

## سنگنگاری و زمین شیمی توده نفوذی کهریزبیگ، جنوب غرب زنجان

محمد ابراهیمی<sup>۱</sup>، فاطمه عمامی<sup>۱</sup>، عباس آسیابانها<sup>۲</sup>

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 کنگلومراتی سازند قرمز زیرین به سن الیکوسن آغازین قابل مشاهده هستند و بنابراین سن پس از کرتاسه و پیش از الیکوسن دارد. ترکیب این توده در گستره گرانیت تا گرانودیوریت متغیر بوده و حجم عده آن را گرانودیوریت تشکیل داده است. کانی‌های سنگ‌ساز اصلی آن شامل کوارتز، پلازیوکلاز 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 ماقمایی در سنگ‌های مورد بررسی ایجاد شده‌اند. فراوانی برونوپوم‌های 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 HREEها نسبت به LREEها می‌تواند به دلیل درجه پایین ذوب بخشی، فراوانی LREE در خاستگاه و یا آلودگی ماقمایی به مواد پوسته‌ای باشد. در نمودارهای عنکبوتی، عناصر سنگ دوست درشت یون چون رویدیدم، پتاسیم، توریم و برخی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا مانند Yb، Sm، Zr و Nb غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری مثبت عناصر رویدیدم، توریم و پتاسیم می‌تواند ناشی از آمیختگی ماقمایی گوشته‌ای و پوسته‌ای و یا به دلیل آلیش ماقمایی گوشته‌ای با سنگ‌های پوسته‌ای باشد. بی‌هنجاری منفی Ti و Nb-Ta می‌تواند به دلیل فعالیت ماقمایی وابسته به فرایندهای فرورانش، کمبود این عناصر در خاستگاه و یا مشارکت پوسته در فرایندهای ماقمایی باشد. بر اساس بررسی‌های سنگ-شناسی و زمین‌شیمیایی، توده گرانیت‌تیئیدی کهریزبیگ از نوع I و دارای ترکیب آهکی قلیایی و متا‌آلومین است. توده نفوذی کهریزبیگ در یک محیط کمان ماقمایی برآمده از فرورانش سنگ کره اقیانوسی نوثیس به زیر خردۀ قاره‌ای ایران مرکزی، تشکیل شده است.

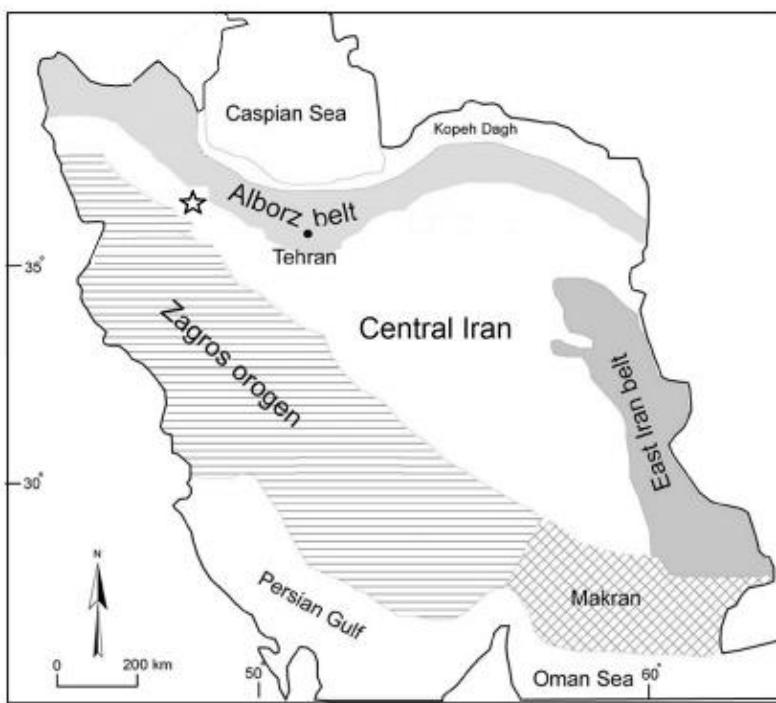
**واژه‌های کلیدی:** گرانیت‌تیئید نوع I، کمان ماقمایی، آمیختگی ماقمایی، کهریزبیگ، زنجان.

### مقدمه

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 گرانیت‌تیئیدی متعددی در مناطق هم‌جوار وجود دارند که از جمله می‌توان به توده‌های نفوذی نوع دوران به سن اواخر پرکامبرین پسین شامل گرانیت شامبلاغی

توده گرانیت‌تیئیدی کهریزبیگ در ۷۲ کیلومتری جنوب غرب شهر زنجان و بین عرض‌های جغرافیایی  $30^{\circ} 36' - 36^{\circ} 36'$  شمالی و طول‌های جغرافیایی  $51^{\circ} 47' - 52^{\circ} 48'$  شرقی واقع است. مساحت تقریبی این توده نفوذی حدود ۱۲ کیلومتر مربع است و بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران [۱]،



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

سنوزوییک در منطقه مشخص گردید. تعیین سن این توده می‌تواند به شناسایی سیر تحولی فعالیت ماقمایی 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 دیرگذار، 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. مقدار اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی بر حسب درصد وزنی (wt %) و مقادیر عناصر کمیاب و

[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 [۴۳]. در جنوب و جنوب شرق زنجان، سنگ‌های گرانیت‌وئیدی با ترکیب گرانیت، گرانوویوریت و کوارتز مونزونیت رخمنون دارند. این سنگ‌ها بیشتر متا‌آلومین و دارای سرشت آهکی قلیایی و آهکی قلیایی پتابسیم بالا و از گرانیت‌های نوع I هستند [۵-۷]. سن این گرانیت‌وئیدها الیگوسن پیشین ۵۳-۵۵ 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 گوزل دره [۸] گزارش شده‌اند. این کانه‌زایی‌ها در بخش‌های کربناتی سازندهای سلطانیه، میلا و روته رخ داده‌اند.

