

بررسی سنگ نگاری و سنگ شناسی توده نفیلین سینیتی کلیبر استان آذربایجان شرقی

رسول فردوسی^۱، محسن مؤید^۲ و امین اله کمالی^{۱*}

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۳/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۷/۲۰

چکیده

توده نفیلین سینیتی کلیبر در استان آذربایجان شرقی در شمال باختر ایران واقع شده است. این توده شوشونیتی به صورت نیمه ژرف در سنگ های آتشفشانی و رسوبی کرتاسه و انوسن تزریق شده است. بر اساس طبقه بندی شیمیایی، ترکیب سنگ های توده مورد مطالعه به ترتیب فراوانی شامل سینیت نفیلین دار (نفیلین سینیت)، گابرو نفیلین دار (گابروی شوشونیتی)، سینیت و کوارتز مونزونیت (سینودیوریت) بوده و ترکیب دایک ها و پگماتیت های همراه شامل نفیلین سینیت، سینودیوریت و گابرو می باشند. بافت چیره سنگ های منطقه مورد مطالعه پورفیری تیک گرانولار و گرانولار بوده و بافت دایک های وابسته غالباً گرانولار دانه ریز، پورفیری و گرانولار دانه درشت است. با توجه به بررسی کانی شناسی و نتایج آنالیزهای XRD، کانی های سنگ ساز مهم موجود در این توده شامل ارتو کلاز، آلپیت، نفیلین، الیگو کلاز، هورنبلند، اوژیت و ملانیت می باشند. سرشت ماگمای مولد این توده ها کالک آلکالین غنی از پتاسیم و شوشونیتی، متآلومینوس و میاشکایتی است. بررسی های ژئوشیمیایی و سنگ شناسی بر اساس عناصر فرعی و کمیاب بیانگر تشکیل این سنگ ها در یک محیط زمین ساختمانی مرتبط با فرورانش یا پس برخوردی بوده که تنوعات سنگ شناسی آنها با تبلور تفریقی قابل توضیح است. توده های نفوذی منطقه غنی شدگی در مقادیر عناصر Zn، Sr، Ba، Th، Pb و همچنین دایک ها غنی شدگی از عناصر Co و Sr، Pb، V را نشان می دهند. عناصر کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب سنگین (HREE) غنی شدگی نشان می دهند. مقایسه توده مورد مطالعه از لحاظ مقادیر عناصر فرعی و کمیاب با توده های شاخص و مشابه دنیا بیانگر شباهت آنها با توده های آناتولی مرکزی ترکیه، Zijinshan چین و Musala هند می باشد.

کلیدواژه ها: نفیلین سینیت، کلیبر، میاشکایتیک، آلکالین غنی از پتاسیم

***نویسنده مسئول:** امین اله کمالی

E-mail: Am_kamali@tabrizu.ac.ir

۱- پیش نوشتار

از لحاظ حجمی سنگ های آلکالین کمتر از یک درصد کل سنگ های آذرین را تشکیل می دهند. با این وجود، تنوع کانی شناسی چشمگیر آنها باعث شده که به دفعات فراوان توجه پترولوژیست ها و کانی شناسان به آنها معطوف گردد. این توجه ویژه سبب شده که حدود نیمی از کل نام های سنگ های آذرین به سنگ های آلکالین اختصاص یابد. این سنگ ها غالباً از عناصر آلکالین غنی و از نظر سیلیس تهی هستند، در نتیجه از کانی هایی که در ماگماهای فقیر از آلکالین و غنی از سیلیس ناپایدارند، تشکیل می شوند. با این وجود، بخش زیادی از توجه معطوف شده به سنگ های آلکالین به خاطر تمرکز بالای عناصر ناسازگار یا عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) در آنهاست. ویژگی های یاد شده فراتر از علاقمندی آکادمیک به این سنگ هاست چرا که بیشتر منابع Ta، Nb و عناصر کمیاب خاکی دنیا در توده های آذرین آلکالین و با اطراف آنها یافت شده اند.

مهم ترین سنگ های نفیلین سینیتی شناخته شده در ایران توده های نفوذی کلیبر، بزقوش و رزگاه در استان آذربایجان شرقی است. توده نفیلین سینیتی کلیبر از جمله مهم ترین سنگ های آلکالین ایران به شمار می رود که در این نوشتار مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعات پیشین صورت گرفته بر روی این سنگ ها شامل شیمی کانی و زمین شناسی اقتصادی، به ویژه از نظر کاربرد آنها در صنعت تولید آلومینا است. از جمله این مطالعات می توان به موارد زیر اشاره کرد:

- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اهر (باباخانی و همکاران، ۱۳۶۹) تهیه شده و در آن موقعیت توده های نفیلین سینیتی کلیبر و رزگاه مشخص شده است؛ در گزارش نقشه یاد شده نیز توضیحات مختصری راجع به آنها ارائه گردیده است.

- باباخانی (۱۳۶۰) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان مطالعه سنگ نگاری و ژئوشیمی نفیلین سینیت ها و فنولیت های آذربایجان؛ عمدتاً به توده نفوذی بزقوش پرداخته است.

- نجف زاده (۱۳۷۱) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد با عنوان زمین شناسی

اقتصادی کانسارهای نفیلین سینیت رزگاه و کلیبر و بررسی امکان تولید آلومینا از این ذخایر؛ مطالعات نسبتاً کاملی در مورد این ذخایر انجام داده است.

- عامری (۱۳۸۶) در قالب طرح پژوهشی با عنوان بررسی های کانی شناسی و ژئوشیمیایی و ویژگی های اقتصادی نفیلین سینیت های آذربایجان شرقی (کلیبر، بزقوش و رزگاه) با نگرشی ویژه بر عناصر کمیاب آنها مطالعات جامعی در مورد این توده ها انجام داده است.

- اشرفی (۱۳۸۸) در قالب رساله دکتری با عنوان کانی شناسی، سنگ شناسی و ژئوشیمی فوئید سینیت های آذربایجان شرقی، شمال باختر ایران؛ عمدتاً به مطالعات کانی شناسی و سن سنجی پرداخته است.

۲- زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در مختصات جغرافیایی ۳۸° ۴۶' ۲۲" تا ۳۸° ۵۳' ۴۹" عرض شمالی و ۴۶° ۵۳' ۱۶" تا ۴۷° ۵' ۲۰" طول خاوری واقع شده است. توده نفیلین سینیتی کلیبر در نزدیکی شهرستان کلیبر قرار داشته و از طریق جاده تبریز-اهر-کلیبر می توان به آن دسترسی پیدا کرد. موقعیت جغرافیایی، راه های دسترسی و نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه به همراه لیتولوژی های اصلی موجود در منطقه در شکل ۱ آورده شده است. بر اساس زون بندی های تکتونوماگمایی ایران، منطقه مورد مطالعه در کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان (Alavi, 1991) قرار داشته و بر اساس زون بندی پیشنهادی Stocklin (1977) این منطقه به عنوان بخشی از زون ماگمایی ترشیر-کواترن ایران به شمار می رود.

قدیمی ترین واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه شامل تناوب سنگ های رسی و آهکی با میان لایه های گدازه های بازیک به سن کرتاسه بالایی است که با نفوذ توده نفیلین سینیت دگرگون شده و هاله دگرگونی مجاورتی با پهنایی در حدود یک کیلومتر پیرامون توده نفوذی تشکیل شده است. توده نفوذی کلیبر با مساحت تقریبی

زمانی است که سنگ‌های مورد بررسی در حرارت‌های ۶۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد قرار داشتند (اشرفی، ۱۳۸۸).

۳- مواد و روش‌ها

این کار پژوهشی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گرفته است. بخش صحرایی شامل پیمایش‌های صحرایی، تعیین واحدهای سنگی و نمونه‌برداری از واحدهای سطحی و شناسایی زون‌های نفیلین سینیتی بوده است. در بخش آزمایشگاهی از نمونه‌های برداشت شده، ۴۰ مقطع میکروسکوپی نازک در کارگاه سنگ‌بری دانشگاه تبریز تهیه و بررسی جامع این نمونه‌ها انجام شد. با توجه به اینکه بخش اعظم تجزیه‌های شیمیایی، تجزیه سنگ کل بوده؛ از این رو، به منظور رهیافت به نتایج دارای صحت و دقت بالا، ۲۰ نمونه به روش ICP-MS و ICP-AES در خارج از کشور (آزمایشگاه Als-Chemex کانادا) تحت آنالیز قرار گرفتند. در این مطالعه برای تعیین وجود یا عدم وجود کانی‌های کلیدی مثل نفیلین و آنالسیم در نمونه‌های مورد تردید و همچنین جهت تعیین کانی‌های قابل ملاحظه غیر قابل تشخیص در زیر میکروسکوپ، ۱۳ نمونه تحت تجزیه XRD در سازمان زمین‌شناسی شمال باختر کشور (تبریز) قرار گرفتند.

۴- کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری

۴-۱. نفیلین سینیت

نفیلین سینیت در نمونه دستی به رنگ خاکستری بوده و کانی‌های اصلی قابل مشاهده شامل بلورهای پتاسیم فلدسپار و نفیلین به رنگ صورتی با جلای شیشه‌ای در سطح سنگ هستند. از نظر میکروسکوپی مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی سنگ‌ساز در سنگ‌های نفیلین سینیتی شامل فلدسپارها (پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز)، کلینوپروکسن، آمفیبول، نفیلین و گارنت می‌باشند. بافت این سنگ‌ها معمولاً گرانولار بوده و در برخی نمونه‌ها بافت پورفیری نیز نشان می‌دهند. پتاسیم فلدسپار (۳۰-۴۰ درصد) مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی سنگ‌ساز در سنگ‌های سینیتی کلیبر به شمار رفته و دارای بافت‌های میکروپریتی، پویی‌کلیتیک و دوقلوی ساده به خصوص در نمونه‌های پورفیری و ساب‌ولکانیک می‌باشند. ضریب رنگی نفیلین سینیت کلیبر لوکوکرات تا مزوکرات است. نوع پتاسیم فلدسپار براساس کانی‌شناسی میکروسکوپی و XRD اورتوکلاز است (شکل ۳-الف). بلورهای درشت ارتوز در برخی مناطق به طور ضعیفی به کائولینیت و سریسیت تجزیه شده‌اند که باعث کدر شدن سطح بلور شده است.

