

فرایندهای مؤثر در تکوین توده نفوذی کوه‌دم، شمال خاور اردستان: با تکیه بر شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی

فاطمه سرجوقیان^۱، علی کنعانیان^{۱*} و جمشید احمدیان^۲

^۱ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۲/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۴/۱۵

چکیده

توده نفوذی کوه‌دم بخشی از سنگ‌های ائوسن بالایی ایران مرکزی محسوب می‌شود. بر اساس اندیس رنگی این توده نفوذی به دو واحد اسیدی و حدواسط- مافیک قابل تقسیم است. واحد اسیدی دارای ترکیب سنگ‌شناسی مونزوگرنیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزونودیوریت است. در حالی که، واحد مافیک- حدواسط از مجموعه سنگ‌شناسی گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت تشکیل شده است. در واحد اسیدی حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت به شکل آشکاری خودنمایی می‌کند. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، فرایندهای اختلاط/ آمیختگی ماگمایی و تفریق بلوری نقش مهمی در تحول ماگمایی ناحیه دارند. همچنین توده نفوذی کوه‌دم میزان پایینی از عناصر TiO_2 و P_2O_5 همراه با نسبت پایین Nb/Zr را نشان می‌دهد که این موارد از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین حاشیه فعال قاره‌ای به شمار می‌آید. نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd نشان‌دهنده آن است که این نسبت‌ها نه شبیه به ماگمای مشتق از پوسته و نه معادل با ماگمای مشتق از گوشته است، بلکه حد میانی ماگماهای پوسته‌ای و گوشته‌ای است. ماگمای تشکیل دهنده آنکلاو از نظر ترکیب ایزوتوپی به سوی ماهیت گوشته‌ای و ماگمای اسیدی ماهیت پوسته‌ای را نشان می‌دهد و توده نفوذی حد واسط- مافیک نسبت ایزوتوپی کم و بیش میان آنها را دارد. این نتایج همراه با مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری، گواه فرایند اختلاط/ آمیختگی ماگمایی در توده نفوذی مورد نظر است و می‌توان گفت که ماگمای سازنده آنکلاوها احتمالاً از گوشته بالایی حاصل و پس از استقرار در پوسته باعث گرم شدن سنگ‌های پوسته و ذوب بخشی پوسته زیرین می‌شود و بر اثر اختلاط مواد مذاب گوشته‌ای و پوسته‌ای، ماگمای مافیک تا حدواسط حاصل می‌شود.

کلیدواژه‌ها: توده نفوذی کوه‌دم، اختلاط/ آمیختگی ماگمایی، ژئوشیمی ایزوتوپی، آنکلاو میکروگرانولار، اردستان.

* نویسنده مسئول: علی کنعانیان

E-mail: Kananian@Khayam.ut.ac.ir

۱- مقدمه

نقش دارند. افزون بر آن، فرایندهای متفاوتی مانند آب‌زدایی قطعه فرورونده، ذوب بخشی، تفریق بلوری، آغشتگی ماگمایی و اختلاط ماگمایی می‌توانند بر تکامل این ماگماها مؤثر باشند. به طور کلی، در این پژوهش سعی بر آن است تا با تکیه بر نتایج حاصل از بررسی روابط صحرایی میان بخش‌های مختلف توده نفوذی کوه‌دم و داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، به بررسی ارتباط ژنتیکی میان واحدهای مختلف توده نفوذی، منشأ ماگمای سازنده و فرایندهای مؤثر در تحول و تکامل آن، پرداخته شود.

۲- روش مطالعه

در عملیات صحرایی با توجه به تغییرات سنگ‌شناختی و رابطه آنها با هم، تعدادی نمونه انتخاب و حدود ۱۵۰ مقطع نازک از آنها تهیه شد و در آزمایشگاه مورد مطالعه سنگ‌نگاری قرار گرفت. در مرحله بعد، با در نظر گرفتن طیف سنگ‌شناسی مجموعه مورد مطالعه و ویژگی‌های بافتی، از میان سالم‌ترین آنها ۲۹ نمونه سنگی انتخاب و برای تجزیه XRF و ICP به دانشگاه Naruto ژاپن و ALS Chemex کانادا ارسال و از میان آنها با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی ۱۰ نمونه برای تجزیه ایزوتوپی Sr و Nd به دانشگاه Wuhan چین ارسال شد. سپس نتایج تجزیه‌های شیمیایی مورد تحلیل و پردازش قرار گرفتند و در پایان با استفاده از اطلاعات به دست آمده، چگونگی تحول منشأ سنگی توده نفوذی، مورد بررسی قرار گرفت.

۳- شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری

توده نفوذی کوه‌دم بخش کوچکی از پهنه ایران مرکزی به شمار می‌آید. این توده نفوذی درون سنگ‌های دگرگونی پالئوزویک، سنگ‌های کربناتی کرتاسه و مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن زیرین نفوذ کرده است (شکل ۱). با

توده نفوذی کوه‌دم، با گسترشی حدود ۴۰ کیلومتر مربع، در بخش باختری پهنه ایران مرکزی بین طول‌های خاوری $48^{\circ} 52'$ تا $54^{\circ} 54'$ و عرض‌های شمالی $33^{\circ} 54'$ تا $34^{\circ} 10'$ قرار گرفته است. این توده نفوذی از دو بخش اسیدی شامل مونزوگرنیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت و بخش حدواسط- مافیک با ترکیب گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت تشکیل شده است. سنگ‌های میزبان توده نفوذی شامل شیس‌های پالئوزویک، آهک‌های کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن زیرین هستند. بر اساس مطالعات سن سنجی با روش K-Ar، سن این مجموعه نفوذی ائوسن بالایی تعیین شده است (Technoexport, 1981). بررسی‌های اولیه بیشتر به منظور اکتشاف کانی‌های فلزی در سنگ‌های این منطقه صورت گرفته است، در حالی که در سال‌های اخیر به مطالعات سنگ‌شناسی در این منطقه پرداخته شده است. از جمله مطالعات سنگ‌شناسی پیشین که در این منطقه صورت گرفته است، می‌توان به مواردی چون، مطالعات مقدماتی سنگ‌شناسی با استفاده از تعداد محدودی تجزیه‌های ژئوشیمیایی (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷ ب)، بررسی شیمی کانی‌ها و ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمایی (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷ الف) و مطالعه آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با استفاده از ویژگی‌های نوری و ژئوشیمی (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷ ج) اشاره کرد. در حالی که اینک بررسی‌های تکمیلی با استفاده از تعداد بیشتری داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی به منظور فرایندهای حاصل در تکامل این ماگما مورد توجه قرار گرفته است. با توجه به این نکته که توده گرانیتیویدی کوه‌دم جزو نواحی مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای به شمار می‌آید، بنابراین لازم است، منشأ سنگی این توده با دقت بیشتری مطالعه شود چرا که محیط‌های مرتبط با فرورانش یکی از پیچیده‌ترین محیط‌های زمین‌ساختی هستند (Wilson, 1989) و منشأهای متنوعی چون گوه گوشته‌ای، پوسته اقیانوسی فرورانده، رسوبات فرورانده شده و پوسته زیرین در تولید چنین ماگماهایی

اساس تقسیم‌بندی (Lemaitre et al., 1989) بیشتر در محدوده کلسیمی-قلیایی تا تحولی قرار می‌گیرد (شکل ۵).