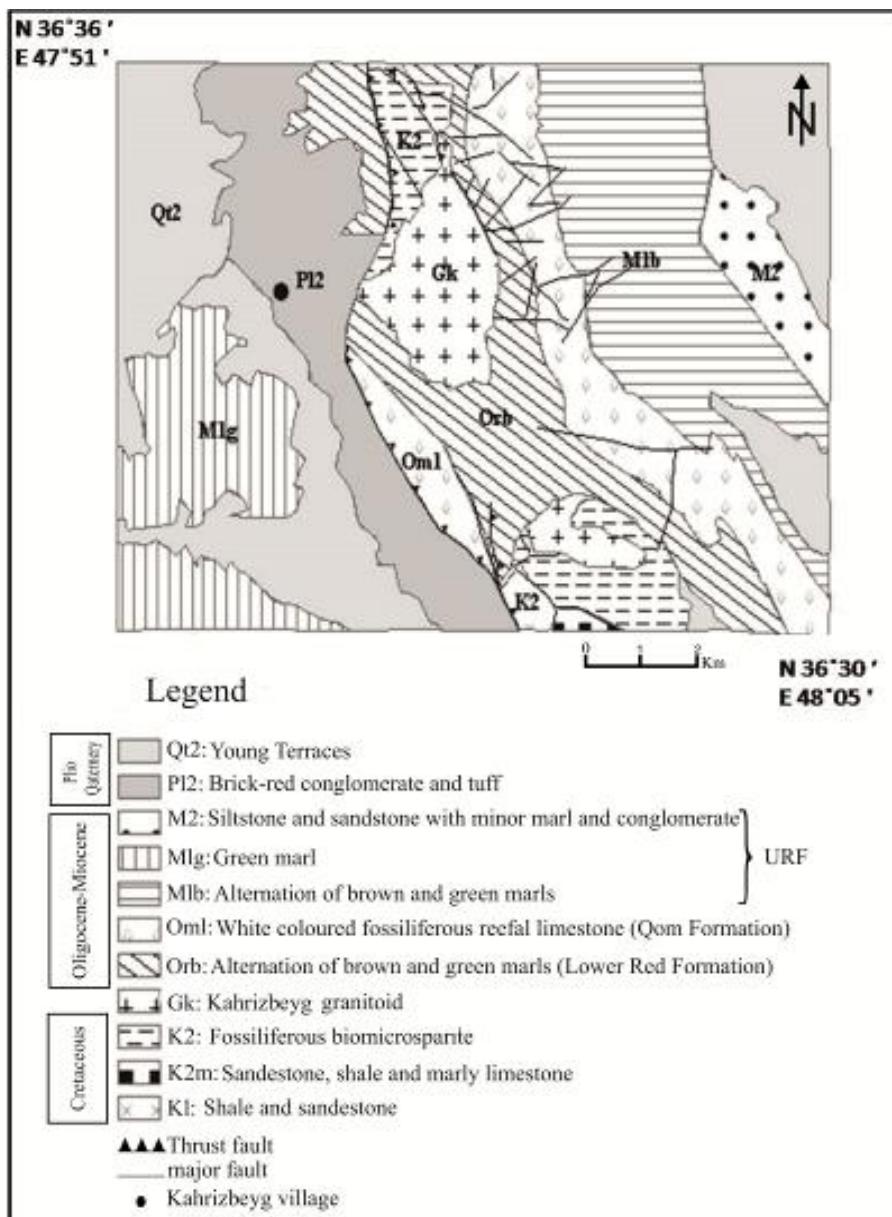
پیش از این، بررسی سنگ‌شناسی دقیقی بر توده گرانیت‌وئیدی کهریزبیگ انجام نشده بود و پژوهش‌های صورت گرفته تنها محدود به بررسی‌هایی برای تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰۰ ماهنشان [۹] و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ تکاب [۱۰] بودند. در این پژوهش، ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی توده نفوذی کهریزبیگ بررسی شد و از این رهنمون تا حد امکان سرگذشت فعالیت‌های ماقمایی

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 (Orb) به سن الیگوسن وابسته به سازند قرمز زیرین (واحد Orl) هستند که توسط یک واحد آهک مرجانی پر فسیل سفید رنگ (Oml) به سن الیگومیوسن (سازند قم) پوشیده شده‌اند.

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 ۱/۱ 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



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

رنگ (واحد M1b)، مارن‌های سبز رنگ (واحد M1g) و گل‌سنگ و ماسه‌سنگ همراه با مقادیر کمی مارن و کنگلومرا

نهشته‌های میوسن (سازند قرمز بالایی) در منطقه مورد

بررسی از پایین به بالا شامل تناوب مارن‌های قهوه‌ای و سبز

برونبوم‌های کروی تا بیضوی شکل از سنگ‌های ماقمایی 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 صحراوی، ده‌ها برونبوم دیده می‌شود. ابعاد برونبوم‌ها متغیر بوده و اغلب قطر آن‌ها در حد چند سانتیمتر است، ولی برونبوم‌های با قطر کمر از یک سانتیمتر و با قطر تا چند دسیمتر (تا ۵۰ سانتیمتر) نیز وجود دارند.

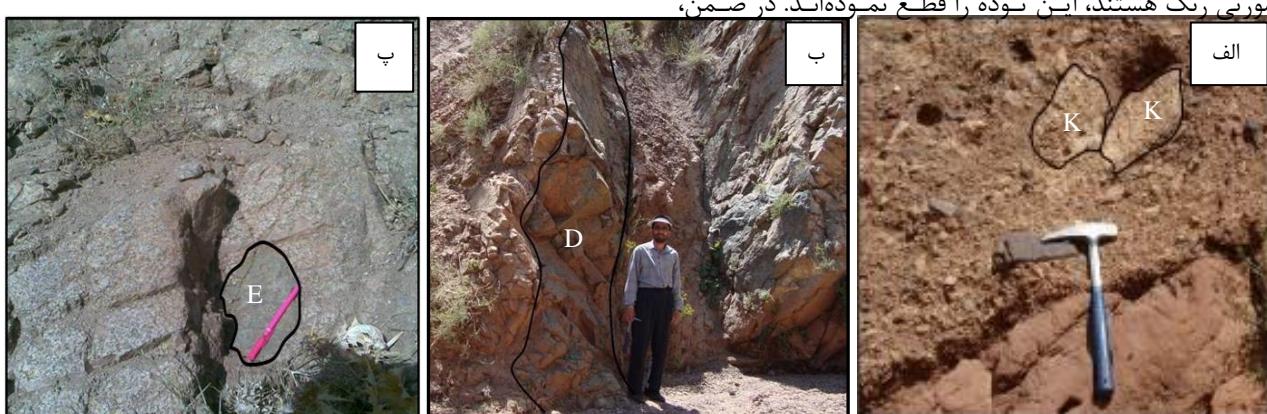
#### سنگ‌نگاری

بر اساس رده‌بندی مودال [۱۲]، ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی کهریزبیگ در گستره گرانیت تا گرانودیوریت متغیر است، ولی حجم عمدۀ 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 ناخوششکل 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.

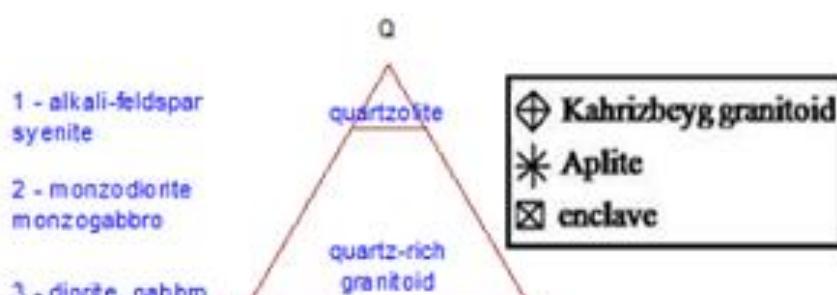
(واحد M2) هستند. بر نهشته‌های میوسن، یک واحد سنگی شامل توف و کنگلومرای قرمز آجری رنگ به سن پلیوکواترنری قرار دارد (واحد PI2). جوان‌ترین نهشته‌های دارای رخنمون در منطقه کهریزبیگ، پادگانه‌های جوان (واحد Qt2) هستند. ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی کهریزبیگ از گرانیت تا گرانودیوریت متغیر است [۱۱، ۱۲]. از نظر ظاهری، رنگ آن سفید مایل به صورتی است و کانی‌های فرومیزین، 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 خردسینگی 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 صحراوی 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،



شکل ۳ الف- قطعه‌هایی از سنگ‌های گرانیتوبیدی توده نفوذی کهریزبیگ (K) درون کنگلومرای سازند قرمز زیرین. ب- دایک دیوریت گابروی (D) با راستای شرقی- غربی و شبیه  $68^{\circ}$  به سمت شمال که توده نفوذی کهریزبیگ را قطع کرده است. پ- برونبوم (E) با ترکیب کوارتزمنزونیت در توده نفوذی کهریزبیگ.



