

# سنگ شناسی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی همیجان و سنگ های اسیدی همراه (جنوب باختر بهاباد، ایران مرکزی)

فاطمه محمدی<sup>۱</sup>، محمد ابراهیمی<sup>۲</sup> و میرعلی اصغر مختاری<sup>۳\*</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۱/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۴/۲۳

## چکیده

منطقه مورد مطالعه که بخشی از بلوک پشت بادام را در پهنه ایران مرکزی تشکیل می دهد، در فاصله حدود ۱۲ کیلومتری جنوب باختر شهرستان بهاباد قرار گرفته است. سنگ های آذرین منطقه از دید ترکیب سنگ شناسی، دامنه گسترده ای از سنگ های بازیگ تا اسیدی و انواع نفوذی، نیمه ژرف و خروجی را شامل می شود. توده های نفوذی و نیمه نفوذی موجود در این منطقه عبارتند از توده بزرگ گرانیتوئیدی همیجان، توده کوچک گرانیتوئیدی فردوس، توده های کوچک گابرویی-دوریتی و گنبد ریولیتی کوه سیاه. توده گرانیتوئیدی همیجان متشکل از طیف پیوسته ای شامل یک توده نفوذی کم ژرفا در بخش های مرکزی تا گدازه ها و توف های ریولیتی در بخش های حاشیه ای است که به سوی بالا توسط بخش کربناتی سری ریزو (دولومیت ها) پوشیده می شود و دگرگونی حرارتی مشخصی در محل همبری دیده نمی شود. توده گرانیتوئیدی همیجان دارای بافت پورفیری، پورفیری و گرافیکی متشکل از درشت بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کوارتز در زمینه ای از کوارتز و فلدسپار قلیایی به نسبت ریزبلور است. در گدازه های ریولیت حاشیه ای، بافت های پورفیری و اسفروئیتی با درشت بلورهای کوارتز و فلدسپار قلیایی دیده می شوند. توف های ریولیتی بافت پورفیر و کلاستیک دارند. گرانیت فردوس با بافت های هتروگرانولار، گرافیکی و پریتی دارای کانی های اصلی ارتوز، کوارتز و پلاژیوکلاز است و ریولیت های کوه سیاه دارای بافت پورفیری، فلسوفیری و فلسیتی با درشت بلورهای کوچک کوارتز و فلدسپار قلیایی هستند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان از این دارد که مجموعه توده های گرانیتی همیجان، فردوس، ریولیت حاشیه گرانیت همیجان و گنبد ریولیتی کوه سیاه دارای ماهیت کالک آلکانل پتاسیم بالا تا شوشونیتی بوده و در گروه گرانیت های نوع S پرآلومین با گرایش به سوی I قرار می گیرند. در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده عناصر کمیاب، همه گروه های سنگی یاد شده الگوی همانندی دارند که می تواند نشانگر ارتباط ژنتیکی آنها باشد. این نمودارها یک الگوی غنی از LILE (مانند Rb، K، Th، Pb) همراه با بی هنجاری منفی عناصر HFSE (مانند Nb و Ti) نشان می دهند. الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت نشانگر یک الگوی به نسبت پرشیب غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE است. بی هنجاری مثبت و منفی عناصر یاد شده در سنگ های مورد مطالعه می تواند در ارتباط با درجات پایین ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسیم شده همراه با آرایش ماگمای گوشته ای با مواد پوسته ای باشد. به طور کلی، با توجه به اطلاعات به دست آمده از مطالعات صحرایی، سنگ شناسی، ژئوشیمی و نمودارهای تمایز محیط های زمین ساختی گرانیت ها، می توان گفت که گرانیتوئید همیجان و سنگ های اسیدی وابسته، در یک محیط پس از برخورد در بلوک پشت بادام تشکیل شده اند.