چنانچه پیش‌تر بیان شد، این توده نفوذی از دو واحد اسیدی و حدواسط-مافیک تشکیل شده که توده اسیدی در محدوده ۶۱/۶ تا ۷۰/۶ درصد سیلیس و واحد حدواسط-مافیک در محدوده ۴۷/۲ تا ۵۷/۳ درصد سیلیس قرار گرفته است. میزان سیلیس آنکلاوهای میکروگرانولار موجود در این توده از ۵۳/۹ تا ۵۷/۸ درصد تغییر می‌کند. میزان عدد منیزیم (Mg#) در توده‌های فلسیک و مافیک-حدواسط و آنکلاوها به ترتیب ۳۲/۲ تا ۴۶/۰۴، ۳۸/۸۷ تا ۶۴/۳۵ و ۳۹/۵ تا ۵۸/۳۸ درصد در نوسان است. بنابراین، آنکلاوها از لحاظ درصد سیلیس و عدد منیزیم (Mg#) کم‌ویش با واحد مافیک-حدواسط هم‌پوشانی دارند. در این توده بر روی ۴ نمونه واحد فلسیک، ۳ نمونه واحد مافیک-حدواسط و ۳ نمونه آنکلاو تجزیه ایزوتوپی انجام شده است که میانگین نسبت‌های ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در آنها به ترتیب ۰/۷۰۶۸۰، ۰/۷۰۶۵۲ و ۰/۷۰۶۰۷ به دست آمده است.

همچنین میانگین نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در واحد اسیدی، حدواسط-مافیک و آنکلاوها به ترتیب برابر ۰/۵۱۲۳۲، ۰/۵۱۲۴۰ و ۰/۵۱۲۴۴ محاسبه شده است (با توجه به سن ائوسن بالایی، حدود ۴۷ میلیون سال به روش K/Ar (Technoexport, 1981). با رسم نسبت‌های ایزوتوپی در نمودار تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) در برابر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (47Ma) نمونه‌های مورد مطالعه خارج از محدوده آرایش گوشته‌ای قرار می‌گیرند و به سوی پوسته زیرین متمایل هستند (شکل ۶).

۵- بحث

برای تعیین فرایندهای مؤثر در ایجاد توده نفوذی کوه‌دم از عناصر ناسازگاری مانند REE, Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, Y و Ti استفاده شده است. این عناصر کم‌ترین تأثیر را در طی فرایندهای دگرسانی تحمل می‌کنند و به نسبت غیر متحرک هستند. افزون بر آن، از آنجا که در نمونه‌های مورد مطالعه بی‌هنجاری منفی Ce دیده نمی‌شود و نمونه‌ها میزان LOI پایینی (کمتر از ۶ درصد) را نشان می‌دهند، می‌توان ادعا کرد که نمونه‌ها کمترین میزان دگرسانی را دارند. برای تمایز فرایند تفریق بلوری از ذوب بخشی، از نمودار La/Yb در برابر La استفاده می‌کنیم (Wang et al., 2007). چنانچه در این نمودار دیده می‌شود، نمونه‌های مورد نظر روندی مطابق با تفریق بلورین را دنبال می‌کنند (شکل ۷).

برای آگاهی از این که تفریق کدام کانی در واحدهای اسیدی و مافیک-حدواسط سبب تحول ماگمایی شده است، از نمودارهای شکل ۸ استفاده شده است (Wu et al., 2003). چنانچه در این شکل دیده می‌شود، در توده اسیدی با افزایش Sr میزان Ba کم‌ویش ثابت می‌ماند و به میزان جزئی کاهش می‌یابد و این امر با تفریق پلاژیو کلاز سازگار است. حال آن که، در توده حدواسط-مافیک تغییرات جزئی در میزان Sr دیده می‌شود و عنصر Ba طیف گسترده‌تری را نشان می‌دهد و این روند با تفریق بیوتیت هماهنگی بیشتری دارد. همچنین در نمودار Sr در برابر Ba/Sr روند دیده شده در نمونه‌های متعلق به واحد اسیدی با تفریق پلاژیو کلاز هماهنگی بیشتری دارد. البته در این نمودارها هیچ روندی برای تفریق آمفیبول معرفی نشده است، چرا که تفریق آمفیبول بر عناصری مانند Ba و Sr تأثیر کمتری دارد. بنابراین، برای پی بردن به نقش آمفیبول در طول تکامل ماگمایی می‌توان از نمودارهای Er/Yb در برابر SiO_2 استفاده کرد (شکل ۹). با افزایش سیلیس نسبت Er/Yb کاهش می‌یابد که بیانگر تفریق بلور آمفیبول است، زیرا بر اثر تفریق آمفیبول میزان MREE (Er) کاهش می‌یابد (Wernick & Menezes, 2001).

در حین تکامل ماگمایی افزون بر تفریق بلوری، عواملی مانند اختلاط ماگمایی نیز در سرنوشت ماگما تأثیر بسزایی دارند. برای تعیین فرایند ماگمایی دخیل در تولید ماگما می‌توان از نمودارهای تغییرات Nb/Y در برابر

توجه به تغییرات سنگ‌شناسی و اندیس رنگی، توده نفوذی به دو واحد مجزا قابل جدایش است. بخش اسیدی که طیفی از سنگ‌هایی همچون مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت را در بر می‌گیرد و بخش حدواسط-مافیک که ترکیب سنگ‌شناسی گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت را نشان می‌دهد. با توجه به شواهد صحرایی، توده اسیدی پس از جایگزینی توده مافیک-حدواسط تزیق شده است (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷ الف). در حاشیه، توده گرانیتویدی قطعاتی از سنگ میزبان به عنوان بیگانه سنگ دیده می‌شود. این قطعات شامل شیت با ترکیب آنکلاو سورومیکاسه، سنگ آهک، آندزیت و دیوریت است که در ابعاد ۲۰ سانتی متری تا چندین متری در حاشیه توده به چشم می‌خورند. این قطعات زاویه‌دار و از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت درون توده نفوذی قابل تشخیص هستند. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک فراوانی نیز در سراسر توده نفوذی به صورت قطعات سانتی متری و به‌ندرت در حد چندین متری حضور دارند. این آنکلاوها در توده نفوذی اسیدی دیده می‌شوند، اما در توده حدواسط دیده نشده‌اند. از ویژگی‌های این آنکلاوها می‌توان به شکل کروی تا بیضوی آنها، دانه‌ریز بودن آنها، حضور مگاکریستال‌های فلدسپار در حاشیه آنکلاو، مرز مضرس، کنگره‌ای و زائنده‌دار، نفوذ رگه‌هایی از سنگ میزبان به درون آنکلاو، وجود حاشیه انجماد سریع در آنکلاوهای کوچک‌تر (شکل ۲) و وجود حاشیه واکنشی در محل همبری آنکلاو-سنگ میزبان آنکلاوهای بزرگ‌تر (شکل ۳) اشاره کرد.

بافت چیره در توده نفوذی، بافت گرانولار است و شامل کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیو کلاز، بیوتیت، هورنبلند و به مقدار کمتر دارای کانی‌های زیرکن، آپاتیت و اسفن به صورت میان‌بار است. قابل توجه است که در واحد مافیک-حدواسط افزون بر کانی‌های یادشده، پیروکسن نیز دیده می‌شود. از اختلافات کانی‌شناسی این دو واحد تمرکز کانی‌های فرومنیزین، پلاژیو کلاز و اسفن در توده حدواسط-مافیک و فراوانی کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز و زیرکن در واحد فلسیک است. آنکلاوهای میکروگرانولار بافت میکروگرانولار و پورفیرویدی دارند و با نزدیک شدن به مرز همبری، اندازه بلورها کوچک‌تر می‌شود. حضور آنکلاوهای میکروگرانولار به همراه شواهدی از حضور بافت‌های غیر تعادلی مانند فنوکریست فلدسپار با بافت‌های پویی کیلیتیک و آنتی‌راپاکی‌وی، کوارتزهای مدور و چشمی شکل که توسط کانی‌های کوچک دمای بالاتر مانند پلاژیو کلاز، بیوتیت و آمفیبول به‌طور زونه احاطه شده‌اند، خوردگی و تحلیل رفتگی پلاژیو کلازها، حضور لخته‌های مافیک، بیوتیت تیغه‌ای، آپاتیت‌های سوزنی، تیغه‌های پلاژیو کلاز کوچک درون پلاژیو کلازهای بزرگ‌تر و مرز مضرس، کنگره‌ای و زائنده‌دار آنکلاو، همگی دلالت بر وجود اختلاط/ آمیختگی ماگمایی در این توده نفوذی دارد (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷ ج).

