

تغییرات عناصر خاکی کمیاب و فرعی در طی فرایندهای میگماتیته شدن سنگ‌های متابازیک قوری، نیریز، جنوب باختر ایران

عبدالناصر فضل‌نیا*

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۶/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۳/۲۸

چکیده

دگرگونی ناحیه‌ای مرتبط با کمان در ۱۴۷ میلیون سال پیش سبب شد تا سنگ‌های مافیک مجموعه قوری (جنوب پهنه سنج-سیرجان)، دگرگونی نوع باروین با اوج دگرگونی ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۸/۵ کیلوپار را تحمل کنند. در اثر این واقعه دگرگونی، سنگ‌های بالا میگماتیته شدند. بخشی از مذاب‌های تولیدشده در میگماتیته‌ها توانایی جدایش یافتند و گرانیتوئیدهای ترونجمیتی را به صورت دایک‌هایی ایجاد کردند. پایداری یا ناپایداری کانی‌های دگرگونی در مرحله اوج دگرگونی و میگماتیته‌زایی و تولید ترونجمیت، سبب کاهیدگی یا افزودگی عناصر خاکی کمیاب و فرعی در آمفیبولیت‌ها و ترونجمیت‌ها شد. بر اساس ضرایب توزیع عناصر نسبت به کانی‌های مختلف، عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) در طول ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها، عمدتاً به وسیله هورنبلند، گارنت و آپاتیت؛ و در مقابل، عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) و Y به وسیله آپاتیت و گارنت کنترل می‌شده‌اند. عناصر با قدرتی یونی بالا (HFS) مانند Nb, Zr, Ta, Th به وسیله هورنبلند و ایلمنیت کنترل و توزیع می‌شده‌اند. بررسی عناصر سنگ‌دوست (لیتوفیل) با شعاع یونی بزرگ (LILE)، مانند Sr, Ba, Rb نشان داد که پلاژیوکلاز و بیوتیت عامل اصلی کنترل و توزیع این عناصر هستند. این شواهد پیشنهاد می‌کند که گرانیتوئیدهای ترونجمیتی قوری جزو ترونجمیت‌های فقیر از Al هستند که در نتیجه ذوب بخشی گارنت-هورنبلند یک سنگ مادر آمفیبولیتی در حضور پلاژیوکلاز کلسیک پایدار ایجاد شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: نمودار ژئوشیمیایی - کانی‌شناسی، میگماتیته مافیک، آمفیبولیت، ترونجمیت، ضریب توزیع.

*نویسنده مسئول: عبدالناصر فضل‌نیا

E-mail: a.fazlnia@urmia.ac.ir

۱- مقدمه

این سنگ‌ها جدا می‌شوند، می‌توانند همگن شده و در نتیجه، لوکوگرانیت‌ها را ایجاد کنند (Harris et al., 1995; Chappell & White, 1974).

در هر حال گرانیت‌هایی که در پوسته زیرین و یا در بخش‌های دیگر پوسته در اثر ذوب آب‌زدایی بیوتیت یا آمفیبول، در نتیجه تغییرات شیب زمین‌گرایی (برای مثال فرایند دگرگونی ناحیه‌ای) تولید می‌شوند، به طور مناسبی می‌توانند از منابعشان جدا شوند و مهاجرت کنند (McMillan et al., 2003). احتمالاً بسیاری از میگماتیته‌ها نزدیک به سالدوس اشباع از آب تشکیل می‌شوند و هر کاهشی در فشار، باعث نفوذ ماده مذاب و تبلور آن در بخش‌های کم فشار می‌شود. در نتیجه این فرایندها، نفوذی‌های گرانیتی با حجم‌های مختلف تولید می‌شوند. برخی پژوهشگران (برای مثال Brown, 1994) به میگماتیته‌ها، گرانیت‌های عقیم‌شده (Failed granites) می‌گویند. به هر حال تشخیص و دسته‌بندی ذوب بخشی، به صورت عملکردی از محیط ژئودینامیک و نوع پروتولیت، به وسیله مطالعه شیمی، مقدار مذاب تولیدشده، مقدار جدایش، سازوکار نفوذ و جایگزینی مذاب در ژرفاهای پوسته، می‌تواند در بازسازی محیط‌های زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه مفید باشد (Brown, 1994; Kretz, 1983; Cesare et al., 1997).

برخی از مطالعات اولیه (Barker & Arth, 1976; Barker, 1979) نشان داده‌اند که ترونجمیت‌ها و توالیت‌ها، به شدت از یک منشأ بازالتی فقیر از پتاسیم به صورت تبلور تفریقی یا ذوب بخشی در فشار متغیر ایجاد می‌شوند. آنها سنگ‌های حدواسط تا فلسیک (عمدتاً با SiO_2 بیشتر از ۶۵ درصد وزنی)، با نسبت بالای $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (بزرگ‌تر از ۱/۵)، مقادیر LILE پایین تا متوسط و بدون غنی‌شدگی در پتاسیم هستند که با افزایش تفریق ایجاد می‌شوند. سری سنگ‌های سدیک به دو گروه تقسیم شده‌اند (Barker, 1979; Barker et al., 1991; Rapp et al., 2002; Martin & Moyen, 2002; Martin et al., 2005). انواع غنی (Champion & Smithies, 2007; Fazlnia et al., 2009; Gill, 2010) و انواع فقیر از Al. این گروه‌های سنگی به وسیله مقایسه رفتار عناصر عمدتاً کنترل شده به وسیله پلاژیوکلاز و گارنت و یا هورنبلند توصیف می‌شوند.

میگماتیته‌ها، مرحله اولیه یک فرایند گداختگی پوسته ژرف هستند که می‌توانند پتانسیل لازم برای تجمع توده‌های مشخص مذاب گرانیتی هوموژن را فراهم کنند. میگماتیته‌ها شواهد مستقیمی فراهم می‌کنند که گرانیت می‌تواند کم‌وبیش به صورت درجا تشکیل شود. یک میگماتیته، مخلوطی از دو جزء در مقیاس‌های مختلف است. این دو جزء شامل لایه‌ها و رگه‌های کوارتز و فلدسپاری با ترکیب گرانیتی است که یا گنایس‌ها را قطع و یا با آنها به صورت میان‌لایه‌ای قرار می‌گیرند (Harris et al., 1995). میگماتیته‌ها بیشتر در سرزمین‌های دگرگونی ناحیه‌ای در جایی که درجه دگرگونی به طور مناسبی بالاست، در اثر ذوب بخشی (آتانکسی) سنگ‌های پوسته‌ای ژرف ایجاد می‌شوند (Spear, 1993). لایه‌ها و رگه‌های روشن‌تر (لوکوسوم) که در نتیجه ذوب بخشی ایجاد شده‌اند، می‌توانند مهاجرت کنند و در نزدیکی محل ذوب، تجمع یابند. گنایس‌های میزبان (مزوسوم) ممکن است نوارهای باریک تیره‌ای را اطراف و در تماس با لوکوسوم ایجاد کنند که به آنها ملانوسوم می‌گویند. ملانوسوم‌ها بخش‌های جامد باقیمانده‌ای هستند که مذاب توانسته از آنها خارج شود (Barker & Arth, 1979; Barker, 1979; Spear, 1993; Gill, 2010). مزوسوم، سنگ مادری است که هنوز می‌تواند دارای مذاب باشد و مذاب تولید کند.

خروج ناقص مذاب از میگماتیته‌ها معمولاً باعث واکنش برگشتی بین بخش‌های متبلور شده، به صورت درجا و بخش‌های باقی‌مانده (رستیت‌ها) در حال سرد شدن می‌شود. این فرایند باعث تغییرات در ترکیب عناصر اصلی و فرعی مذاب‌ها به شکل لوکوسوم می‌شود. ذوب بخشی یک فرایند ارتباطی مناسب بین دگرگونی و ماگماتیسم است و نقشی کلیدی در گسترش میگماتیته‌ها، گرانولیت‌ها و گرانیت‌های نوع S در طول تکامل پوسته بازی می‌کند (Ashworth & Brown, 1990; Clemens & Droop, 1998; Sawyer, 2010). گرانیت‌هایی که از (Alvarez-Valero & Kriegsman, 2008; Kriegsman, 2001).

لبه کمان فعال قاره‌ای شده‌اند (Fazlnia et al., 2007). در اثر این رخداد، میگماتیته‌هایی از قاعده پالئوزویک شمال خاور نیریز، که دارای لوکوسوم‌هایی با ترکیب ترونجمیت تا گرانیت هستند، توسط سیزه‌ی و همکاران (۱۳۷۲) و (Fazlnia et al., 2009) گزارش شده است (به بخش سنگ‌نگاری مراجعه شود). این رخداد، در آمفیبولیت‌های مورد مطالعه (سه‌فلاتون) پس از رخداد اول (که ۱۸۷ میلیون سال پیش بوده است) روی داد. این رخداد دوم دگرگونی، ۱۴۷ میلیون سال پیش (همزمان با آغاز فرورانش) رخ داد (Fazlnia et al., 2009; Bea et al., 2011; Shahbazi et al., 2010).

