مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ اول، بهار ۹۹، از صفحهٔ ۱۴۱ تا ۱۵۸

سنگ‌نگاری و زمین شیمی توده نفوذی کهریزبیگ، جنوب غرب زنجان

محمد ابراهیمی*[۱]، فاطمه عمادی[۱]، عباس آسیابانها[۲]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی(ره)، قزوین

(دریافت مقاله: ۹۸/۱/۲۴، نسخه نهایی: ۹۸/۴/۱۸)

چکیده: توده نفوذی کهریزبیگ در شمال غرب ایران و در پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع بوده و داخل آهک‌های کرتاسه نفوذ و موجب دگرگونی مجاورتی آنها شده است. همچنین، قطعات تخریبی این توده در بخش‌های کنگلومرایی سازند قرمز زیرین به سن الیگوسن آغازین قابل مشاهده هستند و بنابراین سن پس از کرتاسه و پیش از الیگوسن دارد. ترکیب این توده در گستره گرانیت تا گرانودیوریت متغیر بوده و حجم عمده آن را گرانودیوریت تشکیل داده است. کانی‌های سنگ‌ساز اصلی آن شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی همراه با کانی‌های مافیک بیوتیت و آمفیبول و کانی‌های فرعی اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر هستند. کلریت و کلسیت نیز به عنوان کانی‌های ثانویه وجود دارند. بافت غربالی، بافت اسفن چشمی، لخته‌های مافیک، احاطه شدن بیوتیت توسط آمفیبول و بیوتیت‌های تیغه‌ای شواهد بافتی هستند که به احتمال بسیار بر اثر فرایند آمیختگی ماگمایی در سنگ‌های مورد بررسی ایجاد شده‌اند. فراوانی برونبوم‌های مافیک ریزدانه در بخش‌هایی از این توده نیز این امر را تایید می‌کند. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های مورد بررسی به نسبت هموار بوده و دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است. غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها می‌تواند به‌دلیل درجه پایین ذوب بخشی، فراوانی LREE در خاستگاه و یا آلودگی ماگما به مواد پوسته‌ای باشد. در نمودارهای عنکبوتی، عناصر سنگ دوست درشت یون چون روبیدیم، پتاسیم، توریم و برخی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا مانند Yb، Sm، Zr، Ta و Nb غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بی هنجاری مثبت عناصر روبیدیم، توریم و پتاسیم می‌تواند ناشی از آمیختگی ماگماهای گوشته‌ای و پوسته‌ای و یا به دلیل آلایش ماگمای گوشته‌ای با سنگ‌های پوسته‌ای باشد. بی‌هنجاری منفی Nb-Ta و Ti می‌تواند به دلیل فعالیت ماگمایی وابسته به فرایندهای فرورانش، کمبود این عناصر در خاستگاه و یا مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد. بر اساس بررسی‌های سنگ-شناسی و زمین شیمیایی، توده گرانیتوئیدی کهریزبیگ از نوع I و دارای ترکیب آهکی قلیایی و متاآلومین است. توده نفوذی کهریزبیگ در یک محیط کمان ماگمایی برآمده از فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده‌قاره‌ای ایران مرکزی، تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: *گرانیتوئید نوع I؛ کمان ماگمایی؛ آمیختگی ماگمایی؛ کهریزبیگ؛ زنجان.*

مقدمه

توده گرانیتوئیدی کهریزبیگ در ۷۲ کیلومتری جنوب غرب شهر زنجان و بین عرض‌های جغرافیایی "۳۰ °۳۶ تا ′۳۶ °۳۶ شمالی و طول‌های جغرافیایی ′۵۱ °۴۷ تا ′۵ °۴۸ شرقی واقع است. مساحت تقریبی این توده نفوذی حدود ۱۲ کیلومتر مربع است و بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران [۱]، بخشی از پهنه ایران مرکزی محسوب می‌شود (شکل ۱). دسترسی به توده مورد بررسی از طریق جاده زنجان- دندی امکان‌پذیر است.

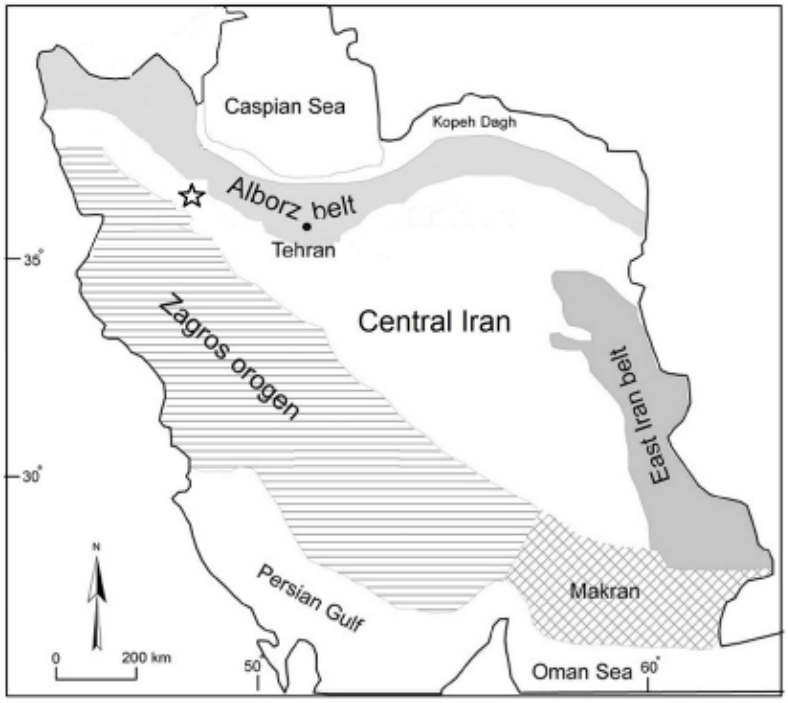
توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیتوئیدی متعددی در مناطق همجوار وجود دارند که از جمله می‌توان به توده‌های نفوذی نوع دوران به سن اواخر پرکامبرین پسین شامل گرانیت شاه‌بلاغی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۶۴۱۹۴۵۳، نمابر: ۰۲۴۳۳۰۵۴۰۰۲، پست الکترونیکی: ebrahimi@znu.ac.ir

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]



شکل ۱ نقشه پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران که جایگاه منطقه مورد بررسی با ستاره بر آن مشخص شده است [۱].

[۳،۲]، گرانیت سرو جهان [۴،۲] و گرانیت دوران [۲] اشاره کرد. این گرانیت‌ها بیشتر به صورت گرانیت‌های کاملاً روشن و فقیر از کانی‌های مافیک هستند و به عنوان گرانیت‌های نوع A معرفی شده‌اند [۴،۳]. در جنوب و جنوب شرق زنجان، سنگ‌های گرانیتوئیدی با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت رخنمون دارند. این سنگ‌ها بیشتر متاآلومین و دارای سرشت آهکی قلیایی و آهکی قلیایی پتاسیم بالا و از گرانیت‌های نوع I هستند [۵-۷]. سن این گرانیتوئیدها الیگوسن پیشین (۵۵-۵۳ میلیون سال پیش) گزارش شده است [۷]. در ارتباط با این توده‌های نفوذی، کانه‌زایی آهن نوع اسکارن در مناطق مختلف از جمله ارجین [۷]، اینچه رهبری [۷]، خاکریز [۷] و گوزل‌دره [۸] گزارش شده‌اند. این کانه‌زایی‌ها در بخش‌های کربناتی سازندهای سلطانیه، میلا و روته رخ داده‌اند.

پیش از این، بررسی سنگ‌شناسی دقیقی بر توده گرانیتوئیدی کهریزبیگ انجام نشده بود و پژوهش‌های صورت گرفته تنها محدود به بررسی‌هایی برای تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهنشان [۹] و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب [۱۰] بودند. در این پژوهش، ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی توده نفوذی کهریزبیگ بررسی شد و از این رهنمون تا حد امکان سرگذشت فعالیت‌های ماگمایی سنوزوییک در منطقه مشخص گردید. تعیین سن این توده می‌تواند به شناسایی سیر تحولی فعالیت ماگمایی منطقه کمک شایانی نماید.

روش بررسی

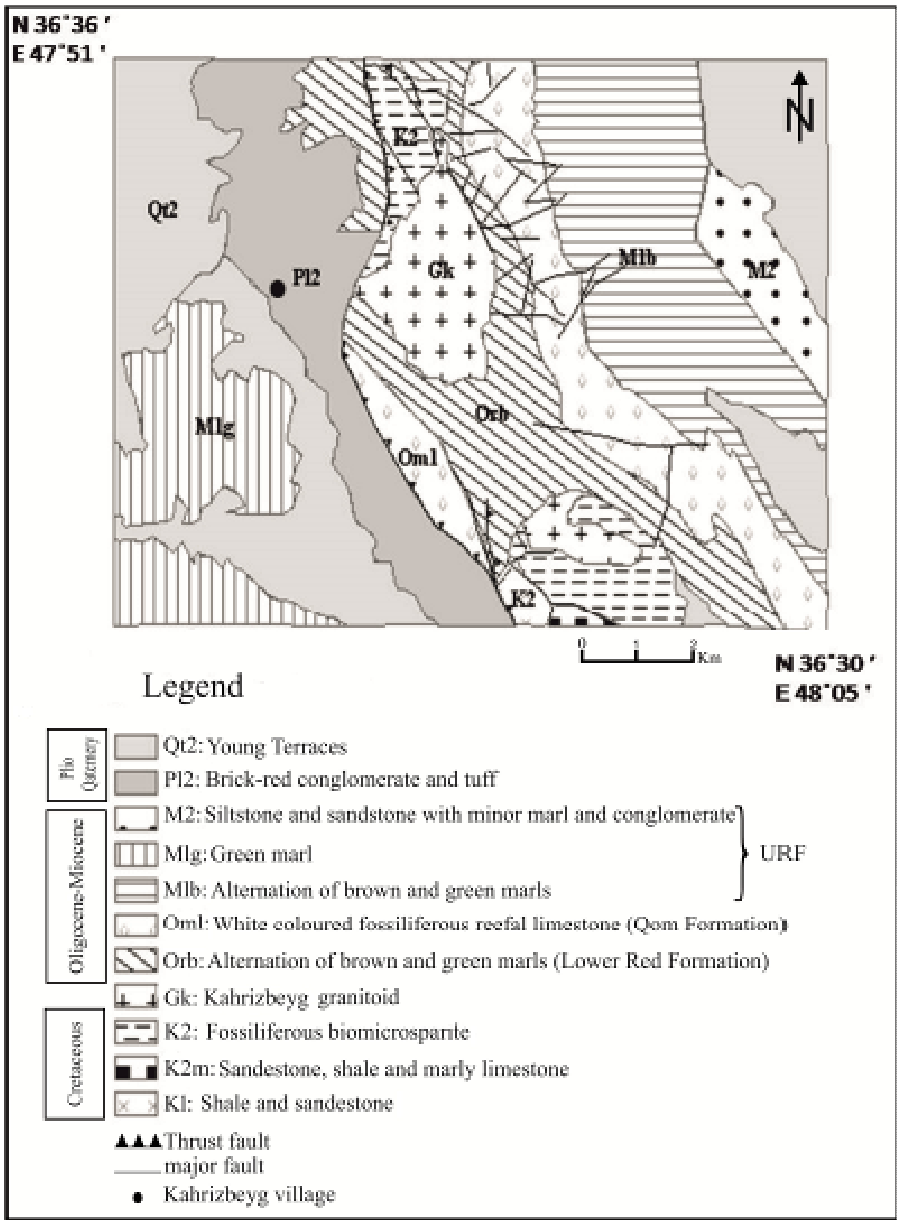
طی پیمایش‌های صحرایی، ۶۸ نمونه سنگی برداشت شد که از بین آنها، ۵۰ مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ قطبشی Prior در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه زنجان بررسی شدند. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، تعداد ۷ نمونه از سنگ‌های با کمترین دگرسانی و هوازدگی برای تجزیه شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه ACME کشور کانادا (شعبه ونکوور) ارسال گردیدند. برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و فرعی، ۰/۲ گرم از نمونه پس از ذوب توسط متابورات یا تترابورات لیتیم و هضم با اسید نیتریک رقیق به روش طیف‌سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) بررسی شد. مقدار مواد فرار از طریق اختلاف وزن ایجاد شده پس از گرمادهی نمونه‌ها تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد، محاسبه گردید. برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب، عناصر خاکی نادر و عناصر دیرگداز، ۰/۲ گرم از نمونه پس از ذوب توسط متابورات یا تترابورات لیتیم و هضم با اسید نیتریک رقیق، به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) بررسی شد. مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی و