۴- ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و ایزوتوپی

با استناد به نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و ایزوتوپی (جدول ۱) ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده نفوذی کوه‌دم مورد بررسی قرار گرفته است. این توده بر اساس رده‌بندی شیمیایی (Streckeisen & Lemaitre 1979) نامگذاری شده است. چنانچه دیده می‌شود توده فلسیک در محدوده مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرد. در حالی که، توده مافیک-حدواسط در محدوده گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت قرار می‌گیرد و آنکلاوها نیز ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت را نشان می‌دهند (شکل ۴). این توده در زمره گرانیتویدی‌های نوع I، متالومین تا جزئی پرآلومین قرار دارد (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷ ب) و بر

گزارش شده است (Weaver & tarney, 1984). میانگین این نسبت‌ها در بخش‌های مختلف توده نفوذی کوه‌دم تفاوت‌هایی را با هم نشان می‌دهد. در توده نفوذی اسیدی نسبت‌های بالا به ترتیب $11/06$ ، $2/23$ ، $3/7/05$ ، $1/29$ و 2330 در توده نفوذی حدواسط- مافیک به ترتیب برابر $9/2$ ، $1/79$ ، $26/12$ ، $0/86$ و 1609 و در آنکلاوها به ترتیب $5/74$ ، $0/95$ ، $15/26$ ، $0/45$ و 676 محاسبه شده است. مقایسه این نسبت‌ها در توده نفوذی اسیدی، حدواسط- مافیک و آنکلاوها بیانگر این نکته است که ترکیب آنکلاوها در مقایسه با توده نفوذی به سوی گوشته تمایل دارد. در حالی که، توده اسیدی به سوی ترکیب پوسته متمایل است و توده نفوذی حدواسط- مافیک ترکیب میان این دو نسبت دارد. با توجه به این شواهد، به نظر می‌رسد که مجموعه‌ای از مذاب‌های پوسته‌ای و گوشته‌ای در تکوین توده نفوذی کوه‌دم نقش داشته‌اند. به این صورت که احتمالاً در پی تزریق ماگمای مافیک با ترکیب گوشته‌ای به زیر پوسته و در نتیجه انتقال گرما، سیال‌ها و مواد مذاب به درون پوسته سبب ذوب پوسته زیرین شده است. در این مرحله همجواری ماگماهای مافیک گوشته‌ای و ماگماهای پوسته‌ای تا حدی باعث اختلاط میان این دو ماگما شده و ماگمای حاصل افزون بر عبور به ترازهای بالاتر پوسته‌ای، متحمل تفریق بلوری شده و ماگمای حدواسط- مافیک را به وجود آورده است. در پایان نیز بر اثر اختلاط ناقص (آمیختگی ماگمایی) میان این دو ماگما، قطرات ماگمای مافیک اختلاط نیافته به صورت آنکلاو درون توده نفوذی اسیدی پراکنده شده‌اند. مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{T})$ در آنکلاوها، توده نفوذی مافیک- حدواسط و توده اسیدی اختلاف چندانی را با هم نشان نمی‌دهد. چنانچه بررسی‌های تجربی (e.g. Holden et al., 1987; Pin et al., 1990; Leshner, 1990; Poli et al., 1996) نشان می‌دهد، تعادل ایزوتوپی سریع تر از تعادل شیمیایی و تعادل ایزوتوپ Sr سریع تر از Nd انجام می‌شود. بنابراین مقادیر ایزوتوپی به دست آمده، نشانگر آن است که میان توده نفوذی و آنکلاو تعادل ایزوتوپی برقرار شده است و همان‌گونه که دیده می‌شود مقادیر ایزوتوپ Sr میان آنکلاوها و توده نفوذی اختلاف کمتری نسبت به ایزوتوپ Nd دارد. بنابراین می‌توان گفت، مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{T})$ پایین تر و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ بالاتر آنکلاوها نسبت به منشأ گوشته‌ای نشانگر آن است که نسبت ایزوتوپی آنکلاوها در حین تماس با مذاب پوسته‌ای تا حدی تعدیل شده باشند. به هر حال، نسبت‌های ایزوتوپی آنکلاوها بیشتر متمایل به ترکیب گوشته است. در حالی که در توده نفوذی حدواسط- مافیک این نسبت تغییر کرده و به سمت ترکیب پوسته پیش رفته است که این موضوع می‌تواند دلالت بر اختلاط ماگمای گوشته‌ای و پوسته‌ای داشته باشد. همچنین باید توجه داشت که نسبت‌های ایزوتوپی سنگ‌های توده نفوذی اسیدی نزدیک به ترکیب ایزوتوپی پوسته پایینی است که این مورد نیز منشأگیری آنها را از ذوب پوسته همراه با آمیختگی جزئی با ماگمای گوشته‌ای تعدیل شده تأیید می‌کند. لازم به یادآوری است که این ویژگی آنکلاوها و توده‌های نفوذی، مشابه با توده‌های نفوذی ائوسن دولک و ساریسیسک در خاور ترکیه است که توسط Karsli et al. (2007) بررسی شده است.

۶- نتیجه‌گیری

با توجه به موقعیت جغرافیایی توده مورد مطالعه، که در بخش پایانی لبه ایران مرکزی قرار دارد، به نظر می‌رسد این مجموعه در ارتباط با فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نوتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده گرانیتیویدی کوه‌دم مشابه با گرانیت‌های مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای است. با توجه به همراهی سنگ‌های اسیدی با سنگ‌های حدواسط و مافیک در این منطقه، به نظر می‌رسد بر اثر فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی به زیر سنگ‌کره قاره‌ای و آزادسازی آب کانی‌های سیلیکاتی به درون گوه گوشته‌ای، گوشته دستخوش ذوب بخشی شده و ماگماهای مافیک را به وجود آورده است. بخشی از این ماگما با استقرار

(Treuil & Joron, 1975) Nb در برابر Sr/Zr در برابر Ti/Zr (Karsli et al., 2007) استفاده کرد. چنانچه در شکل ۱۰ دید می‌شود، روند صعودی نمونه‌های مورد مطالعه با فرایند اختلاط ماگمایی همخوانی دارد. همچنین با استفاده از نمودار تغییرات Nb/Zr در برابر Nb می‌توان به روند اختلاط ماگمایی در این توده پی برد (شکل ۱۱). آرایش منحنی در این نمونه‌ها بیانگر فرایند اختلاط ماگمایی حاصل از ترکیب مذاب گوشته و پوسته است (Soesoo, 2000). چرا که نسبت‌های این عناصر بر اثر فرایندهایی چون دگرسانی و تفریق، ثابت باقی می‌ماند و بنابراین اختلاط ماگمایی موجب می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه روند منحنی نشان دهند. افزون بر آن، نمودارهایی هستند که بر پایه نسبت‌های ایزوتوپی رسم شده‌اند. به عنوان مثال ماگماهای حاصل از اختلاط ماگمایی با رسم نسبت ایزوتوپی اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $1/\text{Sr}$ آرایش خطی را بر اساس شکل ۱۲ به نمایش می‌گذارند. بنابراین، به‌طور کلی می‌توان گفت که فرایندهای اختلاط ماگمایی با تفریق بلوری همراه می‌شوند و هر دو سازوکار با هم مسئول روند تکاملی توده گرانیتیویدی کوه‌دم به شمار می‌آیند.

بررسی‌های پیشین نشان می‌دهد که این توده مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای و بر اثر فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نوتیس به زیر صفحه قاره‌ای سکوی ایران مرکزی تشکیل شده است (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷ ب). برای بررسی درستی نتایج پیشین می‌توان گفت، سنگ‌های توده نفوذی کوه‌دم نسبت Nb/Zr پایینی دارند (میانگین: $1/12$) که با سنگ‌های درون صفحه‌ای متفاوت است و این نسبت در سنگ‌های درون صفحه‌ای بیش از 100 گزارش شده است (Rios et al., 2007). همچنین چنانچه در شکل ۱۳ دیده می‌شود، این نمونه‌ها در قلمرو سنگ‌های کوهزایی واقع شده‌اند (Leat et al., 1986) (لازم به یادآوری است بر اساس بررسی‌های پیشین (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷ ب) این توده جزو سنگ‌های کلسیمی- قلیایی پتاسیمی به شمار آمده‌اند).