در ادامه این رخداد و در طول بسته‌شدن تدریجی نئوتیس (در طول سنوزویک)، پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان دگرشکلی برشی را تحمل کرده (Mohajjel et al., 2003; Golonka, 2004; Davoudian et al., 2008) و ماگماتیسم در پهنه ارومیه-دختر در طول سنوزویک (Berberian & King, 1981; Shahabpour, 2005) این پهنه را گسترش داده است (Shahabpour, 2005; Fazlnia et al., 2009; Fazlnia et al., 2007). در مقابل، برخی پژوهشگران (Alizadeh et al., 2010; Sarkarinejad & Alizadeh, 2009) دگرشکلی برشی در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان را مربوط به ژوراسیک می‌دانند.

مطالعات انجام شده (Fazlnia et al., 2009) بر اساس برخی عناصر فرعی و خاکی کمیاب، نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌های مافیک مورد مطالعه درجات کوچکی از ذوب بخشی (کمتر از ۲۰ درصد) را تحمل کرده و نفوذی‌های کوچک ترونجمیتی و گرانیتی تولید کرده‌اند. در بخش‌هایی که مذاب‌ها نتوانسته‌اند خارج شوند، به خوبی آثار آمفیبولیت‌های میگماتیته قابل مشاهده هستند.

۳- روش پژوهش و هدف از مطالعه

این پژوهش تمرکزی بر عوامل کنترل توزیع عناصر در آمفیبولیت‌های میگماتیته و ترونجمیت‌های حاصل از آن است. مطالعه چگونگی توزیع عناصر و عواملی که آن را کنترل می‌کنند، به‌ویژه عوامل کانیایی، می‌تواند کمک شایانی به تحولات سنگ‌شناختی در طول فرایند دگرگونی باشند. افزون بر این، این پژوهش می‌تواند کمک فراوانی در نحوه انتخاب کانی و نقطه تجزیه الکترون‌میکروپروب در مطالعات ژئوترموبارومتري باشد.

در این راستا، از میگماتیته‌های مافیک، آمفیبولیت‌های با بافت نماتوبلاستیک تا گرانوبلاستیک که در نزدیکی دایک‌های ترونجمیتی بودند، نمونه برداشت و سپس بر اساس روابط صحرایی از نمونه‌های تازه و بدون هوازدگی مقاطع نازک تهیه شد تا با توجه به روابط صحرایی، روابط سنگ‌نگاری نیز برقرار شود. بهترین نمونه‌ها که گویای بهتری از تکامل صحرایی، سنگ‌نگاری و فابریکی بودند، انتخاب و تجزیه شیمیایی شدند. در پایان، بر اساس همه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، این مطالعه انجام شد.

نمونه‌های تجزیه شده از Fazlnia et al. (2009) مورد استفاده قرار گرفتند. بدین منظور از تجزیه‌های انجام شده به روش ICP-MS مدل AGILENT 7500cs در دانشگاه کیل آلمان، استفاده شد. دقت دستگاه در عناصر مختلف متفاوت بود و متوسط دقت برای عناصر خاکی کمیاب حدود ۰/۰۲ ppm است. ۸ نمونه آمفیبولیت با فابریک نماتوبلاستیک تا گرانوبلاستیک، ۵ نمونه میگماتیته مافیک (که شامل بخش‌های لوکوسوم، مزوسوم و ملانوسوم در مقیاس میکروسکوپی بودند) و ۳ نمونه از گرانیتوئیدهای منطقه انتخاب شدند (جدول ۱). در این پژوهش به بررسی ژئوشیمیایی کنترل‌کننده‌های توزیع عناصر خاکی کمیاب و فرعی پرداخته می‌شود. داده‌های ضریب توزیع استفاده شده در این پژوهش شامل گارنت (McKenzie & O'Nions, 1991; Rollinson, 1993)، هورنبلند (Fujimaki et al., 1984; Rollinson, 1993)، بیوتیت (Fujimaki et al., 1984)

دگرگونی مرتبط با کمان می‌تواند باعث دگرگونی ناحیه‌ای درجه بالا و ذوب بخشی و در نتیجه تولید مذاب‌های گرانیتی شود (Spear, 1993; Pitcher, 1997; Best, 2003; Zeng et al., 2005; Gill, 2010). توده‌های نفوذی کوچکی از سنگ‌های گرانیتی و ترونجمیتی در بخش‌های درجه بالای دگرگونی کمپلکس قوری (رخمون سه‌فلاتون) رخمون دارند (شکل ۱).

۲- زمین‌شناسی

ستبرشدن پوسته قاره‌ای در حدود ۱۸۷ میلیون سال پیش (به روش SHRIMP بر روی بلورهای زیرکن جدا شده از سنگ‌های رسی دگرگون شده اوایل ژوراسیک (احتمالاً اواخر فاز کیمبرین پیشین) است توسط (Fazlnia et al., 2009) سبب شده است تا یک رخداد دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروونین (Sheikholeslami et al., 2008; Fazlnia et al., 2009) در بخش جنوب باختر پهنه سنندج-سیرجان گسترش یابد. در اثر این رخداد، سنگ‌های رسی، مافیک و آهکی که به صورت متناوب قرار داشته‌اند، در حد رخساره آمفیبولیت زیرین دگرگون شدند و سنگ‌های گارنت-هورنبلند آمفیبولیت، کانیات-استاورولیت شیت و انستاتیت-ترمولیت کالک‌شیت را تشکیل دادند. کمپلکس دگرگونی شمال خاور نیریز (قوری) که بخشی از جنوب پهنه سنندج-سیرجان است، بیشتر از سنگ‌های بازیک (آمفیبولیت)، آهکی (مرمریت) و رسی دگرگون شده (کانیته شیت) تشکیل یافته است (شکل ۱).

عملکرد سامانه کافت در سرزمین ابرقاره گندوانا در زمان‌های تریاس و ژوراسیک (Golonka, 2004; Sears et al., 2005; Torabi, 2009)، سبب شد تا در یک سامانه کافت، ماگماتیسم غیرکوهزایی در شمال خاور نیریز در ۱۷۳ میلیون سال پیش، گسترش یابد (Fazlnia et al., 2009). در اثر این رخداد باتولیت ناهمگن تله پهلوانی به صورت قدرتمند (Powerful) به درون سنگ‌های نیمه‌رسی-رسی دگرگون شده (بیوتیت-گارنت-کانیته شیت) شمال خاور کمپلکس دگرگونی قوری (با سن دگرگونی ۱۸۷ میلیون سال پیش) نفوذ کرد (Fazlnia et al., 2007; Fazlnia et al., 2009; فضل‌نیا، ۱۳۸۹). ترکیب اولیه این باتولیت بیشتر از سنگ‌های لوکوکوارتز دیوریت-آنورتوزیت همراه با نفوذی‌های کوچک مافیک-اولترامافیک است (Fazlnia et al., 2007; Fazlnia et al., 2009; فضل‌نیا، ۱۳۸۹). مطالعات انجام شده بر روی برخی توده‌های مافیک-اولترامافیک به وسیله درانی و مرادیان (۱۳۸۶) نشان داده است که سنگ‌های بالا، توده‌های گابرویی هستند که طبیعت تولیتهی کم‌پتاسیم حاصل از گوشته بالایی دارند و در اثر فعالیت ماگمایی در یک حوضه حاشیه‌ای کششی در زمان‌هایی میان تریاس بالایی تا کرتاسه بالایی، در شرایط شیب زیاد فرورانش بخشی از نئوتیس به زیر ایران مرکزی، ایجاد شده‌اند. درانی و مرادیان (۱۳۸۶) این توده‌ها را بخشی از افیولیت‌های شهربابک می‌دانند که در طول جایگزینی از افیولیت‌های بالا کنده و در فاصله ۵۰ تا ۶۰ کیلومتری آن جایگزین شده‌اند. در مقابل، فضل‌نیا (۱۳۸۹) نشان داد که این توده‌ها بقایای افیولیتی نیستند و حاصل نفوذ توده‌های غیرکوهزایی در ۱۷۳ میلیون سال پیش هستند.