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]

فرعی بر حسب درصد وزنی (wt %) و مقادیر عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر بر حسب گرم در تن (ppm) گزارش شده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

واحدهای سنگی دارای رخنمون در منطقه مورد بررسی بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان (شکل ۲) [۹] از قدیم به جدید به شرح زیر هستند. قدیمی‌ترین واحد سنگی شامل شیل و ماسه‌سنگ کرتاسه بوده (واحد K1) که توسط ماسه‌سنگ، شیل و آهک مارنی کرتاسه (واحد K2m) پوشیده شده است. جدیدترین واحد سنگی کرتاسه در منطقه کهریزبیگ شامل یک واحد آهکی بیومیکرواسپارایت سرشار از فسیل (واحد K2) است. توده نفوذی کهریزبیگ (واحد Gk) در آهک‌های کرتاسه نفوذ کرده است و سن پس از کرتاسه و پیش از الیگوسن دارد. قدیمی‌ترین نهشته‌های سنوزوییک دارای رخنمون در منطقه شامل تناوب مارن‌های قهوه‌ای و سبز رنگ به سن الیگوسن وابسته به سازند قرمز زیرین (واحد Orb) هستند که توسط یک واحد آهک مرجانی پر فسیل سفید رنگ (واحد Oml) به سن الیگومیوسن (سازند قم) پوشیده شده‌اند.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه کهریزبیگ. (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان [۹] با کمی تغییرات).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]

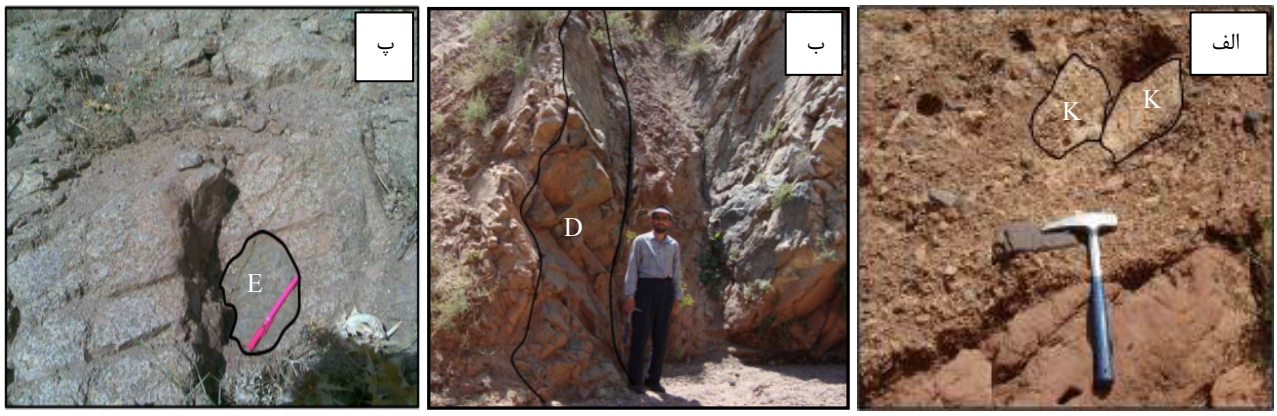
نهشته‌های میوسن (سازند قرمز بالایی) در منطقه مورد بررسی از پایین به بالا شامل تناوب مارن‌های قهوه‌ای و سبز رنگ (واحد M1b)، مارن‌های سبز رنگ (واحد M1g) و گل‌سنگ و ماسه‌سنگ همراه با مقادیر کمی مارن و کنگلومرا (واحد M2) هستند. بر نهشته‌های میوسن، یک واحد سنگی شامل توف و کنگلومرای قرمز آجری رنگ به سن پلیوکواترنری قرار دارد (واحد Pl2). جوان‌ترین نهشته‌های دارای رخنمون در منطقه کهریزبیگ، پادگانه‌های جوان (واحد Qt2) هستند. ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی کهریزبیگ از گرانیت تا گرانودیوریت متغییر است [۱۱،۳]. از نظر ظاهری، رنگ آن سفید مایل به صورتی است و کانی‌های فرومنیزین، کوارتز، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز با چشم غیر مسلح در آن دیده می‌شوند. از آنجا که توده نفوذی کهریزبیگ در آهک‌های کرتاسه نفوذ کرده و موجب تبلور آن‌ها شده است و از طرف دیگر، با توجه به وجود قطعه‌های خرده‌سنگی این توده نفوذی در کنگلومرای سازند قرمز زیرین به سن الیگوسن آغازین (شکل ۳ الف)، سن توده نفوذی کهریزبیگ را می‌توان پس از کرتاسه و پیش از الیگوسن در نظر گرفت.

همچنین دایک‌هایی با ترکیب دیوریت گابرو در توده کهریزبیگ نفوذ کرده‌اند که در نمونه دستی دانه‌ریز و به رنگ سبز تیره هستند (شکل ۳ ب). دایک‌ها اغلب دارای ضخامت در حد چند دسیمتر بوده و بیشترین ضخامت مشاهده شده برای آن‌ها در بررسی‌های صحرایی حدود ۱/۵ متر است. دایک‌های دیده شده دارای ضخامت‌های متفاوت و به صورت ناموازی هستند. به عبارت دیگر، این دایک‌ها روندهای متفاوتی دارند.

افزون بر این، رگه‌های آپلیتی که در نمونه دستی دانه‌ریز و صورتی رنگ هستند، این توده را قطع نموده‌اند. در ضمن، برونبوم‌های کروی تا بیضوی‌شکل از سنگ‌های ماگمایی بازیک که در نمونه دستی سبز تا سبز تیره هستند، نیز در این توده دیده می‌شوند (شکل ۳ پ). فراوانی برونبوم‌ها زیاد است به طوری که در برخی بخش‌های توده نفوذی کهریزبیگ طی بازدید صحرایی، ده‌ها برونبوم دیده می‌شود. ابعاد برونبوم‌ها متغییر بوده و اغلب قطر آن‌ها در حد چند سانتیمتر است، ولی برونبوم‌های با قطر کمتر از یک سانتیمتر و با قطر تا چند دسیمتر (تا ۵۰ سانتیمتر) نیز وجود دارند.

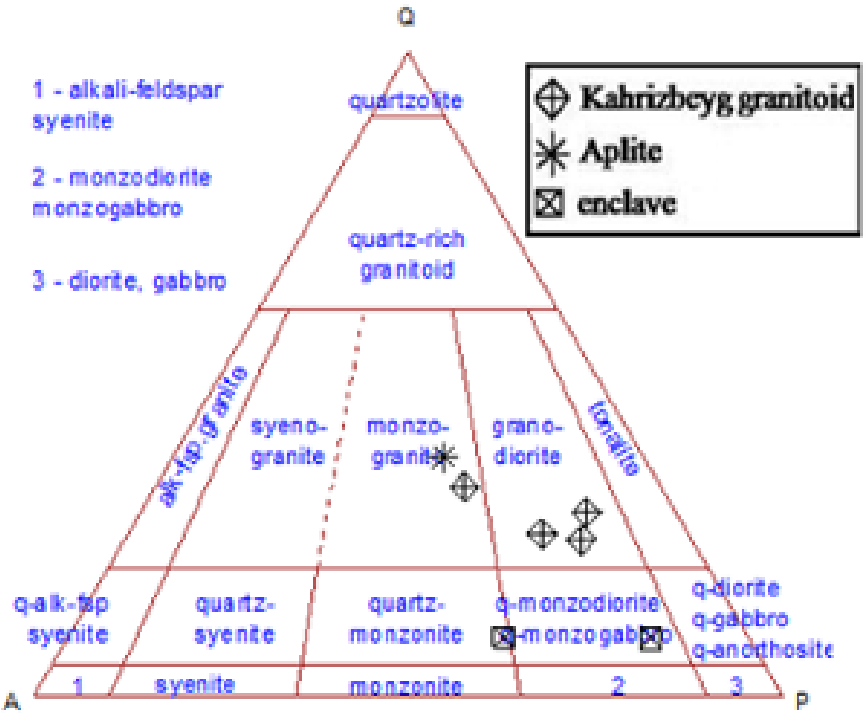
سنگ‌نگاری

بر اساس رده‌بندی مودال [۱۲]، ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی کهریزبیگ در گستره گرانیت تا گرانودیوریت متغیر است، ولی حجم عمده این توده نفوذی را گرانودیوریت تشکیل می‌دهد (شکل ۴). این سنگ‌ها در نمونه دستی به دلیل وجود ارتوز مایل به صورتی هستند. کانی‌های اصلی سنگ‌های گرانودیوریتی شامل کوارتز (حدود ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (حدود ۴۵ درصد) و فلدسپار قلیایی (حدود ۱۵ درصد) بوده که با کانی‌های مافیک بیوتیت (حدود ۸ درصد) و آمفیبول (حدود ۵ درصد) همراه هستند. کوارتز اغلب بصورت ناخودشکل با مرزهای دندانه‌دار و دارای خاموشی موجی است. در مواردی کوارتز به حالت کرمی شکل با پلاژیوکلاز هم‌رشدی داشته و بافت میرمکیتی ایجاد کرده است. پلاژیوکلاز بیشتر به صورت نیمه‌خودشکل و دارای منطقه‌بندی است. برخی بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی یا کمی سریسیتی هستند.



