در سنگ خاستگاه) باشد (Rollinson, 1993; Wilson, 1989). از نکات قابل توجه در این نمودار، فقدان ناهنجاری Eu در نمونه‌های مطالعه شده است که نشان می‌دهد کانی پلاژیوکلاز در سنگ منشاء به عنوان کانی باقیمانده حضور نداشته و ضمناً شرایط ذوب در حالت اکسیدان بوده‌است (Wilson, 1989). Martin, 1999) تیلور و مک‌لنن (Taylor and McLennan, 1985) بیان داشتند که هرگاه Eu/Eu^* بیش از ۱ باشد ناهنجاری مثبت و هرگاه کمتر از ۱ باشد، ناهنجاری منفی است. این نسبت در توده‌های نیمه‌عمیق منطقه مورد مطالعه از ۰/۸۵ تا ۰/۹۵ در تغییر است که نشان دهنده حضور مقدار کمتر و یا نبود پلاژیوکلاز در منشاء ماگما، شرایط اکسیدان تر محلول و آلودگی کمتر با پوسته قاره‌ای می‌باشد (Martin, 1999) و (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۹۱). نسبت $(La/Yb)_N$ در توده‌های منطقه مورد مطالعه بین ۷/۴۵ تا ۱۰/۰۴ و میزان Sr/Y آنها بین ۳۴/۷ تا ۵۵/۳۹ است. این توده‌ها با ماگمای آداکیتی (Defant and Drummond, 1990) مقایسه شدند. آداکیت‌ها با میزان $SiO_2 > 56\%$, $Sr > 400$ ppm, $Y < 18$ ppm و $Yb < 1/9$ و مقدار بالای Sr/Y و La/Yb مشخص می‌شوند. آداکیت‌ها پتانسیل بالایی برای تشکیل ذخایر پورفیری دارند (Richard and Kerrich, 2007).

همان‌طور که در (شکل ۱۳) دیده می‌شود، تمامی توده‌های منطقه خونیک در محیط مشترک ماگمای کالک‌آلکان تیپیک با ماگمای آداکیتی واقع شده‌اند (Martin, 1999). در نمودار Sr/Y در مقابل Y (Defant and Drummond, 1990)، نمونه‌ها در موقعیت کمان ماگمایی نرمال و خارج از محدوده آداکیت‌ها واقع می‌گردند، در نتیجه از نظر منشاء و نحوه تشکیل با آنها متفاوت هستند (شکل ۱۴).

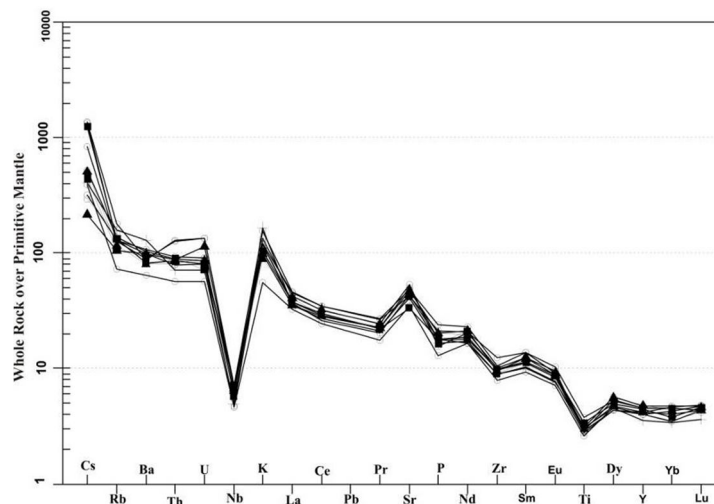
در نمودار جدایش محیط زمین‌ساختی (شکل ۱۵ الف و ب) گرانتیت‌ها به چهار گروه شامل: گرانتیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانتیت‌های قوس آتشفشانی (VAG)، گرانتیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانتیت‌های برخوردی (COLG) رده‌بندی شده‌اند (Pearce et al., 1984). موقعیت توده‌های نیمه‌عمیق منطقه خونیک بر روی این نمودارها نشان می‌دهد که تمامی این واحدها در گستره محیط کربندهای آتشفشانی زون فرورانش (VAG) قرار می‌گیرند. در نمودار Rb/Zr در مقابل Nb (Brown et al., 1984) نمونه‌ها در منطقه جزایر قوسی/کمان حاشیه قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۶).

جدول ۲. میانگین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی برای واحدهای زمین‌شناسی در منطقه اکتشافی خونیک.