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

پلازیوکلاز (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 پلازیوکلاز و آمفیبیول 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 کارلسپاد و پلازیوکلاز دارای منطقه‌بندی در برونبوم‌ها نشان دهنده خاستگاه ماقمایی آنهاست. کانی‌های تشکیل دهنده برونبوم‌ها مشابه گرانیتوئید کهریزبیگ هستند، ولی از نظر فراوانی این کانی‌ها با هم تفاوت دارند. همچنان، اندازه دانه‌ها در برونبوم‌ها نسبت به گرانیتوئید میزبان آنها کوچک‌تر بوده و نشانه سرد شدن سریع ماده مذاب سازنده آنها هنگام ورود به ماقمای گرانیتوئیدی میزبان است.

ترکیب برونبوم‌ها در گستره کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت تغییر می‌کند. کانی‌های تشکیل دهنده کوارتز مونزودیوریت شامل پلازیوکلاز، فلدسپار قلایی، کوارتز، بیوتیت و آمفیبیول هستند. در برونبوم‌ها، بلورهای بیوتیت در برخی قسمت‌ها حالت تیغه‌ای دارند (شکل ۵ پ). شکل تیغه‌ای یک

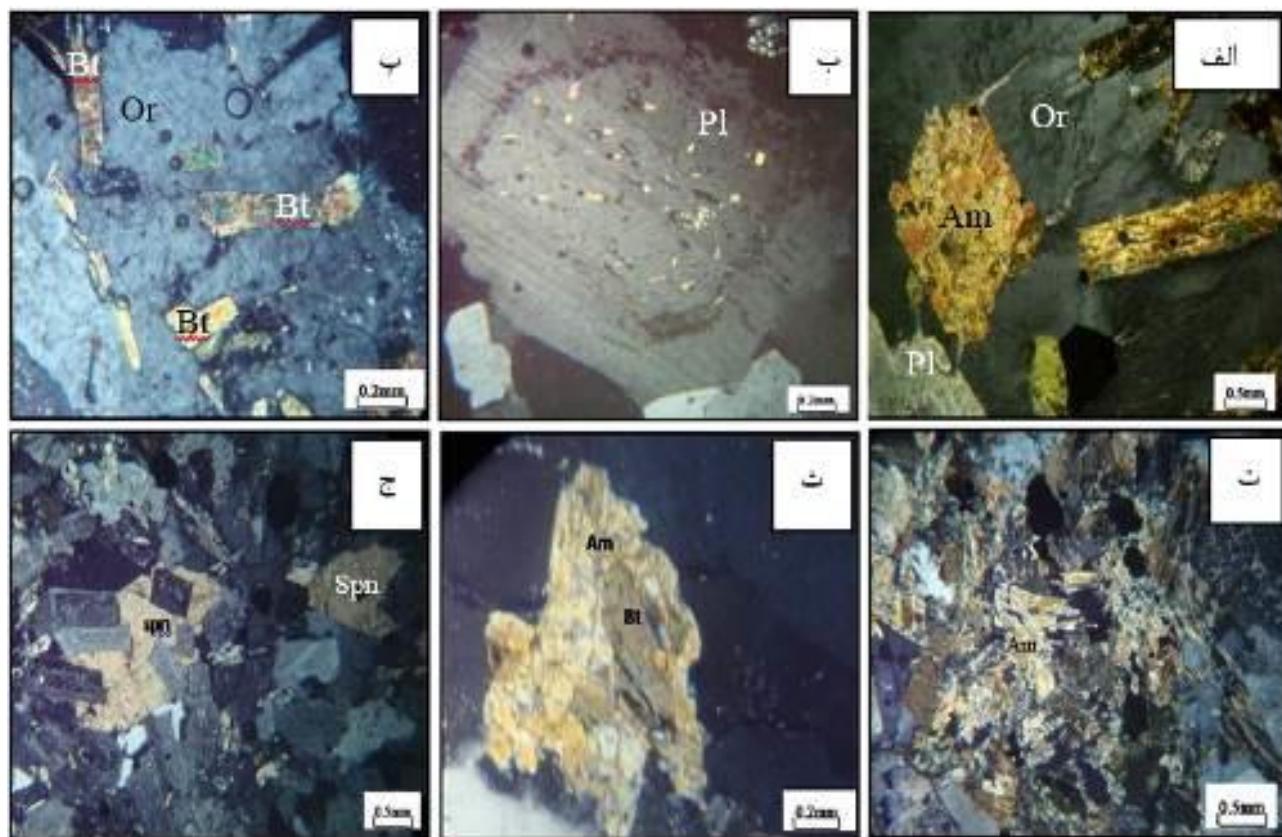
ارتوز به صورت نیمه‌خودشکل بوده، دارای ماکل کارلسپاد و بافت پرتیتی است. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر بوده و کانی‌های ثانویه موجود در آنها سریسیت، کلریت و کلسیت هستند. سنگ‌های نفوذی توده کهریزبیگ دارای بافت دانه‌ای همراه با درشت‌بلورهایی از ارتوز هستند. از جمله بافت‌های مهم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

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

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 می‌دانند [۲۴، ۱۳]. در کوارتزمونزونیت، بیوتیت توسط آمفیبول احاطه شده است (شکل ۵ ث). احاطه‌شدن بیوتیت توسط آمفیبول ممکن است ناشی از آمیختگی یک ماجمای فلسی با یک ماجمای مافیک و یا نتیجه افزایش دما در یک ماجمای دورگه در حال تبلور باشد [۲۵].

ریختار غیر عادی برای بیوتیت است و در اثر مجاورت ماده مذاب ناهمنگ و فازهای متبلور ویژه آمیختگی ماجمایی، 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 ناهمنگ سازهای تعذیه کننده رشد بیوتیت نیز ممکن است از عوامل رشد طولی بیوتیت محسوب شود [۲۳].



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی با نور قطبیده مقطع از سنگ‌های مورد بررسی: الف- بافت خال خال ناشی از احاطه شدن بلورهای پلازیوکلاز (Plg)، بیوتیت (Bt)، آمفیبول (Am) و اسفن (Spn) توسط ارتوز (Or)، ب- بافت غربالی و ماکل تکراری در بلور کمی سریسیتی شده پلازیوکلاز، 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.