پلاژیوکلاز (۳۵-۲۵ درصد) در اغلب مقاطع قابل مشاهده بوده و کانی شاخص در بعضی از دایک‌ها و فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های گابرویی/دیوریتی به شمار می‌رود. بر اساس زوایای خاموشی ترکیب آنها غالباً آلبیت و الیگوکلاز است. پلاژیوکلازها گاهی دارای زونینگ و بافت پویی‌کلیتیک هستند (شکل ۳-ب). نفیلین در سنگ‌هایی که قابل تشخیص است، غالباً به ۱۰ درصد نمی‌رسد. این کانی (تا اندازه یک میلی‌متر) به صورت دانه‌های بی‌شکل تا شش گوش حضور داشته و با بافت میان‌روزنه‌ای، فضای بین کانی‌های درشت‌دانه فلدسپار را پر کرده است (شکل ۳-پ). در زیر میکروسکوپ به واسطه پیرفرزانس خاکستری تیره نسبت به ارتوکلاز، داشتن حالت ایزوتروپ در مقاطع کاملاً عرضی، وجود کانی‌های ثانویه‌ای چون کانکرینیت، سودالیت و زئولیت در مجاورت آنها و در مقاطع تقریباً عمود بر محور C به واسطه علامت نوری تک محوری منفی قابل شناسایی هستند. کانی نفیلین در این سنگ‌ها اغلب آبدار شده و به کانی‌های ثانویه همچون آنالسیم و سودالیت تجزیه شده است. کلینوپروکسن ویژگی نوری اوژیت و یا دیوپسید را نشان می‌دهد و به رنگ قهوه‌ای کمرنگ، سبز کمرنگ یا بی‌رنگ دیده می‌شود. در بیشتر نمونه‌ها کمتر از ۱۰ درصد (۱۰-۵ درصد) حضور دارد، با این وجود مقدار

۷۵ کیلومتر مربع بزرگ‌ترین توده آذرین قلیایی فلدسپاتوئیددار در شمال باختری ایران است. این توده آلکالن از نقطه نظر سنگ‌شناسی نسبت به توده‌های نفیلین سینیتی الیگوسن موجود در شمال باختر ایران (توده‌های بزقوش و رزگاه) متنوع‌تر است. بر اساس ترکیب مودال، تنوع سنگی به ترتیب فراوانی شامل: سینیت نفیلین دار، مونزونیت کوآرتزدار، دیوریت/گابرو نفیلین دار و مونزونیت بوده و دایک‌ها و رگه‌های همراه با این توده عموماً دارای ترکیب نفیلین سینیت و نفیلین گابرو هستند. توده نفیلین سینیتی بیشترین سطح توده را در بر گرفته و با رنگ خاکستری، درشت‌بلور تا متوسط‌بلور و لوکوکرات تا مزوکرات است که سیستم‌های درز عمود بر هم در بیشتر بخش‌ها باعث به وجود آمدن قطعات بزرگ به حجم بیش از یک متر مکعب شده است. در برخی بخش‌ها، توده نفیلین سینیتی به صورت ریزبلور تا متوسط‌بلور با رنگ خاکستری روشن تا صورتی نیز دیده می‌شود که عمدتاً از فلدسپار و نفیلین تشکیل شده است و کانی‌های فرومینیز آن شامل بیوتیت و آمفیبول می‌باشد. در مجاورت دهکده کلالق و در حاشیه جنوبی-جنوب خاوری، توده نفیلین سینیت کلیبر به صورت تدریجی به یک رخساره گابرویی نفیلین دار با رنگ تیره تبدیل می‌شود که غنی از بلورهای تیره رنگ پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت و مقدار کمتری نفیلین و پلاژیوکلاز می‌باشد. توده نفیلین گابرویی در گوشه جنوب خاوری توده کلیبر که آهک‌های کرتاسه بالایی در مجاورت با توده نفوذی قرار گرفته‌اند بیشترین گسترش را (بیش از ۲ کیلومتر ستبراً) داراست. در حالی که به سمت باختر، ستبرای آن به کمتر از ۵۰ متر می‌رسد (باختر روستای حیران-علیا). توده‌های سینودیوریتی و گرانودیوریتی که به صورت توده‌های طویل و همچنین به صورت گنبد‌های منفرد به‌ویژه در بخش‌های جنوبی و خاوری منطقه کلیبر رخنمون دارند؛ در داخل توده نفیلین سینیتی کلیبر نیز به صورت استوک‌های کوچک مشاهده می‌شوند. سطح فرسایش آنها به رنگ خاکستری و سطح شکست آنها صورتی روشن می‌باشد. بافت آن دانه‌درشت تا متوسط و کانی‌های مافیک آن همچون آمفیبول و بیوتیت در آن آشکارا قابل مشاهده است. همچنین درون توده‌های گرانیتوئیدی سنگ‌های پگماتیتهای درون شکاف‌ها و شکستگی‌ها تشکیل رگه‌های پگماتیتهای را داده‌اند که دارای کانی‌های بسیار درشت بیوتیت، مسکوویت، کوآرتز و پلاژیوکلاز است.

رگه‌های پگماتیتهای وابسته به نفیلین سینیت در بخش‌های مختلف توده و اغلب همراه میکروسینیت‌ها به‌ویژه در بخش شمالی (قلعه بابک)، خاوری (روستای کلالق) و جنوب باختری (روستای برزندیق) یافت می‌شوند. از لحاظ ترکیبی مشابه ترکیب نفیلین سینیت هستند، ولی ساخت پگماتوئیدی دارند. لازم به ذکر است که گارنت (ملائیت) درشت و شکل دار در رگه‌های پگماتیتهای یاد شده نسبت به بخش‌های دیگر فراوان‌تر است. دایک‌ها و رگه‌های میکروسینیتی با ستبرای چند سانتی‌متر تا ۴ متر در رخنمون‌ها مشاهده شده است. این نوع دایک‌ها و رگه‌ها غالباً در داخل توده نفیلین سینیتی و نفیلین گابرویی رخنمون دارند.

در امتداد همبری توده کلیبر در شمال و باختر با شیل و ماسه‌سنگ‌های کرتاسه بالایی و در بخش جنوبی با سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه، دگرگونی مجاورتی جالب توجهی رخ داده است. دگرگون شدن سنگ‌های آهکی، رسی و آذر آواری و بازیک در هاله باعث تشکیل انواع واحدهای دگرگونی از جمله هورنفلس‌های رسی، آهکی-سیلیکاتی و متابازیک در منطقه شده است (حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۰). در امتداد این همبری، زون‌های دگرسانی متاسوماتیک و ذخایر اسکارنی اقتصادی ایجاد نشده و تنها آثاری از لکه‌های مالاکیت همراه با ایلمنیت و کانسنگ‌های آهن مشاهده می‌شود.

همچنین در دگرگونی‌های درجه بالا به علت گرمای حاصل از توده، سنگ‌های رسی ذوب شده، میگماتیت‌های حاصل از آناتکسی در مقیاس بسیار کوچک در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند (حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶). میانگین سن اثر شکافت آپاتیت برای توده نفیلین سینیتی کلیبر $36 \pm 3/6$ میلیون سال تعیین شده است که نشانگر

و فلدسپار تشکیل شده‌اند. آنالسیم در نمونه‌هایی که حاوی گارنت درشت هستند بهتر قابل تشخیص است. در این حالت آنالسیم به صورت اگرگات (تجمع چند بلور در کنار هم) و نزدیک به هسته گارنت‌ها مشاهده می‌شود. نتایج XRD گویای رخداد آن در بیشتر نمونه‌هاست (شکل ۳-ج). کوارتز جایی که سنگ‌های سینیتی کوارتزدار و گرانودیوریتی مشاهده می‌شود و مقدار آن در این نمونه‌ها به ندرت تا ۱۵ درصد می‌رسد، مشاهده می‌شود. اسفن در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود، معمولاً به صورت شکل‌دار و تجمعی است و از کانی‌های شاخص توده به شمار می‌رود (شکل ۳-خ). کانی‌های ثانویه شامل سریسیست، اپیدوت، زئولیت، کلریت، اکسید آهن، کلسیت، کانکرنیت، کوارتز، کانی‌های رسی و سودالیت است.

نتایج آنالیزهای XRD (جدول ۱) نشان‌دهنده حضور کانی‌هایی از جمله آنالسیم، زئولیت (ناترولیت) و نفلین و همچنین وجود فلدسپار باریم‌دار ($\text{Ba}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) یعنی سلزین (Celsian) در نفلین سینیت‌های مورد بررسی به‌ویژه در دایک‌های منطقه است.

۵- ژئوشیمی

نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه در جدول ۲ و ۳ ارائه شده است. بر اساس طبقه‌بندی شیمیایی مجموع آکالی در برابر سیلیس (Cox et al., 1979) بیشتر نمونه‌ها جزو سنگ‌های حدواسط از لحاظ سیلیس به شمار می‌روند (نفلین سینیت، سینیت و سینودیوریت) و نمونه‌های اندکی در محدوده سنگ‌های بازیگ (گابرو) قرار می‌گیرند (شکل ۴). این سنگ‌ها از نظر سری ماگمایی متعلق به سری آلکالن بوده ولی به دلیل پایین بودن میزان تیتان نمی‌توان آنها را آلکالن پتاسیم در نظر گرفت و به کار بردن سری شوشونیتی برای این مجموعه صحیح تر است. میزان SiO_2 بین ۶۰-۴۷ و میزان K_2O مابین ۹-۲ درصد است (شکل ۵). مجموع آکالی این سنگ‌ها بیش از ۵ درصد است. و دارای نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ بزرگ‌تر از یک می‌باشند. سنگ‌های غنی از K واقعی، شدیداً تحت اشباع از سیلیس هستند و شامل لوسیت نورماتیتو قابل ملاحظه‌ای هستند. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار ضریب اشباع از آلومین (Shand, 1943)، در محدوده متآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۶).