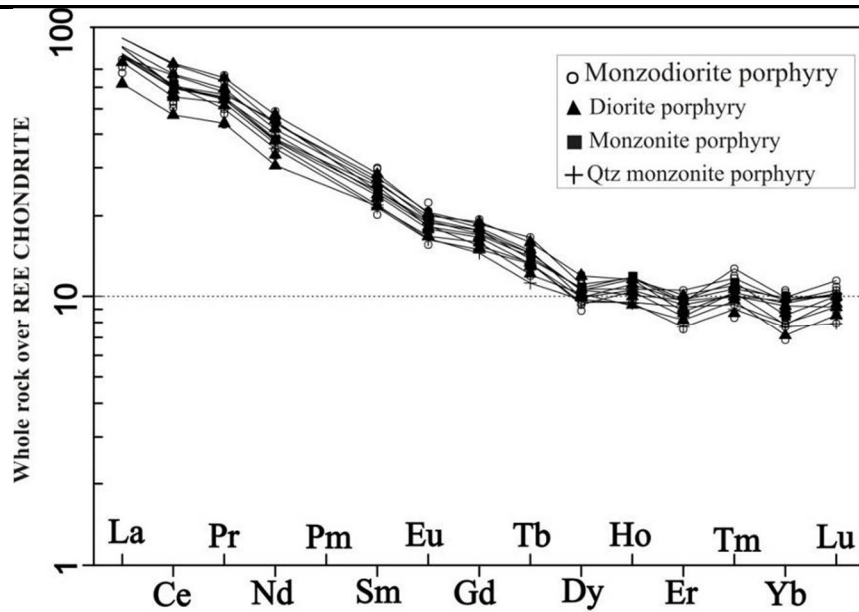
ردیف	نام سنگ	حساسیت مغناطیسی ($SI \cdot 10^{-5}$)
۱	پیروکسن هورنبلند دیوریت پورفیری	۴۸۰۰
۲	هورنبلند پیروکسن دیوریت پورفیری	۱۸۸۵
۳	هورنبلند دیوریت پورفیری	۲۷۹
۴	بیوتیت دیوریت پورفیری	۲۰۰
۵	پیروکسن مونزوددیوریت پورفیری	۲۳۱۷
۶	هورنبلند پیروکسن مونزوددیوریت پورفیری	۲۰۰۰
۷	هورنبلند مونزوددیوریت پورفیری	۲۰۴۹
۸	پیروکسن هورنبلند کوارتز مونزوددیوریت پورفیری	۲۳۶
۹	هورنبلند کوارتز مونزوددیوریت پورفیری	۳۳۲
۱۰	کوارتز مونزوددیوریت پورفیری	۱۰۹۸
۱۱	کوارتز مونزوددیوریت پورفیری	۱۶۲۰
۱۲	پیروکسن هورنبلند مونزونیت پورفیری	۳۰۰۰
۱۳	هورنبلند مونزونیت پورفیری	۳۲۱
۱۴	مونزونیت پورفیری	۱۷۱۷



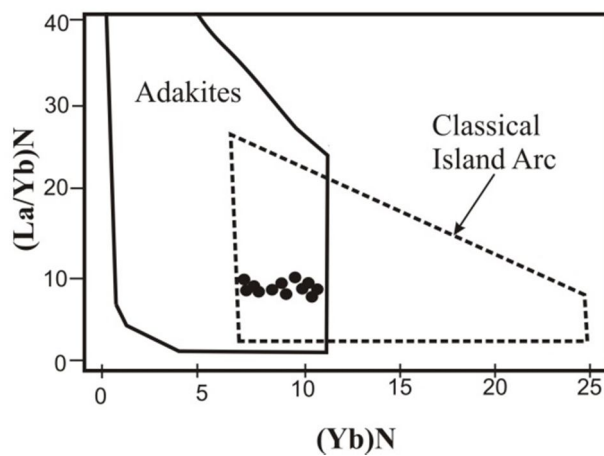
شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های منطقه اکتشافی خونیک بر روی نمودار تفکیک گرانیت‌های سری مگنتیت و ایلمنیت (Karimpour et al., 2011).