شکل ۳ الف- قطعه‌هایی از سنگ‌های گرانیتوییدی توده نفوذی کهریزبیگ (K) درون کنگلومرای سازند قرمز زیرین. ب- دایک دیوریت گابرویی (D) با راستای شرقی- غربی و شیب ۶۸° به سمت شمال که توده نفوذی کهریزبیگ را قطع کرده است. پ- برونبوم (E) با ترکیب کوارتزمونزونیت در توده نفوذی کهریزبیگ.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]



شکل ۴ نمودار رده‌بندی مودال QAP [۱۲] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آن رسم شده‌اند.

ارتوز به صورت نیمه‌خودشکل تا ناخودشکل بوده، دارای ماکل کارلسباد و بافت پرتیتی است. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر بوده و کانی‌های ثانویه موجود در آنها سریسیت، کلریت و کلسیت هستند. سنگ‌های نفوذی توده کهریزبیگ دارای بافت دانه‌ای همراه با درشت‌بلورهایی از ارتوز هستند. از جمله بافت‌های مهم در این توده، می‌توان به بافت خال خال (شکل ۵ الف) و بافت غربالی پلاژیوکلاز (شکل ۵ ب) اشاره نمود. در مواردی، بلورهای درشت ارتوز بلورهای کوچکتری از بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز را در خود محصور نموده و بافت خال خال ایجاد کرده‌اند.

باور برخی پژوهشگران [۱۳-۱۵]، این بافت در اثر آمیختگی ماگمایی ایجاد می‌شود. در شکل ۵ ب، بلور درشت پلاژیوکلاز نیمه‌خودشکل دارای ماکل تکراری با بافت غربالی دیده می‌شود. فرایندهای مختلفی مانند آمیختگی ماگمایی [۱۶-۱۹]، صعود سریع ماگما [۲۰،۲۱]، هضم [۲۲] و تغییرات فشار بخار آب [۲۳] می‌توانند سبب شکل‌گیری بافت غربالی در پلاژیوکلاز شوند.

ترکیب رگه‌ها و دایک‌های آپلیتی قطع کننده توده نفوذی کهریزبیگ، گرانیتی بوده و بافت آنها ریزدانه‌ای است. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ صورتی روشن بوده و کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها شامل کوارتز (حدود ۴۰ درصد)، پلاژیوکلاز (حدود ۳۵ درصد) و ارتوز (حدود ۲۵ درصد) هستند. آپاتیت به همراه کمی بیوتیت کانی‌های فرعی موجود در آپلیت هستند. افزون بر رگه‌ها و دایک‌های آپلیتی، مجموعه‌ای از دایک‌های حد واسط تا مافیک با ترکیب دیوریت-گابرو توده نفوذی کهریزبیگ را قطع کرده‌اند و کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند. ضخامت دایک‌ها از چند دسیمتر تا ۱/۵ متر متغیر است. دایک‌ها دارای روندهای متفاوتی بوده و بافت غالب در آنها پوست ماری و نیمه پوست ماری هستند.

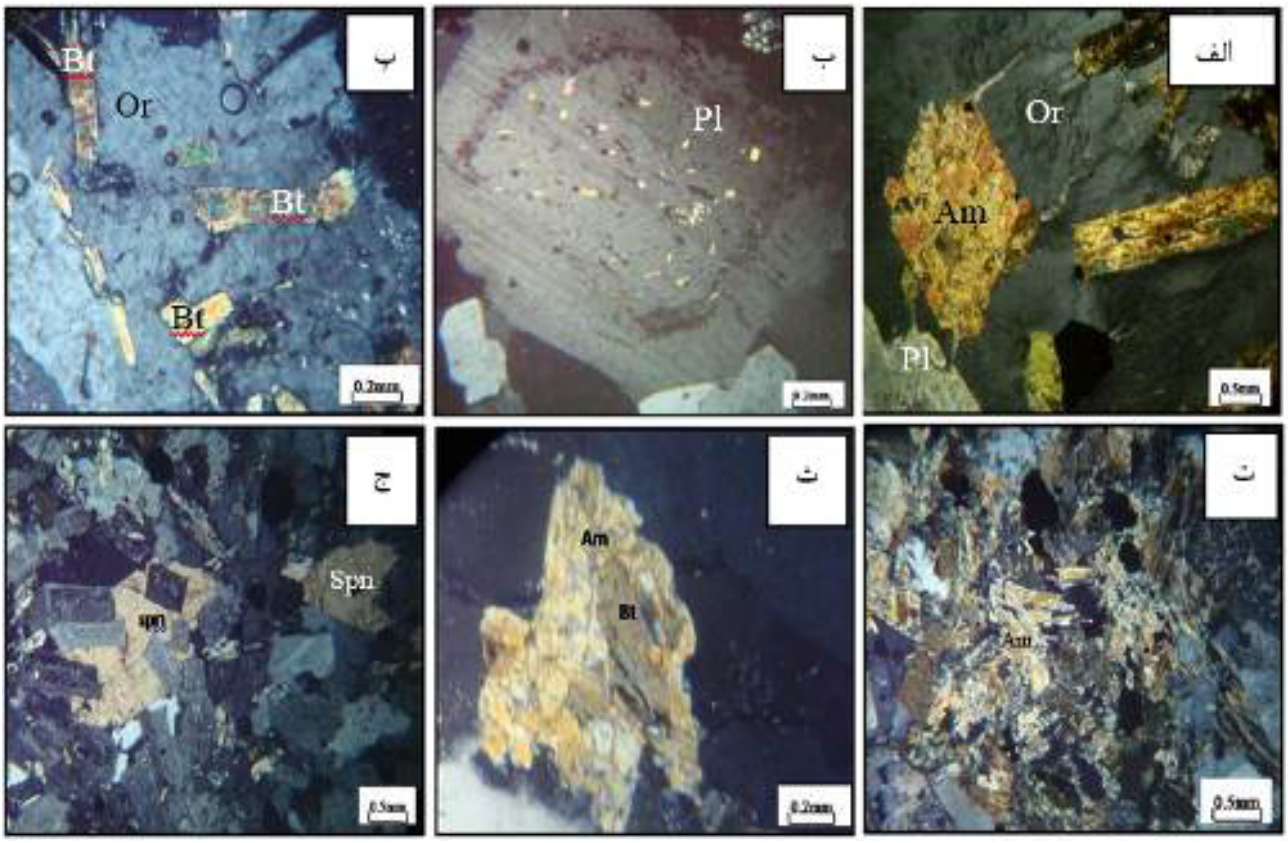
حضور ماکل کارلسباد و پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی در برونبوم‌ها نشان دهنده خاستگاه ماگمایی آنهاست. کانی‌های تشکیل دهنده برونبوم‌ها مشابه گرانیتوئید کهریزبیگ هستند، ولی از نظر فراوانی این کانی‌ها با هم تفاوت دارند. همچنین، اندازه دانه‌ها در برونبوم‌ها نسبت به گرانیتوئید میزبان آنها کوچک‌تر بوده و نشانه سرد شدن سریع ماده مذاب سازنده آنها هنگام ورود به ماگمای گرانیتوئیدی میزبان است.

ترکیب برونبوم‌ها در گستره کوارتز مونزونیت تا کوارتز

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]

مونزودیوریت تغییر می‌کند. کانی‌های تشکیل دهنده کوارتز مونزودیوریت شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول هستند. در برونبوم‌ها، بلورهای بیوتیت در برخی قسمت‌ها حالت تیغه‌ای دارند (شکل ۵ پ). شکل تیغه‌ای یک ریختار غیر عادی برای بیوتیت است و در اثر مجاورت ماده مذاب ناهمگن و فازهای متبلور ویژه آمیختگی ماگمایی، تشکیل می‌شود. آمیختگی یک سامانه آلومینوسیلیکات غنی از آهن و منیزیم با یک سامانه آلومینوسیلیکات غنی از پتاسیم شرایط مناسبی را برای تبلور بیوتیت فراهم می‌نماید. در صورت محدود شدن رشد فیزیکی بیوتیت در اثر فازهای متبلور قدیمی‌تر، ممکن است بیوتیت به صورت تیغه‌ای رشد کند. این نوع رشد نشانگر ساختار بلوری بارز بیوتیت نیست. توزیع ناهمگن سازاهای تغذیه کننده رشد بیوتیت نیز ممکن است از عوامل رشد طولی بیوتیت محسوب شود [۲۳].

آمفیبول همراه با کانی‌هایی چون بیوتیت، اسفن و کانی‌های کدر تشکیل لخته‌های مافیک داده است (شکل ۵ ت). بسیاری از پژوهشگران حضور این لخته‌های مافیک را از شواهد بارز رخداد آمیختگی ماگمایی می‌دانند [۲۴،۱۳]. در کوارتزمونزونیت، بیوتیت توسط آمفیبول احاطه شده است (شکل ۵ ث). احاطه‌شدن بیوتیت توسط آمفیبول ممکن است ناشی از آمیختگی یک ماگمای فلسی با یک ماگمای مافیک و یا نتیجه افزایش دما در یک ماگمای دورگه در حال تبلور باشد [۲۵].



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی با نور قطبیده متقاطع از سنگ‌های مورد بررسی: الف- بافت خال خال ناشی از احاطه شدن بلورهای پلاژیوکلاز (Plg)، بیوتیت (Bt)، آمفیبول (Am) و اسفن (Spn) توسط ارتوز (Or)، ب- بافت غربالی و ماکل تکراری در بلور کمی سریسیتی شده پلاژیوکلاز، پ- بلورهای تیغه‌ای شکل بیوتیت در کوارتز مونزودیوریت. ت- لخته‌های مافیک ناشی از انباشت کانی‌های بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های کدر در کوارتز مونزودیوریت. ث- احاطه شدن بیوتیت توسط هاله واکنشی آمفیبول در کوارتزمونزونیت. ج- بافت چشمی اسفن در کوارتزمونزونیت. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۶] هستند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]

بافت چشمی اسفن در کوارتزمونزونیت از انباشت کم و بیش کروی شکل کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کوارتز با یک بلور اسفن در نبود بیوتیت شکل گرفته است. ناحیه‌ای که بافت چشمی اسفن در آن واقع شده از کوارتز و فلدسپار تشکیل شده است. اسفن با بلورهای پلاژیوکلاز کلسیمی‌تر دارای رابطه نیمه پوست ماری و پوست ماری بارزی است (شکل ۵ ج). این پلاژیوکلازها معرف هسته‌سازی سریع سامانه مافیک‌تر در دمای پایین‌تر از دمای شروع تبلور هستند. وجود اسفن بازتابی از وجود یک ماگمای مافیک‌تر غنی از تیتانیم و دارای نرخ هسته‌سازی کمتر در مقایسه با بلورهای پلاژیوکلاز است.