به منظور تعیین منشأ نمونه‌های مورد مطالعه داده‌های شیمیایی به گوشته اولیه (ترکیب گوشته قبل از تشکیل پوسته). (داده‌ها از Sun and McDonough, 1989) به‌نجار شده‌اند (شکل ۸). در نمودارهای به‌نجار شده به گوشته اولیه، ناسازگاری عناصر از چپ به راست کاهش می‌یابد. بر اساس این نمودار بی‌هنجاری‌های مثبت مهم را می‌توان برای عناصر K، Pb و Rb و بی‌هنجاری‌های منفی مهم را برای عناصر Ti و Nb مشاهده کرد. این غنی‌شدگی در سنگ‌های منطقه می‌تواند در ارتباط با فرایند متاسوماتیسم گوشته و یا آلاش پوسته قاره‌ای باشد و بی‌هنجاری منفی عناصر Ti و Nb را می‌توان جزو بی‌هنجاری منفی TNT (تینانیم، نیوبیم و تانتالیم) به شمار آورد. تأثیر فرورانش بر منابع گوشته‌ای می‌تواند در ایجاد این بی‌هنجاری مؤثر باشد (Soesoo, 2000). دلیل تخلیه Ti در ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش فوگاسیته بالای O_2 در زون فرورانشی است. وقتی که فوگاسیته اکسیژن بالا باشد دمای بیشتری لازم است تا فازهای حاوی Ti در مذاب‌های پتاسیک مشتق شده از منطقه فرورانش تخلیه شود (Edward et al., 1994). بنابراین تخلیه Ti صورت نگرفته و در نتیجه، این عنصر بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهد. همچنین بی‌هنجاری منفی در Ti منعکس‌کننده نقش اکسیدهای Fe-Ti و بی‌هنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و ممکن است نشان‌دهنده مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). به نظر Ionov and Hofmann (1995) آمفیبول کانی بسیار مناسبی برای نگهداری Nb و Ta در گوشته بالایی است و می‌تواند بی‌هنجاری منفی Nb و Ta را در ماگماتیسیم مربوط به زون فرورانش کنترل کند.

الگوهای چند عنصری از نمونه سنگ‌های محیط‌های زمین‌ساختی ریفی با نقطه داغ مانند سینیت‌های Reunion (Fisk et al., 1988)، تراکیت‌های کنیا

آن تا ۳۵ درصد در سنگ‌های گابرویی می‌رسد. این کانی معمولاً توسط آمفیبول احاطه شده است (بافت کرونا). آمفیبول کانی نسبتاً فراوانی بوده و مقدارش تا ۴۰ درصد در برخی نمونه‌ها می‌رسد. آمفیبول سبز (هورنبلند) به دو صورت دانه‌های مجزا و نوارهای اطراف کلینوپیروکسن‌ها یافت می‌شود. زمانی که به صورت مجزا (منفرد) مشاهده می‌شود، گاهی ماکل ساده نشان می‌دهد (شکل ۳-ت). گارنت در سنگ‌های فویددار تفریق یافته‌تر به صورت شکل‌دار و بین‌دانه‌ای یافت می‌شود. طبق بررسی‌های میکروسکوپی گارنت ویژگی‌های نوع ملانیت (تینانیم آندرادیت) را نشان می‌دهد.

بر اساس شیمی کانی‌ها، گارنت‌های کلیر را می‌توان Ti-آندرادیت و ملانیت نامید، بنابراین به نظر می‌رسد که گارنت‌های توده کلیر به صورت فاز آذرین اولیه و در مراحل آخر تبلور ماگمایی تشکیل شده‌اند (اشرفی، ۱۳۸۸).

۴-۲. آکالی گابرو (گابرو نفلین‌دار)

این واحد عمدتاً در حواشی نفلین سینیت مشاهده می‌شود. بافت این سنگ‌ها گرانولار بوده و معمولاً از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت، پتاسیم فلدسپار، اکسید Fe-Ti و نفلین تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها گاهی زونینگ نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن‌ها معمولاً شکل‌دار و سبز کمرنگ بوده ولی گاهی مایل به قهوه‌ای کمرنگ‌اند. مقدار کلینوپیروکسن تا ۳۵ درصد می‌رسد. بیوتیت کانی معمول در این سنگ‌ها بوده و در برخی نمونه‌ها تا ۲۰ درصد حجمی حضور دارد. این کانی در بیشتر نمونه‌ها مشاهده شده و در سنگ‌هایی که پتاسیم فلدسپار به عنوان کانی اساسی حضور ندارد، به عنوان کانی مهم و فراوان به شمار می‌رود. در نمونه‌های گابرویی/دیوریتی مقدار بیوتیت معمولاً کمتر از ۲۰ درصد بوده و بافت پویی کلیتیک و رخ‌های (کلیوژهای) خمیده از خود نشان می‌دهد (شکل ۳-ث).

۴-۳. سینودیوریت (کوارتز مونزولیت)

این سنگ‌ها در نزدیکی روستای ولندران مشاهده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها گرانولار بوده و معمولاً دارای کانی‌های پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، اوژیت، بیوتیت، اسفن، زیرکن، آپاتیت و اکسید Fe-Ti هستند. پتاسیم فلدسپارها میکروپریتی بوده و بافت پویی کلیتیک نیز نشان می‌دهند. اندازه آنها گاهی تا ۶ میلی‌متر نیز می‌رسد و حالت خمیدگی نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها گاهی زونینگ نشان داده و در حاشیه آنها بافت میرمکتی دیده می‌شود. مقدار کوارتز در این نمونه‌ها تا ۱۵ درصد می‌رسد.

۴-۴. دایک‌ها و رگه‌ها

با توجه به مطالعات صحرایی و زمین‌شناسی بیشتر دایک‌ها و رگه‌های موجود در داخل توده کلیر عمدتاً در بخش شمالی (قلعه بابک)، خاوری (روستای کالاتق) و جنوب باختری (روستای برزندیق) یافت می‌شوند. این واحدها از لحاظ ترکیبی مشابه ترکیب نفلین سینیت می‌باشند، ولی ساخت پگماتویدی نیز دارند (شکل ۲-پ و ت). گارنت در سنگ‌های فویددار به‌ویژه دایک‌ها و به صورت شکل‌دار، اسکلتی و رگه‌ای یافت می‌شود. طبق بررسی‌های میکروسکوپی کانی گارنت ویژگی‌های نوع ملانیت (تینانیم آندرادیت) را نشان می‌دهد. اگرچه طبق نتایج XRD اواروویت (uvarovite) (گارنت کروم‌دار) تشخیص داده شده است (شکل ۳-ج و ح). با توجه به این که ویژگی‌های میکروسکوپی اواروویت در نمونه‌ها دیده نمی‌شود، و با توجه به اینکه میزان کروم نمونه‌های مورد بررسی بر اساس نتایج آنالیز سنگ کل خیلی پایین است (کمتر از ۱۰ ppm) در نتیجه این گارنت‌ها نمی‌توانند از نوع اواروویت باشند. افزون بر این موارد، لازم به یادآوری است که در مورد انواع گارنت‌ها پیک‌های شاخص XRD برای شناسایی نوع ملانیت وجود ندارد. ملانیت‌های درشتی که اندازه آنها حدود ۱ سانتی‌متر است، اغلب دارای اینکلوزن‌های آنالسیم و پتاسیم فلدسپار هستند. گارنت (ملانیت) درشت و شکل‌دار در رگه‌های پگماتیتهای نسبت به بخش‌های دیگر فراوان‌تر است. گاهی رگه‌های پگماتیتهای فاقد کانی‌های تیره بوده و تنها از نفلین

تشکیل و تبلور ماگما مربوط باشد. تحت این شرایط Eu^{2+} به Eu^{3+} تبدیل شده و از ورود آن به شبکه فلدسپارها جلوگیری به عمل می‌آورد. در این بین نمونه‌های Ilmask و میانگین نفیلین سینیت (Sorensen, 1979) مقادیر REE بالاتری را نشان می‌دهند. محاسبات نشان داده که هر چه درصد ذوب بخشی افزایش یابد مقدار REE و نسبت LREE/HREE کاهش می‌یابد (Hastie et al., 2007). بنابراین احتمالاً نرخ ذوب بخشی در تشکیل توده‌های مورد بررسی بیشتر از Ilmask بوده است.

به منظور تمایز محیط‌های زمین‌ساختی مرتبط با فروورانش (subduction-related) با محیط‌های زمین‌ساختی پس‌برخوردی (post-collisional) و محیط‌های همراه با کشش قاره‌ای و دور از فروورانش از نسبت تغییرات Zr-Nb سنگ‌های آلکالین استفاده می‌شود. مقادیر بالای این عناصر مختص سنگ‌های آلکالین دور از فروورانش بوده و غالباً ویژگی‌های محیط‌های زمین‌ساختی مرتبط با کشش (extension-related) را نشان می‌دهند (Thompson and Fowler, 1986). برای مثال در سینیت‌های Namibia تجمع این عناصر بالا بوده ($Zr=400-1100$ ppm; $Nb>200$ ppm) که یک محیط مرتبط با کشش دور از فروورانش را برای آن منطقه در نظر گرفته‌اند (Jung et al., 2007). با توجه به این مقادیر و با در نظر گرفتن مقادیر میانگین برای سنگ‌های مشابه در کلیبر ($Zr=50-300$ ppm; $Nb<50$ ppm) احتمالاً محیط‌های مرتبط با فروورانش و پس از برخورد، محیط‌های زمین‌ساختی مناسبی برای تشکیل این سنگ‌ها می‌باشند.

طبق نظر برخی از پژوهشگران ماگماهای آلکالین جایگیر شده در زون‌های فروورانش دارای نسبت‌های Ba/Nb و La/Nb بالاتری هستند (Thompson & Fowler, 1986; Thirlwall & Burnard, 1990; La/Nb=3-12). این نسبت‌ها برای اعضای فاقد آلودگی که مذاب آلکالین آنها در یک محیط مرتبط با کشش جایگیری کرده باشد، پایین‌تر است (Jung et al., 2007). این نسبت برای بیشتر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به ویژه سنگ‌های اصلی بالا می‌باشد که احتمال جایگیری آنها در زون فروورانش را تقویت می‌کند (شکل ۱۱). با این وجود، چنانچه از شکل مشخص است بیشتر نمونه‌های دایکی با نسبت‌های پایین مشخص می‌شوند. در نمودار Zr در مقابل Y و Al_2O_3 در برابر TiO_2 که برای جدا نمودن محیط زمین‌ساختی سنگ‌های پتاسیک درون صفحه‌ای و محیط مرتبط با کمان به کار می‌روند (Muller et al., 1992)، سنگ‌های مورد مطالعه در محیط زمین‌ساختی مرتبط با کمان قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-الف و ب). سنگ‌های پتاسیک محیط‌های زمین‌ساختی قاره‌ای و پس از برخورد با تمرکز متوسط LREE و HFSE در بین سایر زیرگروه‌ها مشخص می‌شود (Muller et al., 1992). برای جدا کردن سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های پس از برخورد از نمودار سه تایی $Ce/P_2O_5 \times 3 - Nb \times 50 - Zr$ می‌توان استفاده کرد. با توجه به این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند، با توجه به نمودارهای اسپایدر به خاطر اینکه P_2O_5 دارای بی‌هنجاری منفی است لذا در نسبت Ce/P_2O_5 تأثیر گذاشته و مقدار آن افزایش می‌یابد و این خود سبب می‌شود نمونه‌ها در نمودار مثلی به طرف میدان Continental arc کشیده شوند (شکل ۱۳).