با یک بلور اسفن در نبود بیوتیت شکل گرفته است. ناحیه‌ای که بافت چشمی اسفن در آن واقع شده از کوارتز و فلدسپار

بافت چشمی اسفن در کوارتزمونزونیت از انباشت کم و بیش کروی شکل کانی‌های پلازیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کوارتز

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  $-ANOR - Q'$  [۲۸] استفاده شد. پارامترهای نمایش داده شده بر محورهای این نمودار بر اساس ترکیب کانی‌شناسی هنجاری و به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$ANOR = \frac{100 * An}{An + Or}$$

$$Q' = \frac{100 * Q}{(Q + Or + Ab + An)}$$

براساس این نمودار، نمونه‌های منتخب توده گرانیتوئیدی کهریزبیگ در گستره‌ی گرانیت- گرانودیوریت، نمونه آپلیت در گستره گرانیت، نمونه برونبیوم در گستره کوارتز دیوریت و نمونه‌های برداشت شده از دایک‌های 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 ماقمایی و همچنین فرایند  $Al_2O_3$  امیختگی ماقمایی باشد [۳۰]. روند نزولی تغییرات  $K_2O$ ،  $P_2O_5$ ،  $TiO_2$ ،  $CaO$ ،  $MgO$ ،  $FeOt$  تغییرات  $O$  نسبت به  $SiO_2$  با فرایند جدایش ماقمایی همخوانی دارد.

تشکیل شده است. اسفن با بلورهای پلازیوکلاز کلسیمی تردارای رابطه نیمه پوست ماری و پوست ماری بارزی است (شکل ۵ ج). این پلازیوکلازها معرف هسته‌سازی سریع سامانه مافیک‌تر در دمای پایین‌تر از دمای شروع تبلور هستند. وجود اسفن بازتابی از وجود یک ماقمایی مافیک‌تر غنی از تیتانیم و دارای نرخ هسته‌سازی کمتر در مقایسه با بلورهای پلازیوکلاز است.

هنگام آمیختگی یک سامانه مافیک‌تر با یک سامانه فلزی-تر، محیط خارج گرمای سامانه مافیک‌تر را جذب کرده و سبب سردر شدن آن می‌شود. در نتیجه کوارتز، پلازیوکلاز سدیمی تر و فلدسپار قلیایی روی یا نزدیک به واحدهای اسفن- پلازیوکلاز 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 می‌شود. این بافت، یک بافت معمولی نبوده و تشکیل آن نیازمند شرایط ویژه‌ای از ترکیب و آمیختگی ماقمایی است [۲۳، ۱۳]. همچنین به باور برخی [۲۷]، بافت چشمی اسفن ناشی از برهمنش دو ماقمای با ترکیب شیمیایی و دمای متفاوت در جریان فرایند آمیختگی ماقمایی است.

#### زمین شیمی

در این جا، ویژگی‌های زمین شیمیایی نمونه‌های منتخب از

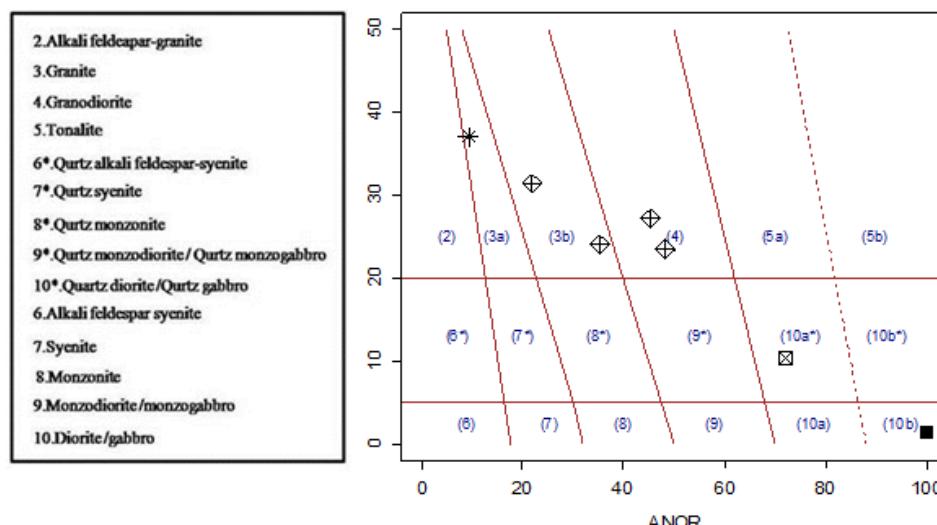
جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های منتخب توده نفوذی کهریزبیگ به روش ICP-ES (بر حسب درصد وزنی).

|                                | حد آشکار سازی (%) | گرانودیوریت |        |        | گرانیت | آپلیت  | کوارتز مونزونیت | دبوریت |
|--------------------------------|-------------------|-------------|--------|--------|--------|--------|-----------------|--------|
| شماره نمونه                    |                   | Sh-137      | Sh-143 | Sh-166 | Sh-160 | k-193  | k-191           | k-201  |
| SiO <sub>2</sub> (wt %)        | ۰,۰۱              | ۶۶,۰۱       | ۶۶,۹۷  | ۶۸,۳۴  | ۷۲,۱۹  | ۷۵,۵۱  | ۵۵,۹۵           | ۴۵,۹   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰,۰۱              | ۱۵,۹۹       | ۱۵,۴۴  | ۱۵,۱۱  | ۱۳,۸۶  | ۱۲,۵۱  | ۱۷,۰۴           | ۱۳,۸۳  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰,۰۴              | ۳,۱۰        | ۲,۹۲   | ۲,۷۳   | ۱,۸۴   | ۱,۵۵   | ۵,۹۸            | ۹,۹۳   |
| MgO                            | ۰,۰۱              | ۲,۰۱        | ۱,۷۷   | ۱,۵۹   | ۰,۷۶   | ۰,۳۹   | ۴,۰۵            | ۱۰,۹۲  |
| CaO                            | ۰,۰۱              | ۲,۸۳        | ۲,۶۱   | ۲,۵۹   | ۱,۷۷   | ۰,۷۵   | ۴,۲۵            | ۷,۵۷   |
| Na <sub>2</sub> O              | ۰,۰۱              | ۴,۷۲        | ۴,۳۹   | ۴,۷۸   | ۳,۶۶   | ۳,۶۸   | ۵,۱۴            | ۲,۹۹   |
| K <sub>2</sub> O               | ۰,۰۱              | ۲,۳۰        | ۳,۹۰   | ۲,۹۸   | ۴,۶۴   | ۴,۶۲   | ۲,۶۴            | ۱,۵۳   |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰,۰۱              | ۰,۴۶        | ۰,۴۳   | ۰,۴۲   | ۰,۲۶   | ۰,۱۴   | ۱,۲۸            | ۱,۴۵   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰,۰۱              | ۰,۱۹        | ۰,۲۰   | ۰,۱۶   | ۰,۰۹   | ۰,۱۶   | ۰,۵۶            | ۱,۱۲   |
| MnO                            | ۰,۰۱              | ۰,۰۵        | ۰,۰۴   | ۰,۰۴   | ۰,۰۳   | ۰,۰۱   | ۰,۰۸            | ۰,۱۱   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰,۰۰۲             | ۰,۰۰۶       | ۰,۰۰۶  | ۰,۰۰۶  | ۰,۰۰۳  | <۰,۰۰۲ | ۰,۰۰۵           | ۰,۰۴۹  |
| مواد فرار (LOI)                | ۰,۱               | ۱           | ۱      | ۱,۱    | ۰,۷    | ۰,۶    | ۲,۷             | ۳,۹    |
| مجموع                          |                   | ۹۹,۶۷       | ۹۹,۶۸  | ۹۹,۸۵  | ۹۹,۸۰  | ۹۹,۹۲  | ۹۹,۶۸           | ۹۹,۳۰  |