چنانچه در شکل ۱۴ دیده می‌شود، مقادیر TiO_2 و P_2O_5 در نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب کمتر از $0/5$ و $1/5$ درصد است که این از ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با فرورانش (Volcanic Arc) محسوب می‌شود (Defant et al., 1992). بنابراین، مقادیر پایین TiO_2 و P_2O_5 در توده نفوذی مورد مطالعه نیز گویای شکل‌گیری آن در محیط زمین‌ساختی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی است.

ماگماهای تولید شده در این نواحی، در نتیجه عواملی چون (۱) گوشته غنی شده (به احتمال پدیدویت)، (۲) پوسته اقیانوسی فرورونده و (۳) پوسته قاره‌ای که گرمای لازم برای ذوب آن توسط ماگمای گوشته‌ای جایگزین شده زیر پوسته تأمین می‌شود، تشکیل می‌شوند. شواهد ژئوشیمیایی مانند میزان سیلیس بالا، میزان منیزیم و عناصر دیرگداز پایین همراه با شواهد ایزوتوپی همگی با منشأ گوشته‌ای محض منافات دارند. ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده با عنوان آداکیت‌ها ویژگی‌هایی همچون Ba/La بالا، $\text{Sr/Y} > 40$ و $(\text{La/Yb})_N > 12$ دارند (Drummond & Defant, 1990; Stern & Killian, 1996). اما در توده نفوذی کوه‌دم نسبت Ba/La پایین و میانگین نسبت Sr/Y در توده نفوذی اسیدی و حدواسط- مافیک به ترتیب برابر $14/7$ و $23/16$ است. همچنین نسبت $(\text{La/Yb})_N$ در توده نفوذی اسیدی برابر $11/56$ و در توده حدواسط- مافیک برابر $9/23$ است. بنابراین با توجه به تفاوت‌های ژئوشیمیایی نمونه‌ها با آداکیت‌ها، نمی‌توان منشأ ماگمای سازنده آنها را ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده در نظر گرفت.

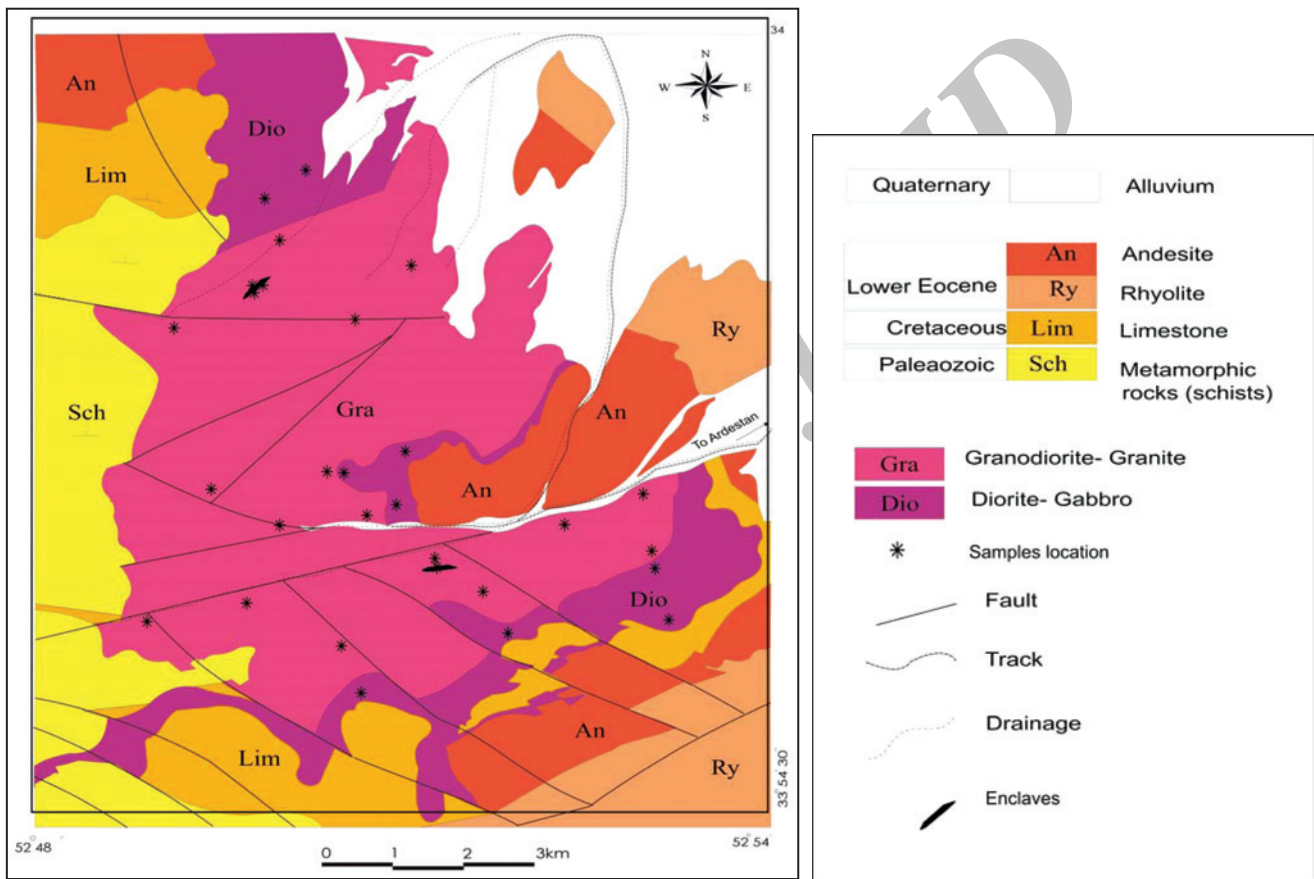
به باور Morata et al. (2005) نسبت‌های پایین Zr/Nb (6.3-7.6)، La/Nb (0.76-1.03)، Ba/Nb (7.6-17.4)، Th/Nb (0.09-0.15)، K/Nb (370-467) نشان‌دهنده فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با گوشته غنی شده است. در حالی که، این نسبت‌ها در ماگماهای مشتق از پوسته به صورت Zr/Nb (16.2)، La/Nb (2.2)، Ba/Nb (54)، Th/Nb (0.44)، K/Nb (1341)،

نفوذی حدواسط- مافیک بر اثر اختلاط پیشرفته‌تر ماگمای مشتق از گوشته و ماگمای پوسته‌ای حاصل شده است.

سپاسگزاری

این پژوهش در چارچوب طرح پروژه مصوب دانشگاه تهران با عنوان "ماهیت پلوتونیسیم کوه‌دم (شمال خاور اردستان)، سرگذشت زمین‌شناسی و تحولات ماگمایی آن" انجام شده است که به این وسیله از حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه تهران و حوزه معاونت پژوهشی پردیس علوم و همچنین از همکاری صمیمانه جناب آقای دکتر حسن میرنژاد سپاسگزاری می‌شود.