دومین رخداد دگرگونی با شرایط اوج دگرگونی ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۸/۵ کیلو بار (بر اساس داماسنج‌های گارنت-هورنبلند و گارنت-ایلمنیت و فشارسنج گارنت-هورنبلند-پلاژیوکلاز-کوارتز توسط Fazlnia et al. (2009) تعیین شد). در زمانی حدود ۱۴۷ میلیون سال پیش در ارتباط با کمان قاره‌ای فعال پهنه سنندج-سیرجان جنوبی روی داده است (Fazlnia et al., 2007; Sheikholeslami et al., 2008; Fazlnia et al., 2009). آغاز فرورانش اقیانوس نئوتیس به لبه جنوبی پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان در پیرامون خاور نیریز کمی پیش از این زمان، این نوع فرایند دگرگونی را سبب شده است (Fazlnia et al., 2009). در طول رخداد دوم، واکنش‌های دگرگونی سبب ذوب بخشی در سنگ‌های دگرگونی

شواهد انجام چنین واکنش‌هایی در شکل ۳ قابل مشاهده هستند. این واکنش‌ها منجر به ایجاد مذابی می‌شوند که از تبلور آن بافت کرونا می‌تواند در اطراف بلورهای گارنت و هورنبلند گسترش یابد و بافت میگماتیته را در این سنگ‌ها ایجاد کند. گسترش بیشتر این واکنش‌ها در این سنگ‌ها منجر به ایجاد بافت پویی کیلوبلاستیک در بلورهای پلاژیوکلاز کرونا می‌شود (شکل ۳-د). گسترش بیشتر این واکنش‌ها سبب می‌شود که مذاب‌های تولیدی بتوانند از این آمفیبولیت خارج شوند و توده‌های کوچک مقیاس گرانیتویدی را ایجاد کنند.

۵- ژئوشیمی سنگ

توزیع عناصر خاکی کمیاب و فرعی در گرانیتویدها (ترونجمیت و گرانیت) سه‌قلاتون مرتبط با ترکیب کانی‌شناسی و ژئوشیمی آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌های بافت میگماتیته همراه با این سنگ‌هاست (شکل ۲). شواهد صحرایی و گردهمایی کانیایی در آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌های میگماتیته شده، نشان می‌دهد که احتمالاً کانی‌های اصلی گارنت، هورنبلند، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی آپاتیت، تیتانیت، روتیل و ایلمنیت و همچنین بیوتیت کنترل‌کننده توزیع عناصر در ترونجمیت‌ها و گرانیت‌ها هستند. این کانی‌ها به صورت واکنش‌های دگرگونی در طول حرارت‌دهی، عاملی در جذب و یا خروج عناصر بوده‌اند.

تحلیل و یا پایداری برخی از کانی‌ها در طول فرایند دگرگونی ناحیه‌ای در ۱۴۷ میلیون سال پیش سبب شد تا تغییراتی در توزیع عناصر در آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌های میگماتیته شده، ایجاد شود. هورنبلند و گارنت، بلورهای تحلیل‌رفته و پلاژیوکلاز کلسیمی (ترکیب پلاژیوکلاز بر اساس تجزیه الکترون میکروپروب انجام شده است (Fazlnia et al., 2009)) با بافت پویی کیلوبلاستیک رشد یافته‌اند. بلورهای کلینوپیروکسن در بسیاری از نمونه‌ها قابل مشاهده بودند. بلورهای بیوتیت به صورت بافت کرونا (در اطراف بلورهای گارنت - هورنبلند) به همراه برخی از بلورهای ایلمنیت در متن بلورهای پلاژیوکلاز رخ می‌دهند (Fazlnia et al., 2009). فراوانی و پایداری برخی بلورهای تیتانیت، روتیل و آپاتیت در آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها احتمالاً نشانگر توزیع عناصر کنترل‌شده به وسیله این کانی‌ها در این سنگ‌هاست.

الگوی مشابه عناصر خاکی کمیاب حدواسط و سنگین نشان می‌دهد که دایک‌های گرانیتویدی در نتیجه خروج مذاب از آمفیبولیت‌های میگماتیته مافیکی حاصل شده‌اند. مشابه بودن این الگوها و غنی بودن این آمفیبولیت‌های میگماتیته در گارنت و حضور مقدار کمی بلورهای گارنت در ترونجمیت‌ها و گرانیت‌ها، نشان می‌دهد که گارنت یک عامل مهم در کنترل عناصر خاکی کمیاب بوده است. ترکیب گارنت‌ها در سنگ‌های آمفیبولیت میگماتیته مافیکی که شرایط اوج دگرگونی را تحمل کرده‌اند حدود $Alm_{55}, Prp_{15}, Sp_{80}, Grs_{27}$ است (Fazlnia et al., 2009). این ترکیب با توجه به بالا بودن جزء آلمانند و گروسولار می‌تواند کنترل‌کننده عناصر خاکی کمیاب باشد.

عیار La در برابر نسبت عنصری La/Yb (شکل ۵-الف) و عیار La در برابر نسبت عنصری La/Y (شکل ۵-ب) نشان می‌دهد که هورنبلند و گارنت عامل اصلی کنترل‌کننده عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) هستند. بنابراین واکنش دگرگونی که باعث ذوب بخشی و تحلیل رفتن این دو کانی و تشکیل بافت کرونا در اطراف بلورهای گارنت همسایه هورنبلند شده است، توانسته این عناصر را کنترل کند (به بخش سنگ‌نگاری مراجعه شود). به هر حال فراوانی بسیار زیاد گارنت و کاهش محسوس هورنبلند در نمونه‌های آمفیبولیتی میگماتیته نسبت به نمونه‌های آمفیبولیتی بدون فابریک میگماتیته و همچنین بالا بودن عیار LREEها در نمونه‌های گرانیتویدی (شکل ۴-الف)، نشان می‌دهد که احتمالاً این عناصر به طور عمده به وسیله هورنبلند و سپس گارنت کنترل می‌شده‌اند.

Foley et al., 1996; Villemant, 1988; Nash & Crecraft, 1985; Rollinson, 1993; Villemant, 1988; Philpotts & Schnetzler, 1970; McKenzie & O'Nions, 1991) ایلمنیت (Zack & Brumm, 1998); Nielsen et al., 1992)؛ تیتانیت (Green & Pearson, 1987) و کلینوپیروکسن (Foley et al., 1996; Rollinson, 1993; McKenzie & O'Nions, 1991) هستند. نمودارهای عنکبوتی نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) بهنجار شدند. نمودارهای ژئوشیمیایی-کانی‌شناسی بر اساس مدل‌بندی ژئوشیمیایی تبلور تفریقی و با استفاده از معادله زیر رسم شدند (Shaw, 1970):

$$C_R/C_0 = Df^{(D-1)}$$

که در آن، C_0 و C_R به ترتیب عیار عنصر مورد نظر در بلور متبلور شده و عیار اولیه عنصر در مایع اولیه، D ضریب توزیع عنصر مورد نظر در بلور متبلور شده نسبت به مایع و f نسبت مایع باقیمانده در طول تبلور هستند.

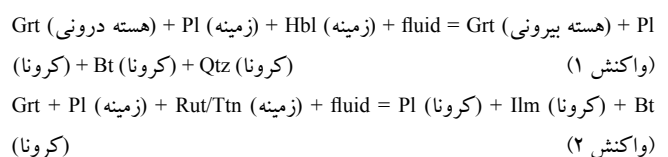
۴- مشاهدات صحرایی و سنگ‌نگاری

بررسی‌های صحرایی در محدود سه‌قلاتون (شکل ۱) نشان داد که در نزدیکی آمفیبولیت‌هایی که فرایند ذوب بخشی را تحمل و بافت میگماتیته را نمایان کرده‌اند، دایک‌ها و نفوذی‌های کوچک گرانیتی-ترونجمیتی وجود دارند که برخی از آنها با این آمفیبولیت‌های میگماتیته مافیکی مرتبط هستند (شکل ۲-الف). در این رخنمون‌ها، بخش‌های بزرگ مقیاس آمفیبولیت‌های میگماتیته به تدریج با گرانیتویدها پایان یافته‌اند. حتی در برخی از رخنمون‌ها مذاب‌های گرانیتویدی قابل مشاهده هستند که بخش‌های ملانوسوم و مزوسوم آمفیبولیت‌های میگماتیته را به هنگام حرکت خود (مذاب)، خرد کرده و درون خود گرفته‌اند (شکل ۲-ب). این شواهد نشانگر ذوب در آمفیبولیت‌های میگماتیته مافیکی برای تولید مذاب‌های گرانیتویدی است.