**کلیدواژه ها:** گرانیتوئید همیجان، ریولیت کوه سیاه، بهاباد، بلوک پشت بادام، ایران مرکزی.

E-mail: amokhtari@znu.ac.ir

\* نویسنده مسئول: میرعلی اصغر مختاری

## ۱- پیش نوشتار

منطقه بافق-ساغند (بلوک پشت بادام) یک پهنه فلز زایی مهم است که کانی سازی های ارزشمندی از عناصر مختلف مانند آهن (چغارت، چادرملو، سه چاهون، لکه سیاه، میشدوان، چاه گز و...)، فسفات (اسفوردی، زیرگان و گزستان)، سرب و روی (کوشک و گزستان)، اورانیم (ساغند) و عناصر خاکی کمیاب (کانسارهای فسفات و آهن-فسفات) در این پهنه تشکیل شده و امروزه به عنوان یکی از شاخص ترین مناطق معدنی کشورمان شناخته می شود. مطالعات بسیاری در رابطه با کانسارهای یاد شده و زمین شناسی منطقه توسط پژوهشگران مختلف (Haghipour, 1974; درویش زاده، ۱۳۶۲؛ عابدیان، ۱۳۶۲؛ Daliran, 1990؛ سهیلی و مهدوی، ۱۳۷۰؛ درویش زاده و آل طه، ۱۳۷۵؛ مهدوی، ۱۳۷۵؛ Förster & Jafarzadeh, 1994؛ شریفی، ۱۳۷۶؛ موسوی ماکویی، ۱۳۷۷؛ سامانی، ۱۳۶۴، ۱۳۷۱، ۱۳۷۷ و ۱۳۷۸؛ رحمانی و مختاری، ۱۳۸۱؛ Ramazani & Tucker, 2003؛ مختاری و همکاران، ۱۳۸۲؛ امینی و همکاران، ۱۳۸۳؛ صادقی دعوتی و همکاران، ۱۳۸۶؛ بنیادی، ۱۳۸۷؛ گل کرم و همکاران، ۱۳۸۹؛ محمد تراب، ۱۳۸۹؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹؛ Jami, 2005؛ Mokhtari & Emami, 2008؛ Bonyadi et al., 2011؛ بومری، ۱۳۹۱؛ مختاری و خضری، ۱۳۹۲؛ Mokhtari et al., 2013؛ نبوی شقافی، ۱۳۹۳؛ بیات، ۱۳۹۳) انجام شده است. ولی مطالعات دقیق روی توده های نفوذی این منطقه کمتر مورد توجه قرار گرفته است. توده گرانیتوئیدی همیجان یکی از

توده های نفوذی بزرگ موجود در بلوک پشت بادام است که پیش تر مطالعه علمی دقیقی در مورد سنگ شناسی و ژئوشیمی آن انجام نشده است. در این نوشتار سعی بر این است که ویژگی های سنگ شناختی، ژئوشیمیایی و محیط زمین ساختی-ماگمایی توده گرانیتوئیدی همیجان و سنگ های اسیدی همراه ارائه شود.

## ۲- روش پژوهش

این پژوهش شامل دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل شناسایی فازهای مختلف توده گرانیتوئیدی همیجان و ارتباط آنها با یکدیگر و نمونه گیری از آنها برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. در این راستا، بیش از ۵۰ نمونه برداشت و ۴۷ مقطع نازک برای مطالعات سنگ شناختی تهیه شد. پس از مطالعات میکروسکوپی، ۷ نمونه از سالم ترین نمونه های مربوط به فازهای مختلف توده گرانیتوئیدی انتخاب و برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به روش های XRF و ICP-MS توسط شرکت کیمیا پژوه البرز تجزیه شدند. همچنین، در این پژوهش از نتایج تجزیه ۴ نمونه دیگر که به روش های ICP-MS و XRF توسط شرکت آریا جنوب ایرانیان طی پروژه اکتشافی آهن همیجان در آزمایشگاه زرآزما تجزیه شده اند، استفاده شده است. نتایج تجزیه

شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به همراه نوع سنگ در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده‌اند.