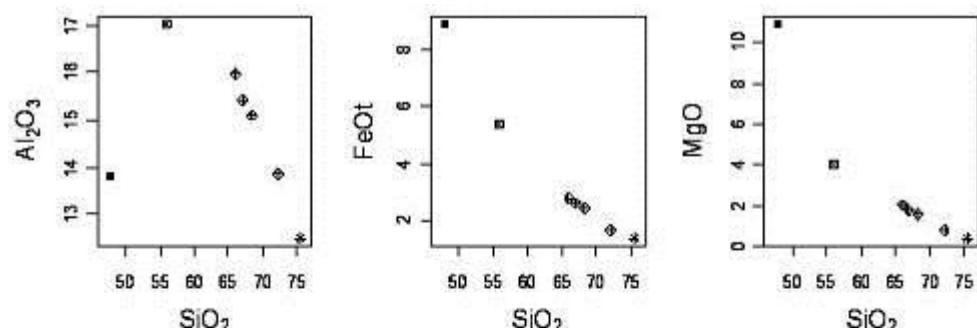
جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر خاکی نادر و برخی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی به روش ICP-MS (بر حسب ppm).

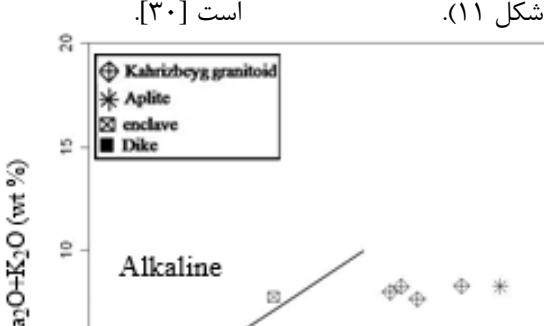
| شماره نمونه | حد آشکار سازی (ppm) | گرانودیوریت | گرانیت | آپلیت  | کوارتز مونزونیت | دبوریت |       |
|-------------|---------------------|-------------|--------|--------|-----------------|--------|-------|
| شماره نمونه | Sh-137              | Sh-143      | Sh-166 | Sh-160 | k-193           | k-191  | k-201 |

|    | ۰/۱  | ۲۵    | ۲۱    | ۲۳    | -     | -     | ۴۰    | ۲۳۷  |
|----|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| Ni |      |       |       |       |       |       |       |      |
| 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     | ۱۵۸   | -    |
| Cs | ۰/۱  | ۱/۴   | ۱/۲   | ۱/۷   | ۱     | ۱/۳   | ۳/۴   | -    |
| Ga | ۰/۵  | ۱۸۹   | ۱۷/۹  | ۱۶/۶  | ۱۴/۵  | ۱۶/۶  | ۲۲/۷  | -    |
| Hf | ۰/۱  | ۳/۸   | ۴/۳   | ۴/۲   | ۲/۵   | ۲/۲   | ۶/۵   | -    |
| Nb | ۰/۱  | ۱/۷   | ۱۶/۸  | ۱۹/۴  | ۱۳/۱  | ۱۲/۷  | ۵۳/۱  | ۴۹   |
| Rb | ۰/۱  | ۷۵۶   | ۹۱/۸  | ۸۲/۱  | ۱۰۸/۱ | ۱۲۱/۲ | ۱۱۲۳  | -    |
| 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 | ۸۶/۱  | ۶۱/۴  | ۲۵۷   | -    |
| Y  | ۰/۱  | ۸/۴   | ۷/۶   | ۸/۴   | ۶     | ۲۶    | ۲۰/۷  | ۲۴۸  |
| Pb | ۰/۱  | ۳/۲   | ۲/۶   | ۲/۸   | ۲/۴   | ۳/۶   | ۳/۴   | ۱۸   |
| La | ۰/۱  | ۳۹/۲  | ۲۶/۵  | ۲۸/۷  | ۲۸/۸  | ۲۲/۸  | ۸/۲   | -    |
| Ce | ۰/۱  | ۶۶/۷  | ۶۱/۴  | ۶۷/۴  | ۴۸/۹  | ۳۲/۸  | ۱۷۲/۵ | -    |
| Pr | ۰/۰۲ | ۶/۴۲  | ۵/۹۱  | ۶/۳۴  | ۴/۷۳  | ۲/۴۶  | ۱۶/۴  | -    |
| Nd | ۰/۰۳ | 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  | ۰/۸۴  | 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  | ۲/۸۶  | -    |
| 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 کهربیزیگ بر روی آن رسم شده‌اند. مستطیل توپر نشانگر دایک و سایر علائم مشابه شکل ۴ هستند.



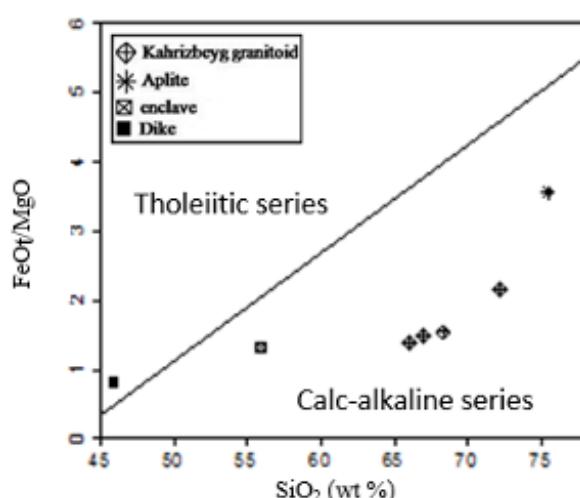


شکل ۷ نمودارهای دوتایی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (wt %) و فرعی نسبت به سیلیسیس (wt %) برای نمونه‌های مورد بررسی.