ترکیب کانی‌شناسی آمفیبولیت‌های میگماتیته در بخش مزوسوم، ملانوسوم و لوکوسوم به ترتیب شامل گارنت + هورنبلند + پلاژیوکلاز + کوارتز + روتیل + تیتانیت + ایلمنیت ± بیوتیت، گارنت + هورنبلند + روتیل + تیتانیت + ایلمنیت ± پلاژیوکلاز، پلاژیوکلاز + کوارتز + بیوتیت ± گارنت ± هورنبلند ± روتیل است. این میگماتیته‌ها ترکیب مافیکی داشته و در حد رخساره آمفیبولیت میانی دگرگون شده‌اند (Fazlnia et al., 2009). شواهد صحرایی و میکروسکوپی این میگماتیته‌ها به شرح زیر است:

همراهی گرانیتویدها با آمفیبولیت‌های میگماتیته (شکل ۲-الف)؛ آمیختگی سنگ‌های گرانیتی و آمفیبولیت‌های میگماتیته (شکل ۲-ب)؛ در برخی از رخنمون‌ها، لوکوسوم‌های خروجی با سنگ‌های گرانیتویدی پایان می‌یابد (شکل ۲-الف)؛ بافت کرونا اطراف گارنت‌ها و هورنبلندها (شکل‌های ۳-الف، ب و ج)؛ گسترش ذوب و به دام افتادن بلورهایی مانند گارنت، بیوتیت، هورنبلند، روتیل و تیتانیت به صورت میانبار درون بخش‌های ذوب‌شده که از کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۳-الف، ب، ج و د)، مشابه بودن ترکیب کانی‌شناسی لوکوسوم‌ها و سنگ‌های گرانیتی منطقه (Fazlnia et al., 2009)؛ رخداد گارنت‌ها، روتیل‌ها، پلاژیوکلازها و بیوتیت‌های مشابه از نظر ترکیب شیمیایی در آمفیبولیت‌های میگماتیته و سنگ‌های گرانیتی (Fazlnia et al., 2009).

ذوب بخشی که در آن بلورهای گارنت و آمفیبول در حضور فشار بخار آب دچار ذوب می‌شوند را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:



یک سمت و میگماتیت های مافیک در سمت دیگر در نمودارهای Nb در برابر Nb/Th و Nb/Yb در برابر Nb/Y نشان می دهد که آمفیبولیت هایی که فابریک میگماتیته نشان می دهند، در اثر ذوب بخشی از Nb تهی شده اند و تفاله حاصل از ذوب بخشی تولیدی، از این عنصر به شدت ناسازگار غنی شده است. این نمودارها به خوبی ارتباط ژنتیکی ذوب بخشی آمفیبولیت ها و تولید گرانیتویدها را در منطقه نشان می دهند (برای مطالعه بیشتر به (Barker & Arth (1976), Barker et al. (1976), Martin & Moyon (2002) و Martin et al. (2005) مراجعه شود).

مقدار Ta در نمونه های گرانیتویدی منطقه اندازه گیری نشد، اما بررسی Ta در آمفیبولیت های بدون فابریک میگماتیته و آمفیبولیت های میگماتیته مافیک (شکل ۶-د) نشان داد که هورنبلند و بیوتیت عوامل اصلی کنترل کننده این عنصر هستند. از آنجایی که Ta و Nb از نظر سازگاری و ویژگی های ژئوشیمیایی عناصر کنترل کننده آنها، بسیار شبیه به هم هستند، احتمالاً Ta در هنگام ذوب بخشی عمدتاً به وسیله بیوتیت و سپس هورنبلند کنترل می شده است.

بررسی عناصر سنگ دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Sr، Ba و Rb (شکل های ۷ و ۸) نشان داد که پلاژیوکلاز و بیوتیت فازهای کانایی مهم در کنترل این عناصر، در طول ذوب بخشی آمفیبولیت ها بوده اند. پتانسیل یونی پایین در این عناصر بیانگر محلول بودن این عناصر در سیال های آبدین است؛ بنابراین در طول فرایندهای هوازگی و دگرگونی متحرک هستند (Best, 2003; Gill, 2010). در فعالیت های ماگمایی، شعاع یونی بزرگ این عناصر باعث تمرکز آنها در فازهای مذاب باقیمانده می شود.

نمودارهای عیار Sr در برابر نسبت عنصری Sr/Y و نسبت های عنصری Sr/Yb در برابر Sr/Y نشان می دهند که Sr در طول ذوب بخشی آمفیبولیت ها، به وسیله بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند کنترل می شده است. رسم نسبت های عنصری Sr/Th در برابر عیار Sr نشان می دهد که عامل اصلی در توزیع و کنترل Sr در هنگام ذوب بخشی آمفیبولیت ها، پلاژیوکلاز بوده است. بنابراین پایین تر بودن عیار Sr در گرانیتویدها نسبت به آمفیبولیت های میگماتیته مافیک (شکل ۴-ب) نشان می دهد که بخش های کلسیمی پلاژیوکلاز، فاز پایدار در هنگام ذوب بخشی آمفیبولیت ها و میگماتیته شدگی بوده اند. بالاتر بودن نسبت Sr/Th در آمفیبولیت ها نسبت به دو نمونه ترونجمیت که در وسط نمودار Sr/Th در برابر Sr قرار گرفته اند (به غیر از نمونه گرانیت) و همچنین بالاتر بودن این نسبت در آمفیبولیت های میگماتیته مافیک نسبت به آمفیبولیت ها نشان می دهد که Th عنصری بسیار ناسازگارتر از Sr بوده و در هنگام ذوب بخشی، بیشتر از بخش رستیت خارج شده است.

نمودارهای عیار Ba در برابر نسبت عنصر Ba/Yb (شکل ۸-الف) و عیار Ba در برابر نسبت عنصر Ba/Sr (شکل ۸-ب) نشان می دهند که Ba عمدتاً به وسیله بیوتیت کنترل می شده است. مقایسه دو نمودار نشان می دهد که پلاژیوکلاز و هورنبلند نقش چندانی در توزیع و کنترل Ba نداشته اند. پایین بودن عیار Ba در آمفیبولیت ها و میگماتیت ها عامل اصلی عیار پایین این عنصر در ترونجمیت ها است (شکل ۴-ب). برای این تشابه به دو دلیل می تواند وجود داشته باشد: الف) پایین بودن عیار در آمفیبولیت ها و واکنش برگشتی میان مذاب و بخش های رستیتی پیش از خروج مذاب. بررسی تغییرات Rb در نمودارهای ژئوشیمیایی (شکل های ۸-ج و د) نشان می دهد که این عنصر به طور عمده همچون Ba به وسیله بیوتیت کنترل می شده است. پایین بودن عیار Ba و Rb در ترونجمیت ها (شکل ۴-ب) به دلیل این است که بیوتیت یک فاز پایدار در بافت کرونا گارنت بوده که اجازه انتقال گسترده این دو عنصر را در هنگام ذوب بخشی آمفیبولیت ها نداده است.

انواع گرانیتویدهای ترونجمیتی غنی در Al، عمدتاً توصیف کننده ذوب بخشی در حضور گارنت و آمفیبول بدون حضور پلاژیوکلاز (یا از راه تفریق گارنت/

بررسی نسبت های عنصری La/Yb در برابر La/Y نشان می دهد که در توزیع عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) و Y (یک عنصر با قدرتی یونی بالا: HFSE)، احتمالاً هورنبلند عامل اصلی و آپاتیت و گارنت عوامل بعدی کنترل کننده فراوانی بوده اند. اما فراوانی بیشتر آپاتیت و گارنت در آمفیبولیت های میگماتیته شده نسبت به نمونه های آمفیبولیتی بدون فابریک میگماتیته، مشابه بودن روند HREE ها در همه نمونه های مورد مطالعه (شکل ۴-الف) و کمتر بودن عیار این عناصر در ترونجمیت ها و گرانیت ها (جدول ۱) نشان می دهد که آپاتیت و گارنت احتمالاً عوامل مهم تری در کنترل HREE ها در میگماتیت ها بوده اند. بالاتر بودن نسبت های La/Y و La/Yb در گرانیتویدهای ترونجمیتی و گرانیتی نسبت به آمفیبولیت های میگماتیته و آمفیبولیت های بدون بافت میگماتیته، نشان می دهد که LRRE ها نسبت به HREE ها عناصر ناسازگارتری بوده و بنابراین در اثر ذوب بخشی با نسبت بیشتری از آمفیبولیت های میگماتیته خارج شده اند.

عنصر خاکی کمیاب Eu در میگماتیت ها نسبت به آمفیبولیت ها آشفته گی مثبت شدیدتری نشان می دهد. افزون بر این، Eu در گرانیتویدها آشفته گی منفی دارد. چنین وضعیتی نشان می دهد که پلاژیوکلاز و آپاتیت فازهای اصلی کنترل کننده این عنصر بوده اند. فراوانی آپاتیت در آمفیبولیت های میگماتیته مافیک و همچنین پایداری بخش های کلسیمی پلاژیوکلازها در هنگام ذوب بخشی (پلاژیوکلازهای موجود در کرونا گارنت ها به شدت غنی در جزء آتورتیت هستند) در شرایط اوج دگرگونی باعث آشفته گی منفی Eu در گرانیتویدهای منطقه شده است.