هنگام آمیختگی یک سامانه مافیک‌تر با یک سامانه فلسی‌تر، محیط خارج گرمای سامانه مافیک‌تر را جذب کرده و سبب سردتر شدن آن می‌شود. در نتیجه کوارتز، پلاژیوکلاز سدیمی‌تر و فلدسپار قلیایی روی یا نزدیک به واحدهای اسفن- پلاژیوکلاز متبلور می‌شوند. مرحله دوم آمیختگی با مذاب مافیک‌تر، سامانه دو رگه‌ای که به طور ناقص متبلور شده است را بر هم زده و همزمان سبب تشکیل بیوتیت در یک سامانه دو رگه جدید می‌شود که به صورت زمینه بین چشمی ظاهر می شود. این بافت، یک بافت معمولی نبوده و تشکیل آن نیازمند شرایط ویژه‌ای از ترکیب و آمیختگی ماگمایی است [۲۳،۱۳]. همچنین به باور برخی [۲۷]، بافت چشمی اسفن ناشی از برهم‌کنش دو ماگمای با ترکیب شیمیایی و دمای متفاوت در جریان فرایند آمیختگی ماگمایی است.

زمین شیمی

در این جا، ویژگی‌های زمین شیمیایی نمونه‌های منتخب از سنگ‌های منطقه براساس نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی (جدول ۱) و عناصر کمیاب و خاکی نادر (جدول ۲) آنها بررسی می‌شود. برای نامگذاری نمونه‌های مورد بررسی از نمودار Q′ -ANOR [۲۸] استفاده شد. پارامترهای نمایش داده شده بر محورهای این نمودار بر اساس ترکیب کانی‌شناسی هنجاری و به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$ANOR = ۱۰۰* An / An + Or$$

$$Q′ = ۱۰۰ * Q / (Q + Or + Ab + An)$$

براساس این نمودار، نمونه‌های منتخب توده گرانیتوئیدی کهریزبیگ در گستره‌ی گرانیت- گرانودیوریت، نمونه آپلیت در گستره گرانیت، نمونه برونبوم در گستره کوارتز دیوریت و نمونه‌های برداشت شده ازدایک‌های منطقه در گستره گابرو قرار دارند (شکل ۶).

نمودارهای دوتایی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی نسبت به سیلیس [۲۹] برای نمونه‌های مورد بررسی در شکل ۷ نشان داده شده‌اند. در این نمودارها، تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی نسبت به سیلیس اغلب خطی است. این امر ممکن است نتیجه فرایند جدایش ماگمایی و همچنین فرایند آمیختگی ماگمایی باشد [۳۰]. روند نزولی تغییرات Al_2O_3، FeOt، MgO، CaO، TiO_2 و P_2O_5 همراه با روند صعودی تغییرات K_2O نسبت به SiO_2 با فرایند جدایش ماگمایی همخوانی دارد.

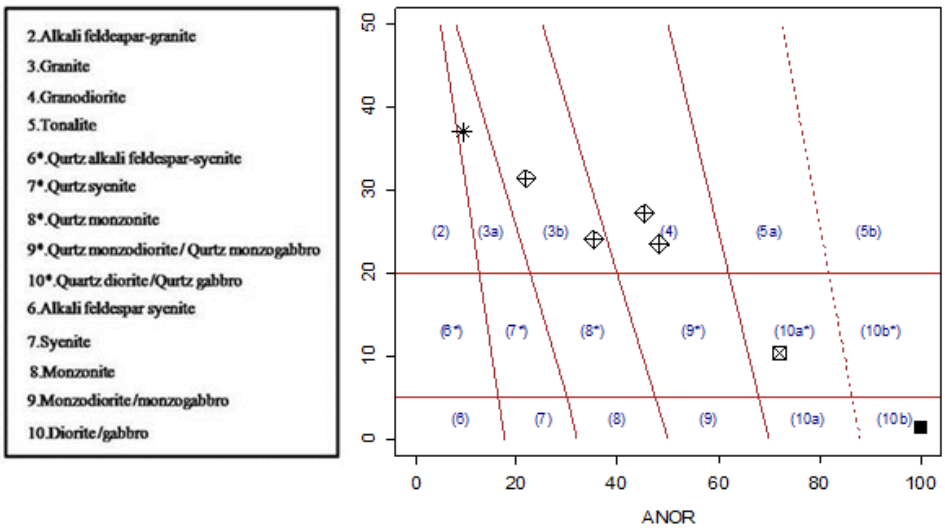
جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های منتخب توده نفوذی کهریزبیگ به روش ICP-ES (بر حسب درصد وزنی).

دیوریت	کوارتز مونزونیت	آپلیت	گرانیت	گرانودیوریت			حد آشکار سازی(%)	
k-201	k-191	k-193	Sh-160	Sh-166	Sh-143	Sh-137		شماره نمونه
۴۵٫۹	۵۵٫۹۵	۷۵٫۵۱	۷۲٫۱۹	۶۸٫۳۴	۶۶٫۹۷	۶۶٫۰۱	۰٫۰۱	SiO_2 (wt %)
۱۳٫۸۳	۱۷٫۰۴	۱۲٫۵۱	۱۳٫۸۶	۱۵٫۱۱	۱۵٫۴۴	۱۵٫۹۹	۰٫۰۱	Al_2O_3
۹٫۹۳	۵٫۹۸	۱٫۵۵	۱٫۸۴	۲٫۷۳	۲٫۹۲	۳٫۱۰	۰٫۰۴	Fe_2O_3
۱۰٫۹۲	۴٫۰۵	۰٫۳۹	۰٫۷۶	۱٫۵۹	۱٫۷۷	۲٫۰۱	۰٫۰۱	MgO
۷٫۵۷	۴٫۲۵	۰٫۷۵	۱٫۷۷	۲٫۵۹	۲٫۶۱	۲٫۸۳	۰٫۰۱	CaO
۲٫۹۹	۵٫۱۴	۳٫۶۸	۳٫۶۶	۴٫۷۸	۴٫۳۹	۴٫۷۲	۰٫۰۱	Na_2O
۱٫۵۳	۲٫۶۴	۴٫۶۲	۴٫۶۴	۲٫۹۸	۳٫۹۰	۳٫۳۰	۰٫۰۱	K_2O
۱٫۴۵	۱٫۲۸	۰٫۱۴	۰٫۲۶	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۴۶	۰٫۰۱	TiO_2
۱٫۱۲	۰٫۵۶	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۰۱	P_2O_5
۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۱	MnO
۰٫۰۴۹	۰٫۰۰۵	<۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۲	Cr_2O_3
۳٫۹	۲٫۷	۰٫۶	۰٫۷	۱٫۱	۱	۱	۰٫۱	مواد فرار(LOI)
۹۹٫۳۰	۹۹٫۶۸	۹۹٫۹۲	۹۹٫۸۰	۹۹٫۸۵	۹۹٫۶۸	۹۹٫۶۷		مجموع

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]

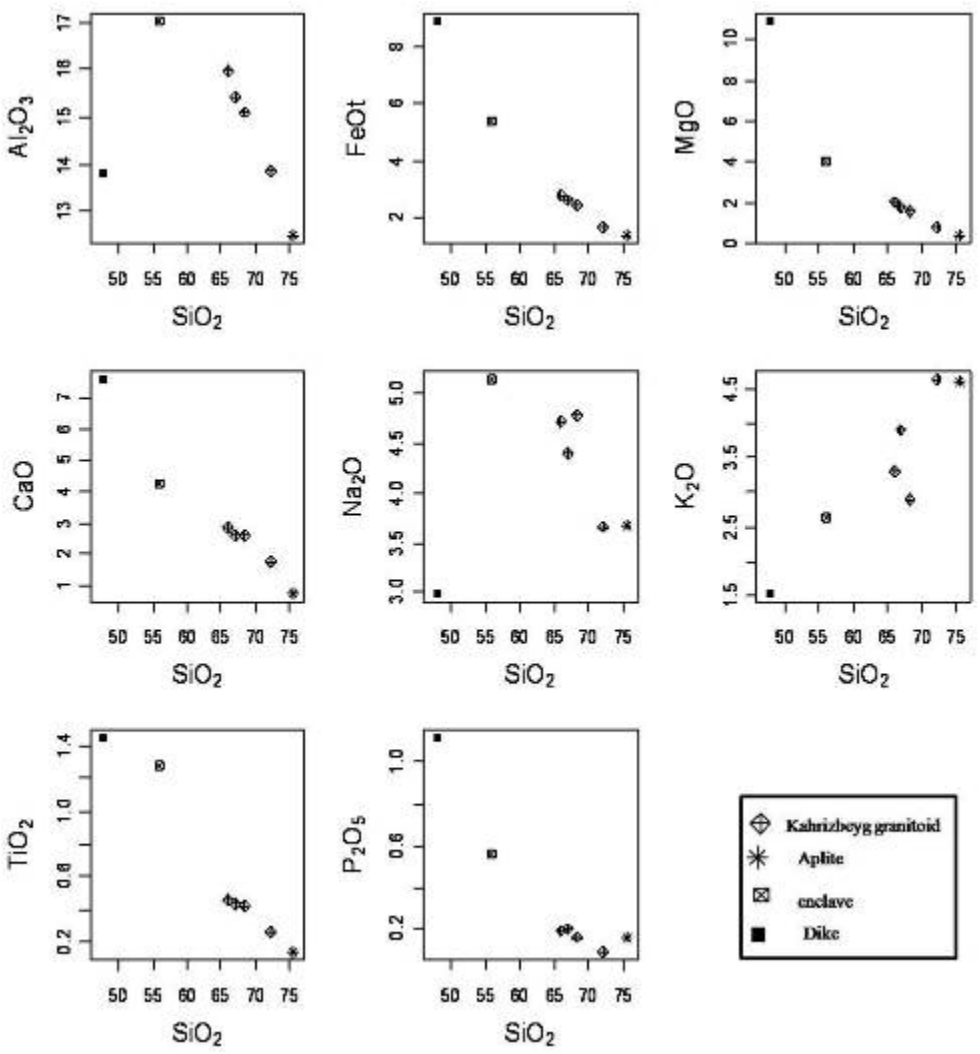
جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر خاکی نادر و برخی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی به روش ICP-MS (بر حسب ppm).