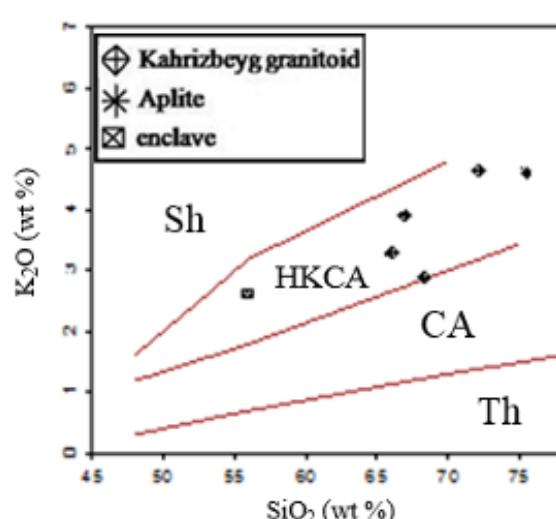
الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۵] برای توده‌ی نفوذی کهریزبیگ در شکل ۱۲ نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود، این الگوها به نسبت هموار بوده و دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) بوده و دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) هستند. نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)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

برای تعیین سری مagma، نخست از نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیسیس [۳۱] استفاده شد. بر این اساس، بیشتر نمونه‌ها در گستره نیمه قلیایی واقع هستند (شکل ۸). در ادامه برای تعیین سری magma از نمودار  $\text{FeOt}/\text{MgO}$  نسبت به سیلیسیس [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  $\text{K}_2\text{O}$  نسبت به  $\text{SiO}_2$  [۳۳]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره سری آهکی قلیایی پتابسیم بالا قرار دارند (شکل ۱۰). در این نمودار، سری‌های تولئیتی (Th)، آهکی قلیایی (CA)، آهکی قلیایی پتابسیم 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).

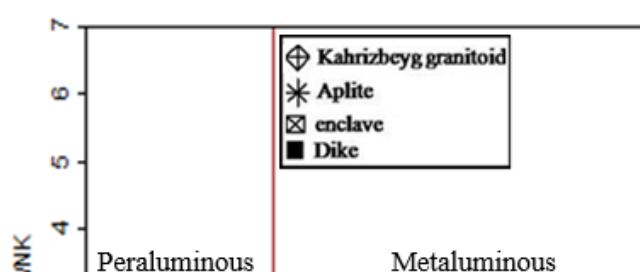
شکل ۸ نمودار مجموع قلیایی ها نسبت به سیلیس [۳۱] که نمونه های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آن نشان داده شده اند.



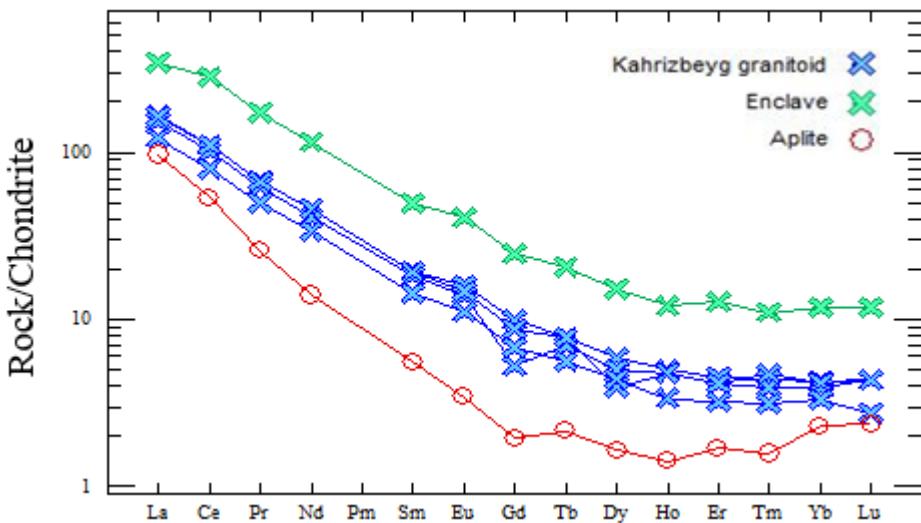
شکل ۹ نمودار  $\text{FeOt}/\text{MgO}$  نسبت به  $\text{SiO}_2$  [۳۲] که نمونه های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آن نشان داده شده اند.



شکل ۱۰ نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  نسبت به  $\text{SiO}_2$  [۳۳] که نمونه های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آن نشان داده شده اند.



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.

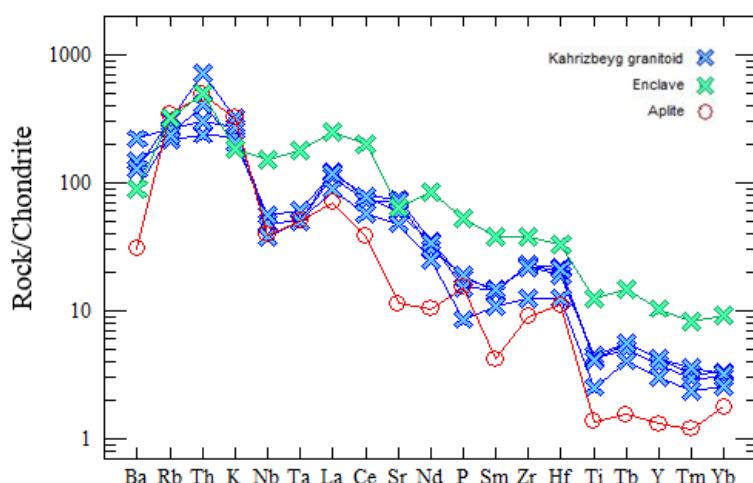
دارای نقاط بیشینه و کمینه‌ای هستند که اختلاف بین آنها زیاد بوده و نشانگر محیط‌های وابسته به فرورانش هستند، زیرا رسوبات و مایعات همراه آنها می‌توانند باعث غنی‌شدگی غیر عادی برخی عناصر کمیاب شوند [۴۱]. بی‌هنجاری مثبت عناصر روبيديم، توريم و پتاسييم می‌تواند ناشی از آميختگي مagmaهای گوشته‌ای و پوسته‌ای و یا به دليل آلايش magmaهای گوشته‌ای با سنگ‌های پوسته‌ای باشد [۴۲]. بی‌هنجاری منفی در فرایندهای فرورانش [۴۳، ۴۰]، کمبود اين عناصر در خاستگاه [۴۴]، شرکت پوسته در فرایندهای magmaي [۴۵-۴۷] و پايداري کانى‌های داراي اين عناصر طی فرایند ذوب بخشی و یا

در نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به داده‌های مرجع [۳۹] بهنجار شده‌اند، عناصر Ti، Ta، Nb و P نسبت به سایر عناصر دارای بی‌هنجاری منفی هستند (شکل ۱۳). بی‌هنجاری منفی Ti توسط کانی‌های تيتان‌دار مانند اسفن و بعضی آمفيبول‌ها کنترل می‌شود [۴۰]. چنانکه پيشتر اشاره شد، جدایش آپاتيت در نخستین مراحل جدایش magma باعث ايجاد بی‌هنجاری منفی P در اين سنگ‌ها شده است. از طرف ديگر، عناصر سنگ دوست درشت یون چون روبيديم، پتاسييم، توريم و برخی عناصر خاکی نادر سبك نسبت به عناصر با شدت ميدان بالا مانند Yb، Sm، Zr و Ta غني‌شدگی نشان مي‌دهند. به عبارت ديگر، عناصر کمیاب