عناصر HFS به دلیل اینکه ناسازگاری حدواسط تا بسیار شدید دارند و عناصری نامتحرک به شمار می آیند، بسیار مناسب برای مطالعه مشخصات سنگ مادر اولیه دگرگونی ها هستند و در مدل بندی ژئوشیمیایی کاربرد فراوانی دارند (Best, 2003; Gill, 2010). بررسی برخی دیگر از عناصر با قدرتی یونی بالا، مانند Zr، Nb، Ta، Th، نشان می دهد که آنها به وسیله کانی های مختلفی در کلیه سنگ ها کنترل می شوند. زیرکیم یک عنصر با درجه ناسازگاری حدواسط و نامتحرک است. بنابراین بخشی از Zr در هنگام ذوب بخشی توانسته است وارد فاز مذاب شود و در گرانیتویدها افزایش یابد (شکل ۴-ب). اما بررسی نسبت های عنصری Zr/Yb در برابر Zr/Y (شکل ۶-الف) نشان می دهد که نسبت های بالا در آمفیبولیت های میگماتیته از گرانیتویدها بالاتر است. بنابراین Zr در مقایسه با HREE ها و Y ناسازگارتر بوده و در هنگام ذوب بخشی خارج شده است. همچنین این نمودار نشان می دهد که Zr به وسیله هورنبلند و ایلمنیت کنترل می شده است. از هیچ کدام از نمونه های میگماتیته زیرکیمی به دست نیامد. این امر نشان دهنده درستی تفسیر بالاست.

نیوبیم یک عنصر به شدت ناسازگار و نامتحرک است که به خوبی می تواند تحولات ذوب بخشی را نشان دهد. عیار Nb در برابر نسبت عنصری Nb/Th (شکل ۶-ب) و نسبت های عنصری Nb/Yb در برابر Nb/Y (شکل ۶-ج) نشان می دهد که Nb به وسیله هورنبلند و بیوتیت کنترل می شده است. در هر حال کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و گارنت کانی های مناسبی برای جذب Nb نیستند (Nash & Crecraft, 1985)، و طبق نمودار شکل ۶-ب نیز ایلمنیت کانی مناسبی برای جذب این عنصر نبوده است. بنابراین با توجه به اینکه هورنبلند در هنگام ذوب بخشی یک فاز پایدار نبوده و بیوتیت به صورت کانی فرعی در کرونا گارنت های موجود در آمفیبولیت های میگماتیته رخ داده است، دلیل پایین بودن عیار Nb در ترونجمیت ها نسبت به آمفیبولیت های میگماتیته مافیک، بلورهای بیوتیت است. بنابراین عامل اصلی کنترل کننده این عنصر، بیوتیت و سپس هورنبلند بوده است.

بالا بودن نسبت Nb/Th در گرانیتویدها نسبت به آمفیبولیت های بدون فابریک میگماتیته و به ویژه آمفیبولیت های میگماتیته مافیک نشان می دهد که Nb در هنگام ذوب بخشی ناسازگارتر از Th بوده است و بنابراین با سرعت بیشتری نسبت به Th از آمفیبولیت های میگماتیته مافیک خارج شده است. قرار گرفتن گرانیتویدها در

کلسیمی آن) دچار تغییر شوند. در نتیجه چنین فرایندی، بلورهای بیوتیت + ایلمنیت + پلاژیوکلاز کلسیمی تر به صورت فابریک کرونا، اطراف گارنت در تماس با هورنبلند، رشد کردند. این فرایندها سبب شد تا عناصر خاکی کمیاب سبک (LREEها) و سنگین (HREEها) که به ترتیب به وسیله هورنبلند و آپاتیت و گارنت کنترل می شدند، به صورت کاهش از La تا Lu در ترونجمیتها توزیع شوند. اما Eu به وسیله پلاژیوکلاز و کمتر آپاتیت کنترل شد. عناصر HFS نیز به طور عمده به وسیله هورنبلند و ایلمنیت و عناصر LIL نیز در اثر دخالت کانیهای پلاژیوکلاز و بیوتیت کنترل شدند.

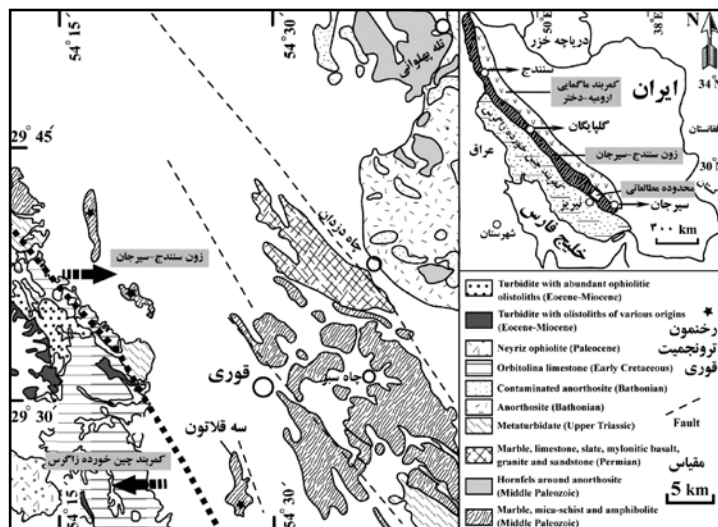
سیاسگزاری

به این وسیله از پروفیسور دکتر فولکر شنک و دکتر پیتر اپل که شرایط لازم برای انجام آزمایشهای مختلف را در دانشگاه کیل آلمان برای نگارنده فراهم کردند و از جناب آقای دکتر عباس مرادیان و جناب آقای دکتر محسن مؤذن که پیشنهادات مفیدی را برای بهتر شدن مطالب ارائه کردند، تشکر می شود. از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری جمهوری اسلامی ایران، دانشگاههای ارومیه، شهید باهنر کرمان و کیل آلمان که کمکهای لازم را برای انجام این پژوهش مبدول داشتند نیز تشکر می شود.

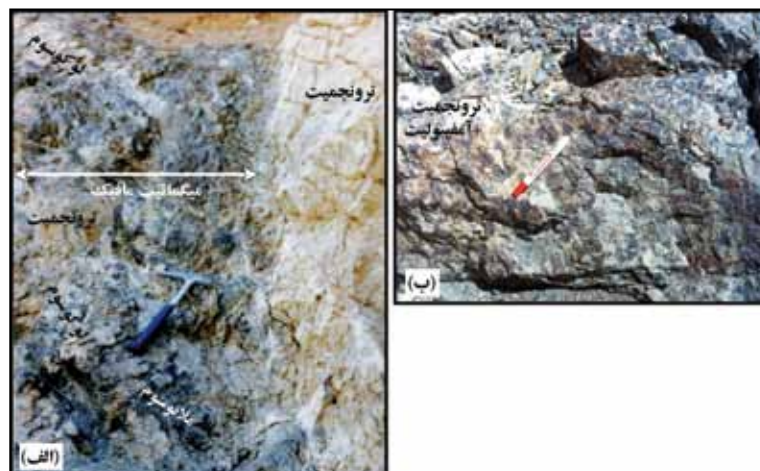
هورنبلند) هستند. این گروه سنگی به وسیله مقدار Sr و Eu بالا، REEهای تفریق یافته با HREEهای پایین و نسبتهای بالای Sr/Y مشخص می شوند. در مقابل، انواع فقیر از Al، به وسیله تهی بودن در Sr (شکل های ۷- الف و ج) و Eu (شکل ۵- د)، REEهای کمتر تفریق یافته با HREEهای بالاتر (شکل ۴) و نسبتهای پایین Sr/Y (شکل ۷- الف) مشخص می شوند. این گروه بازتابی از کنترل به وسیله ذوب در حضور پلاژیوکلاز (یا به وسیله پلاژیوکلاز باقیمانده در طول ذوب بخشی و یا تفریق پلاژیوکلاز) هستند (Barker, 1979; Barker & Arth, 1976; Martin et al., 2005; Martin & Moyen, 2002; Rapp et al., 1991; Martin, 1986; Champion & Smithies, 2007; Fazlnia et al., 2009; Gill, 2010). نمودارهای ژئوشیمیایی - کانی شناسی ارائه شده در شکل های ۵ تا ۸ و نمودارهای عنکبوتی (شکل ۴) نشان می دهند که ترونجمیت های ناحیه سه قلاتون در اثر ذوب بخشی گارنت - هورنبلند در حضور پلاژیوکلازهای پایدار (بیشتر آنورتیتی) سنگ های آمفیبولیتی مافیک تشکیل شده اند.