۶- برداشت

توده نفیلین سینیتی کلیبر همانند بیشتر توده‌های آلکالین به صورت هیپوولکانیک (ساب‌ولکانیک یا نیمه‌ژرف) جایگیری کرده است که از شواهد صحرایی آن می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد: ۱- رخداد کانی‌های سودولوسیت در برخی بخش‌های توده؛ ۲- وجود بافت پورفیری در بیشتر سنگ‌ها؛ ۳- رخداد پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی شده؛ ۴- تغییر تدریجی ساخت سنگ از دانه‌ای در مرکز توده به نیمه متبلور و یا پورفیری در حاشیه توده.

(Baker, 1987) و بازالت‌های آلکالی ویکتوریا (McDonough et al., 1985) نسبت به Nb و Ta غنی‌شدگی نشان می‌دهند (McDonough et al., 1985; Menzies, 1987). نمودار چند عنصری بهنجار شده به گویشت اولیه نفیلین سینیت‌های منطقه Namibia دارای تهی‌شدگی ملایم در Pb, Rb و Th نسبت به Ba و U می‌باشد. همچنین این سنگ‌ها تهی‌شدگی نسبی در P و Ti، اما غنی‌شدگی نسبی در Nb و Zr نشان می‌دهند که یک محیط مرتبط با ریف (محیط مرتبط با کشش دور از فروورانش) برای این منطقه دور از ذهن نیست (Jung et al., 2007). سینیت‌های Namibia نیز در ارتباط با یک محیط مرتبط با ریف می‌باشند. بنابراین سنگ‌های منطقه به احتمال زیاد در محیط‌های ریفی کششی تشکیل نشده‌اند.

در کل، با در نظر گرفتن مباحث یاد شده، به نظر می‌رسد که گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیزه شده توسط سیالات حاصل از سنگ‌کره فروورنده سبب به وجود آمدن ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه شده است.

لازم به توضیح است میانگین نمونه‌های مورد بررسی بهنجار شده به متوسط پوسته لازم (Weaver and Tarney, 1984) نشانگر تهی‌شدگی نسبی در Nb, Ti و Zr و غنی‌شدگی نسبی در بقیه عناصر به ویژه K, Rb و P است (شکل ۹).

الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای میانگین دایک‌ها و سنگ اصلی هر یک از توده‌های مورد بررسی روندهای مشابه و موازی را نشان می‌دهد (شکل ۱۰). که این امر دلالت بر تشابه فرایندهای ماگمایی سازنده این سنگ‌ها دارد. با استفاده از نسبت‌های (LaN/YbN), (LaN/SmN) و (CeN/YbN) که نسبت به کندریت بهنجار شده است، می‌توان درجه تفکیک و جدایش به ترتیب LREE, HREE و REE را تعیین کرد (Rollinson, 1993). نسبت‌های بالا به ترتیب برای سنگ‌های مورد بررسی بین $۳۶/۹۱-۷۸/۸۹$ ، $۲۱/۱۴-۲/۳۷$ و $۱۹/۲۸-۵/۸۰$ است. میزان پایین HREE ها نسبت به LREE ها می‌تواند به علت درجه پایین ذوب بخشی منبع گوشته‌ای و آلودگی ماگما با پوسته (Srivastava and Singh, 2004)، باقی ماندن گارنت در سنگ خاستگاه (Clague and Frey, 1982) و یا حضور نقش فاز سیال در ماگمای اسیدی در هنگام جدایش ماگما (Kogiso et al, 1997) باشد. بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده ژرفای زیاد تولید ماگما یعنی همان خاستگاه گارنت لرزولیت است. زیرا عناصر کمیاب خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند. از این رو وقتی که ذوب در ژرفای زیاد صورت می‌گیرد این عناصر HREE در گارنت، روتیل و زیرکن متمرکز می‌شوند، و از ورود آنها به مذاب حاصل از ذوب بخشی جلوگیری شده و بنابراین نسبت HREE/LREE در فاز مایع، کاهش می‌یابد. همچنین درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) می‌تواند به تشکیل ماگمای بازالتی آلکالین بینجامد، که یک غنی‌شدگی در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نشان دهد (Wass and Roger, 1980). بنابراین می‌توان گفت درجات پایین ذوب بخشی به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در منشأ از مهم‌ترین عوامل برای غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE به شمار می‌روند.

الگوی REE توده‌های مورد بررسی و نمونه‌های تحت مقایسه مربوط به توده نفیلین سینیتی الگویی با شیب کم و منفی نشان می‌دهد که در آنها بی‌هنجاری منفی Eu قابل مشاهده است اگر نسبت Eu/Eu^* بزرگ‌تر از ۱ باشد بی‌هنجاری مثبت و اگر کوچک‌تر از ۱ باشد بی‌هنجاری منفی خواهد بود. نسبت Eu/Eu^* محاسبه شده برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، اکثراً کوچک‌تر از ۱ بوده و بنابراین دارای بی‌هنجاری منفی است. نسبت Eu/Eu^* بین $۰/۳۹۷$ تا $۱۱/۲۳$ است. گفتنی است که بی‌هنجاری منفی Eu در نتیجه جدا شدن پلاژیوکلاز و یا فلدسپار پتاسیم‌دار از مذاب فلیسک چه به وسیله تفریق بلوری و چه به سبب ذوب بخشی (که در آن فلدسپار در تغاله باقی می‌ماند) می‌باشد و انباشت فلدسپار، بی‌هنجاری مثبت Eu را در بر دارد (Jung et al., 2007). همچنین بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند به شرایط اکسیدان

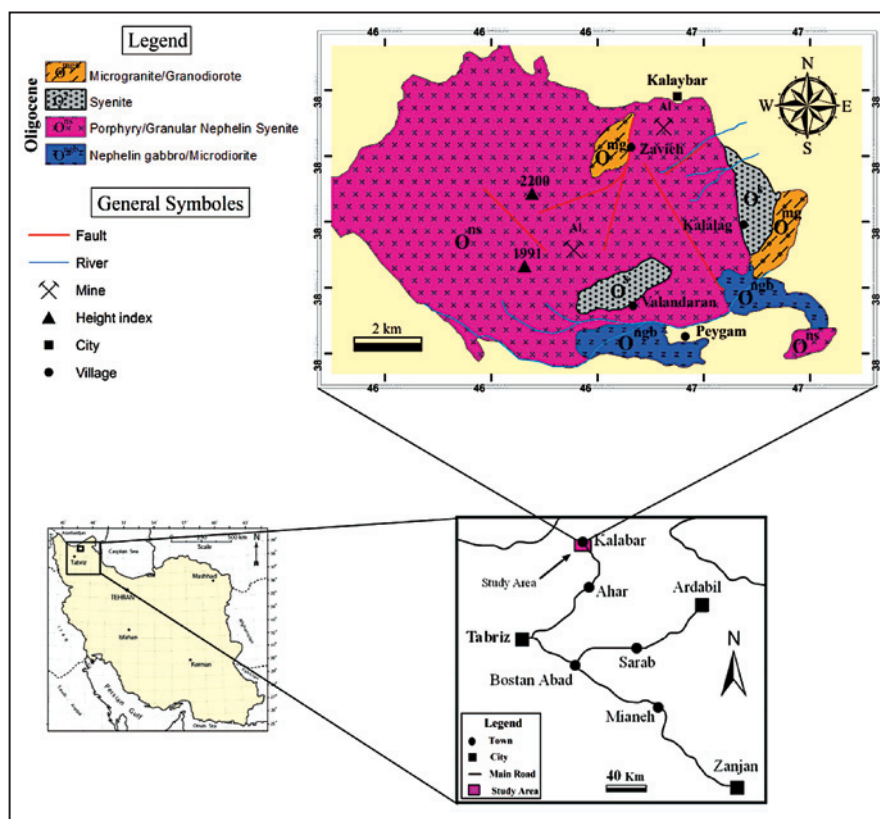
- حضور گارنت تیتان دار در نفلین سینیت های کلیبر نشان می دهد که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ ها، فقیر از آلومینیم نبوده و ضریب آگپایتی آن حداقل ۱ بوده است زیرا ملانیت خاص سنگ های میاسکیتی بوده و در سنگ های آگپایتی دیده نمی شود. حضور کانی هایی مانند ملانیت و تیتانیت نشانگر ماگمای اولیه غنی از تیتان برای سنگ های مورد مطالعه است.

سپاسگزاری

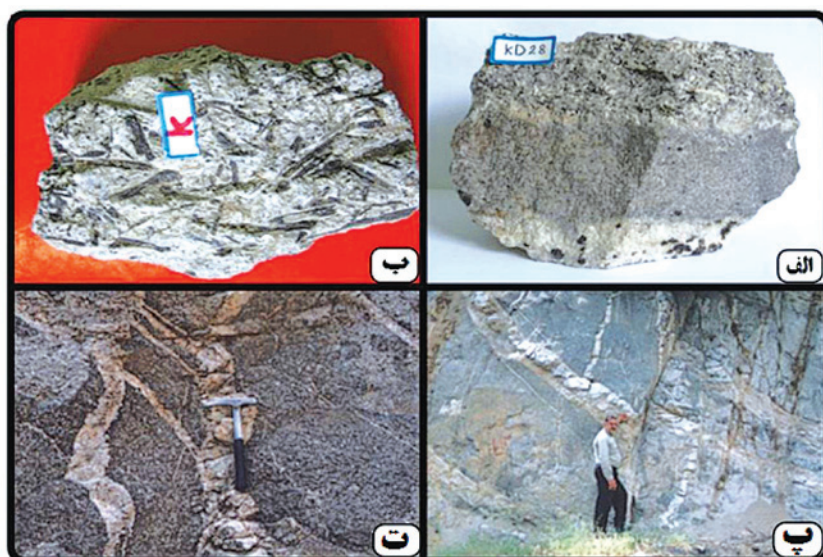
این مقاله مستخرج از طرح پژوهشی استاد مرحوم دکتر علی عامری است که از طرف معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز تأیید و حمایت مالی شده است از این رو شایسته است نگارندگان نهایت سپاس و قدردانی خود را از آنها ابراز دارند. همچنین نگارندگان از نظرات و پیشنهادات ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می نمایند.