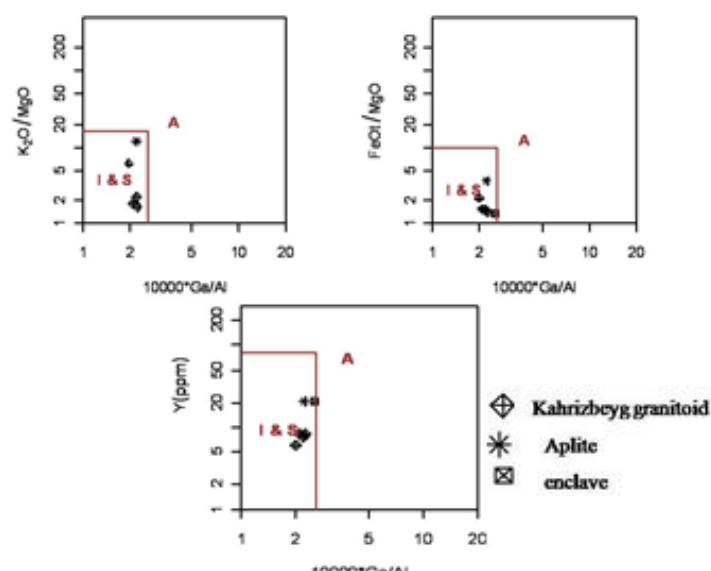
و I تفکیک شده‌اند. بر این اساس، همه نمونه‌ها در گستره مشترک گرانیت‌های I و S قرار می‌گیرند. تغییرات منفی  $P_2O_5$  نسبت به  $SiO_2$  در نمونه‌های مورد بررسی (شکل ۱۵) از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I است. به باور برخی پژوهشگران [۴۶، ۴۹، ۵۰]، فسفر در گرانیت‌های نوع I بدلیل تبلور بخشی آپاتیت به عنوان یک عنصر 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.

جدایش آنها طی فرایند جدایش [۴۴] باشد. با توجه به شواهد کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی در مورد سنگ‌های مورد بررسی، چنین به نظر می‌رسد که بی‌هنجری مثبت عناصر روبیدیم، توریم و پتاسیم بیشتر ناشی از آلایش پوسته‌ای و بی‌هنجری منفی Ti و Nb-Ta و بیشتر نتیجه دگرنهادی ناشی از سیال‌های آزاد شده از سنگ کره فرورونده باشد.

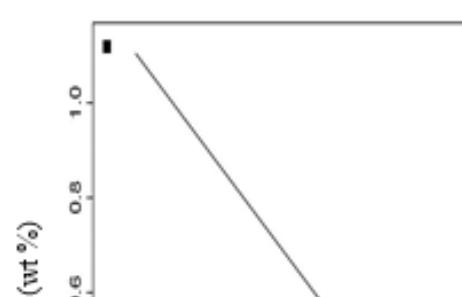
**سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی**  
به منظور رده‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی در انواع A و I از نمودارهای مرجع [۴۸] استفاده شد (شکل ۱۴). در این نمودارها، گرانیت‌های نوع A از گرانیت‌های نوع S



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.

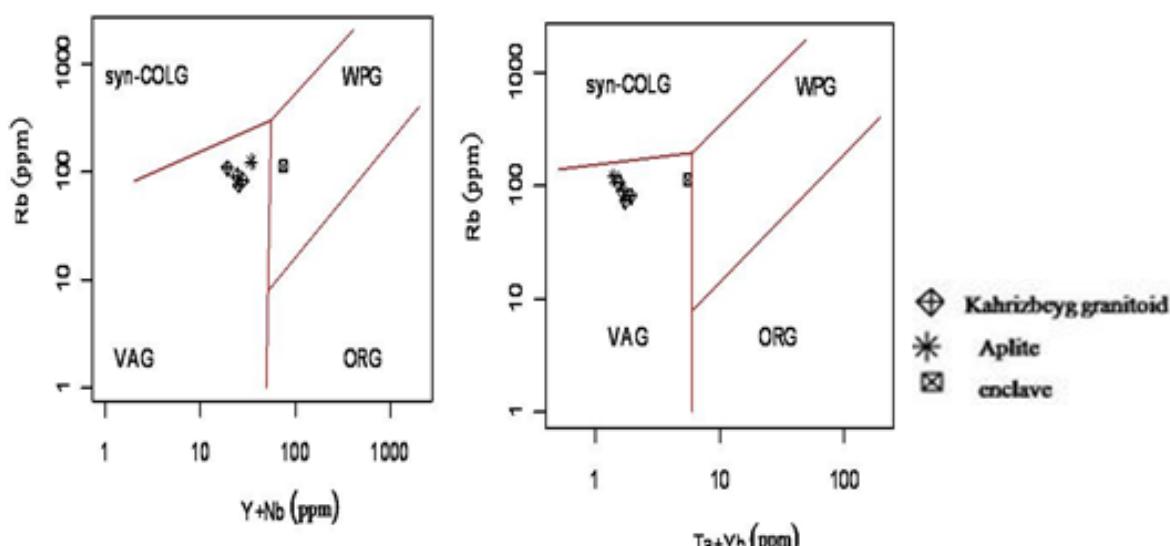


شکل ۱۵ نمودار تغییرات  $P_2O_5$  نسبت به  $SiO_2$  که نمونه‌های توده نفوذی کهریزبیگ بر روی آن رسم شده‌اند.

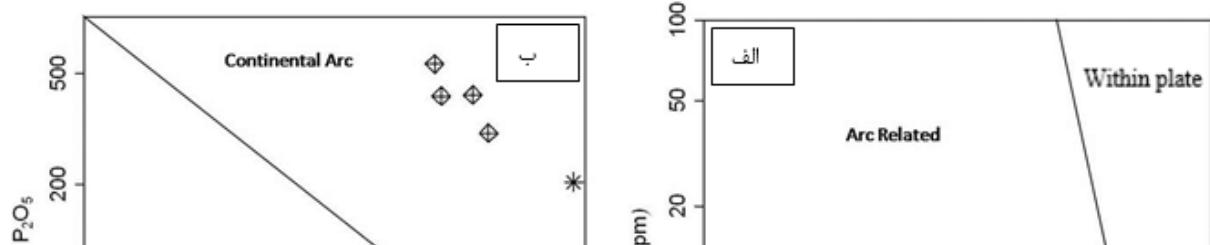
[۵۳] برای تفکیک محیط زمین ساختی سنگ‌های آذرین پتاسیمی نمودارهایی ارائه نموده‌اند که در شکل ۱۷ نمایش داده شده‌اند. این پژوهشگران معتقد‌ند که دو نوع کمان آتشفشاری وجود دارد: یکی کمان ماقمایی فروزانش کرانه فعال قاره و دیگری کمان ماقمایی پس از برخورد. نمونه‌های مورد بررسی براساس شکل ۱۷ الف در گستره کمان آتشفشاری و در شکل ۱۷ ب در گستره کمان ماقمایی فروزانش کرانه فعال قاره قرار دارند.