در زیر پوسته زیرین باعث ذوب بخشی پوسته زیرین شده و بخشی نیز به ترازهای بالاتر رفته و افزون بر اختلاط/آمیختگی با ماگمای پوسته‌ای سازنده توده منجر به تشکیل توده نفوذی مافیک تا اسیدی شده است. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی توده نفوذی و آنکلاوها به نظر می‌رسد توده نفوذی مافیک- حدواسط حاصل آمیختگی ماگمای مشتق شده از گوشته و پوسته زیرین باشد. در حالی که، توده نفوذی اسیدی بر اثر اختلاط ماگمایی ناقص بین ماگمای گوشته‌ای و ماگمای پوسته زیرین ایجاد شده و آنکلاوهای با منشأ نزدیک به گوشته در آن پراکنده شده‌اند. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که توده اسیدی کوه‌دم با منشأ پوسته زیرین مرحله‌ای از اختلاط ناقص یا آمیختگی ماگمایی را پشت سر گذاشته است. اما توده



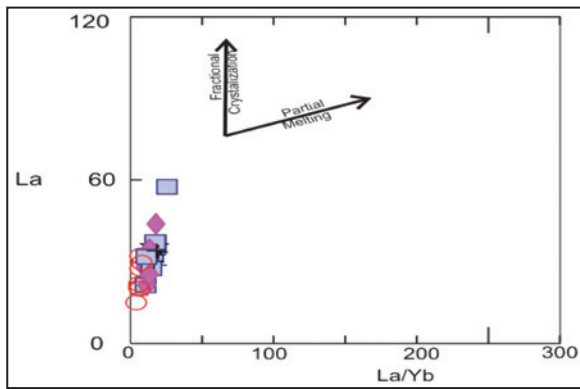
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی کوه‌دم، (برگرفته از گزارش Technoexport, 1981 با تغییرات جزئی).



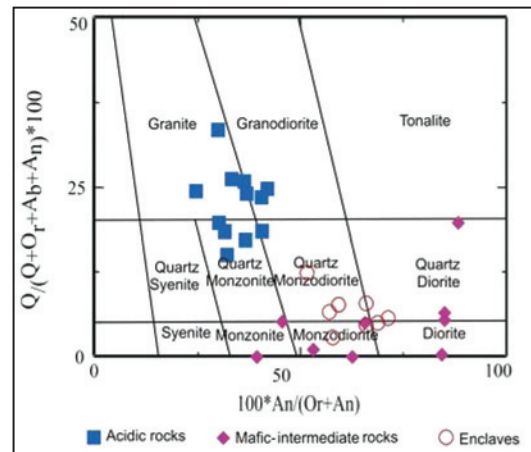
شکل ۳- تشکیل حاشیه واکنشی در همبری آنکلاو- سنگ میزبان



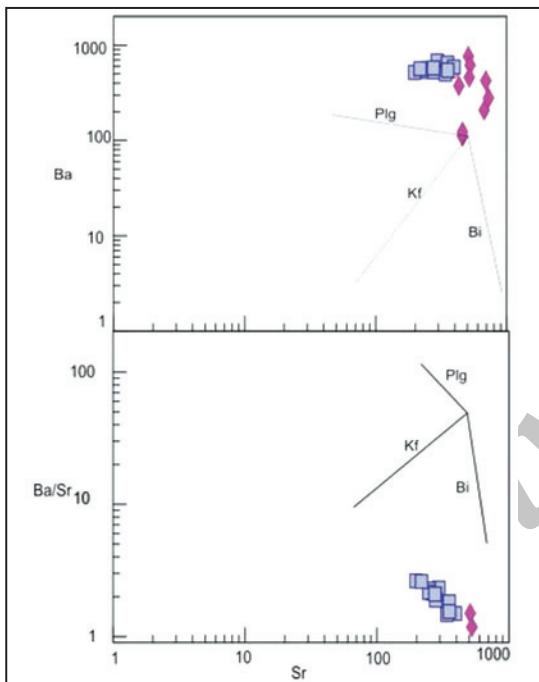
شکل ۲- نمایی از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک



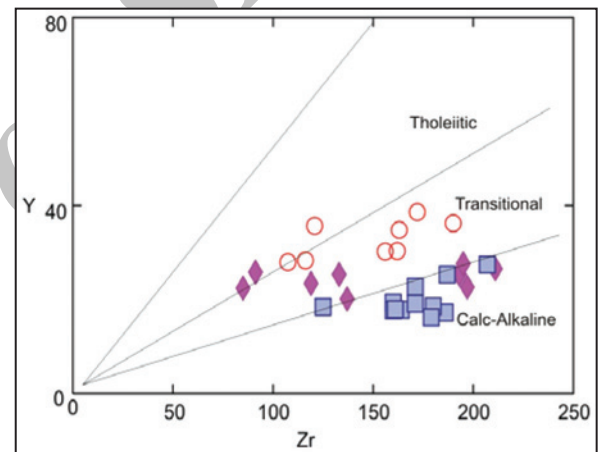
شکل ۷- تمایز فرایند تفریق بلوری از ذوب بخشی با استفاده از نمودار تغییرات La در برابر La/Yb (Wang et al., 2007). علائم مشابه شکل ۴ است.



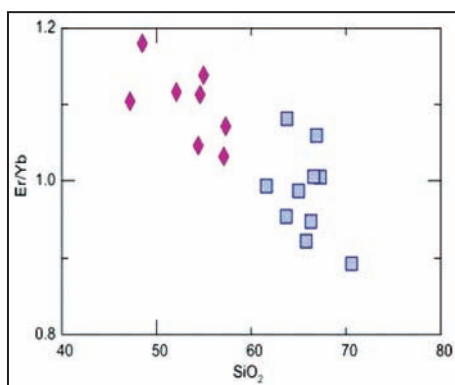
شکل ۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار طبقه‌بندی نورماتیو سنگ‌های نفوذی (Streckeisen & Lemaître, 1979).



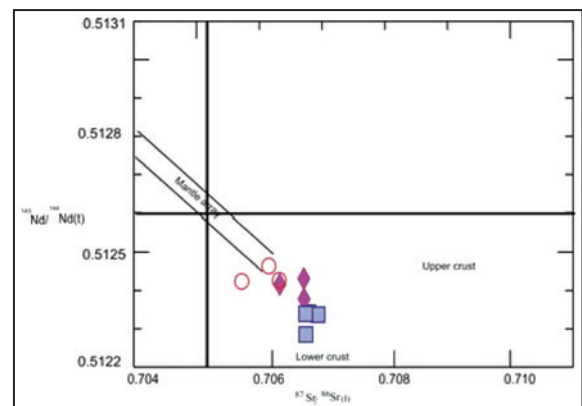
شکل ۸- نمودار لگاریتمی Sr در برابر Ba و Ba/Sr برای جدایش روندهای تفریق پلاژیو کلاز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت (Wu et al., 2003). علائم مشابه شکل ۴ است.



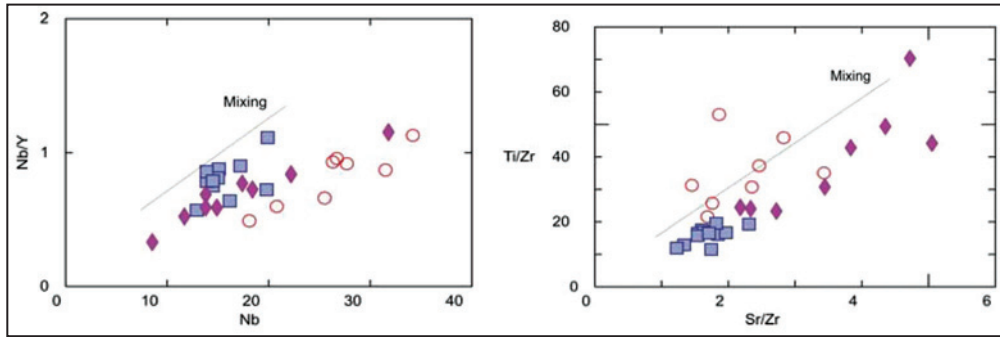
شکل ۵- نمودار جدا کننده محدوده‌های کلسیمی قلیایی - تحولی - تولیتی با استفاده از عناصر فرعی Y در برابر Zr (Lemaître et al., 1989). علائم مشابه شکل ۴ است.