- بر اساس طبقه بندی شیمیایی تیپ های سنگی مهم در توده مورد مطالعه شامل نفلین سینیت، آلکالی گابرو، سینیت و سینودیوریت، ترکیب سنگی دایک ها و پگماتیت ها شامل نفلین سینیت، سینودیوریت و گابرو هستند. مهم ترین کانی های سنگ ساز توده شامل آلکالی فلدسپار، نفلین، پلاژیوکلاز، آمفیبول، اوژیت، گارنت (ملانیت)، بیوتیت، اسفن، تیتانومنیست، کانکریست، سودالیت، آنالسیم، سلزین، آپاتیت و زیرکن می باشد.

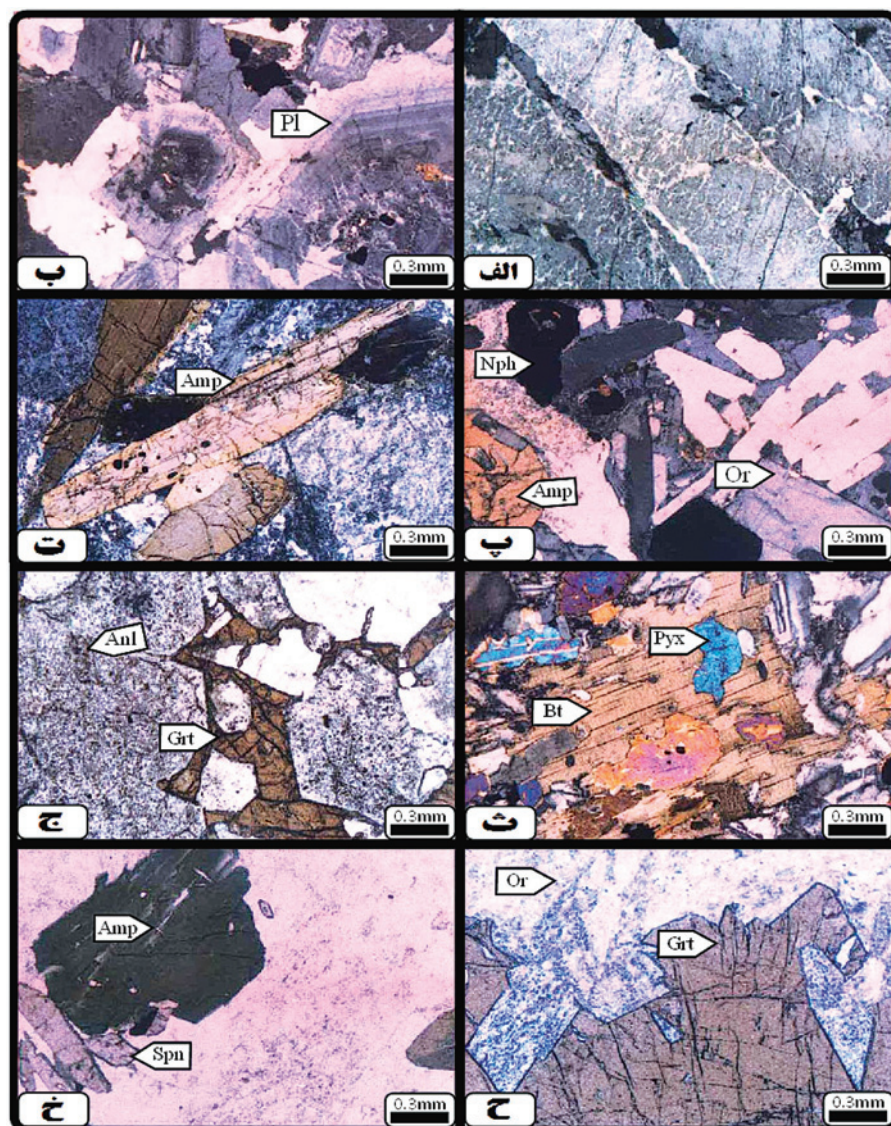
- بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی نمونه های مربوط به توده نفوذی و دایک های وابسته جزو سنگ های سری آلکالن و از نوع غنی از پتاسیم (شوشونیتی) هستند. از لحاظ ضریب اشباع از آلومین سنگ های مورد بررسی جزو سنگ های متاآلومینوس (نزدیک مرز محدوده پر آلکالن) هستند. بر اساس کانی شناسی، ویژگی های شیمیایی و ضریب آگپایتیک نفلین سینیت های مورد بررسی و دایک ها و پگماتیت های وابسته به آن جزو انواع میاسکیتیک به شمار می روند. همچنین بر اساس ژئوشیمی عناصر فرعی و کمیاب خاکی، نفلین سینیت مورد مطالعه به محیط های زمین ساختی مرتبط با فروانش یا پس از برخورد تعلق دارد.



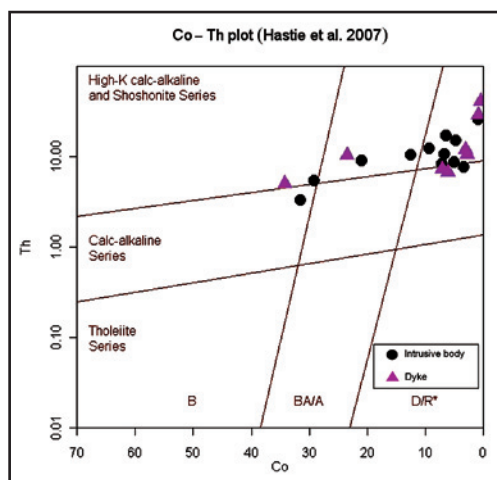
شکل ۱- نقشه زمین شناسی، موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به توده نفوذی کلیبر (با تغییرات برگرفته از نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیبر و ورزقان (امامی، ۱۳۷۹؛ مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۱) این توده در شمال باختر نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ اهر واقع شده است. موقعیت آن در نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ شامل بخش خاوری نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیبر و بخش باختری نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان است.



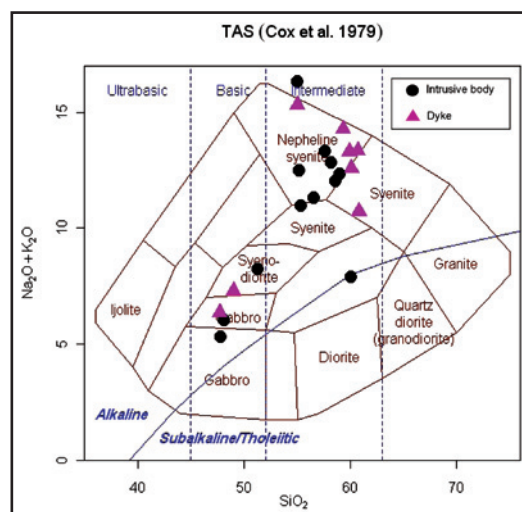
شکل ۲- تصاویر صحرایی از توده نفوذی کلیبر؛ الف) نمونه دستی از توده کلیبر که قسمت بالایی آن سینیت نفیلین دار؛ بخش میانی میکروسینیت، که گاهی حاوی بلورهای درشت گارنت هستند و بخش تحتانی سینیت غنی از گارنت که حالت پگماتیته نیز به خود می‌گیرد؛ ب) نمونه‌ای از پگماتیت‌های کلیبر که در آن بلورهای کشیده و درشت آمفیبول به طور قابل ملاحظه‌ای مشاهده می‌شود؛ ت) دایک‌ها و پگماتیت‌های نفیلین سینیتی که توده نفیلین سینیتی را قطع کرده‌اند؛ ث) پگماتیت‌های سینیتی و نفیلین سینیتی صورتی رنگ در بخش نفیلین گابرویی.



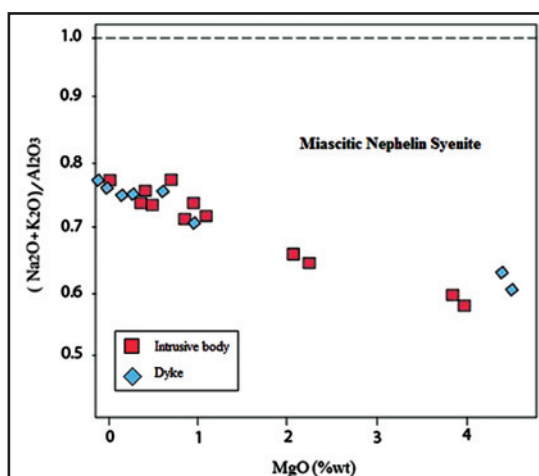
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از توده نفوذی کلیبر؛ الف) ارتوکلاز با بافت میکروپریتی (XPL)؛ ب) بلورهای پلاژیوکلاز در اندازه‌های مختلف که اغلب دارای زونینگ هستند (XPL)؛ پ) بلورهای شکل‌دار آلکالی فلدسپار (ارتوکلاز) که فضاهای بین آنها توسط نفیلین پر شده؛ علاوه بر این در این تصویر گارنت در اندازه‌های مختلف به همراه آمفیبول قهوه‌ای مشاهده می‌شود (XPL)؛ ت) آمفیبول‌های کشیده که گاهی ماکل ساده نیز نشان می‌دهند (XPL)؛ ث) بیوتیت با بافت پویی کلیتیک که در آن ادخال‌های پیروکسن قابل مشاهده است (XPL)؛ ج) فنوکریست‌های آنالسیم که گارنت قهوه‌ای به صورت بین‌دانه‌ای در آن دیده می‌شود (PPL)؛ ح) کانی درشت ملانیت با رنگ قهوه‌ای که با بلورهای ارتوکلاز حالت هم‌رشدی نشان می‌دهد (PPL)؛ خ) اسفن در کنار آمفیبول (PPL). Pl = پلاژیوکلاز، Or = ارتوکلاز، Nph = نفیلین، Amp = آمفیبول، Pyx = پیروکسن، Bt = بیوتیت، Grt = گارنت، Spn = اسفن، Anl = آنالسیم. علامت مورد استفاده از Kretz (1983).