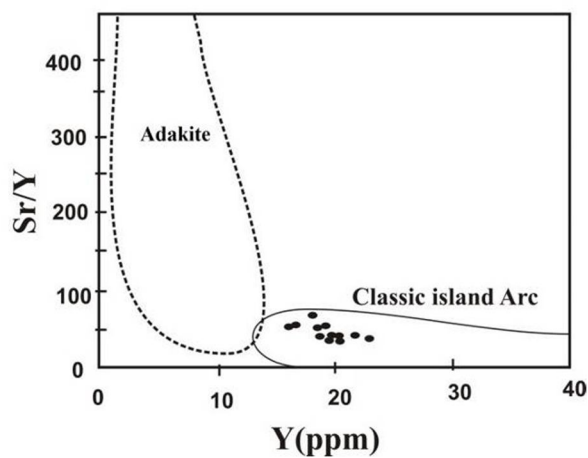
شکل ۱۱. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده است (Sun and McDonough, 1989).



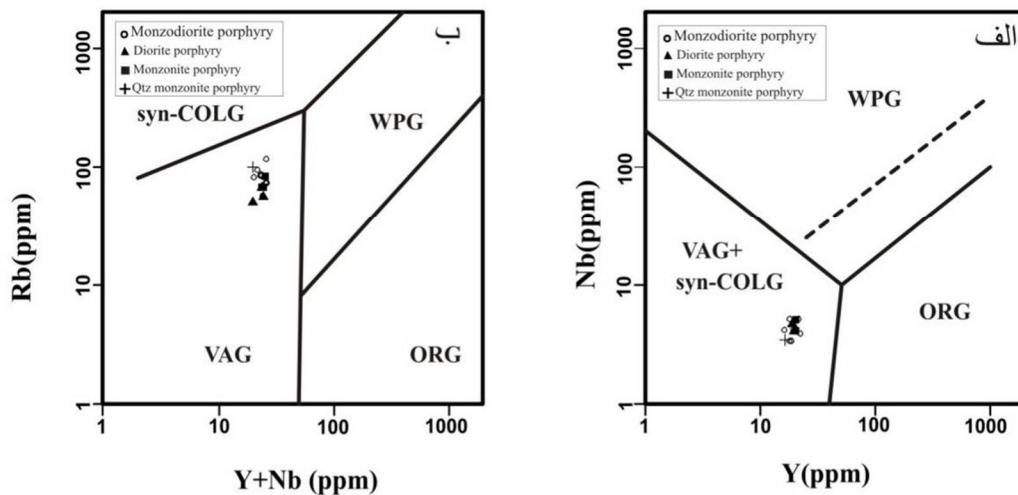
شکل ۱۲. نمودار عناصر نادر خاکی نمونه‌های منطقه خونیک که نسبت به کندریت بهنجار شده است (Boynton, 1984).



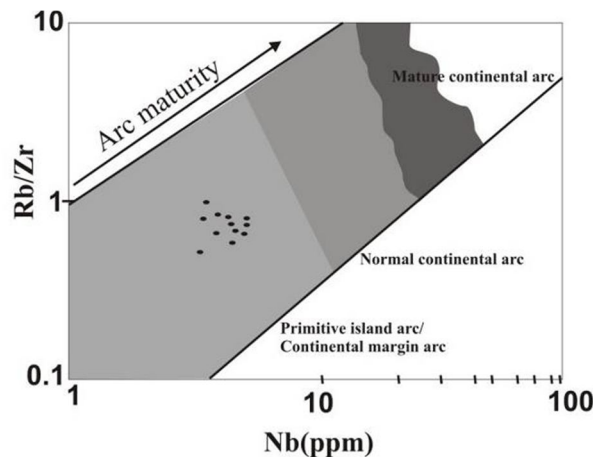
شکل ۱۳. $(La/Yb)_N$ در مقابل Yb_N (Martin, 1999).



شکل ۱۴. نمودار Sr/Y در مقابل Y (Defant and Drummond, 1990).



شکل ۱۵. موقعیت نمونه‌های منطقه خونیک بر روی نمودارهای جداکننده گرانیتوئیدها براساس (Pearce et al., 1984) با استفاده از عناصر: الف) Nb-Y (ب) Rb-(Y+Nb).



شکل ۱۶. نمودار Rb/Zr در مقابل Nb (Brown et al., 1984).