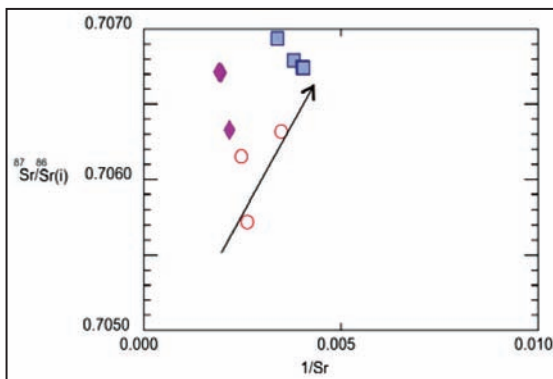
شکل ۹- روند نزولی نمودار تغییرات Er/Yb در برابر SiO₂ بیانگر تفریق آمفیبول در توده نفوذی مورد مطالعه است (Wernick & Menezes, 2001). علائم مشابه شکل ۴ است.



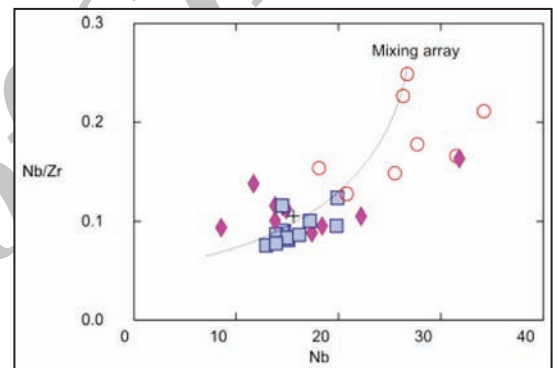
شکل ۹- رسم نسبت‌های ایزوتوپی در نمودار تغییرات ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(t) در برابر ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (47Ma). علائم مشابه شکل ۴ است.



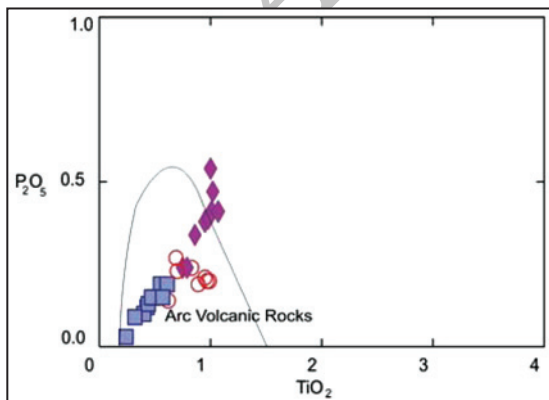
شکل ۱۰- روند صعودی در نمودارهای تغییرات Nb/Y در برابر Nb (Treuil & Joron, 1975) و Ti/Zr در برابر Sr/Zr (Karsli et al., 2007) علامت مشابه شکل ۴ است. گواه فرایند اختلاط ماگمایی در سرشت توده نفوذی مورد نظر است. علامت مشابه شکل ۴ است.



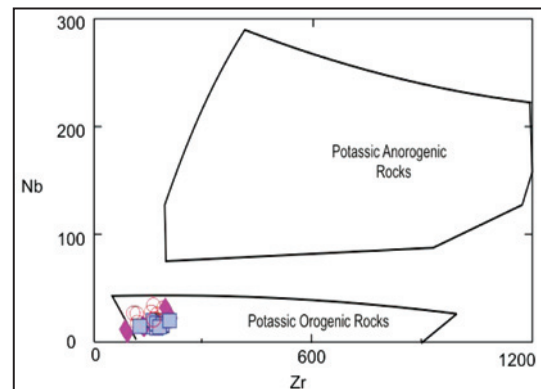
شکل ۱۲- آرایش خطی نسبت ایزوتوپی اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $1/\text{Sr}$ بیانگر اختلاط ماگمایی در توده نفوذی مورد مطالعه است. علامت مشابه شکل ۴ است.



شکل ۱۱- نمودار تغییرات Nb در برابر Nb/Zr (Soesoo, 2000) در سنگ‌های مورد مطالعه گواهی بر فرایند اختلاط ماگمایی در این توده است. علامت مشابه شکل ۴ است.



شکل ۱۴- نمودار تغییرات TiO_2 در برابر P_2O_5 (Defant et al., 1992) نشان‌دهنده محیط زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش در این منطقه است. علامت مشابه شکل ۴ است.



شکل ۱۳- نمودار تغییرات Nb در برابر Zr که توسط Leat et al. (1986) پیشنهاد شده است. در این نمودار سنگ‌های پتاسیمی کوهزایی از غیر کوهزایی متمایز شده‌اند. علامت مشابه شکل ۴ است

جدول ۱- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی و ایزوتوپی بخش‌های مختلف توده نفوذی کوه‌دم.

Sample	سنگ های اسیدی											
	d1	F157	f215	F218	F36	F38	f48	f72	F8	f97	H21	H6
SiO2	66.91	66.3	65.43	65.8	67.3	65	63.77	62.68	63.7	66.59	70.6	61.6
TiO2	0.5	0.4	0.48	0.44	0.32	0.43	0.55	0.61	0.48	0.47	0.24	0.57
Al2O3	15.69	15.25	16	15.25	15.7	15.05	16.38	16.15	14.95	15.76	13.85	15.9
Fe2O3	1.2363	1.67	2.1655	1.78	1.47	1.79	2.2203	2.5096	1.79	1.9389	1.14	2.15
MnO	0.06	0.07	0.09	0.11	0.04	0.07	0.08	0.08	0.09	0.06	0.03	0.09
MgO	1.36	1.22	1.65	1.43	0.9	1.68	1.59	2.11	1.44	1.68	0.79	1.68
CaO	4.11	2.66	2.91	3.12	2.12	2.84	4.28	4.13	3.61	3.26	2.01	4.78
Na2O	3.85	3.22	3.76	3.33	3.27	3.16	3.53	3.23	3.11	3.62	3.37	3.48
K2O	4.64	4.28	4.71	4.15	5.23	3.98	4.52	5.13	3.72	3.81	3.98	3.85
P2O5	0.15	0.1	0.15	0.13	0.09	0.12	0.19	0.19	0.15	0.15	0.03	0.15
LOI	1.3	1.58	1.6	1.72	1.86	1.17	1.2	1.64	2	2.1	0.87	2.97
Total	99.92	99.1	97.437	99.8	98.3	98	98.42	98.56	97.8	99.53	98.5	100.5
Ba	648	569	526.5	534	519	685	589	498.3	560	577	567	546
Rb	117	154.5	156.8	122.5	147.5	146	146	185.5	122.5	111	143	146
Sr	354	249	279.1	247	197.5	295	395	340.4	263	276	218	354
Ga	16.7	16.8	*	15.1	14.4	17.3	17.3	*	16.5	16.2	15.1	17.8
Nb	15	15.1	12.93	13.9	19.9	14.5	17.2	16.16	14.7	13.9	14.5	19.8
Hf	4.9	5.1	*	4.6	4.6	4.4	4.8	*	4.7	4.9	3.9	5.7
Zr	180	186	171	160	161	160	171	187	164	179	125	207
Ti	2997	2398	2878	2638	1918	2578	3297	3657	2878	2818	1439	3417
Y	18.5	17.2	22.7	17.7	17.9	19.3	19.1	25.3	17.8	16.2	18.4	27.4
Th	16.05	20.1	16.85	16.8	28.6	18.5	22.5	26.79	16.4	15.9	22.5	23.4
U	3	4.19	*	3.66	5.87	4.01	5.4	*	3.38	3.3	4.58	4.81
Cr	10	50	*	40	10	70	20	16.6	60	10	10	20
Ni	6		4		5	5	9	9.1	5	6	8	11
Co	5.5	44.6	*	35.7	46	31.1	13.3	*	38.7	8.6	6.4	10.3
V	82	66	*	61	40	75	98	*	73	69	37	118
Cu	8	7	*	8	5	6	27	*	9	11	6	50
Pb	8	11	10.1	10	10	12	12	9.1	11	10	14	12
Zn	25	49	*	40	23	61	40	*	53	46	27	32
Sn	3	3	*	2	3	2	3	*	2	2	3	4
W	14	410	*	351	*	262	24	*	341	7	1	3
Ta	1.2	1.5	*	1.3	2.1	1.3	1.3	*	1.3	1.2	1.6	1.6
Cs	2.02	4.99	*	3.78	4.41	4.08	7.41	*	3.35	3.27	3.62	6.98
La	21.4	36.7	*	32.5	35.3	57.4	37.2	*	31.3	27.7	37.3	31.9
Ce	66.1	65.8	39.4	56.6	61.4	100	47.3	55.6	56.3	48.5	65	61.7
Pr	5.27	7.09	*	5.7	6.2	10.5	6.94	*	6.17	5.16	6.48	7.04
Nd	19.2	24.7	*	19.4	20.1	34.9	23.3	*	21.6	17.4	20.6	25.6
Sm	3.94	4.44	*	3.54	3.58	5.87	4.48	*	4.1	3.28	3.57	5.38
Eu	0.98	0.94	*	0.85	0.76	1.08	1.17	*	1.07	0.96	0.67	1.08
Gd	3.58	4.19	*	3.69	3.66	5.27	4.34	*	4.09	3.27	3.43	5.01
Tb	0.55	0.57	*	0.55	0.52	0.67	0.62	*	0.57	0.49	0.48	0.76
Dy	3.44	3.27	*	3.12	3.23	3.82	3.48	*	3.5	3	2.87	4.64
Ho	0.62	0.65	*	0.65	0.6	0.72	0.65	*	0.7	0.57	0.59	0.94
Er	2.14	2.02	*	1.91	2.05	2.23	2.26	*	2.12	1.9	1.92	2.86
Tm	0.31	0.3	*	0.29	0.3	0.33	0.32	*	0.32	0.28	0.3	0.41
Yb	2.02	2.13	*	2.07	2.04	2.26	2.09	*	2.22	1.89	2.15	2.88
Lu	0.34	0.34	*	0.32	0.34	0.34	0.35	*	0.33	0.32	0.33	0.44
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	*	0.7079	*	0.7077	0.7079	*	*	*	0.7077	*	*	*
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	*	0.5123	*	0.5124	0.5124	*	*	*	0.5124	*	*	*
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	*	1.7950	*	1.4350	1.4320	*	*	*	1.3480	*	*	*
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	*	0.1087	*	0.1103	0.1017	*	*	*	0.1147	*	*	*
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	*	0.7067	*	0.7067	0.7069	*	*	*	0.7068	*	*	*
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	*	0.5123	*	0.5123	0.5123	*	*	*	0.5123	*	*	*
ε Nd (T)	*	-5.89	*	-4.83	-4.87	*	*	*	-4.78	*	*	*