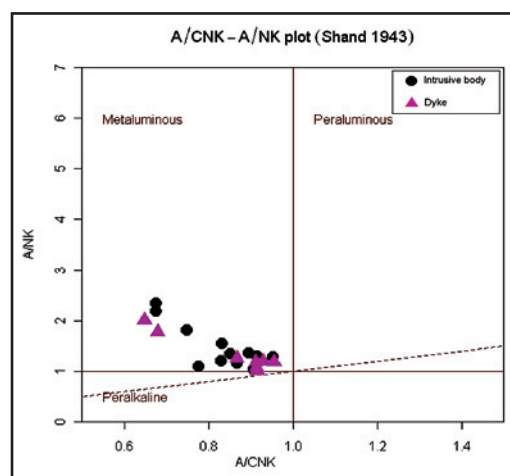
شکل ۵ - نمودار Co-Th (Hastie et al., 2007)؛ برای نشان دادن میزان پتاسیم سنگ‌های مورد بررسی. این نمودار و پایین بودن میزان تیتانیم در نمونه‌ها، سری شوشونیتی را تأیید می‌کند.



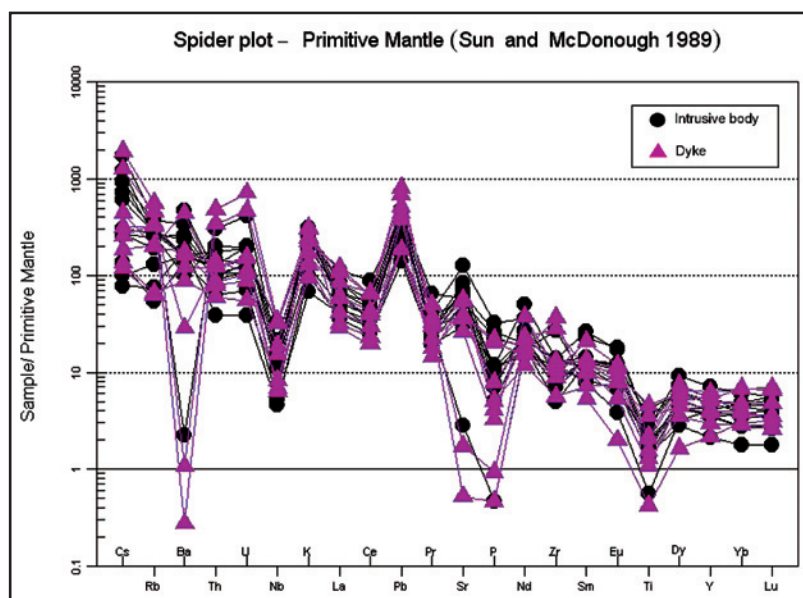
شکل ۴- نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (TAS) برای طبقه‌بندی شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی (Cox et al., 1979).



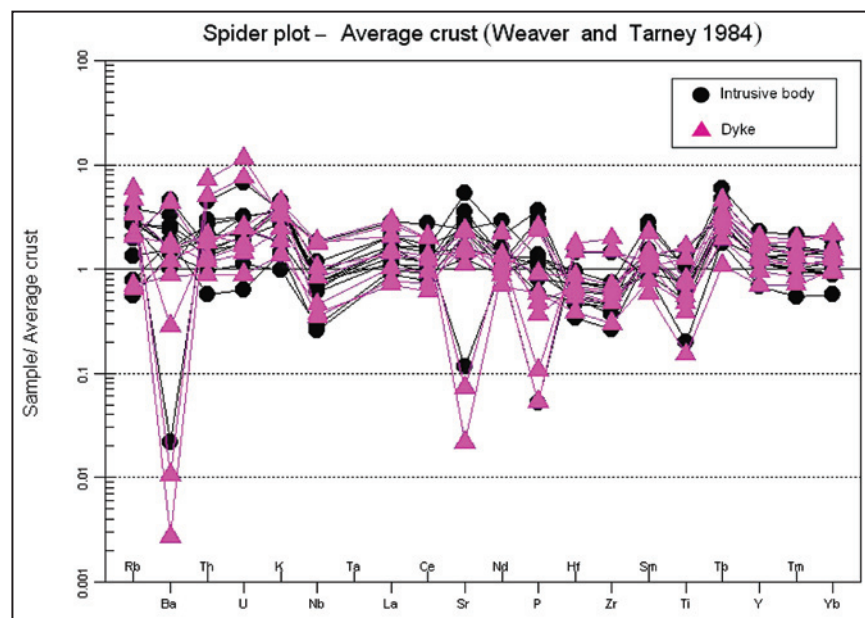
شکل ۷- طبقه‌بندی نمونه‌های مورد بررسی توسط ضریب آگپاتیک (Goldschmidt (1930) که در برابر MgO ترسیم شده است.



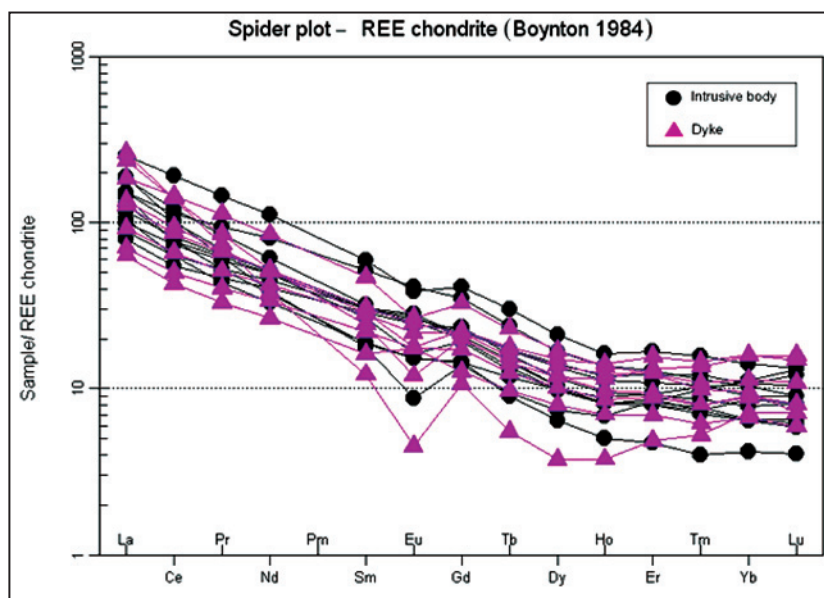
شکل ۶- نمودار تعیین ضریب اشباع از آلومین (Shand, 1943)؛ که در آن موقعیت نمونه‌های مورد بررسی نشان داده شده است.



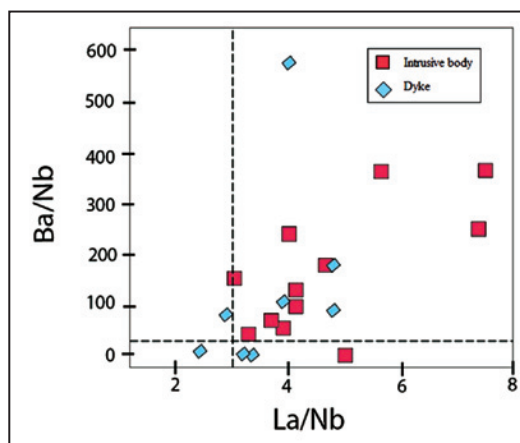
شکل ۸- نمودار عنکبوتی به‌نجار شده به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای کل نمونه‌های مورد بررسی.



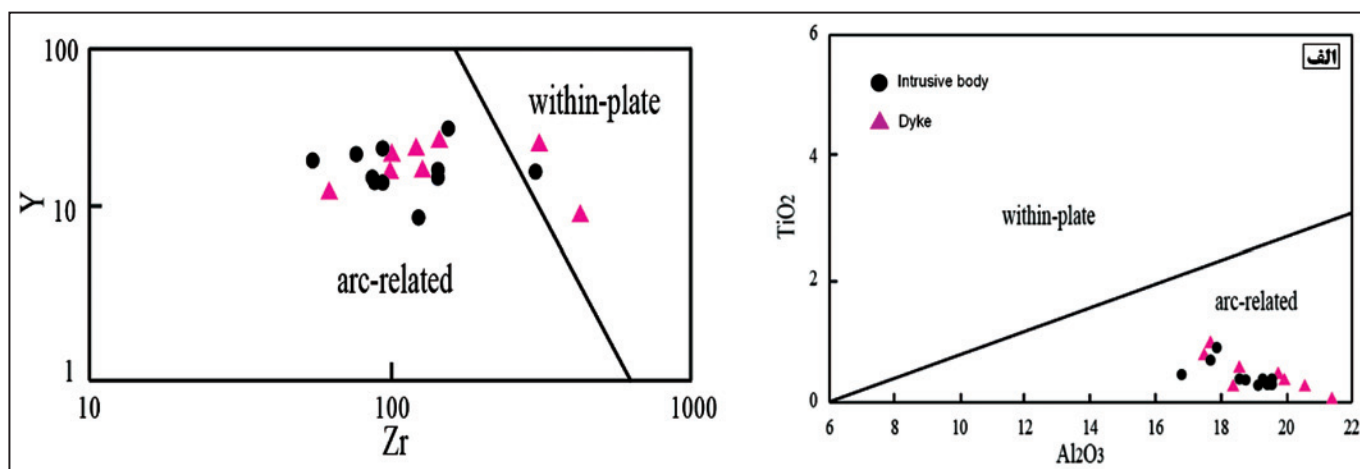
شکل ۹- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به متوسط پوسته (Weaver & Tarney, 1984) برای کل نمونه‌های مورد بررسی.



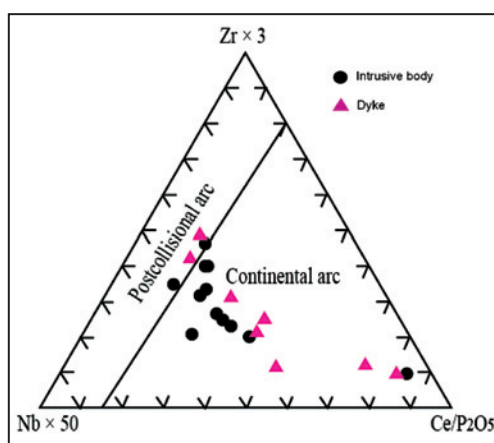
شکل ۱۰- الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984) برای نمونه‌های مورد بررسی.



شکل ۱۱- نمودار La/Nb در برابر Ba/Nb .



شکل ۱۲- نمودار الف) TiO_2 در برابر Al_2O_3 و نمودار ب) Y در برابر Zr برای جدا کردن کمان‌های قاره‌ای از سنگ‌های درون صفحه‌ای (Muller et al., 1992).