داده‌های ایزوتوپی استرانسیم - نئودیمیم

نسبت‌های ایزوتوپی اولیه استرانسیم و نئودیمیم همه نمونه‌ها براساس سن نسبی ائوسن- الیگوسن (حدود ۴۰ میلیون سال) محاسبه گردید (جدول ۳). همه نمونه‌ها ترکیب ایزوتوپی تقریباً مشابهی دارند، که نشان‌دهنده منشأ مشابه آنهاست (Zhang et al., 2006). همچنین، میزان ترکیب ایزوتوپی تمامی نمونه‌ها از CHUR بیشتر است. به‌طور کلی، میزان نسبت و ϵ_{Nd} اولیه به‌ترتیب از ۰/۷۰۴۶۲۸ تا ۰/۷۰۴۷۷۴ و ۱/۷۷+ تا ۲/۹+ متغیر است که از نظر ترکیبی نشان‌دهنده گوشته تهی‌شده به عنوان منشأ می‌باشد (Liu et al., 2012). نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در گرانیت‌های نوع I بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶ می‌باشد در حالیکه در گرانیت‌های نوع S این میزان بیشتر از ۰/۷۰۸ می‌باشد (Chappell and White, 1974) که تایید کننده ادعای وجود گرانیتوئید نوع I در منطقه خونیک است.

مدل سنی براساس ایزوتوپ نئودیمیم (TDM) بین ۴۷۰-۵۷۰ میلیون سال است که یک منشأ با سن اردوئیسین را پیشنهاد می‌کند. در نمودار $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه (I_{Sr}) به ϵ_{Nd} (شکل ۱۷) نمونه‌های منطقه به‌صورت خوشه‌ای و در سمت آرایه‌های گوشته‌ای و در مرز بازالتهای جزایر قوسی قرار می‌گیرند. قرارگیری نمونه‌ها در نزدیکی آرایه گوشته‌ای و مقادیر مثبت اپسیلون نئودیمیم

آنها نشانه منشأ گرفتن آنها از بخش گوشته تهی‌شده و خارج از پوسته قاره‌ای می‌باشد (Rollinson, 1993; Zhang et al., 2006).

قرارگیری نمونه‌ها در سمت راست آرایه گوشته‌ای، نشان‌دهنده تحول ماگمای تهی‌شده اولیه از طریق اختلاطی از تبلور تفریقی و یا هضم اجزای پوسته‌ای با میزان پایین $^{143}Nd/^{144}Nd$ و میزان بالای $^{87}Sr/^{86}Sr$ است (کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲). اثر هضم اجزای پوسته‌ای از طریق تغییرات نسبت‌های ایزوتوپی نئودیمیم در مقابل SiO_2 (Li et al., 2009; Xu et al., 2014) قابل بحث است (شکل ۱۸). نبود انطباق بین میزان نسبت‌های ایزوتوپی و افزایش سیلیس در سنگهای منطقه مورد مطالعه، دلیل بر عدم وجود آغستگی پوسته‌ای قابل توجهی می‌باشد. (Ma et al., 2014). بنابراین تغییرات مشاهده شده در نسبت‌های ایزوتوپی بیشتر حاصل تفریق مذاب با منشأ گوشته‌ای در یک سیستم بسته است (کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲). علاوه بر این، نمونه‌ها اندکی دگرسانی نیز نشان می‌دهند، چنین فرایندی می‌تواند بر روی نسبت استرانسیم تأثیر بگذارد، بدون اینکه تغییری در نسبت Nd ایجاد کند (Arjamandzadeh et al., 2011).

پتروژنز توده‌های نیمه‌عمیق خونیک

شبهات بین دیاگرام‌های عنکبوتی و ایزوتوپ‌های استرانسیم و نئودیمیم توده‌های منطقه مورد مطالعه، دلیل بر ارتباط ژنتیکی این واحدها می‌باشد، به این معنی که تمامی این توده‌ها از یک منشأ تشکیل شده‌اند. براساس داده‌های موجود پیشنهاد می‌شود که منشأ این توده‌ها، ذوب بخشی گوشته تهی-شده است. ترکیب ایزوتوپی هموزن این توده‌ها و نبود ارتباط بین ϵ_{Nd} و SiO_2 (شکل ۱۸) (Lie et al., 2009; Xu et al., 2014) نشان می‌دهد که آغستگی پوسته‌ای بسیار اندک بوده است. علاوه بر این، تمامی این توده‌ها، آنومالی منفی Ti و Nb دارند که شاخص ماگماهای کالک‌آلکان مرتبط با کمان‌های ماگمایی می‌باشد. براساس نسبت عناصر و ترکیب گوشته در مناطق کمان ماگمایی، می‌توان یک منشأ آمفیبولیت با درجه ذوب بخشی پایین را به عنوان سنگ منشأ ذوب شده (عدم شرکت گارنت در فرایند ذوب) در تشکیل سنگ‌های این منطقه مؤثر دانست (Bart et al., 2002). بنابراین ماگمای این منطقه در نتیجه ذوب بخشی گوشته لیتوسفری مرتبط با فرورانش حاصل شده است.