Sample	سنگ های متابیک - حدواسط								
	f121	F125	f140	f149	f153	F62	H24	H25	H30
SiO2	54.96	52.1	48.79	57.3	57.1	48.5	54.6	47.2	54.4
TiO2	1.01	0.95	1.07	0.79	0.75	0.98	1	1.02	0.86
Al2O3	19.19	18.3	17.72	16.15	16.5	19.75	19.5	17.6	16.4
Fe2O3	2.751	1.9	2.696	2.31	1.5	2.74	2.34	2.11	2.03
MnO	0.1	0.15	0.35	0.13	0.1	0.19	0.13	0.13	0.14
MgO	3.75	2.34	2.21	3.82	2.57	2.36	2.81	4.91	4.04
CaO	7	8.02	14.91	6.64	8	8.76	8	12.45	8.16
Na2O	3.56	3.42	2.42	3.39	3.29	3.13	3.95	3.1	4.56
K2O	2.55	3.58	5.52	0.61	3.83	3.09	1.34	1.48	0.83
P2O5	0.41	0.38	0.41	0.24	0.24	0.39	0.54	0.47	0.34
LOI	3.1	4.88	3.24	4.9	3.5	5.1	1.26	4.74	4.15
Total	98.51	99.2	99.42	96.35	99.8	100	100	99.9	99.8
Ba	424	763	374.4	110.5	619	460	208	280	123
Rb	93.4	139	184.3	24	114.5	113.5	62.7	75.5	35.1
Sr	692	510	430.6	460	525	518	672	725	460
Ga	19.9	19	*	18.6	18.6	19.8	22.3	19.9	17.9
Nb	13.8	14.9	8.54	17.4	18.4	13.8	31.8	11.7	22.2
Hf	3.7	3.6	*	5.3	5.3	3.3	4.7	2.4	5.5
Zr	137	133	91.2	197	193	119	195	85	211
Ti	6055	5695	6414	4736	4496	5875	5995	6115	5156
Y	20.1	25.3	25.8	22.6	25.4	23.4	27.6	22.4	26.5
Th	12.35	13.2	10.49	21.2	20.8	12.7	11.35	6.27	13.5
U	3.49	5.34	*	4.28	6.03	3.78	5.09	1.81	4.58
Cr	30	50	118.2	90	40	30	66	210	200
Ni	13	11	27.8	26	13	15	32	69	69
Co	18.6	21.9	*	41.2	36.1	60	21.2	19.7	15.4
V	170	173	*	176	150	191	149	296	179
Cu	7	5	*	48	13	37	103	29	5
Pb	14	7	8.8	7	13	11	21	9	6
Zn	46	71	*	63	41	52	83	38	50
Sn	1	a	*	3	4	3	3	2	2
W	12	75	*	235	236	*	4	1	2
Ta	1	1.1	*	1.4	1.5	1.2	2.2	0.7	1.5
Cs	7.52	3.21	*	1.92	4.77	8.09	9.01	5.01	2.38
La	25.2	31.3	*	31.8	27.9	26.8	44	25.4	34.7
Ce	50.2	59.5	53.9	62.3	61.1	52.8	68.6	49.7	68.1
Pr	6.05	7.16	*	7.33	7.5	6.26	9.99	5.88	7.85
Nd	22.8	27.7	*	27.5	28.3	23.7	37.3	23.5	29.2
Sm	4.68	5.88	*	5.49	5.77	5.07	7.16	5.14	6.03
Eu	1.35	1.69	*	1.25	1.28	1.5	1.84	1.45	1.59
Gd	4.46	6.1	*	5.36	5.84	5.07	6.73	4.78	5.68
Tb	0.67	0.84	*	0.76	0.85	0.78	0.91	0.68	0.82
Dy	3.91	5.05	*	4.58	5.03	4.54	4.94	3.96	4.87
Ho	0.71	0.98	*	0.9	1	0.84	0.98	0.79	0.95
Er	2.15	2.88	*	2.7	2.92	2.49	2.76	2.12	2.73
Tm	0.29	0.39	*	0.37	0.42	0.34	0.38	0.31	0.4
Yb	1.88	2.58	*	2.52	2.83	2.11	2.48	1.92	2.61
Lu	0.3	0.38	*	0.37	0.41	0.32	0.37	0.3	0.38
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	*	0.7072	*	0.7064	0.7071	*	*	*	*
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	*	0.5125	*	0.5125	0.5124	*	*	*	*
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	*	0.7890	*	0.1510	0.6310	*	*	*	*
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	*	0.1283	*	0.1207	0.1233	*	*	*	*
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	*	0.7067	*	0.7063	0.7067	*	*	*	*
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	*	0.5124	*	0.5124	0.5124	*	*	*	*
ε Nd (T)	*	-3.04	*	-3.33	-4.07	*	*	*	*