### ۳- زمین‌شناسی

توده گرانیتوبیدی همیجان در فاصله حدود ۱۲ کیلومتری جنوب باختر شهرستان بهاباد (۱۵۰ کیلومتری خاور یزد) قرار گرفته است. در تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳)، منطقه مورد مطالعه بخشی از بلوک پشت بادم را در پهنه ایران مرکزی تشکیل می‌دهد. بلوک پشت بادم در میان گسل‌های بزرگ کوه‌نران در خاور و گسل پشت بادم در باختر محدود است. گوناگونی سنگ‌شناسی و فازهای ماگمایی که در ایران مرکزی دیده می‌شود، در این ناحیه نیز به خوبی آشکار است. عمده‌ترین مجموعه سنگ‌های آذرین و دگرگون در بلوک پشت بادم، به سیستم‌های پرکامبرین و اینفراکامبرین مربوط می‌شود (Haghpour, 1974؛ سامانی، ۱۳۷۱). همچنین، این منطقه بخشی از برکه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی اسفوردی (حاشیه خاوری برکه) و بهاباد (حاشیه باختری برکه) را به خود اختصاص داده و میان طول‌های جغرافیایی "۵۵° ۵۴' ۴۵" تا "۵۶° ۰۳' ۴۵" و عرض‌های جغرافیایی "۳۱° ۴۳' ۳۰" تا "۳۱° ۴۹' ۳۰" شمالی قرار گرفته است (شکل ۱). سنگ‌های آذرین منطقه از دید ترکیب سنگ‌شناسی دامنه گسترده‌ای از سنگ‌های بازیک تا اسیدی هستند و انواع نفوذی، نیمه‌ژرف و خروجی را شامل می‌شوند. بر پایه نقشه ۱:۲۰۰۰۰ محدوده اکتشافی آهن همیجان (مختاری و خضری، ۱۳۹۲)، بیشتر رخنمون‌های سنگی منطقه به پرکامبرین و کامبرین تعلق دارد و متشکل از مجموعه سنگ‌های دولومیت، توف‌های ریولیتی و حدواسط، گدازه‌های ریولیتی و گاه گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی، ماسه‌سنگ، سیلت‌سنگ و شیل به همراه توده بزرگ گرانیتوبیدی همیجان، توده کوچک گرانیتوبیدی فردوس، توده‌های کوچک گابروی-دیوریتی و گنبد ریولیتی کوه‌سیاه است (شکل ۲). مطالعات دقیق‌تر نشان می‌دهد که توده گرانیتوبیدی همیجان متشکل از طیف پیوسته‌ای شامل یک توده نفوذی کم‌ژرفا در بخش‌های مرکزی تا گدازه‌ها و توف‌های ریولیتی در بخش‌های حاشیه‌ای است. با توجه به مطالعات صحرایی، یک سری توده‌های گابروی کوچک درون این توده گرانیتی دیده می‌شوند که در حقیقت به صورت آنکلاوهای بزرگ هستند. گنبد ریولیتی کوه‌سیاه از دیگر توده‌های نیمه‌نفوذی مورد مطالعه است که در بخش مرکزی منطقه قرار گرفته است و درون واحدهای دولومیتی و توف‌های حدواسط دیده می‌شود. در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه، رخنمون کوچکی از یک توده نفوذی گرانیتوبیدی (گرانیت فردوس) وجود دارد که درون توده کوچکی با ترکیب بازیک (گابروی) نفوذ کرده است.

مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان از این دارد که توده گرانیتوبیدی همیجان در بخش مرکزی دارای بافت پورفیری است و به سوی بیرون به گدازه‌های ریولیتی با بافت‌های پورفیری و اسفروولیتی تبدیل می‌شود. حتی در حاشیه‌ای‌ترین بخش، توف‌های ریولیتی با ویژگی‌های آذرآواری دیده می‌شوند. به بیان بهتر، یک تغییر تدریجی از یک توده نیمه‌نفوذی به گدازه و توف‌های اسیدی را می‌توان از مرکز به سوی حاشیه توده گرانیتوبیدی همیجان شناسایی کرد. این توده به سوی بالا، توسط واحدهای دولومیتی سازند ریزو پوشیده می‌شود (شکل ۳)؛ ولی هیچ گونه هاله دگرگونی مجاورتی در محل تماس آنها دیده نمی‌شود. این موضوع بیانگر این است که توالی گدازه و توف ریولیتی به تدریج به دولومیت‌های سری ریزو تبدیل می‌شود. حتی در بخش قاعده‌ای دولومیت‌های سری ریزو، حالت تناوب میان توف‌های ریولیتی و دولومیت‌ها دیده می‌شود که به تدریج به سوی بالا به بخش دولومیتی تبدیل می‌شود. بر این اساس می‌توان گفت که گدازه‌ها و توف‌های ریولیتی، بخش‌های خروجی توده گرانیتوبیدی همیجان هستند که به دولومیت‌ها

### ۴- سنگ‌نگاری

#### ۴-۱. توده گرانیتوبیدی همیجان

مطالعات سنگ‌نگاری انجام شده روی نمونه‌های برداشته شده از بخش‌های مختلف توده گرانیتی همیجان، نتایج مطالعات صحرایی مبنی بر تغییر سنگ‌شناختی این توده را از بخش‌های مرکزی به سوی حاشیه تأیید می‌کند. بر پایه این مطالعات، بخش مرکزی توده از نوع گرانیت پورفیری است که به سوی حاشیه به گدازه‌های ریولیتی و در پایان به توف‌های ریولیتی می‌رسد. ویژگی‌های میکروسکوپی این بخش‌ها به قرار زیر هستند:

**بخش گرانیت پورفیری همیجان:** این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری تا پورفیروبیدی و متشکل از بلورهای درشت پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از کوارتز و فلدسپار قلیایی به نسبت ریزبلور هستند. همچنین، بافت گرافیکی حاصل از هم‌شدی کوارتز و فلدسپار قلیایی نیز در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۴). در برخی نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل‌های ناقص و خمیده هستند و حتی خاموشی موجی نشان می‌دهند. این پدیده می‌تواند نشانگر تبلور بلورها همزمان با تنش زمین‌ساختی باشد (Shelley, 1993). در تعدادی از نمونه‌ها، بلورهای کوارتز و فلدسپار قلیایی دچار شکستگی شده و کانی‌های کدر در امتداد شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند. کانی‌های مافیک کمتر در این سنگ‌ها دیده می‌شوند و شامل ورقه‌های کوچک بیوتیت و احتمالاً آمفیبول‌هایی است که کاملاً توسط اسیدهای آهن جانشین شده‌اند. فراوانی این کانی‌ها در مجموع کمتر از ۲ درصد است. زمینه دانه‌ریز این سنگ‌ها به درجات به نسبت شدیدی به سریست دگرسان شده است. در سطح برخی شکستگی‌ها، بلورهای کوچک تورمالین به صورت ثانویه تشکیل شده‌اند. بلورهای کوچک و خودشکل زیرکن با فراوانی قابل توجه به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها وجود دارند که می‌تواند برای مطالعات سن‌سنجی مناسب باشد. به طور کلی، با توجه به محتوای پایین کانی‌های مافیک، می‌توان این توده را لوکوگرانیت پورفیری نام‌گذاری کرد.

**ریولیت‌های حاشیه‌ای گرانیت همیجان:** ویژگی مشخص این سنگ‌ها، بافت پورفیری و گاه اسفروولیتی به همراه درشت‌بلورهای کوارتز و فلدسپار قلیایی دارای حاشیه‌های خلیجی است (شکل ۴). وجود اسفروولیت بیانگر این است که زمینه این سنگ‌ها شیشه‌ای بوده و به مرور زمان در نتیجه پدیده شیشه‌زدایی (دوتریفیکاسیون) به تجمعات اسفروولیتی مدور تبدیل شده است (شکل ۴). از ویژگی‌های اسفروولیت‌ها، وجود کانی‌های کدر در آنهاست که به صورت ذراتی در راستای شعاع اسفروولیت‌ها ردیف شده‌اند (شکل ۴). به نظر می‌رسد که تشکیل این کانی‌های کدر، حاصل دگرسانی کانی‌های مافیک همزمان با پدیده شیشه‌زدایی و یا احتمالاً نفوذ سیال‌های غنی از آهن (به دلیل وجود کانی‌سازی‌های آهن همزمان در منطقه) بوده باشد. زمینه دانه‌ریز کوارتز-فلدسپاری این سنگ‌ها به درجات به نسبت شدیدی دچار دگرسانی سریستی شده است.

**توف‌های ریولیتی حاشیه گرانیت همیجان:** این سنگ‌ها دارای بافت پورفیر و کلاستیک و درشت‌بلورهای کوارتز و فلدسپار قلیایی شکسته شده در یک خمیره دانه‌ریز هستند (شکل ۴). در برخی نمونه‌ها، تعدادی بلور کوچک پلاژیوکلاز نیز دیده می‌شود. همچنین، قطعات خرده‌سنگی دارای بافت پورفیری متشکل از بلورهای کوچک کوارتز و فلدسپار در برخی نمونه‌ها وجود دارند. جهت‌یابی ناشی از موازی قرار گرفتن بلورهای کوارتز و فلدسپار قلیایی نیز در برخی نقاط دیده می‌شود (شکل ۴). زمینه این سنگ‌ها به شدت دچار دگرسانی به سریست و گاه کلسیت شده است. همچنین، رگچه‌های فراوان کلسیتی و کوارتز-فلدسپاری این سنگ‌ها را در جهت‌های مختلف قطع کرده‌اند.