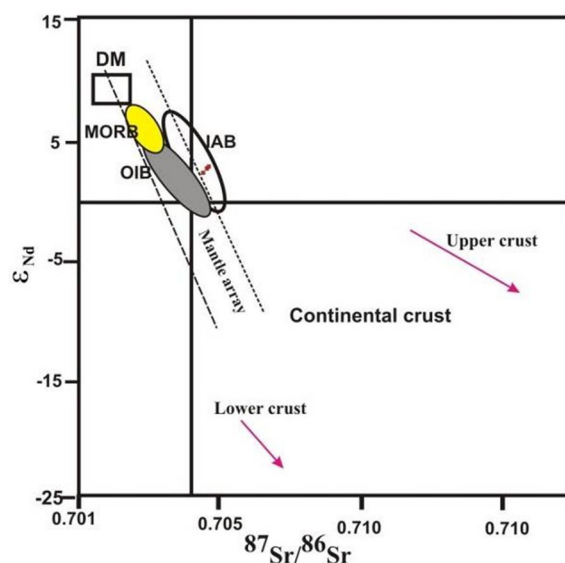
بحث و نتیجه‌گیری

با توجه به مقادیر پایین Nb، Y و Zr، مقدار شاخص شاند (کمتر از ۱/۱)، میزان $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.704$ و داده‌های پذیرفتاری مغناطیسی، سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه خونیک، ماهیت اکسیدان (سری مگنتیت) دارند و در یک

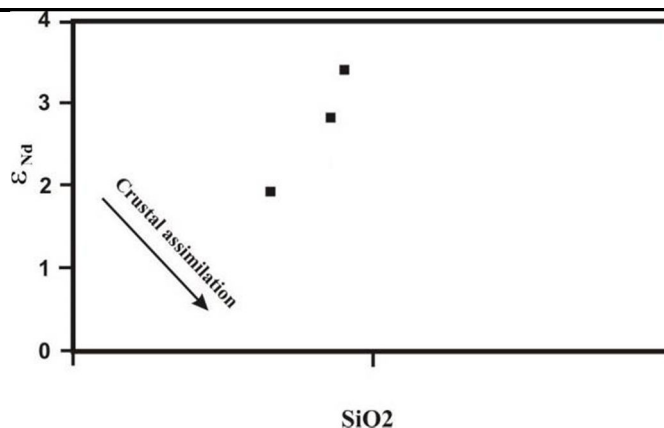
محیط کمانی شکل گرفته‌اند. براساس زمین‌شناسی، ژئوشیمی و داده‌های استرانسیم و نئودیمیم، ماگمای مادر توده‌های نیمه‌عمیق منطقه مورد مطالعه از ذوب بخشی گوشته تهی‌شده حاصل شده است و آغستگی اندک با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد. نمودار تفکیک محیط‌های تکتونیکی نشان می‌دهد که سنگ‌های گرانیتوئیدی خونیک گرایش به ماگماتیسم کمانی داشته و در خاستگاه کمان حاشیه قاره‌ای تشکیل شده‌اند. بنابراین، توده‌های نیمه‌عمیق منطقه خونیک، نتیجه ماگماتیسم کالک‌آلکان مرتبط با فرورانش می‌باشند. وجود منطقه اکتشافی طلای اپی‌ترمال خونیک به همراه کانسارهای اپی‌ترمال دیگر در مجموعه عظیم ترشیاری بلوک لوت حاکی از پتانسیل بالای این منطقه برای کانسارهای اپی‌ترمال است که حتی بعضی می‌توانند با ذخایر پورفیری در عمق ارتباط داشته‌باشند (ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۹۱). سنگ‌های این منطقه در دوره متالوژنی بلوک لوت (اوسن میانی تا پالوسن تحتانی) (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۹۱) تشکیل شده‌اند. این توده‌ها در ارتباط با فرورانش در بلوک لوت و تشکیل ماگماتیسم ترشیاری و کانی‌زایی‌هایی مرتبط با آن می‌باشند. شناخت هرچه بیشتر توده‌های مرتبط با کانی‌سازی از لحاظ نحوه تشکیل و ارتباط با منشأ عناصر و محلول کانه دار، می‌تواند گامی مفید در جهت اکتشاف بهتر این نوع کانی‌سازی در شرق ایران باشد و در نهایت موجبات رونق اقتصادی منطقه را فراهم نماید.