ادامه جدول ۱

Sample	آنتیژنها							
	d3	F197	F4	F51	f90	f91	H13	H9
SiO2	55.79	54.5	55.2	54.3	55.33	56.39	53.9	57.8
TiO2	0.89	0.62	0.97	0.83	0.99	0.95	0.69	0.7
Al2O3	17.72	17.15	16.5	16.7	17.74	17.5	14.6	16.8
Fe2O3	3.7427	2.26	3.37	2.94	3.9015	3.5112	2.66	2.71
MnO	0.14	0.13	0.15	0.17	0.12	0.1	0.17	0.16
MgO	3.15	3.48	3.3	3.16	3.39	3.01	4.81	2.99
CaO	5.58	5.15	4.07	6.52	5.51	6.17	7.07	4.57
Na2O	4.66	4.8	4.48	3.59	4.54	4.95	3.76	3.96
K2O	2.47	1.75	2.15	2.73	1.76	1.45	1.63	3
P2O5	0.19	0.14	0.2	0.24	0.2	0.21	0.27	0.23
LOI	3.2	5.54	1.96	3.19	3.6	3.5	3.6	2.76
Total	97.91	99.2	98	99.4	97.14	97.79	98.2	99.9
Ba	349.3	309	534	395	274	207.71	391	538
Rb	108.7	69	85.9	189.5	77.7	53.44	74.2	142
Sr	328.5	290	384	381	276	199.8	405	287
Ga	*	20.5	21.9	20.2	22.3	24.4	18.5	19.6
Nb	26.32	25.5	27.7	34.2	31.5	26.71	18.1	20.8
Hf	*	5.5	4.1	4.7	5.2	3.22	3.5	4.9
Zr	116.2	172	156	162	190	107.35	118	163
Ti	5335	3717	5815	4976	5935	5695	4136	4196
Y	28.3	38.6	30.2	30.3	36.2	27.94	36.9	34.8
Th	12.86	14.3	11.15	14.65	14.05	11.03	8.06	10
U	*	6.33	2.81	8.3	4.76	4.03	2.54	7.59
Cr	*	20	20	40	20	13.74	120	10
Ni	4.8	6	9	11	10	5.17	24	9
Co	*	20.7	30.5	29.3	18	18.44	20	15.4
V	*	137	180	157	186	155.42	186	174
Cu	*		17	111	14	5.35	5	13
Pb	6.5		17	11	23	30.86	10	11
Zn	*	67	96	96	82	40.26	63	70
Sn	*	4	4	6	5	3.31	6	4
W	*	125	139	136	7	2.86	1	2
Ta	*	2.2	1.8	2.7	2.1	2.9	0.8	2
Cs	*	1.92	2.17	2.22	5.01	2.62	3.7	6.26
La	*	32.3	20.6	27.6	15.1	20.13	21.9	29.8
Ce	32.1	64.5	43.5	58	34.4	48.84	52	65.3
Pr	*	7.88	5.65	7.31	4.88	5.54	6.97	7.99
Nd	*	29.9	22.9	27.6	20.9	21.83	28.6	29.7
Sm	*	6.69	5.44	6.09	5.86	5.07	7.03	6.43
Eu	*	1.37	1.29	1.28	1.24	1.18	1.22	1.28
Gd	*	7.16	5.78	6.19	5.66	5.22	6.83	5.92
Tb	*	1.13	0.88	0.92	1.06	0.93	1.07	0.97
Dy	*	7.2	5.75	5.86	6.66	5.26	6.24	5.82
Ho	*	1.47	1.15	1.17	1.26	1.26	1.26	1.19
Er	*	4.6	3.47	3.67	4.06	3.31	3.68	3.59
Tm	*	0.69	0.5	0.57	0.59	0.54	0.56	0.56
Yb	*	4.88	3.47	4.17	3.92	3.23	3.71	3.82
Lu	*	0.75	0.52	0.64	0.66	0.57	0.57	0.58
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	*	*	*	0.7067	*	*	0.7065	0.7073
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	*	*	*	0.5125	*	*	0.5125	0.5125
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	*	*	*	1.4390	*	*	0.5300	1.4314
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	*	*	*	0.1334	*	*	0.1480	0.1304
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	*	*	*	0.7057	*	*	0.7062	0.7063
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	*	*	*	0.5124	*	*	0.5125	0.5124
ε Nd (T)	*	*	*	-3.17	*	*	-2.38	-3.12

کتابکاری

- کنعانیان، ع.، احمدیان، ج.، سرجوقیان، ف.، ۱۳۸۷ الف- شیمی برخی از کانی‌ها و ارزیابی دما و فشار در توده گرانیتویدی کوه دم، شمال شرق اردستان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، ۱۶: ۴۹-۶۶.
- کنعانیان، ع.، سرجوقیان، ف.، احمدیان، ج.، میرنژاد، ح.، ۱۳۸۷ ب- پتروژنز توده گرانیتویدی کوه‌دم، شمال شرق اردستان، مجله علوم دانشگاه تهران، ۳۴: ۴۱-۵۳.
- کنعانیان، ع.، سرجوقیان، ف.، احمدیان، ج.، ۱۳۸۷ ج- منشأ آنکلاوهای میکروگرانولار در توده گرانیتویدی کوه‌دم، شمال شرق اردستان، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، ۳۰: ۱۳۹-۱۶۶.

References

- Defant, M. J., Jackson, T. E., Drummond, M. S., De Boer, J. Z., Bellon, H., Feigenson, M. D., Maury, R. C. & Stewart, R. H., 1992- The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview, *Journal of the Geological Society*, London, 149: 569-579.
- Drummond, M. S. & Defant, M. J., 1990- A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons, *Journal of Geophysical Research*, 95: 21503-21521.
- Holden, P., Halliday, A. N. & Stephens, W. E., 1987- Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature* 330, 53-56.
- Karsli, O., Chen, B., Aydın, F. & Şen, C., 2007- Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting, *Lithos*, 98: 67-96.
- Leat, P. T., Jackson, S. E., Thorpe, R. S. & Stillman, C. J., 1986- Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/ peralkaline-rhyolite provinces within the southern British Caledonides. *Journal of Geology Society London*, 143: 259-276.
- Lemaitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensesen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. & Zanettin, B., 1989- A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193pp.
- Leshner, C. E., 1990- Decoupling of chemical and isotopic exchange during magma mixing. *Nature* 344, 235-237.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. D. I. & Suarez, M., 2005- The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera, *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 147-162.
- Pin, C., Binon, M., Belin, J. M., Barbarin, B., Clemens, J. D., 1990- Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sr-Nd evidence from Hercynian rocks in the Central France. *J. Geophys. Res.* 95, 17821-17828.
- Poli, G., Tommasini, S., Halliday, A. N., 1996- Trace elements and isotopic exchange during acid-basic magma interaction processes. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 87, 225- 232.
- Rios, D. C., Conceicao, H., Davis, D. W., Placido, J., Rosa, M. L. S., Macambira, M. J. B., McReath, I., Marinho, M. M. & Davis, W. J., 2007- Paleoproterozoic potassic-ultrapotassic magmatism: Morro do Afonso Syenite Pluton, Bahia, Brazil *Precambrian Research*, 154- 1-30.
- Soesoo, A., 2000- Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: an example from Lachlan Fold Belt, Australia. *Journal Geology Society*. 157: 135-149.
- Stern, C. R. & Killian, R., 1996- Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 123: 263-281.
- Streckeisen, A. I. & LeMaitre, R. W., 1979- A chemical approximation, to the model QAPF classification of the igneous rocks, *Neues Jahrbuch für mineralogie Ab-handlungen*, 136: 169-206.
- Technoexport, 1981- Detail geology prospecting in the Anarak Area Central Iran. Geological Survey of Iran, Report No: 9. 154p.
- Treuil, M. & Joron, J. L., 1975- Utilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale Medioatlantique. *Rend. Soc. Italy Mineralogy and Petrology*. 31: 125-174.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J., Jian, P., Zhao, Z., Li, C., Xu, W., Ma, J. & He, B., 2007- Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: Implications for partial melting and delamination of thickened lower crust *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 2609-2636.
- Weaver, B. L. & Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust, *Nature*, 310: 575-577.
- Wernick, E. & Menezes, A., 2001- The Late Precambrian K-alkaline magmatism in the Ribeira Fold Belt: a case study of the Piracacia Pluton, State of São Paulo, SE Brazil, and its potential mineralization (Cu, Zn, Gd)q, *Journal of Asian Earth Sciences*, 19: 347-373.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenetic, Chapman & Hall. 466p.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. F., Lin, Q., Ge, W. C. & Sun, D. Y., 2003- Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis, *Lithos*, 66: 241-273.