۶- نتیجه گیری

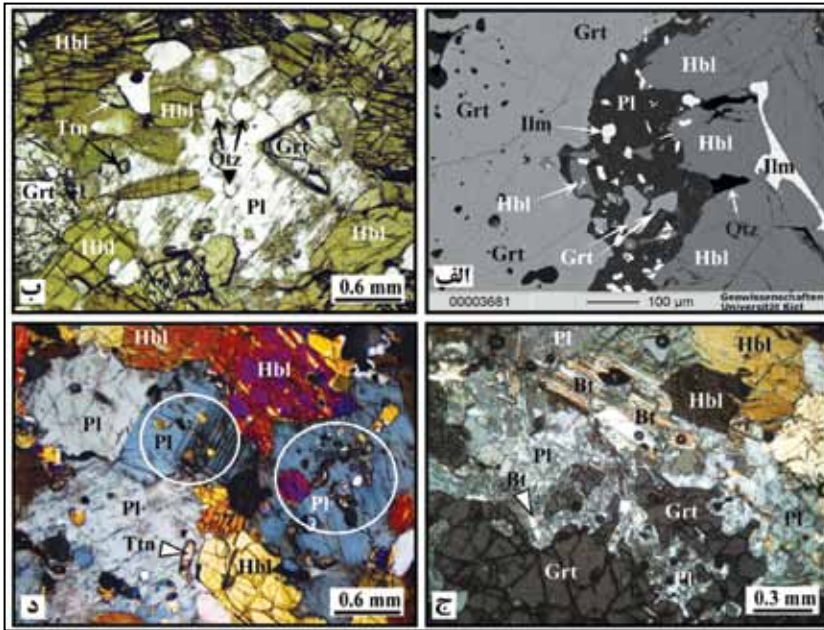
فرایند ذوب بخشی سبب شده است تا بلورهای گارنت در حضور هورنبلند دچار ناپایداری و ذوب شوند، بدون آنکه بلورهای پلاژیوکلاز (به ویژه بخش



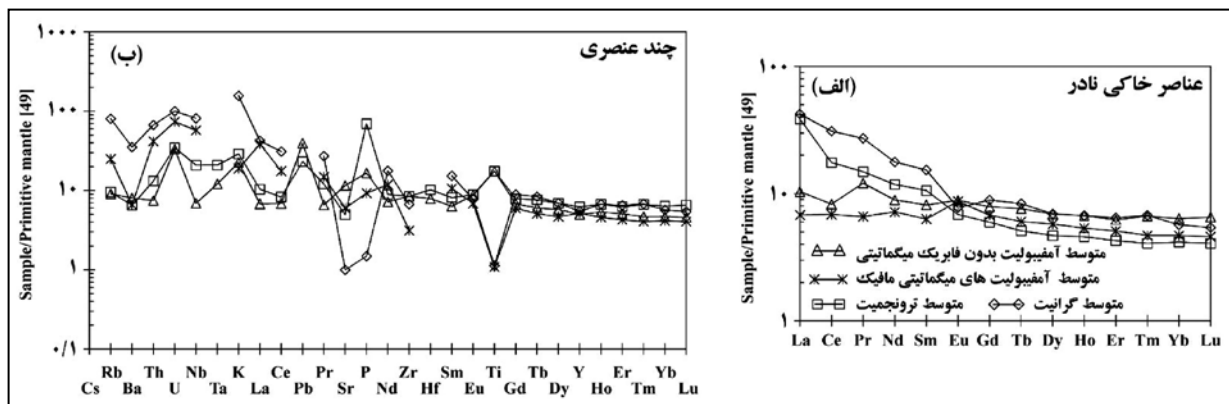
شکل ۱- نقشه زمین شناسی ساده شده محدود شمال خاور نیریز (با تغییرات، سبزه فی و همکاران، ۱۳۷۲).



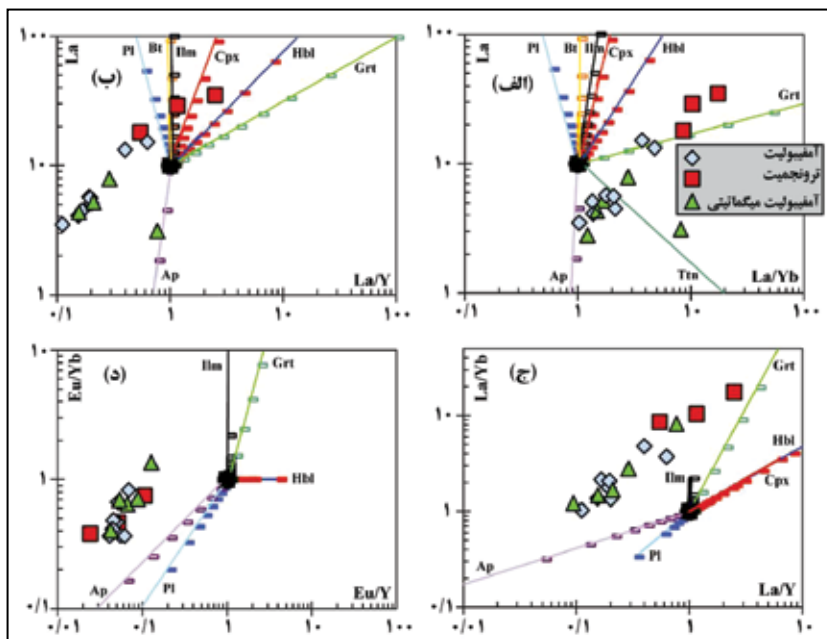
شکل ۲- رخنمونهای موجود در محدوده سه قلاتون (شکل ۱). الف) پایان یافتن تدریجی آمفیبولیت های میگماتیته با گرانیتوبیده ها. ب) آمیختگی لوکوسومها با ملانوسومها و مزوسومها به دلیل حرکت مذاب تولیدی.



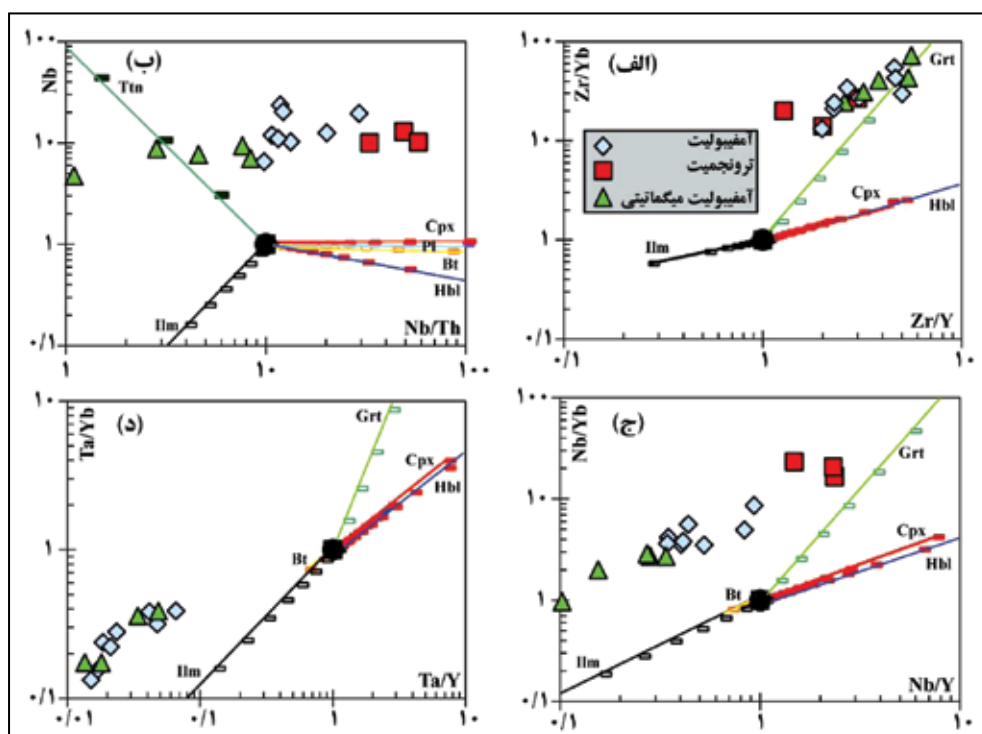
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی و الکترون میکروپروپ (Back scatter electron) میگماتیته محدوده سه قلاتون (شکل ۱). تصویر الکترون میکروپروپ از بافت کرونا، (ب) نور PPL و (د) نور XPL: تصویر میکروسکوپی از توسعه فابریک کرونا و تشکیل پلاژیوکلاز با بافت پویی کیلوبلاستیک، (ج) توسعه بافت کرونا اطراف بلور پلاژیوکلاز و تشکیل پلاژیوکلاز و بیوتیت در کرونا (XPL تغییر یافته). مخفف کانی ها از Kretz (1983) است.