جدول ۳. داده‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم برای سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه خونیک.

Sample	Sr ppm	Rb ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Error (2s)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Error (2s)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	Error (2s)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Error (2s)	ϵ_{Nd}
Kh-97	۱۰۱۹/۴	۸۱	۰/۲۳۰	۰/۰۰۷	۰/۷۰۴۷۷۴	۰/۰۰۰۰۱۷	۰/۷۰۴۵۸۴	۳۰/۸	۶/۱۳	۰/۱۲۰	۰/۰۰۶	۰/۵۱۲۷۱۱	۰/۰۰۰۰۱۸	۱/۹۸
KH-144	۷۰۴/۸	۸۴/۱	۰/۳۴۵	۰/۰۱۰	۰/۷۰۴۹۴۳	۰/۰۰۰۰۱۷	۰/۷۰۴۶۵۸	۲۴/۱	۵/۰۳	۰/۱۲۶	۰/۰۰۷	۰/۵۱۲۶۸۱	۰/۰۰۰۰۲۳	۱/۷۷
Kh-303	۱۰۶۵/۱	۸۷/۳	۰/۲۳۷	۰/۰۰۷	۰/۷۰۴۸۵۸	۰/۰۰۰۰۲۳	۰/۷۰۴۶۶۳	۲۵/۳	۴/۹۳	۰/۱۱۸	۰/۰۰۶	۰/۵۱۲۷۵۷	۰/۰۰۰۰۲۴	۲/۹۰
KH-303 (Plg)	۱۹۳۹	۴۲/۳	۰/۰۶۳	۰/۰۱۸	۰/۷۰۴۷۲۰	۰/۰۰۰۰۱۷	۰/۷۰۴۶۶۸	-	-	-	-	-	-	-
KH-303 (Hbl)	۴۱۶	۱۳/۲	۰/۰۹۱	۰/۰۲۶	۰/۷۰۴۷۲۵	۰/۰۰۰۰۱۷	۰/۷۰۴۶۶۹	-	-	-	-	-	-	-



شکل ۱۷. نمودار تغییرات ایزوتوپی Sr-Nd (Arjmandzadeh et al., 2011; Arjmandzadeh and Santos, 2014) برای توده‌های نیمه‌عمیق منطقه خونیک، نشان‌دهنده قرارگیری نمونه‌ها در سمت راست آرایه گوشته‌ای است.



شکل ۱۸. نمودار ϵ_{Nd} در برابر SiO_2 (Xu et al., 2014) برای نمونه‌های منطقه خونیک.