#### ۴-۲. گرانیت فردوس

در حاشیه جنوبی منطقه مورد مطالعه و با فاصله حدود یک کیلومتر از گرانیت همیجان، رخنمون کوچکی از یک توده نفوذی گرانیتوئیدی وجود دارد. این توده، به درون توده کوچکی با ترکیب بازیک (گابرویی) نفوذ کرده و موجب دگرسانی گسترده آن شده است. بخش گرانیتی دارای بافت‌های هتروگرانولار، گرافیکی و پرتیتی بوده (شکل ۴) و کانی‌های اصلی سازنده آن شامل ارتوز، کوارتز و پلاژیوکلاز هستند. ارتوز کانی چیره این سنگ‌ها با فراوانی حدود ۴۵ درصد و به صورت بلورهای نیمه‌خودشکل تا ناخودشکل است که ابعاد آنها تا ۲ میلی‌متر می‌رسد و برخی از آنها بافت پرتیتی دارند. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌خودشکل با فراوانی حدود ۲۰ درصد وجود دارد که ترکیب آنها از نوع اولیگوکلاز است و ابعاد آنها تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. بیوتیت کانی فرعی مهم سازنده این سنگ‌هاست و به صورت ورقه‌های کوچک با فراوانی حدود یک درصد در برخی نقاط دیده می‌شود. با توجه به محتوای پایین کانی‌های مافیک، این توده گرانیتی را می‌توان لوکوگرانیت در نظر گرفت. کلسیت و هیدروکسیدهای آهن به صورت ثانویه برخی از شکستگی‌های سنگ را پر کرده‌اند.

#### ۴-۳. گنبد ریولیتی کوه سیاه

در حاشیه توده گرانیتی همیجان و در مجاورت جنوبی روستای همیجان، یک گنبد آتشفشانی وجود دارد که با رنگ تیره خود، از دور مشخص بوده و به دلیل رنگ تیره خود، به کوه سیاه معروف است. این گنبد ترکیب ریولیتی دارد و به دلیل جلای ورنی به رنگ تیره دیده می‌شود. این سنگ‌ها بسیار ریز بلور هستند و در نمونه دستی به صورت سنگ‌های غنی از سیلیس دیده می‌شوند. هیچ گونه کانی مافیک در نمونه دستی در آنها قابل شناسایی نیست. در سطح شکستگی‌ها، آثار آغشتگی به هیدروکسیدهای آهن (لیمونیتی و گوتیتی) دیده می‌شود. این سنگ‌ها در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت پورفیری، فلسوفیری و فلسیتی با درشت‌بلورهای کوچک کوارتز و فلدسپار قلیایی هستند (شکل ۴). بلورهای ناخودشکل کوارتز در ابعاد بیشینه ۰/۵ میلی‌متر، کانی اصلی سنگ است که همراه با سانیدین و ارتوز در خمیره دانه‌ریز سنگ پراکنده هستند. برخی از این بلورها خاموشی موحی دارند که بیانگر عملکرد تنش در هنگام تبلور این کانی‌ها یا پس از تبلور آنهاست. در زمینه دانه‌ریز کوارتز-فلدسپاری سنگ، تجمعات بسیار ظریف اکتینولیت، سرسیست و کلسیت (گاه به حالت رگچه‌ای) دیده می‌شوند. بدین مفهوم که دچار دگرسانی سرسیستی و پروپلیتی شده است. افزون بر این، رگچه‌های فراوان کوارتز-فلدسپاری، این سنگ‌ها را در جهت‌های مختلف قطع کرده‌اند. بلورهای کوارتز موجود در رگچه‌ها، خاموشی موحی دارند که بیانگر عملکرد تنش زمین‌ساختی در هنگام و یا پس از تشکیل رگه و رگچه‌هاست.

#### ۵- ژئوشیمی

همچنان که پیش‌تر اشاره شد، در راستای پژوهش حاضر، در مجموع ۱۱ نمونه از توده‌های گرانیتی همیجان، فردوس، ریولیت حاشیه گرانیت همیجان و گنبد ریولیتی کوه‌سیاه مورد تجزیه قرار گرفت (جدول‌های ۱ و ۲). بر پایه نمودارهای رده‌بندی  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$ ، سنگ‌های درونی در محدوده گرانیت (Cox et al., 1979) و سنگ‌های بیرونی در محدوده‌های ریولیت و تراکی داسیت (Le Bas et al., 1986) جای می‌گیرند (شکل ۵). در نمودار رده‌بندی (De La Roche et al., 1980) نیز نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی در محدوده گرانیت و نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی در محدوده ریولیت و لاتیت‌اندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۶). برای تفکیک سری‌های ماگمایی آلکالان از ساب‌آلکالان، از نمودار مجموع آلکالان در برابر سیلیس (Irvine & Baragar, 1971) استفاده شده است. بر پایه این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ساب‌آلکالان