	حد آشکارسازی(ppm)	گرانودیوریت			گرانیت	آپلیت	کوارتز مونزونیت	دیوریت
شماره نمونه		Sh-137	Sh-143	Sh-166	Sh-160	k-193	k-191	k-201
Ni	۰٫۱	۲۵	۲۱	۲۳	-	-	۴۰	۲۳۷
Sc	۱	۵	۵	۴	۲	۱	۱۴	۱۶
Ba	۱	۱۰۰۶	۱۵۱۶	۶۰۸	۸۸۲	۲۱۱	۶۰۷	۱۰۴۹
Co	۰٫۲	۷٫۷	۷٫۶	۶٫۵	۳٫۵	۲	۱۵٫۸	-
Cs	۰٫۱	۱٫۴	۱٫۲	۱٫۷	۱	۱٫۳	۳٫۴	-
Ga	۰٫۵	۱۸٫۹	۱۷٫۹	۱۶٫۶	۱۴٫۵	۱۴٫۶	۲۲٫۷	-
Hf	۰٫۱	۳٫۸	۴٫۳	۴٫۲	۲٫۵	۲٫۲	۶٫۵	-
Nb	۰٫۱	۱۷	۱۶٫۸	۱۹٫۴	۱۳٫۱	۱۳٫۷	۵۳٫۱	۴۹
Rb	۰٫۱	۷۵٫۶	۹۱٫۸	۸۲٫۱	۱۰۸٫۱	۱۲۱٫۲	۱۱۲٫۳	-
Sr	۰٫۵	۸۷۸٫۶	۸۳۴٫۴	۷۰۱	۵۶۳٫۱	۱۳۴٫۳	۷۴۹٫۷	۱۵۲۰
Ta	۰٫۱	۱	۱	۱٫۲	۱	۱	۳٫۶	-
Th	۰٫۲	۱۰	۱۲٫۷	۱۷٫۱	۳۰	۲۰٫۴	۲۰٫۷	-
Zr	۰٫۱	۱۵۱	۱۵۶٫۵	۱۴۷٫۷	۸۴٫۱	۶۱٫۴	۲۵۷	-
Y	۰٫۱	۸٫۴	۷٫۶	۸٫۴	۶	۲٫۶	۲۰٫۷	۲۴۸
Pb	۰٫۱	۳٫۲	۲٫۶	۲٫۸	۲٫۴	۳٫۶	۳٫۴	۱۸
La	۰٫۱	۳۹٫۲	۳۶٫۵	۳۸٫۷	۲۸٫۸	۲۲٫۸	۸۲	-
Ce	۰٫۱	۶۶٫۷	۶۱٫۴	۶۷٫۴	۴۸٫۹	۳۲٫۸	۱۷۳٫۵	-
Pr	۰٫۰۲	۶٫۴۲	۵٫۹۱	۶٫۳۴	۴٫۷۳	۲٫۴۶	۱۶٫۴	-
Nd	۰٫۳	۲۱٫۶	۱۹	۲۱٫۵	۱۵٫۸	۶٫۵	۵۳٫۶	-
Sm	۰٫۰۵	۲٫۹۶	۲٫۷۸	۲٫۹۴	۲٫۱۹	۰٫۸۵	۷٫۵۹	-
Eu	۰٫۰۲	۰٫۹۳	۰٫۸۱	۰٫۸۵	۰٫۶۴	۰٫۲۰	۲٫۳۴	-
Gd	۰٫۰۵	۲٫۰۳	۱٫۰۸	۱٫۸	۱٫۳۹	۰٫۴	۵٫۰۷	-
Tb	۰٫۰۱	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۲۱	۰٫۰۸	۰٫۷۷	-
Dy	۰٫۰۵	۱٫۴۹	۱٫۲۷	۱	۱٫۱۲	۰٫۴۲	۳٫۸۶	-
Ho	۰٫۰۲	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۱۹	۰٫۰۸	۰٫۶۸	-
Er	۰٫۰۳	۰٫۷۵	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۵۳	۰٫۲۸	۲٫۱	-
Tm	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۲۸	-
Yb	۰٫۰۵	۰٫۷۳	۰٫۶۶	۰٫۷۱	۰٫۵۶	۰٫۳۹	۲٫۰۱	-
Lu	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۳	-



شکل ۶ نمودار Q′-ANOR [۲۸] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آن رسم شده‌اند. مستطیل توپر نشانگر دایک و سایر علائم مشابه شکل ۴ هستند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]

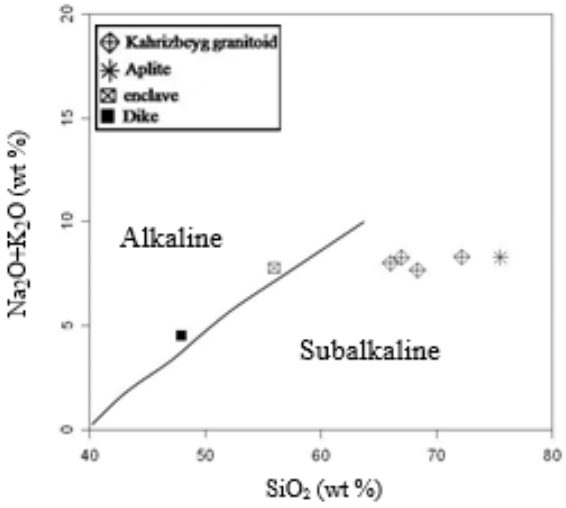


شکل ۷ نمودارهای دوتایی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (wt %) و فرعی نسبت به سیلیسس (wt %) [۲۹] برای نمونه‌های مورد بررسی.

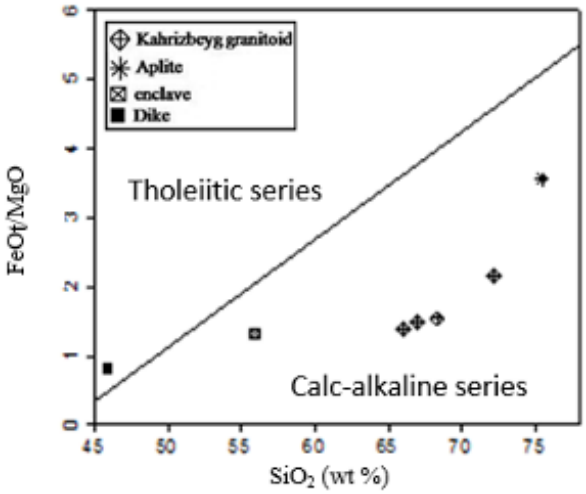
برای تعیین سری ماگمایی، نخست از نمودار مجموع قلیایی ها نسبت به سیلیس [۳۱] استفاده شد. بر این اساس، بیشتر نمونه‌ها در گستره نیمه قلیایی واقع هستند (شکل ۸). در ادامه برای تعیین سری ماگمایی از نمودار $FeOt/MgO$ نسبت به سلیس [۳۲] استفاده شد که بر این اساس، همه نمونه‌ها به جز نمونه‌های دایک‌های منطقه در گستره آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۹). همچنین گفتنی است که بر اساس نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۳۳]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره سری آهکی قلیایی پتاسیم بالا قرار دارند (شکل ۱۰). در این نمودار، سری‌های تولئیتی (Th)، آهکی قلیایی (CA)، آهکی قلیایی پتاسیم بالا (HKCA) و شوشونیتی (Sh) از هم متمایز می‌شوند. برای تعیین شاخص آلومین، از نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۳۴] استفاده شد و همه نمونه‌ها به جز نمونه آپلیت، در گستره متاآلومین قرار دارند (شکل ۱۱).

الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۵] برای توده‌ی نفوذی کهریزبیگ در شکل ۱۲ نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود، این الگوها به نسبت هموار بوده و دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) هستند. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند به‌دلیل درجه پایین ذوب بخشی [۳۰]، فراوانی LREE در خاستگاه [۳۶،۳۰]، وجود گارنت باقیمانده در سنگ خاستگاه [۳۷] و آلودگی ماگما به مواد پوسته‌ای [۳۸] باشد. درجه پایین ذوب بخشی به همراه آلودگی پوسته‌ای از مهم‌ترین دلایل غنی-شدگی LREE نسبت به HREE به شمار می‌روند. بالا بودن مقدار LREE نسبت به HREE یکی از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های کمان آتشفشانی مناطق فرورانش کرانه فعال قاره است [۳۰].

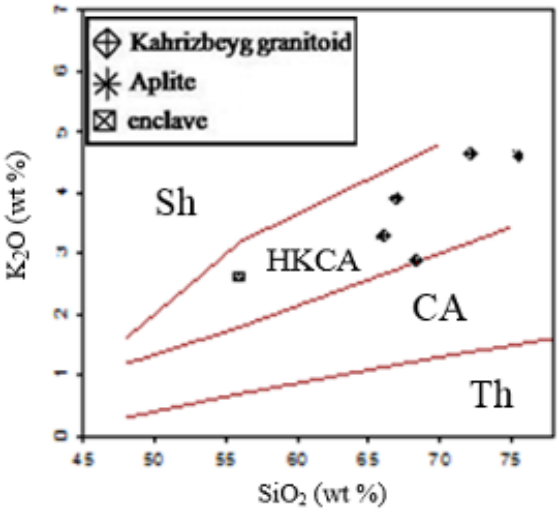
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]



شکل ۸ نمودار مجموع قلیایی ها نسبت به سیلیس [۳۱] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آن نشان داده شده‌اند.

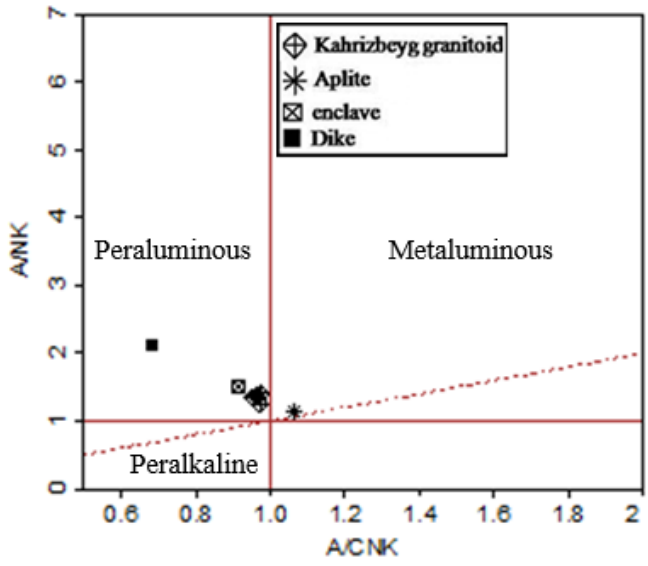


شکل ۹ نمودار FeOt/MgO نسبت به SiO_2 [۳۲] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آن نشان داده شده‌اند.

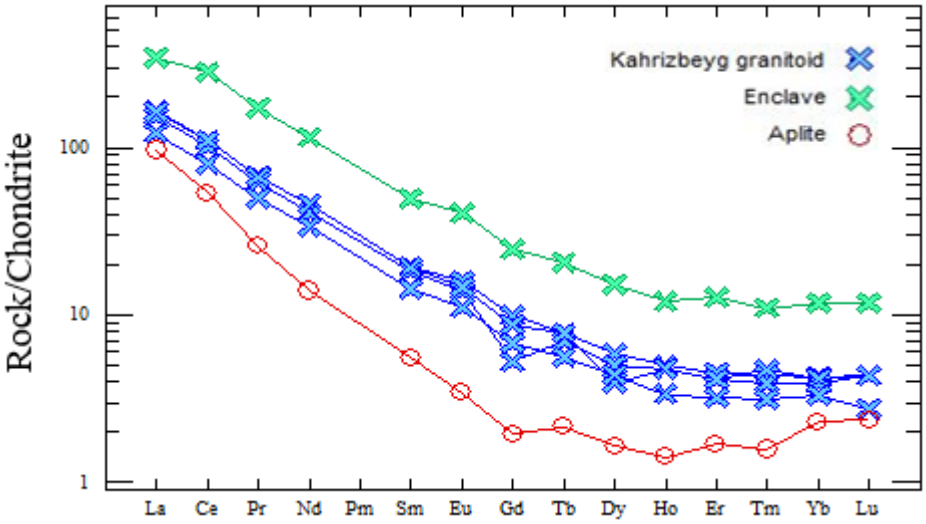


شکل ۱۰ نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۳۳] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آن نشان داده شده‌اند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]



شکل ۱۱ نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۳۴] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر آن نشان داده شده‌اند.