شکل ۱۳- نمودار سه‌تایی $10 \times (La - Hf) - TiO_2/100$ برای جدایش کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های پس از برخورد قاره‌ای (Muller et al., 1992).

جدول ۱- مشخصات سنگ‌نگاری و موقعیت جغرافیایی نمونه‌های معرف مطالعه شده از توده نفوذی کلیبر که تحت تجزیه XRD قرار گرفته‌اند. CG: گرانولار دانه‌درشت؛ FG: گرانولار دانه‌ریز؛ MG: گرانولار دانه متوسط؛ PFG: پورفیری با زمینه گرانولار دانه‌ریز. علائم اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) بوده و به ترتیب فراوانی ذکر شده‌اند.

St. N.	Sample	Minerals*	Texture	Altitude (m)	Lat. /Lon. (UTM)
3.3	KD7	Kfs+Pl±Ne+Bt+Cpx+Opq+Spn+Ap+Zrn	PFG	1792	38 S 677664 4294995
5	KB10	Kfs+Ne+Pl+Cpx+Hbl+Sdl+Anl+Grt+Bt+Opq+Ap	PFG	1784	38 S 677081 4295932
6.1	KB13	Kfs+Sdl+Anl+Ne+Grt+Bt+Hbl+Pl+Ccn+Opq+Spn+Ap+Zrn	MG	1775	38 S 676986 4296186
8	KD17	Kfs+Pl±Ne+Anl+Cpx+Hbl+Opq+Bt+Spn+Ap	CG	1779	38 S 677145 4295134
11	KB21	Pl+Cpx+Kfs±Ne+Bt+Opq+Ap+Zrn	MG	1847	38 S 676562 4294526
15	KB27	Kfs+Hbl+Pl±Ne+Cpx+Anl+Grt+Bt+Opq+Spn+Ap	MG	2013	38 S 672955 4295409
21	KD35	Hbl+Pl+Kfs+Cpx+Opq+Ap	MG	1664	38 S 677669 4294458
25	KB41	Kfs+Pl+Ne+Cpx+Hbl+Bt+Grt+Anl+Opq+Spn+Ap	MG	1244	38 S 678770 4298317
28	KB45	Pl+Kfs+Ne+Cpx+Bt+Anl+Opq+Ap	PFG	1493	38 S 677981 4297448
37	KB54	Kfs+Pl+Hbl+Ne+Grt+Bt+Anl+Cpx+Opq+Spn+Ap	CG	1663	38 S 673595 4301252
39	KD59	Kfs+Grt+Pl+Hbl±Cpx±Anl±Ne+Opq+Spn+Ap+Zrn	MG	2115	38 S 670822 4301102
39	KD61	Kfs+Ne+Grt+Ntr+Hbl+Pl+Opq	MG	2115	38 S 670822 4301102
41	KD64	Kfs+Pl+Hbl+Grt+Ne+Cpx+Anl+Sdl+Spn+Opq+Bt+Ap	FG	2088	38 S 670868 4301440

جدول ۲- نتایج آنالیز نمونه‌های مورد بررسی از توده کلیپر شامل عناصر اصلی، فرعی و کمیاب خاکی.

Oxide	KB-10	KB-13	KB-2	KB-21	KB-26	KB-27	KB-41	KB-45	KB-48	KB-54	KB-58	KB-63
SiO ₂	57.6	55	48.1	47.8	60.1	55.4	58.6	51.3	59	58.2	56.6	55.2
TiO ₂	0.4	0.12	0.93	0.74	0.45	0.6	0.36	0.6	0.29	0.38	0.3	0.39
Al ₂ O ₃	18.7	23.2	17.9	17.7	16.75	18.45	19.05	18.5	19.05	19.25	19.45	19.6
Fe ₂ O ₃	2.24	1.36	3.71	3.65	2.14	2.39	1.57	3.06	1.31	1.79	2.31	2.27
FeO	1.13	0	5.16	4.67	1.97	1.62	0.92	2.82	0.73	0.93	1.47	1.44
MnO	0.12	0.1	0.19	0.17	0.13	0.25	0.09	0.13	0.07	0.13	0.13	0.17
MgO	0.81	0.05	3.95	4.08	2.17	1.2	0.6	2.37	0.48	0.55	0.96	1.04
CaO	3.83	1.64	10.05	10.25	5.12	4.3	3.32	7.95	2.75	3.04	4.06	3.96
Na ₂ O	4.78	8.7	2.98	3.27	4.08	3.53	3.15	2.4	2.93	4.93	3.72	5.14
K ₂ O	8.53	7.63	3.05	2.04	3.8	7.42	8.88	5.82	9.4	7.91	7.6	7.36
P ₂ O ₅	0.21	0.01	0.51	0.57	0.26	0.25	0.17	0.7	0.11	0.15	0.23	0.25
LOI	0.88	2.09	0.7	0.34	0.71	2.24	1.31	1.26	1.56	1.43	1.69	1.51
Total	99.9	99.9	98.2	96.2	98.1	98.1	98.5	98	98	99.1	99	99.1
Trace Elements (ppm)												
Ba	2330	15.5	1300	993	1100	1130	1825	3250	1660	1135	1110	706
Rb	234	242	47.8	34	82.2	181.5	162	120	172	193.5	176	164.5
Sr	1775	58.6	1125	1385	630	1225	1505	2700	1495	1180	1325	804
Y	15.7	18.1	21.7	22.9	18.7	32.2	15.8	24.6	15.9	18.5	9.6	16.2
Zr	90	306	56	78	132	155	94	96	87	142	124	144
Nb	9	11.7	3.3	3.7	7.9	23.9	9.6	8.3	10.1	15.4	9.7	12.1
Th	8.34	25.6	3.29	5.39	10.5	12.4	8.75	9.06	7.68	15.15	10.65	17
Pb	28	33	10	14	12	30	25	19	27	34	30	27
Ga	14.9	23	17.8	18.6	17.9	17.2	13.5	16.6	13.8	15.9	16	14.5
Zn	72	60	95	83	51	103	50	80	46	76	77	77
Cu	128	12	46	180	13	55	36	216	28	34	42	41
Ni	<5	5	7	12	6	15	<5	10	<5	12	<5	<5
V	105	35	313	289	101	143	74	207	60	78	112	100
Cr	<10	<10	<10	10	10	20	<10	10	10	10	<10	<10
Hf	2.2	6.7	1.6	2.4	3.6	4.5	2.4	2.7	2.3	3.5	2.8	3.6
Cs	7.24	13.85	0.61	1.08	0.8	9.65	2.05	2.13	2.41	5.8	4.81	7.39
Ta	0.7	0.5	0.3	0.3	0.6	1.7	0.9	0.6	0.9	1	0.6	0.7
Co	7.1	0.8	31.5	29.1	12.5	9.3	5	20.9	3.4	4.8	6.7	6.4
U	2.77	8.79	0.82	1.46	3.06	2.71	2.27	2.64	2.34	4.06	4.21	4.13
W	4	2	1	1	1	3	3	4	5	4	5	5
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Mo	5	<2	<2	<2	<2	3	2	3	2	3	3	4
Rare Earth Elements (ppm)												
La	36.3	58.9	24.8	27.4	32.7	79.1	44.6	47.1	31.4	57.3	40	47.2
Ce	66.4	83.4	44.7	51.5	51.5	155	62.6	91.5	59.8	97.6	63.9	81.3
Pr	7.8	7.58	5.63	6.38	5.33	17.9	7.57	11.45	7.29	10.4	6.44	8.5
Nd	30.9	23	24.2	26.9	19.7	67.1	29.7	48.8	29.6	36.9	22.4	29.5
Sm	5.94	3.5	5.58	5.97	3.69	11.55	5.89	10.05	5.87	6.27	3.65	5.18
Eu	2.07	0.64	1.82	1.93	1.12	2.84	1.86	3.02	2.02	1.76	1.12	1.19
Gd	5.36	3.62	5.72	5.79	3.71	10.6	5.17	9.08	5.26	6.07	3.75	4.98
Tb	0.7	0.45	0.81	0.82	0.56	1.42	0.64	1.14	0.68	0.76	0.43	0.61
Dy	3.35	2.38	4.34	4.56	3.21	6.78	3.19	5.41	3.35	3.7	2.07	3.15
Ho	0.58	0.49	0.8	0.86	0.64	1.17	0.59	0.98	0.58	0.68	0.36	0.58
Er	1.69	1.77	2.29	2.53	1.97	3.51	1.73	2.69	1.68	1.93	1	1.81
Tm	0.24	0.32	0.34	0.39	0.33	0.51	0.25	0.37	0.23	0.28	0.13	0.24
Yb	1.34	2.36	1.9	2.24	2.23	2.95	1.37	2.18	1.34	1.65	0.87	1.8
Lu	0.2	0.42	0.29	0.34	0.39	0.43	0.21	0.29	0.19	0.26	0.13	0.26
ΣREE	162.87	188.83	123.22	137.61	127.08	360.86	165.37	234.06	149.29	225.56	146.25	186.3

جدول ۳- نتایج آنالیز نمونه‌های مورد بررسی از دایک‌های کلیبر شامل عناصر اصلی، فرعی و کمیاب خاکی.