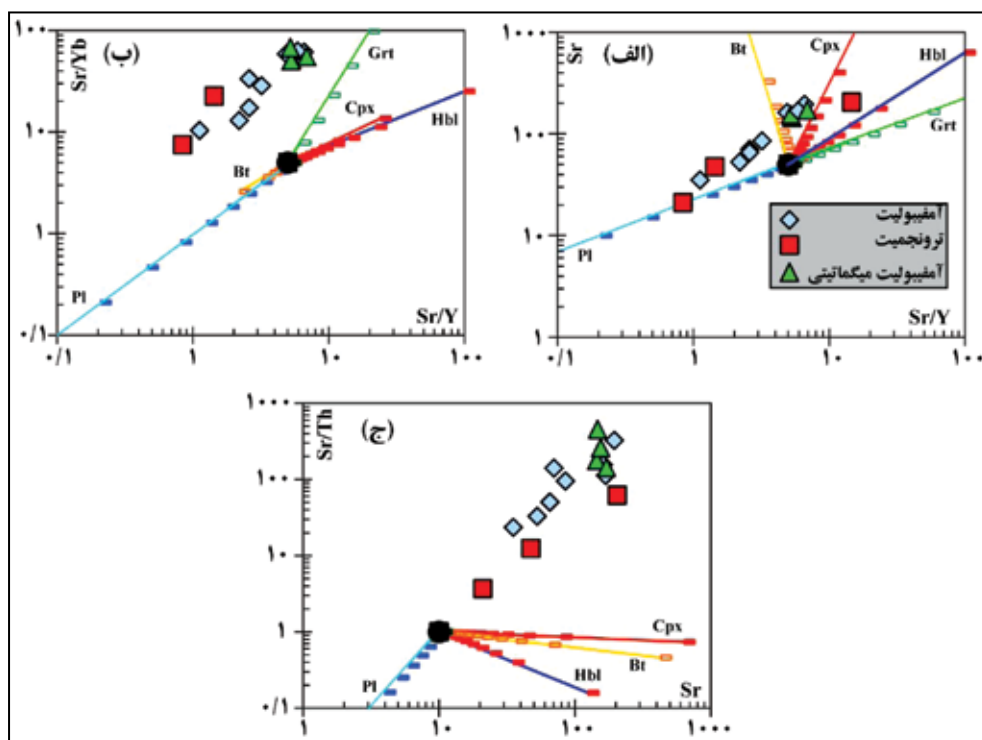
شکل ۴- نمودارهای عنکبوتی الف) عناصر خاکی کمیاب، ب) چند عنصری، برای انواع سنگ های رخنمون یافته در باختر مجموعه دگرگونی قوری. بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989).



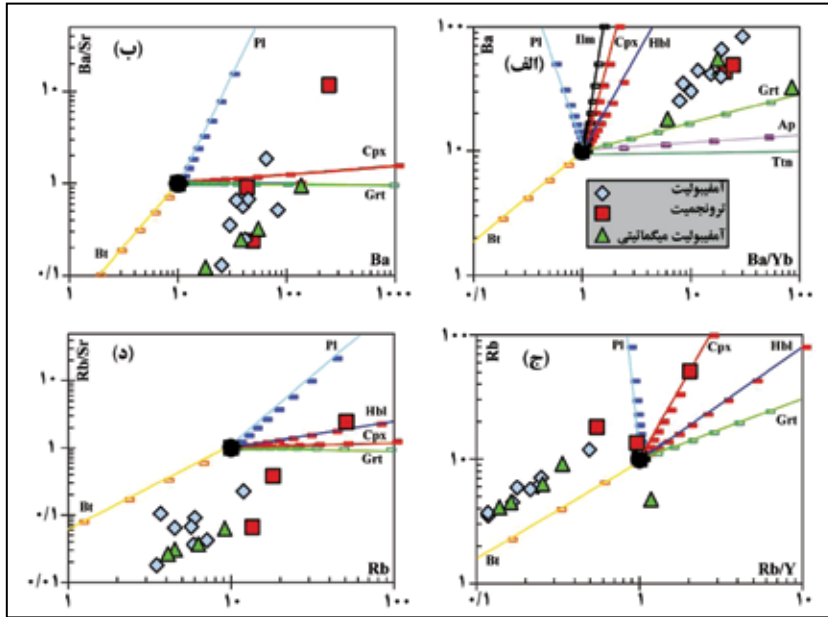
شکل ۵- نمودارهای ژئوشیمیایی - کانی شناسی عناصر خاکی کمیاب (REE) که بر اساس مدل بندی ژئوشیمیایی تبلور تفریقی رسم شده اند. داده های ضریب توزیع هر کانی از منابع مختلف بیان شده در بخش ۴ این مقاله و مخفف کانی ها از Kretz (1983) است.



شکل ۶- نمودارهای ژئوشیمیایی - کانی شناسی عناصر با پتانسیل یونی قوی (HFSE) که بر اساس مدل بندی ژئوشیمیایی تبلور تفریقی رسم شده‌اند. داده‌های ضریب توزیع هر کانی از منابع مختلف بیان شده در بخش ۴ این مقاله است.



شکل ۷- نمودارهای ژئوشیمیایی - کانی شناسی Sr (عنصر سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ: LILE) که بر اساس مدل بندی ژئوشیمیایی تبلور تفریقی رسم شده‌اند. داده‌های ضریب توزیع هر کانی از منابع مختلف بیان شده در بخش ۴ این مقاله است.



شکل ۸- نمودارهای ژئوشیمیایی- کانی شناسی Ba و Rb (عناصر سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ: LILE) که بر اساس مدل بندی ژئوشیمیایی تبلور تفریقی رسم شده‌اند. داده‌های ضریب توزیع هر کانی از منابع مختلف بیان شده در بخش ۴ این مقاله است.

جدول ۱- متوسط تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS (مدل AGILENT 7500cs؛ در دانشگاه کیل آلمان) آمفیبولیت‌ها (۸ نمونه)، میگماتیت‌های مافیگ (۵ نمونه)، گرانیت (۱ نمونه) و ترونجمیت (۲ نمونه). داده‌ها از Fazlnia et al. (2009) است.

نوع سنگ عنصر	متوسط ترونجمیت	متوسط گرانیت	متوسط آمفیبولیت	متوسط میگماتیت
Rb	۱۵/۸	۵۱/۰	۶/۰۴	۵/۷۶
Ba	۴۶/۲	۲۴۶/۰	۴۵/۵۷	۵۶/۱۴
Sr	۱۲۶/۳	۲۱/۰	۱۰۴/۴۶	۲۴۴/۱۷
V	n.m	n.m	۲۷۹/۳۳	۳۰۹/۶۸
Cr	۱/۴	۰/۵	۱۳۵/۰۷	۱۱۷/۷۴
Co	n.m	n.m	۳۶/۳۷	۴۴/۰۶
Y	۲۳/۵	۲۵/۰	۲۸/۲۱	۲۲/۶۸
Ni	۱/۳	۰/۶	۹۲/۷۲	۸۴/۶۸
Zr	۳۵/۰	۷۵/۰	۹۴/۳۳	۹۴/۷۸
Zn	۶/۸	۹/۵	۷۶/۷۱	۱۰۲/۵۶
Nb	۴۱/۰	۵۸/۰	۱۴/۸۵	۴/۹۲
La	۲۶/۵	۲۹/۰	۷/۱۱	۴/۶۶
Ce	۳۱/۲	۵۵/۰	۱۴/۶۷	۱۲/۱۵
Pr	۴/۱	۷/۵	۳/۳۴	۱/۸۲
Nd	۱۶/۰	۲۴/۰	۱۲/۰۶	۹/۷۳
Sm	۴/۷	۶/۸	۳/۶۲	۲/۸۰
Eu	۱/۲	۱/۳	۱/۴۹	۱/۴۶
Gd	۳/۶	۵/۳	۴/۷۰	۴/۰۴
Tb	۰/۶	۰/۹	۰/۸۲	۰/۶۵
Dy	۳/۵	۵/۱	۵/۰۹	۴/۲۵
Ho	۰/۸	۱/۱	۱/۱۰	۰/۸۸
Er	۲/۱	۳/۱	۲/۹۹	۲/۴۴
Tm	۰/۳	۰/۵	۰/۴۹	۰/۳۵
Yb	۲/۱	۲/۸	۳/۱۳	۲/۳۱
Lu	۰/۳	۰/۴	۰/۴۸	۰/۳۴
Hf	n.m	n.m	۳/۱۵	۲/۴۴
Ta	n.m	n.m	۰/۸۶	۰/۵۰
Pb	n.m	n.m	۱/۶۴	۲/۸۰
Th	۳/۶	۵/۷	۱/۱۲	۰/۶۴
U	۱/۶	۲/۱	۰/۷۳	۰/۶۹
P	۸۸۱	۱۴۱	۶۵۹۷	۱۵۷۸
Ti	۱۴۳۹	۱۵۰۲	۲۳۲۹۵	۲۳۳/۴
K	۴۷۲۴	۳۹۰۶۷	۷۲۲۹	۵۶۳۹
Eu*	۴/۱۲	۶/۰۱	۴/۴۵	۳/۴۲
Eu/Eu*	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۳۴	۰/۴۷
La/Yb	۱۳/۰۴	۱۰/۳۶	۳/۷۹	۳/۰۶
Rb/St	۰/۲۲	۲/۴۳	۰/۱۹	۰/۰۳
Rb/Ba	۰/۳۵	۰/۲۱	۰/۲۸	۰/۱۴
K/Ba	۱/۰۵	۱۵۹	۱۸۸	۱۲۶

کتابنگاری

- سبزه‌ئی، م.، نوازی، م.، قوردل، م.، حمدی، س. ب.، روشن‌روان، ج. و اشراقی، س. ا.، ۱۳۷۲- نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز، سازمان زمین‌شناسی کشور.
 درانی، م. و مرادیان، ع.، ۱۳۸۶- بررسی ژئوشیمی و تکنونماگمایی توده‌های گابروی جنوب‌باختر شهرستان شهربابک، استان کرمان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، صفحات ۲۱۰ تا ۱۹۳.
 فضل نیا، ع. ن.، ۱۳۸۹- مدل‌بندی ژئوشیمیایی ذوب بخشی زئولیت‌های میگماتیته تله پهلوانی، شهربابک، مجله پترولوژی، شماره ۱ (بهار)، صفحات ۱۳ تا ۲۶.