شکل ۱۲ الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۵] برای توده‌ی نفوذی کهریزبیگ.

در نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به داده‌های مرجع [۳۹] بهنجار شده‌اند، عناصر Nb، Ta، Ti و P نسبت به سایر عناصر دارای بی هنجاری منفی هستند (شکل ۱۳). بی هنجاری منفی Ti توسط کانی‌های تیتان‌دار مانند اسفن و بعضی آمفیبول‌ها کنترل می‌شود [۴۰]. چنانکه پیشتر اشاره شد، جدایش آپاتیت در نخستین مراحل جدایش ماگما باعث ایجاد بی هنجاری منفی P در این سنگ‌ها شده است. از طرف دیگر، عناصر سنگ دوست درشت یون چون روبیدیم، پتاسیم، توریم و برخی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا مانند Yb، Sm، Zr، Ta و Nb غنی‌شدگی نشان می‌دهند. به عبارت دیگر، عناصر کمیاب دارای نقاط بیشینه و کمینه‌ای هستند که اختلاف بین آنها زیاد بوده و نشانگر محیط‌های وابسته به فرورانش هستند، زیرا رسوبات و مایعات همراه آنها می‌توانند باعث غنی‌شدگی غیر عادی برخی عناصر کمیاب شوند [۴۱] . بی هنجاری مثبت عناصر روبیدیم، توریم و پتاسیم می‌تواند ناشی از آمیختگی ماگماهای گوشته‌ای و پوسته‌ای و یا به دلیل آلایش ماگمای گوشته‌ای با سنگ‌های پوسته‌ای باشد [۴۲]. بی‌هنجاری منفی Nb-Ta و Ti می‌تواند به دلیل فعالیت ماگمایی وابسته به فرایندهای فرورانش [۴۳،۳۰]، کمبود این عناصر در خاستگاه

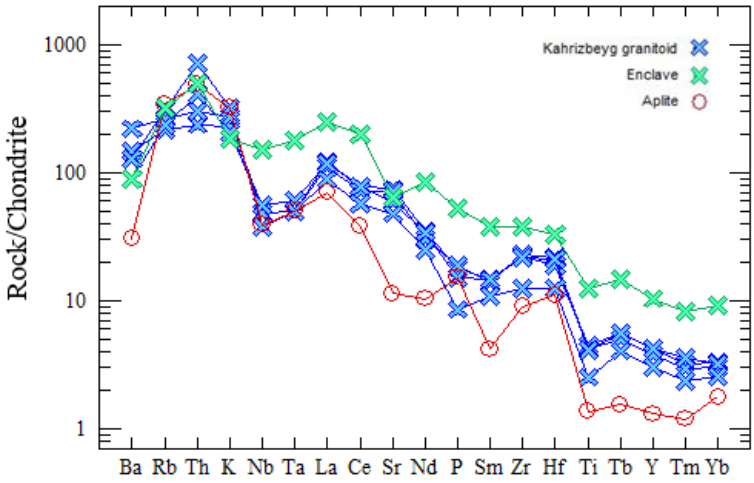
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]

[۴۴]، شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی [۴۵-۴۷] و پایداری کانی‌های دارای این عناصر طی فرایند ذوب بخشی و یا جدایش آنها طی فرایند جدایش [۴۴] باشد. با توجه به شواهد کانی‌شناسی و زمین شیمیایی در مورد سنگ‌های مورد بررسی، چنین به نظر می‌رسد که بی هنجاری مثبت عناصر روبیدیم، توریم و پتاسیم بیشتر ناشی از آلایش پوسته‌ای و بی هنجاری منفی Nb-Ta و Ti بیشتر نتیجه دگرنهادی ناشی از سیال‌های آزاد شده از سنگ کره فرورونده باشد.

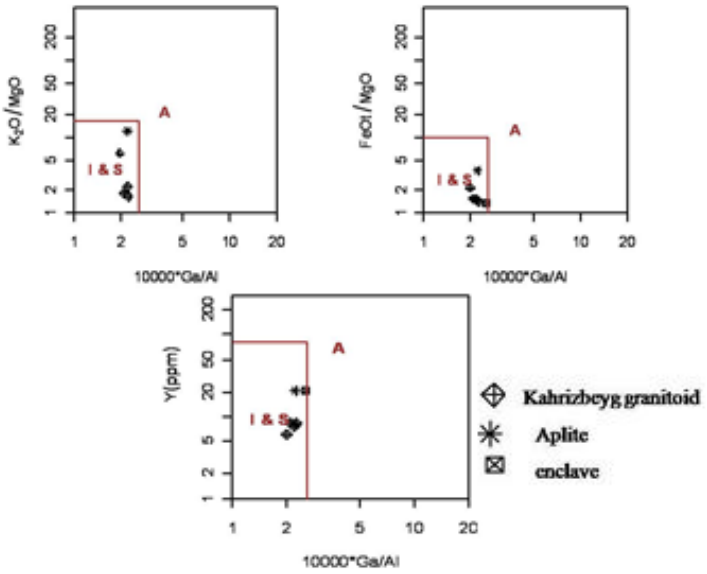
سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی

به منظور رده‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی در انواع A، S و I از نمودارهای مرجع [۴۸] استفاده شد (شکل ۱۴). در این نمودارها، گرانیت‌های نوع A از گرانیت‌های نوع S و I تفکیک شده‌اند. بر این اساس، همه نمونه‌ها در گستره مشترک گرانیت‌های I و S قرار می‌گیرند.

تغییرات منفی P_2O_5 نسبت به SiO_2 در نمونه‌های مورد بررسی (شکل ۱۵) از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I است. به باور برخی پژوهشگران [۴۴،۴۹،۵۰]، فسفر در گرانیت‌های نوع I بدلیل تبلور بخشی آپاتیت به عنوان یک عنصر سازگار رفتار می‌نماید، در صورتی که در گرانیت‌های نوع S بدلیل عدم تبلور آپاتیت، به عنوان یک عنصر ناسازگار عمل کرده و غلظت آن در مذاب طی جدایش افزایش می‌یابد.

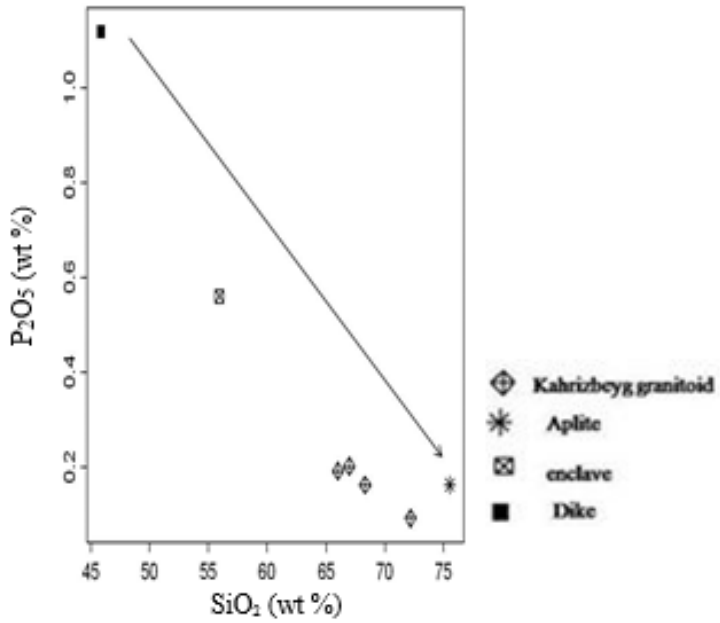


شکل ۱۳ نمودار عنکبوتی نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ. نمونه‌ها نسبت به داده‌های مرجع [۳۹] بهنجار شده‌اند.



شکل ۱۴ نمودارهای تفکیک انواع گرانیت‌های A، S و I [۴۸] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آنها رسم شده‌اند.

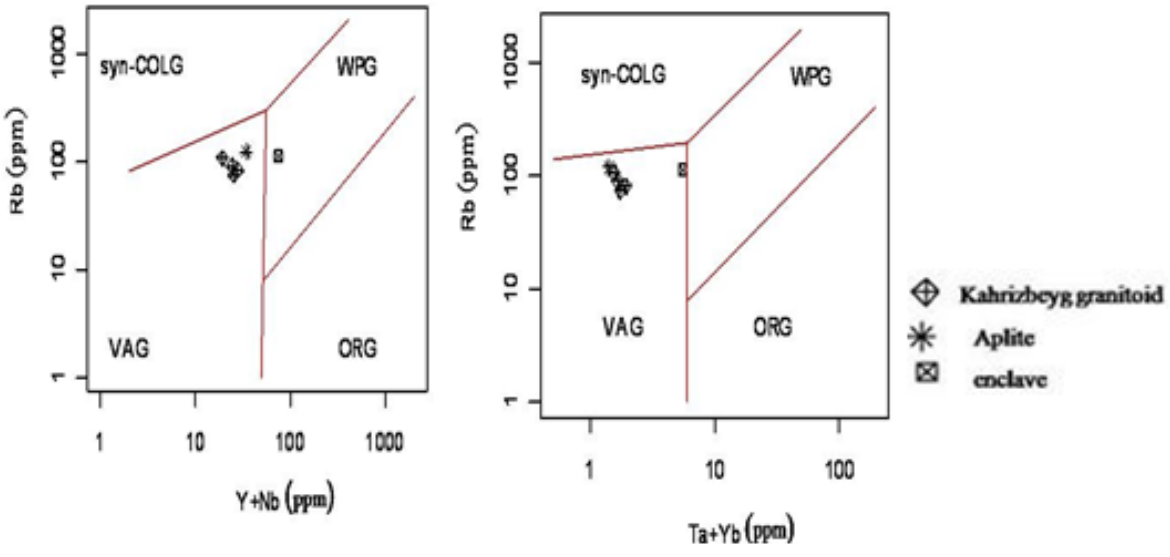
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]



شکل ۱۵ نمودار تغییرات P_2O_5 نسبت به SiO_2 که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آن رسم شده‌اند.