Oxide	KD-17	KD-25	KD-35	KD-40	KD-5	KD-59	KD-6	KD-64
SiO ₂	60.1	55	49	59.9	47.7	60.7	60.8	59.3
TiO ₂	0.28	0.09	0.75	0.33	0.99	0.47	0.44	0.23
Al ₂ O ₃	18.3	21.4	17.5	19.85	17.7	19.8	18.6	20.5
Fe ₂ O ₃	1.93	1.56	3.77	1.41	4.61	1.33	1.87	1.14
FeO	1.02	0	5.18	0.88	5.36	0.7	1.26	0.67
MnO	0.06	0.13	0.2	0.1	0.22	0.09	0.11	0.16
MgO	0.76	0.03	4.5	0.39	4.61	0.3	1.06	0.1
CaO	2.53	1.09	8.76	2.6	10.15	2.14	3.66	1.71
Na ₂ O	3.25	8.54	3.43	3.94	3.5	4.28	5.64	6.88
K ₂ O	9.35	6.78	3.88	9.38	2.85	9.06	5.09	7.4
P ₂ O ₅	0.11	0.01	0.44	0.09	0.48	0.07	0.17	0.02
LOI	0.94	3.5	1.37	1.08	0.85	1.21	0.68	1.06
Total	99.2	98.1	99.8	100.5	100	100	99.8	99.2
Trace Elements (ppm)								
Ba	3060	7.4	851	1140	615	199.5	1245	1.9
Rb	130.5	358	39.4	205	42.2	215	125.5	287
Sr	1190	10.9	817	1125	818	548	742	36.3
Y	13.3	9.8	17	18.4	22.9	24.5	28.3	24.6
Zr	63	413	99	130	98	120	146	312
Nb	4.9	24	4.5	13.4	5.9	23.6	10.7	22.7
Th	7.29	41	10.3	11.95	5.04	10.55	6.73	28.9
Pb	27	57	13	31	13	37	13	49
Ga	13.7	28.2	14.3	15.1	18.7	15.2	17.4	21.8
Zn	38	100	88	59	125	65	37	88
Cu	125	9	72	20	69	37	12	12
Ni	6	<5	6	8	10	<5	<5	<5

Oxide	KD-17	KD-25	KD-35	KD-40	KD-5	KD-59	KD-6	KD-64
V	98	22	281	73	378	68	101	44
Cr	<10	<10	<10	10	10	<10	<10	<10
Hf	1.8	8.3	2.5	3.2	2.9	3.1	4	6.9
Cs	1.46	15.2	0.93	2.53	1.06	2.03	3.52	9.95
Ta	0.6	0.9	0.4	1.2	0.5	1.7	0.9	1
Co	7.1	0.5	23.5	3.1	34.2	2.8	6.1	0.9
U	2.17	14.95	3.17	2.3	1.15	3.28	1.84	9.78
W	2	2	2	4	2	5	2	2
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2
Rare Earth Elements (ppm)								
La	19.7	82.5	21.9	39.4	28.7	57.8	42.1	74
Ce	34.7	113	40.6	69.9	53.2	117	76.4	113
Pr	4.01	9.03	4.93	8.12	6.24	13.75	8.4	10.4
Nd	15.9	22.7	20.3	31.1	25.4	51	30.4	31.3
Sm	3.16	2.37	4.31	6.02	5.47	9.15	5.6	4.76
Eu	1.29	0.33	1.3	1.82	1.59	1.97	1.32	0.88
Gd	3.29	2.76	4.45	5.65	5.63	8.47	5.78	5.2
Tb	0.46	0.26	0.59	0.74	0.82	1.09	0.84	0.68
Dy	2.57	1.2	3.28	3.86	4.45	5.46	4.88	3.81
Ho	0.5	0.27	0.62	0.7	0.88	0.98	1.02	0.82
Er	1.46	1.02	1.86	1.99	2.59	2.6	3.28	2.78
Tm	0.2	0.17	0.26	0.26	0.35	0.32	0.47	0.44
Yb	1.4	1.49	1.85	1.89	2.37	2	3.35	3.31
Lu	0.19	0.23	0.26	0.26	0.35	0.23	0.48	0.51
ΣREE	88.83	237.33	106.51	171.71	138.04	271.82	184.32	251.89

کتابنگاری

- اشرفی، ن.، ۱۳۸۸- کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی فوئیدسینیت‌های آذربایجان شرقی، شمال باختر ایران. پایان‌نامه دکتری دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، ۱۹۰ ص.
- امامی، م.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ / کلیبر. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- باباخانی، ع.، ۱۳۶۰- مطالعه سنگ‌نگاری و ژئوشیمی نفیلین‌سینیت‌ها و فنولیت‌های آذربایجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- باباخانی، ع.، ر.، لسکویه، ج. ل. و ریو، ر.، ۱۳۶۹- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اهر. مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- حاج‌علی‌اوغلی، ر.، ۱۳۸۶- ذوب بخشی سنگ‌های رسی - نیمه‌رسی در هاله دگرگونی کلیبر - شمال‌باختری ایران، نشریه علوم‌زمین، سال شانزدهم، شماره ۶۴.
- حاج‌علی‌اوغلی، ر.، ۱۳۸۰- بررسی دگرگونی مجاورتی سنگ‌های رسی و آهکی در هاله دگرگونی نفیلین‌سینیت کلیبر و کاربرد نتایج در تفسیر تکامل پوسته منطقه مورد مطالعه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۶۰ ص.
- عامری، ع.، ۱۳۸۶- بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی و ویژگی‌های اقتصادی نفیلین‌سینیت‌های آذربایجان شرقی (کلیبر، بزقوش و رزگاه) با نگرشی ویژه بر عناصر کمیاب آنها، طرح پژوهشی دانشگاه تبریز.
- مهرپر تو، م.، امینی فضل، آ.، رادفر، ج.، امامی، م.، ۱۳۷۱- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ / ورزقان. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نجف‌زاده، ع.، ۱۳۷۱- زمین‌شناسی اقتصادی کانسارهای نفیلین‌سینیت رزگاه و کلیبر و امکان بررسی امکان تولید آلومینا از این ذخایر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم‌زمین. دانشگاه شهید بهشتی. ۲۲۱ ص.

References

- Alavi, M., 1991- Tectonic Map of the Middle East, 1:5000000. Geological Survey of Iran.
- Baker, B.H., 1987- Outline of the petrology of the Kenya Rift alkaline province. In: Fitton, G.G., Upton, B.G.J. (Eds.), Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication, vol. 30, pp. 293-311.
- Boynton, W.V., 1984- Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, New York, pp. 63-114.

- Clague, D. A. Frey, F. A., 1982- Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii, I. *Journal of Petrology*, 23, 447-504.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979- The interpretation of igneous rocks. London; Allen and uniwin, 450pp.
- Edward, C.M.H., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Morrid, J.D., Leeman, W.P., Harmon, R.S., 1994- The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgite-Beser Complex, East Java, Indonesia, *J. Petrol.*, 35:1557-1595.
- Fisk, M.R., Upton, B.G.J., Ford, C.E., 1988- Geochemical and experimental study of the genesis of magma of Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research* 93. 4933-4950.
- Fowler, M. B., 1992- Elemental and O-Sr-Nd isotope geochemistry of the Glen Dessary syenite, NW Scotland. *J. Geol. Soc. (Lond)* 149, 209-220.
- Goldschmidt, V.M., 1930- Elemente und Minerale pegmatitischer Gesteine *Nachr. Gesellsch. Wiss. Gottingen. Math. Physics. Kl.*, 370-378.
- Hastie, A. R., Kerr, A.C., Pearce, J. A. & Mitchell, S. F., 2007- Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *J Pet* 48, pp. 2341-2357.
- Ionov, D.A., Hofmann, A.W., 1995- Nb-Ta rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth Planet SciLett.* 131: 341-356.
- Jung, S., Hoffer, E. and Hoernes, S., 2007- Neo- Proterozoic rift- related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis. *Lithos*, 96, 415-435.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y., Nakano, S., 1997- Trace element transport during dehydration processes in the subduction oceanic crust: 1. Experiments and implication for the origin of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 193-205.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- McDonough, W.F., McCulloch, M.T., Sun, S.S., 1985- Isotopic and geochemical systematic in Tertiary- Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the subcontinental lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 2051-2067.
- Menzies, M., 1987- Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth's interior. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society Special publication, vol. 30, pp. 15-27.
- Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and Potassic Volcanic rocks From Different Tectonic Setting: A Pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46, 259-289.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman, 325 pp.
- Shand, S.J., 1943- Eruptive rocks: Their genesis, composition, Classification and their relation to Ore – deposits, 3rd edition. John Wiley Sons, New York, pp. 488.
- Soesoo, A., 2000- Fraction crystallization of mantle derived melt as a mechanism for some I-Type granite petrogenesis: An example from Iachlan fold belts, Australia *Journal of the geological Society, Candon*, 157.
- Sorensen, H., 1979- The alkaline rocks. Chichester: Wiley, 622pp.
- Srivastava, R.K., Singh, R.K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism, *Journal of Asia Earth sciences*, 23, 373-389.
- Stocklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Mem. Ser. Geol. France*, N. 8, p 333- 353.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., and Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, PP.313-345.
- Thirlwall, M.F., Burnard, P., 1990- Pb-Sr-Nd isotope and chemical study of the origin of undersaturated and oversaturated shoshonitic magmas from the Borralan pluton, Assynt, NW Scotland. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 147, 259-269.
- Thompson, R.N. and Fowler, M.B., 1986- Subduction related shoshonitic and ultrapotassic magmatism, a study of Siluro- Ordovician syenites, from the Scottish Caledonids, *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 507-522.
- Wass, S.Y., Roger, N.W., 1980- Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1811-1823.
- Weaver, B. and Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-657.

Investigation of Petrography, Petrogenesis and Geochemical Features of Kalaibar Nepheline Syenitic Body, Kalaibar, East Azarbaijan

R. Ferdowsi ¹, M. Moayyed ², A. Kamali ^{*1}

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2013 June 01

Accepted: 2013 October 22

Abstract

The Kalaibar nepheline syenitic body is located in East Azarbaijan, NW of Iran. This alkalic body generally intruded semi-deeply into the Cretaceous and Eocene volcanic and sedimentary rocks. Based upon chemical classification, the composition of studied intrusive bodies are nephelines bearing syenite (nepheline syenite), nepheline bearing gabbro (alkalic gabbro), syenite and quartz monzonite (syeno-diorite) in order of abundance. In addition, the composition of accompanying dyke and pegmatitic units are nepheline syenite, syenodiorite and gabbro. Common textures of studied rocks are prophyritic granular and granular and accompanying dykes have fine grained granular, porphyritic and coarse grained granular textures. According to mineralographic studies and XRD analysis results, the main mineral phases contain orthoclase, albite, nepheline, oligoclase, hornblend, augite and Melanite. The nature of parent magma of these intrusives is potassium rich alkaline, metaluminous and miaskitic. Petrographical and geochemical studies based upon accessory and rare elements illustrate that these intrusives formed in a subduction or post collision related tectonic setting, which their lithological variety is justifiable by fractionation crystallization. The studied intrusives show the enrichment of Zn, Ba, Sr, Th and Pb and enrichment of Co, Sr, Pb and V in accompanying dykes. LREEs relative to HREEs show enrichment. Comparison of studied body with some other ones of corresponding type of the world in terms of the amount of accessory and rare elements shows that the Kalaibar nepheline syenitic body is resemble to the central Anatoly (Turkey), Zijinshan (china) and Musale (India) bodies.

Key words: Nephelin syenite, Kalabar, Miaskitic, Potassium rich alkaline.

For Persian Version see pages 29 to 40

*Corresponding author: A. Kamali; E-mail: Am_Kamali@tabrizu.ac.ir