برای تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ‌های مورد بررسی از نمودارهای مرجع [۵۱] استفاده شد که بر اساس آنها، به جز برونیوم کوارتز مونزونیتی که در گستره گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و نزدیک به مرز جدا کننده دو گستره قرار دارد، سایر نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های کمان آتشفشاری (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. مولو و گروز



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



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

عناصر ناسازگار La, K, Th, U, Rb, Ce، بی‌هنجری منفی Nb (بدلیل مشارکت سنگ‌های پوسته‌ای در تولید مagma) بازنده سنگ‌های منطقه، همچنین وجود برونویوم‌های مافیک ریزدانه در سنگ‌های گرانیتوپییدی مورد بررسی همراه با شواهد بافتی که به احتمال زیاد ناشی از رخداد فرایند آمیختگی magma هستند (مانند لخته‌های مافیک، بافت اسفن چشمی، بلورهای خال خال ارتوز که بلورهای کوچکتری از پلاژیوکلаз، بیوتیت و آمفیبیول را احاطه نموده‌اند و ...) مدل دوم برای چگونگی تشکیل این سنگ‌ها پیشنهاد می‌شود.

#### برداشت

به عقیده هیبارد [۲۵]، هیچ یک از شواهد بافتی به تنها رخداد فرایند آمیختگی magma را در سنگ‌های گرانیتی به تعیین اثبات نمی‌کند. بنابر این، واژه مجموعه شواهد بافتی که تلفیقی از شواهد بافتی مطرح شده برای آمیختگی magma-امتزاج magma<sup>۱</sup> است، مطرح شد. تلفیقی از شواهد بافتی که در ادامه بیان می‌شود، دلایل قابل استنتادی در تایید رخداد فرایندهای آمیختگی magma-امتزاج magma هستند. شواهد بافتی مورد بحث عبارتند از: بافت راپاکیوی و یا بافت پادرراپاکیوی [۵۹،۲۵]، بلورهای خال خال کوارتز و فلدسپار پتاسیم‌دار، بافت چشمی اسفن [۲۵،۱۳] بیوتیت تیغه‌ای [۲۵،۶۰]، درشت‌بلورهای فلدسپار پتاسیم‌دار دارای منطقه‌بندی همراه با میانبارهایی از پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های

پژوهشگران مختلف برای خاستگاه magma‌های فلزی کمان‌های آتشفشنایی دو مدل سنگ زایی پیشنهاد کردند. بر اساس مدل نخست، magma‌های فلزی کمان‌های آتشفشنایی در اثر فرآیندهای هضم و تبلور جدایشی (AFC) از magma‌های بازالتی به وجود می‌آیند [۵۴]. magma‌های فلزی کمان‌های آتشفشنایی اگر چنین به وجود آمده باشند، با حجم‌های قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های بازیک همراه هستند. در مدل دوم، magma‌های گوشته‌ای موجب ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای می‌شوند. در این مدل، magma‌های فلزی کمان‌های آتشفشنایی بر اثر فرآیندهای ذوب، هضم، ذخیره‌سازی و همگن‌شدنگی (MASH) که با آمیختگی magma بین magma‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای در نزدیکی مرز پوسته و گوشته همراه است، به وجود می‌آیند [۵۵]. در این مدل، magma‌های بازالتی گرمای لازم برای ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کنند [۵۶،۵۷،۵۸]. بنابراین گوشته منبع گرمایی است که فرآیند ذوب پوسته را کنترل می‌کند [۵۸]. magma‌های فلزی کمان‌های آتشفشنایی در حالتی که بر اثر فرآیندهای ذوب، هضم، ذخیره‌سازی و همگن‌شدنگی ایجاد شده باشند، از نظر زمین شیمیایی نزدیکی بیشتری با سنگ‌های پوسته‌ای دارند و شواهدی از آمیختگی magma نشان می‌دهند. تمرکز پایین عناصر V, Cr, Co و Ni در نمونه‌های مورد بررسی توده نفوذی کهریزبیگ و نبود سنگ‌های بازیک بسیار در این منطقه، تشکیل توده نفوذی کهریزبیگ از جدایش یک magma بازالتی برآمده از گوشته را تایید نمی‌کند. با توجه به فراوانی بالای

<sup>۱</sup> magma mingling-magma mixing

نویسنده‌گان 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 Mahneshan", Geological Survey and Mining Exploration of Iran, (1380).
- [10] Alavi, M., Amidi, M., Tatavusian, Sh., Haghipour, A., Bolurchi, M.H., Aghanabati, A., Pliseh, G. and Hajian, J., "1:250000 geological

دیگر [۶۱-۶۳]، منطقه‌بندی نوسانی (scillatory zoning) و بافت غربالی در پلازیوکلаз، حضور آپاتیت سوزنی یا حضور شکل‌های مختلف آپاتیت برای مثال حضور همزمان آپاتیت سوزنی و آپاتیت منشوری [۲۵, ۱۳] وجود تیغه‌های کوچک پلازیوکلاز [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 پلازیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول را احاطه کرده‌اند، بلورهای تیغه‌ای بیوتیت، بلورهای پلازیوکلاز ارادی بافت غربالی، احاطه شدن بیوتیت توسط آمفیبول) و شواهد صحراوی (فراوانی برونبوم‌های مافیک ریزدانه) احتمال رخداد فرایند آمیختگی ماقمایی و امتزاج ماقمایی در ایجاد توده نفوذی کهریزبیگ بسیار است.

ترکیب توده نفوذی کهریزبیگ از گرانوودیوریت تا گرانیت متغیر بوده و در بردارنده برونبوم‌هایی با ترکیب کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت است. دایک‌های دیوریت گابرویی و رگه‌های 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 کنگلومرات سازند قرمز زیرین به سن الیگوسن آغازین وجود دارد، بنابراین می‌توان تشکیل آن را مربوط به پس از اواخر کرتاسه‌ی 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, Cr, Co, Ni در نمونه‌های مورد بررسی، تشکیل این سنگ‌ها از جدایش یک ماقمای بازالتی برآمده از گوشته را رد می‌کند. فراوانی بالای عناصر ناسازگار Ce, Th, U, Rb, La و Bi هنجری منفی Nb که ناشی از مشارکت سنگ‌های پوسته در تولید ماقمای سازنده سنگ‌های منطقه است، احتمال تشکیل گرانیت کهریزبیگ را از سنگ‌های پوسته زیرین در اثر نفوذ ماقمای بازالتی بیشتر می‌کند. غنی‌شدگی عناصر سنگ دوست درشت یون و عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا و همچنین بی‌هنجری منفی Ta و Nb در نمونه‌های گرانیتوییدی کهریزبیگ نشانگر تشکیل آنها در محیط فرورانش (کمان آتشفه‌شانی کرانه فعل قاره) بر اثر فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیس به زیر ورقه‌ی قاره‌ای ایران مرکزی است.

قدرتانی

- [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 Tatras 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.
- [34] Shand, S.J., "The Eruptive Rocks", Hafner Publishing Company, New York, John Wiley and son, (1943) 444 p.
- map of Takab", Geological Survey and Mining Exploration of Iran, (1355).
- [11] Emadi, F., Ebrahimi, M., Esmaeili, R., Aghamoradi, F. and Asiabanza, A., "Mineralogy and Petrography of the Kahrizbeyg intrusion, southwest of Zanjan", 20<sup>th</sup> 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 Quízapa, 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.

- 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., Taubul, 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 of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", [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 Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism",

- [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] Ślaby, 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.
- Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol: 113(3), (1993) p: 333–351.
- [57] Guffanti, M., Clyne, 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.