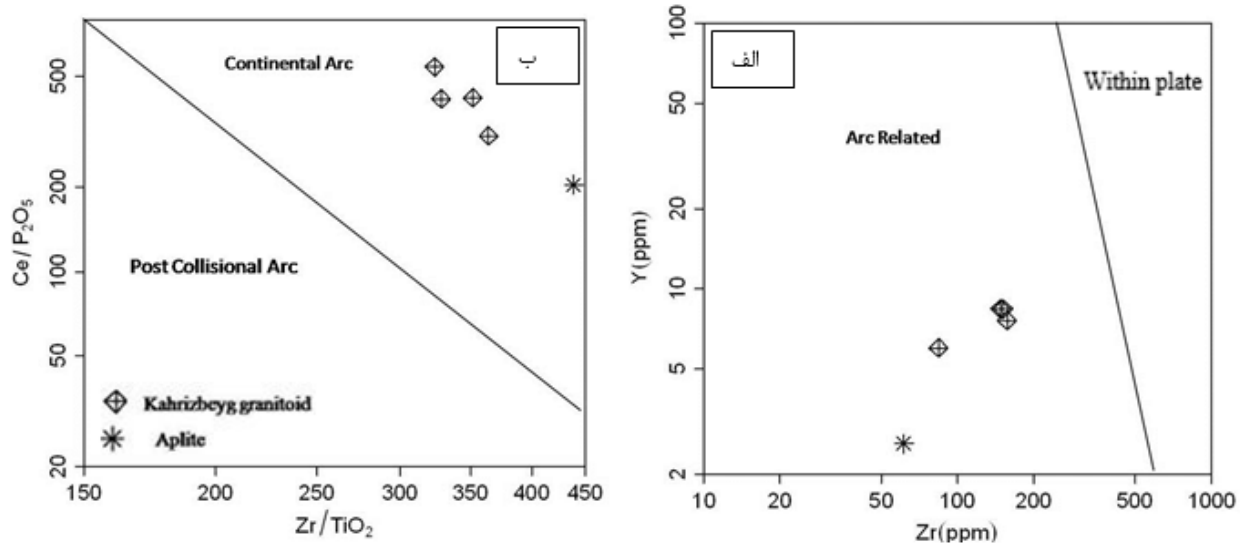
برای تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ‌های مورد بررسی از نمودارهای مرجع [۵۱] استفاده شد که بر اساس آنها، به جز برونبوم کوارتز مونزونیتی که در گستره گرانیت های درون صفحه ای (WPG) و نزدیک به مرز جدا کننده دو گستره قرار دارد، سایر نمونه‌ها در گستره گرانیت های کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۶).

دو جایگاه زمین ساختی برای گرانیتوییدهای آهکی قلیایی پتاسیم بالا پیشنهاد شده است [۵۲]: یکی جایگاه کمان قاره‌ای و دیگری جایگاه همزمان تا پس از برخورد. مولر و گروز [۵۳] برای تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین پتاسیمی نمودارهایی ارائه نموده‌اند که در شکل ۱۷ نمایش داده شده‌اند. این پژوهشگران معتقدند که دو نوع کمان آتشفشانی وجود دارد: یکی کمان ماگمایی فرورانش کرانه فعال قاره و دیگری کمان ماگمایی پس از برخورد. نمونه‌های مورد بررسی براساس شکل ۱۷ الف در گستره کمان آتشفشانی و در شکل ۱۷ب در گستره کمان ماگمایی فرورانش کرانه فعال قاره قرار دارند.



شکل ۱۶ نمودارهای تفکیک محیط زمین ساختی [۵۱] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آنها رسم شده‌اند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]



شکل ۱۷ نمودارهای تفکیک محیط زمین ساختی [۵۳] که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آنها رسم شده‌اند.

پژوهشگران مختلف برای خاستگاه ماگماهای فلسی کمان‌های آتشفشانی دو مدل سنگ زایی پیشنهاد کرده‌اند. بر اساس مدل نخست، ماگماهای فلسی کمان‌های آتشفشانی در اثر فرآیندهای هضم و تبلور جدایشی (AFC) از ماگماهای بازالتی به وجود می‌آیند [۵۴]. ماگماهای فلسی کمان‌های آتشفشانی اگر چنین به وجود آمده باشند، با حجم‌های قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های بازیک همراه هستند. در مدل دوم، ماگماهای گوشته‌ای موجب ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای می‌شوند. در این مدل، ماگماهای فلسی کمان‌های آتشفشانی بر اثر فرآیندهای ذوب، هضم، ذخیره‌سازی و همگن‌شدگی (MASH) که با آمیختگی ماگمایی بین ماگماهای گوشته‌ای و پوسته‌ای در نزدیکی مرز پوسته و گوشته همراه است، به وجود می‌آیند [۵۵]. در این مدل، ماگماهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کنند [۵۷،۵۶،۵۲]، بنابراین گوشته منبع گرمایی است که فرآیند ذوب پوسته را کنترل می‌کند [۵۸]. ماگماهای فلسی کمان‌های آتشفشانی در حالتی که بر اثر فرآیندهای ذوب، هضم، ذخیره‌سازی و همگن‌شدگی ایجاد شده باشند، از نظر زمین شیمیایی نزدیکی بیشتری با سنگ‌های پوسته‌ای دارند و شواهدی از آمیختگی ماگمایی نشان می‌دهند. تمرکز پایین عناصر V، Co، Cr و Ni در نمونه‌های مورد بررسی توده نفوذی کهریزبیگ و نبود سنگ‌های بازیک بسیار در این منطقه، تشکیل توده نفوذی کهریزبیگ از جدایش یک ماگمای بازالتی برآمده از گوشته را تایید نمی‌کند. با توجه به فراوانی بالای عناصر ناسازگار La، Rb، U، Th، K و Ce، بی هنجاری منفی Nb (بدلیل مشارکت سنگ‌های پوسته‌ای در تولید ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه)، همچنین وجود برونبوم‌های مافیک ریزدانه در سنگ‌های گرانیتوییدی مورد بررسی همراه با شواهد بافتی که به احتمال زیاد ناشی از رخداد فرایند آمیختگی ماگمایی هستند (مانند لخته‌های مافیک، بافت اسفن چشمی، بلورهای خال خال ارتوز که بلورهای کوچکتری از پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول را احاطه نموده‌اند و ...) مدل دوم برای چگونگی تشکیل این سنگ‌ها پیشنهاد می‌شود.

برداشت

به عقیده هیبارد [۲۵]، هیچ یک از شواهد بافتی به تنهایی رخداد فرایند آمیختگی ماگمایی را در سنگ‌های گرانیتی به تعیین اثبات نمی‌کند. بنابر این، واژه مجموعه شواهد بافتی که تلفیقی از شواهد بافتی مطرح شده برای آمیختگی ماگمایی- امتزاج ماگمایی[1] است، مطرح شد. تلفیقی از شواهد بافتی که در ادامه بیان می‌شود، دلایل قابل استنادی در تایید رخداد فرایندهای آمیختگی ماگمایی- امتزاج ماگمایی هستند. شواهد بافتی مورد بحث عبارتند از: بافت راپاکیوی و یا بافت پادراپاکیوی [۵۹،۲۵]، بلورهای خال خال کوارتز و فلدسپار پتاسیم‌دار، بافت چشمی اسفن [۲۵،۱۳] بیوتیت تیغه‌ای [۲۵،

[1] magma mingling-magma mixing(

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]

۶۰]، درشت‌بلورهای فلدسپار پتاسیم‌دار دارای منطقه‌بندی همراه با میانبارهایی از پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های دیگر [۶۱-۶۳]، منطقه‌بندی نوسانی (scillatory zoning) و بافت غربالی در پلاژیوکلاز، حضور آپاتیت سوزنی یا حضور شکل‌های مختلف آپاتیت برای مثال حضور همزمان آپاتیت سوزنی و آپاتیت منشوری [۲۵،۱۳] و وجود تیغه‌های کوچک پلاژیوکلاز [۲۵]. بنابراین، با توجه به شواهد بافتی اشاره شده در مبحث سنگ‌نگاری برای سنگ‌های گرانیتوییدی کهریزبیگ (مانند لخته‌های مافیک، بافت اسفن چشمی، بلورهای خال خال ارتوز که بلورهای کوچکتری از پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول را احاطه کرده‌اند، بلورهای تیغه‌ای بیوتیت، بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی، احاطه شدن بیوتیت توسط آمفیبول) و شواهد صحرایی (فراوانی برونبوم‌های مافیک ریزدانه) احتمال رخداد فرایند آمیختگی ماگمایی و امتزاج ماگمایی در ایجاد توده نفوذی کهریزبیگ بسیار است.

ترکیب توده نفوذی کهریزبیگ از گرانودیوریت تا گرانیت متغیر بوده و دربردارنده برونبوم‌هایی با ترکیب کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت است. دایک‌های دیوریت گابرویی و رگه-های آپلیتی در برخی از قسمت‌ها این توده را قطع کرده‌اند. از آنجا که این توده آهک‌های کرتاسه‌ی پسین را دگرگون کرده است و قطعاتی از آن در کنگلومرای سازند قرمز زیرین به سن الیگوسن آغازین وجود دارد، بنابراین می‌توان تشکیل آن را مربوط به پس از اواخر کرتاسه پسین تا پیش از الیگوسن دانست، هرچند با توجه به روابط چینه‌شناسی، سن این توده تا حدی قابل تشخیص است، اما تعیین سن دقیق آن لازم است.

تمرکز پایین عناصر V، Co، Cr و Ni در نمونه‌های مورد بررسی، تشکیل این سنگ‌ها از جدایش یک ماگمای بازالتی برآمده از گوشته را رد می‌کند. فراوانی بالای عناصر ناسازگار La، Rb، U، Th، K و Ce و بی هنجاری منفی Nb که ناشی از مشارکت سنگ‌های پوسته در تولید ماگمای سازنده سنگ-های منطقه است، احتمال تشکیل گرانیت کهریزبیگ را از سنگ‌های پوسته زیرین در اثر نفوذ ماگمای بازالتی بیشتر می-کند. غنی‌شدگی عناصر سنگ دوست درشت یون و عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا و همچنین بی هنجاری منفی Nb و Ta در نمونه‌های گرانیتوییدی کهریزبیگ نشانگر تشکیل آنها در محیط فرورانش (کمان آتشفشانی کرانه فعال قاره) بر اثر فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه‌ی قاره‌ای ایران مرکزی است.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین از داوران محترم که با نظرات ارزنده خود موجب غنای این مقاله شده‌اند، سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

[1] Alavi, M., *"Sedimentary and Structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran"*, Geological Society of America Bulletin, Vol: 103, (1391) p: 983–992.

[2] Esmaeili, D., *"An investigation on the petrology and geochemistry of Douran and Moghanlu intrusions (Zanjan and Takab areas)"*, Petrology MSc. Thesis, University of Tehran, (1371). (in Persian)

[3] Emadi, F., *"Petrology of the Shahbolaghi intrusion in comparison to that of Kahrizbeyg intrusion, west of Zanjan"*, Petrology MSc. Thesis, University of Zanjan, (1389) 123 p. (in Persian)

[4] Baluchi, S., *"Petrology of the Sarv-e-Jahan igneous rocks, northwest of Abhar"*, Petrology MSc. Thesis, University of Zanjan, (1389) 113 p. (in Persian)

[5] Esmaeili, N., *"Petrology of the Khoramdaragh igneous rocks, west of Soltanieh"*, Petrology MSc. Thesis, University of Zanjan, (1391) 91 p. (in Persian)

[6] Fakher Shafaii, E., *"Petrology and geochemistry of Khakriz granitoid (S Zanjan), and its contact metamorphic aureole"*, Petrology MSc. Thesis, University of Zanjan, (1394) 100 p. (in Persian)

[7] Nabatian, G., Li, X.H., Honarmand, M. and Melgarejo, J.C., 2017. "*Geology, mineralogy and evolution of iron skarn deposits in the Zanjan district, NW Iran: Constraints from U-Pb dating, Hf and O isotope analyses of zircons and stable isotope geochemistry"*, Ore Geology Reviews, Vol: 84, (2017) p: 42-66.