منابع

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۶۹، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند. سازمان زمین شناسی کشور.
- آقناباتی، س.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۸۶ ص.
- امامی، م.ج.، ۱۳۷۹. ماگماتیسزم در ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۱، ۶۲۲ ص.
- رضوی، س.آ.، ۱۳۸۹، گزارش اکتشافات ژئوفیزیک با استفاده از روش پلاریزاسیون القایی و مقاومت ویژه در محدوده خونیک (استان خراسان جنوبی)، ۶۵ ص.
- ارجمندزاده، ر.، کریم پور، م.ج.، مظاهری، س.ا.، سانتوز، ژ.، مدینا، ج.، ۱۳۸۹، فرورانش دوسویه نامتقارن؛ نظریه جدید در مورد محیط تکتونوماگمایی و متالوژنی بلوک لوت، شرق ایران، نخستین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه فردوسی، ص. ۳۷۷-۳۸۲.
- روشن روان، ج.، صفری، م.، عزمی، ح.، ۱۳۸۲، گزارش نقشه زمین شناسی - معدنی ۱:۲۰۰۰۰ خونیک، طرح اکتشاف مواد معدنی در جنوب خراسان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۶ ص.
- سامانی، ب.، اشتری، ش.، ۱۳۷۱، تکوین زمین شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۴، سازمان زمین شناسی کشور.
- شهاب پور، جمشید، ۱۳۸۰. زمین شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۳ ص.
- شهبازی، م.، ۱۳۸۱، مطالعات دورسنجی بر روی برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ مختاران، طرح اکتشاف مواد معدنی در جنوب خراسان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- طرح اکتشاف مواد معدنی در جنوب خراسان، ۱۳۷۹، گزارش اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در محدوده برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ مختاران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عسگری، ع.، ۱۳۸۵، طرح اکتشاف مقدماتی طلای خونیک، طرح اکتشاف مواد معدنی در جنوب خراسان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۰۰ ص.
- عملیات اکتشافی ژئوشیمی انجام شده در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ در محدوده معدنی خونیک، ۱۳۸۴، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۰ ص.
- کریم پور، م.ج.، مرادی نقدرم، س.، سلاطی، ا.، ۱۳۹۰، زمین شناسی و زمین شیمی توده‌های نفوذی شرق نجم آباد (گناباد)، زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱، ص ۱-۱۰.
- کریم پور، م.ج.، ملک زاده شفاوردی، آ.و. فارمر، ل.، استرن، چ.، ۱۳۹۱، پتروژنز گرانیتوئیدها، سن سنجی زیرکن به روش U-Pb، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sm-Nd و رخداد مهم کانی سازی ترشیری در بلوک لوت، شرق ایران. مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۱، جلد ۴: ص ۱ تا ۲۷.
- کوهستانی، ح.، قادری، م.، امامی، م.ه.، مفیره، س.، کامنتسکی، د.، مک‌فی، ج.، زاو، خ.، ۱۳۹۲، ژئوشیمی سنگ کل و ایزوتوپی استرانسیم- نئودیمیم سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار نقره- طلای چاه زرد، کمر بند ارومیه- دختر، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و سوم، شماره ۹۰، ص ۹ تا ۲۴.
- مرادی، م.، کریم پور، م.ج.، فارمر، ج.ل.، استرن، چ.ک.، ۱۳۹۰، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr & Sm-Nd، سن سنجی زیرکن U-Pb و پتروژنز باتولیت گرانودیوریتی نجم آباد، گناباد، مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۲، جلد ۳، ص ۱۲۷ تا ۱۴۳.
- ملک زاده شفاوردی، آ.، ۱۳۸۸، زمین شناسی، کانی سازی، آلتراسیون، ژئوشیمی، میکروترمومتری، رادیوایزوتوپ و پتروژنز توده‌های نفوذی ماهرآباد و خویبک مس - طلای پورفیری، پایان نامه دکتری، گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ۵۳۵ ص.
- ملک زاده شفاوردی، آ.، کریم پور، م.ج.، ۱۳۹۱، زمین شناسی، کانی سازی و مطالعات سیالات درگیر کانسار سرب- روی - مس حوض رئیس، شرق ایران، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۶، ص ۷۳-۶۳.
- منظمی باقرزاده، ر.، ۱۳۷۹، زمین شناسی اقتصادی (اکتشاف چکشی) برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ مختاران، طرح اکتشاف مواد معدنی در جنوب خراسان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۰ ص.
- موحد اول و امامی، ۱۳۵۷، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مختاران، سازمان زمین شناسی کشور.
- مهندسین مشاور کندوکاو کویر، ۱۳۸۴، گزارش زمین شناسی معدنی کانسار طلای خونیک، استان خراسان جنوبی، پروژه طلای خونیک (در دو جلد)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۵۰ ص.