References

- Álvarez-Valero, A. M. & Kriegsman, L. M., 2008- Partial crustal melting beneath the Betic Cordillera (SE Spain): the case study of Mar Menor volcanic suite. *Lithos*, 101: 379-396.
- Alizadeh, A., Martínez, M. L. & Sarkarinejad, K., 2010- ⁴⁰Ar-³⁹Ar Geochronology in a gneiss dome within the Zagros Orogenic Belt. *Comptes Rendus Geoscience*, 342: 837-846.
- Ashworth, J. R. & Brown, M., 1990- An overview of diverse responses to diverse processes at high crustal temperatures. In: J. R. Ashworth and M. Brown (Eds.): *High-temperature Metamorphism and Crustal Anatexis*. Mineralogical Society of Ser, 2 Unwin Hyman, London, 1-18.
- Barker, F., 1979- Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (Eds.): *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. *Developments in petrology*, 6: 1-12.
- Barker, F. & Arth, J. G., 1976- Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4: 596-600.
- Barker, F., Arth, J. G., Peterman, Z. E. & Friedman, I., 1976- The 1.7- to 1.8- b.y. -old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexican: Geochemistry and depths of genesis. *Geological Society of America Bullten*, 87: 189-198.
- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S. & Ghalamghash, J., 2011- Zircon dating, Sr and Nd isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: Evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40: 172-179.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 18: 210-265.
- Best, M. G., 2003- *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell, 730 p.
- Brown, M., 1994- The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Review*, 36: 83-130.
- Cesare, B., Salvioli Mariani, E. & Venturelli, G., 1997- Crustal anatexis and melt extraction in the restitic xenoliths at El Hoyazo -SE Spain. *Mineralogical Magazine*, 61: 15-27.
- Champion, D. C. & Smithies, R. H., 2007- Geochemistry of Paleoproterozoic granites of the East Pilbara terrane, Pilbara craton, Western Australia: implications for Early Archean crustal growth. *Developments in Precambrian Geology*, 15: 369-409.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Clemens, J. D. & Droop, G. T. R., 1998- Fluids, P-T paths and the fates of anatectic melts in the Earth's crust. *Lithos*, 44: 21-36.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E. & Shabanian, N., 2008- Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology*, 92: 393-413.
- Fazlnia, A. N., Schenk, V., Van der Straaten, F. & Mirmohammadi, M. S., 2009- Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos*, 112: 413-433.
- Fazlnia, A. N., Moradian, A., Rezaei, K., Moazzen, M. & Alipour, S., 2007- Synchronous Activity of Anorthositic and S-type Granitic magmas in Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran: Evidence of Zircon SHRIMP and Monazite CHIME Dating. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 18: 221-237.
- Foley, S. F., Jackson, S. E., Fryer, B. J., Greenough, J. D. & Jenner, G. A., 1996- Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 629-638.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M. & Aoki, K. I., 1984- Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *Journal of Geophysical Research*, 89: 662-672.
- Gill, R., 2010- *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. John Wiley & Sons. 428 p.
- Golonka, J., 2004- Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381: 235-273.
- Green, T. H. & Pearson, N. J., 1987- An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 55-62.
- Harris, N., Ayres, M. & Massey, J., 1995- Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal of Geophysical Research* 100: 15767-15777.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.

- Kriegsman, L. M., 2001- Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos* 56: 75–96.
- McKenzie, D. & O’Nions, R. K., 1991- Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32: 1021–1091.
- Martin, H., 1986- Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14: 753–756.
- Martin, H. & Moyen, J. F., 2002- Secular changes in tonalite–trondhjemite–granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*, 30: 319–322.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. & Champion, D., 2005- An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79: 1–24.
- McMillan, A., Harris, N. B. W., Holness, M., Ashwal, L., Kelley, S. & Rabeloson, R., 2003- A granite–gabbro complex from Madagascar: constraints on melting of the lower crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 585–599.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 397–412.
- Nash, W. P. & Crecraft, H. R., 1985- Partition coefficients for trace elements in silicic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 2309–2322.
- Nielsen, R. L., Gallahan, W. E. & Newberger, F., 1992- Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 488–499.
- Philpotts, J. A. & Schnetzler, C. C., 1970- Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34: 307–322.
- Pitcher, W. S., 1997- *Granite*. Academic press, London, 263 p.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. & Miller, C. F., 1991- Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research*, 51: 1–25.
- Rollinson, H. R., 1993- *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Longman Scientific & Technical. John Wiley & Sons, London, UK 352 pp.
- Sarkarinejad, K. & Alizadeh, A., 2009- Dynamic model for the exhumation of the Tutak gneiss dome within a bivergent wedge in the Zagros Thrust System of Iran. *Journal of Geodynamics*, 47: 201–209.
- Sawyer, E. W., 2010- Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos*, 116: 273–286.
- Sears, J. W., George, G. M. S. & Winne, J. C., 2005- Continental rift systems and anorogenic magmatism. *Lithos*, 80: 147–154.
- Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24: 405–417.
- Shaw, D. M., 1970- Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34: 237–243.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. & Vousoughi Abedini, M., 2010- Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 668–683.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. & Hashem Emami, M., 2008- Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 31: 504–521.
- Spear, F. S., 1993- *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of American. Monogr. Ser., vol. 1, Washington, DC, USA, 799 p.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. S. Saunders and M.J. Norry (Eds.): *Magmatism in Ocean Basins*, Geological Society of London, Special Publication, 42: 313–345.
- Torabi, G., 2009- Late Permian lamprophyric magmatism in North-East of Isfahan Province, Iran: A mark of rifting in the Gondwanaland. *C. R. Geoscience*, 341: 85–94.
- Villemant, B., 1988- Trace element evolution in the Phlegrean Fields (Central Italy): fractional crystallization enrichment. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 169–183.
- Zack, T. & Brumm, R., 1998- Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxene. In: 7th International Kimberlite Conference. J. J. Gurney, J. L. Gurney, M. D. Pascoe and S.H. Richardson (Eds.), Red Roof Design, Cape Town. 986–988.
- Zeng, L. S., Saleeby, J. B. & Ducea, M., 2005- Geochemical characteristics of crustal anatexis during the formation of migmatite at the Southern Sierra Nevada. *California. Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150: 386–402.

Changing Rare Earth and Trace Elements during the Migmatization of the Qori Metabasic Rocks, Neyriz, SW Iran

A. N. Fazlnia^{1*}

¹ Assistant Professor, Department of Geology, University of Urmia, Urmia, Iran.

Received: 2010 August 24

Accepted: 2011 June 18

Abstract

A barrobian-type metamorphism occurred in the mafic rocks from the Qori complex (South Sanandaj - Sirjan zone), because of a regional arc-related metamorphism with a peak metamorphic condition of 700 °C and 8.5 kbar at 147 million years ago. As a result of the process, the rocks changed to migmatite. Trondhjemitic granitoids were formed as the dike form because parts of the melts can be extracted from the migmatites. Decreasing and increasing trace and rare earth elements in the amphibolites and trondhjemites were resulted of stability or instability in the metamorphic minerals during peak of the metamorphism, which caused migmatization and also formation of trondhjemite. Based on the partition coefficients of elements in different minerals, light rare earth elements (LREE) were mostly controlled by hornblende and garnet and apatite (but not a lot) during the partial melting of the amphibolites. Related to the LREE, heavy rare earth elements (HREE) and Y were controlled by apatite and garnet. Elements with high field strength (HFS), such as Zr, Nb, Ta and Th were controlled and distributed by hornblende and ilmenite. Large ionic lithophile elements (LILE) such as Sr, Ba and Rb showed that plagioclase and biotite were main minerals to control and distribute the elements. The evidence suggests that the Qori trondhjemitic granitoids are similar to the Al-poor trondhjemites, which are the result of partial melting of the garnet-hornblende from the amphibolitic protolith in presence of calcic plagioclase as stable phase.

Keywords: Geochemical-mineralogical diagram, Mafic migmatite, Amphibolite, Trondhjemite, Partition coefficient

For Persian Version see pages 161 to 170

*Corresponding author: A. Fazlnia; E-mail: a.fazlnia@urmia.ac.ir