[8] Moghadasi, S.J., Ebrahimi, M. and Mohammadi, F., *"Mineralogy, geochemistry and genesis of Gozaldarreh iron skarn deposit, southeast Zanjan"*, Journal of Economic Geology, accepted. (in Persian)

[9] Lotfi, M., *"1:100000 geological map of Mah*neshan*"*, Geological Survey and Mining Exploration of Iran, (1380).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]

[10] Alavi, M., Amidi, M., Tatavusian, Sh., Haghipour, A., Bolurchi, M.H., Aghanabati, A., Pliseh, G. and Hajian, J., *"1:250000 geological map of Takab"*, Geological Survey and Mining Exploration of Iran, (1355).
[11] Emadi, F., Ebrahimi, M., Esmaeili, R., Aghamoradi, F. and Asiabanha, A., *"Mineralogy and Petrography of the Kahrizbeyg intrusion, southwest of Zanjan"*, 20th National Symposium of Crystallography and Mineralogy, (1391) p: 892-897 (in Persian)
[12] Streckeisen, A, *"To each plutonic rock its proper name",* Earth-Science Reviews, Vol: 12(1), (1976) p: 1–33.
[13] Baxter, S. and Feely, M., *"Magma mixing and mingling textures in granitoid: examples from the Galway granite, Connemara, Ireland"*, Mineralogy and Petrology, Vol: 76(1-2), (2002) p: 63-74.
[14] Şahin, S.Y., *"Geochemistry of mafic microgranular enclaves in the Tamdere quartz monzonite, south of Dereli/Giresun, Eastern Pontides, Turkey",* Chemie der Erde-Geochemistry, Vol: 68(1), (2008) p: 81–92.
[15] Temizel, I., *"Petrochemical evidence of magma mingling and mixing in the Tertiary monzogabbroic stocks around the Bafra (Samsun) area in Turkey: Implications of coeval mafic and felsic magma interactions",* Mineralogy and Petrology, Vol: 108(3), (2014) p: 353–370.
[16] Browne, B.L., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Uto, K. and Hoshizumi, H., *"Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan"*, Journal of volcanology and geothermal research, Vol: 154(1), (2006) p: 103–116.
[17] Humphreys, M.C., Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J., *"Magma evolution and open-system processes at Shiveluch Volcano: Insights from phenocryst zoning",* Journal of Petrology, Vol: 47(12), (2006) p: 2303–2334.
[18] Kurum, S., Onal, A., Boztug, D., Sper, T. and Arslan, M., *"Ar40/Ar39 age and geochemistry of the post-collisional Miocene Yamadag volcanics in the Arapkir area (Malatya Province), eastern Anatolia, Turkey",* J. Asian. Earth Sci., Vol: 33, (2008) p: 229–251.
[19] Ruprecht, P., Bergantz, G.W., Cooper, K.M. and Hildreth, W., *"The crustal magma storage system of Volcán Quizapu, Chile, and the effects of magma mixing on magma diversity",* Journal of Petrology, Vol: 53(4), (2012) p: 801–840.
[20] Nelson, S.T. and Montana, A., *"Sieved-texture plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression",* American Mineralogist, Vol: 77, (1992) p: 1242–1249.
[21] Stephen, T. and Nelson, A.M., *"Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression",* American Mineralogist, Vol: 77, (1992) p: 1242–1249.
[22] Shelley, D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope",* Chapman and Hall, (1993) 445 p.
[23] Hibbard, M.J., *"The magma mixing origin of mantled feldspars",* Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol: 76, (1981) p: 158–170.
[24] Didier, J., *"The different types of enclaves in granites-Nomenclature"*, *Enclaves and granite petrology*, (1991).
[25] Hibbard, M.J., *"Textural anatomy of twelve magma mixed granitic systems In Barbarin, B. and Didier, J., (Eds) Enclaves and Granite Petrology"*, Development in Petrology 13, Elsevier, (1991) 431-444.
[26] Kretz R., *"Symbols for rock-forming minerals"*, American mineralogist, Vol: 68 (1983) p: 277-279.
[27] Burda, J., Gawęda, A. and Klötzli, U., *"Magma hybridization in the Western Tatra Mts. granitoid intrusion (S-Poland, Western Carpathians)"*, Mineralogy and petrology, Vol: 103(1-4), (2011) p: 19–36.
[28] Streckeisen, A. and Lemaitre, R.W., *"A chemical approximation to the model QAPF classification of the igneous rock",* Neu Jb Mineralogie Abhandlungen, Vol: 136, (1979) p: 169–206.
[29] Harker, A., *"The natural history of igneous rocks"*, Macmillan, (1909).
[30] Wilson, M., *"Igneous petrogenesis: A global tectonic approach",* Unwin Hyman Ltd, (1989) 466 p.
[31] Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A.P., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks",* Can. J. Earth Sci., Vol: 8, (1971) p: 523–548.
[32] Miyashiro, A., *"Tholeiitic volcanic rock series in island arcs and active continental margins"*, American Journal of Sciences, Vol: 274, (1974) p: 321–355.
[33] Peccerillo, A. and Taylor, S.R., *"*Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*"*, Contributions to mineralogy and petrology, Vol: 58(1), (1976) p: 63–81.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]

Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism", Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol: 170(1-3), (2001) p: 149–170.
[46] Nagudi, N.O., Koberl, C.H. and Kurat, G., *"Petrography and geochemistry of the Sing granite, Uganda, and implication for its origin",* Journal of African Earth Sciences, Vol: 35, (2003) p: 51–59.
[47] Shang, G.K., Satir, M., Siebel, W., Nasifa, E.N., Taubuld, H., Liegeoise, J.P. and Tchoua, F.M., *"Geochemistry, Rb–Sr and Sm–Nd systematic: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon",* Journal of African Earth Sciences, Vol: 40(1-2), (2004) p: 61–79.
[48] Whalen, J.B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., *"A-type granites: geochemical characteristics, distribution and petrogenesis",* Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol: 95, (1987) p: 407–419.
[49] Chappell, B.W. and White, A.J.R., *"I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt"*, Trans R. Soc. Edinb. Earth Sci., Vol: 83, (1992) p: 1–26.
[50] Li, X.H., Li, Z.X., Li, W.X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G.J. and Qi, C.S., *"U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd isotopic constraints on age and origin of Jurassic I and A-type granites from Central Guangdong. SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab?",* Lithos, Vol: 96, (2007) p: 186–204
[51] Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the Tectonic interpretation of granitic rocks",* Journal of Petrology, Vol: 25(4), (1984) p: 956–983.
[52] Roberts, M.P. and Clemens, J.D., *"Origin of high-potassium, Calc-alkaline, I-type granitoids",* Geology, Vol: 21(9), (1993) p: 825–828.
[53] Muller, D. and Groves, D.I., *"Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization",* Sec. Updated. Springer Verlag, (1997) 242 p.
[54] Bacon, C.R. and Druitt, T.H., *"Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 98(2), (1988) p: 224-256.
[55] Hildreth, W. and Moorbath, S., *"Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 98(4), (1988) p: 455–489.
[56] Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W. and Irving, A.J., *"Petrology of the Chilliwack batholith, north Cascade, Washington: generation*
[34] Shand, S.J., *"The Eruptive Rocks",* Hafner Publishing Company, New York, John Wiley and son, (1943) 444 p.
[35] Nakamura, N., *"Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 38(5), (1974) p: 757–775.
[36] Rollinson, H.R., *"Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation",* New York, John Wiley and Sons, (1993) 352 p.
[37] Zhou, L., Mab, C., and She, Z., *"An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, Central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints",* Geoscience Frontiers, Vol: 3(5), (2012) p: 635–646.
[38] Srivastava, R.K., Singh, R.K., *"Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton evidence for mantle metasomatism",* Journal of Asian Earth Sciences, Vol: 23, (2004) p: 373–389.
[39] Thompson, R.N., *"Magmatism of the British Tertiary volcanic province",* Scott. J. Geol., Vol: 18, (1982) p: 49–107.
[40] Glenn, A.G., *"The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol: 147, (2004) p: 511–527.
[41] Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, T. and Defant, M., *"High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga peninsula, western Mindanao (Philippines)",* Journal of petrology, Vol: 37, (1996) p: 693–726.
[42] Harris, C., *"The petrology of lavas and associated plutonic characteristics of collision zone magmatism. In: Cowards, M.P. and Reis, A.C. (Eds), Collision tectonics"*, Special Publication, Geological Society of London, Vol: 19, (1986) p: 67–81.
[43] Hongyan, G., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Zhao, G., Zhang, L., Wong, K. and Fuyuan, W., *"Geochemical, Sr–Nd and Zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late-Subduction",* Chemical Geology, Vol: 266, (2009) p: 364–398.
[44] Wu, F., Jahnb, B., Wildec, S.A., Lod, C.H., Yuie, T.F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D., *"Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic",* Lithos, Vol: 67, (2003) p: 191–204.
[45] Dostal, J., Church, B.N., Reynolds, P.H. and Hopkinson, L., *"Eocene volcanism in the Buck*

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]

[60] Vernon, R.H., 2004. ″A Practical Guide to Rock Microstructure″, Cambridge University Press: Chapter 3, (2004).
[61] Vernon, R.H. and Paterson, S.R., 2008. *"How late are K-feldspar megacrysts in granites?",* Lithos, Vol: 104(1-4), (2008) p: 327–336.
[62] Słaby, E., Galbarczyk-Gąsiorowska, L., Seltmann, R. and Müller, A., 2007. *"Alkali feldspar megacryst growth: geochemical modelling",* Mineralogy and Petrology, Vol: 89(1-2), (2007) p: 1–29.
[63] Slaby, E., Seltmann, R., Kober, B., Müller, A., Galbarczyk-Gasiorowska, L. and Jeffries, T., 2007. *"LREE distribution patterns in zoned alkali feldspar megacrysts from the Karkonosze pluton, Bohemian Massif--implications for parental magma composition", Mineralogical Magazine*, Vol: 71, (2007) p: 155–178.
of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol: 113(3), (1993) p: 333–351.
[57] Guffanti, M., Clynne, M.A. and Muffler, L.J., *"Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust"*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol: 101(B2), (1996) p: 3003–3013.
[58] Vigneresse, J.L., *"A new paradigm for granite generation",* Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, Vol: 95, (2004) p: 11–22.
[59] Nekvasil, H., *"Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi",* American Mineralogist, Vol: 76(7-8), (1991) p: 1279–1290.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.1.10.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.1.141]