- Arjmandzadeh, R., Santos, J.F., 2014, Sr–Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu–Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran, Springer, International Journal of Earth Science(Geol Rundsch), Vol:103, p: 123-140.
- Asran, M., Ezzat, M., 2012, The pan- African calck- alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: Geology, Geochemistry and petrogenesis, Journal of Biology and Earth Sciences, Vol: 2, No:1, p: 1-16.
- Bart, M.G., Foley, S.F., Horn, I., 2002, Partial melting in Archean subduction zones: constrains from experimentally determined trace elements partition coefficients between eclogitic material and tonalitic melts under upper mantle conditions, Precambrian Research, Vol: 113, p: 323-340.
- Biabangard, B., Moradian, A., 2008. Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, southeast of Iran. Chinese Journal of Geochemistry No:27, p: 356-369.
- Boynnton, W.V., 1984, Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In Rare Earth Element Geochemistry, P. Henderson (ed.), Developments in Geochemistry 2, Elsevier, Amsterdam, Vol:16, p:63-114.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984, The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources, Journal of Geological Society of London 141.
- Camp, V., and Griffis, R., 1982, Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. Lithous, Vol: 15, No 3, p: 221-239.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992, I- and S- type granites in the Lachlan Fold Belt, Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Science, No: 83, p: 1-26.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 2001, Two contrasting granite type: 25 years later, Australian Journal of Earth Science, No: 48, p: 489-499.
- Chappell, B.J. and White, A.J.R., 1974, Two Contrasting Granite Types, Pac. Geology., Vol:8, p:173-174.
- Defant M. J., Drummond M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, Nature, No:347, p: 662–665.
- Defant MJ, Jackson TE, Drummond MS, De Boer JZ, Bellon H, Feigenson MD, Maury RC, Stewart RH ,1992, The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. J Geol Soc London, Vol:149, p: 569–579
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis-its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, Vol: 29, p: 183-210.
- Gill, J.B. (1981) Orogenic Andesites and Plate Tectonics, Mineral and rocks Berlin, Heidelberg, New York, Springer, Vol: 16, p:390.
- Gust, D.A., Arculus, R.A., Kersting, A.B., 1977, Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc, The Canadian Mineralogist, Vol: 35, p: 374-365.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, Vol: 8, p: 523-548.
- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology, Vol:27, p: 293-305.
- Ishihara, S., 1981, The granitoid series and mineralization. Economic Geology, Vol:75, p: 458-484.
- Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Marcks, Chr., 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) in Iran, Vol: 51, p: 285-336.
- Karimpour MH, Stern CR, Malekzadeh Shafaroudi A, Heidarian M.R., Mazaheri, A., 2009 Petrochemistry of the reduced, ilmenite-series granitoid intrusion related to the Hired Au-Sn prospect, Eastern Iran: Journal of Applied Sciences, Vol: 9 , No:2, p: 226-236.
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S., Malekzadeh, A., 2011, Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, eastern Iran, Geopersia, University of Tehran, Iran, No: 1, p: 19-36.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals, American Mineralogy, Vol: 68, p: 277 – 279.
- Li, J., Zhao, X., Zhou, M., Ma, C., Souza, Z., Vasconcelos, P., 2009, Late Mesozoic magmatism from the Daye region, eastern China: U–Pb ages, petrogenesis, and geodynamic implications, Contributions To Mineralogy And Petrology, Vol: 157, p: 383-409.
- Liu, S., Hu, R., Gao, S., Feng, Coulson, I., Feng, G., Qi, Y., Yang, Y., Yang, C., Tang, L., 2012, U-Pb zircon age, geochemical and Sr-Nd isotopic data as constrains on the petrogenesis and emplacement time of the Precambrian mafic dyke swarms in the north china craton (NCC), Lithos, Vol: 140-141, p:35- 52.
- Ma, L., Jiang, S., Hou, M., Dai, B., Jiang, Y., Yang, T., Zhao, K., Wie, P., Zhu, Z., Xu, B., 2014, Geochemistry of early cretaceous calc-alkalin lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China craton, Gondwana research, Vol: 25, p: 859-872.
- Martin, H., 1999, Adakitic magmas: modern analogous of Archean granitoids, Lithos, Vol: 46, No: 3, p: 411- 429.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.): Continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich, United kingdom, Shiva publisher, p: 230-249
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of Petrology, Vol: 25, No:4, p: 956-983.

- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area (northern Turkey), Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 58, p: 63-81.
- Richards, J.R., Kerrich, R., 2007, Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis, Economic Geology, Vol:102, No: 4, p: 537-576.
- Rollinson, H.R., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman Science and Technical, 352p.
- Shand, S.J., 1969, Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to Ore Deposits, Hafner, New York, 488p.
- Sillitoe, R.H., 2005, Comments on the Chahshalghami, Hired, Maherabad, Khonik, Shurab gold prospects, Lut block, eastern Iran, Geological Survey of Iran, internal report, 11 p.
- Stocklin, J., Nabavi, M.H., 1973, Tectonic map of Iran. Geological Survey of Iran.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol Soc SP, Vol: 42, p: 313-34.
- 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) in Iran, Vol: 51, p: 357-383.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, The Continental Crust: Its Composition and Evolution, Blackwell Scientific publication, 312 p.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., and Camp, V. E., 1983, The Sistan suture zone of eastern Iran, Geol. Soc. Am. Bull, Vol:94, p: 134-156.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987, S-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 95, p: 407-419.
- Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach, Harper Collins Academic, 466p.
- Winter, J.D., 2001, An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 697p.
- Woodhead, J., Eggins, S., 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, Vol:114, No: 4, p: 491-503.
- Xu, Y., Jiang, S., Zhu, Z., Yang, S., Zhou, W., 2014, Petrogenesis of Late Mesozoic granitoids and coeval mafic rocks from the Jiurui district in the Middle-Lower Yangtze metallogenic belt of Eastern China: Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic evidence, Lithos, Vol: 190-191, p: 467-484.
- Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L., Honglin, Y., 2006, U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement, Contributions to mineralogy and petrology, Vol: 152, p:75-88.