قرار می‌گیرند. این نمونه‌ها با داشتن  $K_2O$  میان ۲/۱۸ تا ۶/۴۳ درصد وزنی و  $Na_2O$  میان ۰/۱۱ تا ۵/۴۴ درصد وزنی، در نمودار مثلثی (Irvine & Baragar, 1971) در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکالان و در نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Peccerillo & Taylor, 1976) در محدوده کالک‌آلکالان پتاسیم بالا تا شوشونیتی جانمایی می‌شوند (شکل ۷). همچنین، بر پایه ضریب اشباع آلومین (ASI)، بیشتر نمونه‌ها در نمودار A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1943) در محدوده پرآلومین جانمایی می‌شوند (شکل ۸ و ۱۰). نمونه ریولیت حاشیه‌ای گرانیت عظیم‌آباد، در محدوده متاآلومین قرار می‌گیرد که احتمالاً در ارتباط با محتوای پایین دگرسانی سرسیستی این نمونه و همچنین تمرکز بیشتر رگچه‌های کلسیتی است. به منظور بررسی نوع و تشخیص گرانیتوئیدهای منطقه، سنگ‌های مورد مطالعه روی نمودارهای تفکیک انواع گرانیتوئید (Whalen et al., 1987) جانمایی شده‌اند که همه نمونه‌ها در قلمرو مشترک S و I جای می‌گیرند (شکل ۹). سپس برای تفکیک نوع I و S از نمودار A/CNK در برابر  $SiO_2$  (Chappell & White, 1974) و نمودار ACF (Chappell & White, 1992) استفاده شده است. بر پایه این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه بیشتر در محدوده گرانیتوئیدهای S قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). لازم به توضیح است که در نمودار ACF، برخی نمونه‌ها در قلمرو I واقع می‌شوند. سنگ‌های مورد مطالعه دارای کانی‌های مگنتیت، اسفن، بیوتیت و هورنبلند و بدون کانی‌های کوردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند. ولی کاردوم در نورم نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود. همچنین، در هیچ یک از نمونه‌های مورد مطالعه آنکلاوهای سورمیکاسه دیده نمی‌شود. افزون بر این، روند کاهش  $P_2O_5$  در برابر  $SiO_2$  در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۰) که شاخص گرانیت‌های نوع I است (Chappell & White, 1992). به باور (Chappell & White, 1992)، Wu et al. (2003) و Li et al. (2007) به دلیل تبلور آپاتیت در گرانیت‌های نوع I، سفر به عنوان عنصر سازگار رفتار می‌کند و با ادامه تفریق از مقدار آن کاسته می‌شود. در حالی که در گرانیت‌های نوع S به دلیل عدم تبلور آپاتیت، سفر به عنوان یک عنصر ناسازگار رفتار می‌کند و غلظت آن در مذاب طی تفریق افزایش می‌یابد. به‌طور کلی، با بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که گرانیتوئیدهای منطقه از نوع S با گرایش به سوی I با ماهیت به نسبت پرآلومین هستند.

در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده عناصر کمیاب به کندریت (McDonough & Sun, 1995)، همه گروه‌های سنگی مورد مطالعه (میانگین نمونه‌های گرانیت همیجان، میانگین ریولیت کوه‌سیاه، ریولیت حاشیه گرانیت و گرانیت فردوس) دارای الگوی همانندی هستند (شکل ۱۱). همه سنگ‌های مورد مطالعه، غنی‌شدگی از عناصر LILE را در مقایسه با عناصر HFSE نشان می‌دهند. در همه گروه‌های سنگی، بی‌هنجاری منفی عناصر Rb، Nb، Sr، Ti و بی‌هنجاری مثبت عناصر Ba، K، Th، La، Ce و P دیده می‌شود. بی‌هنجاری منفی عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) مانند Nb و Ti در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان به فعالیت ماگمایی مرتبط با فرایند فرورانش (Kuster & Harms, 1988; Wilson, 1989) شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی (Rollinson, 1993) و فقر این عناصر در منشأ و همچنین پایداری فازهای دارای این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها در طی فرایند تفریق (Wu et al., 2003) نسبت داد. بی‌هنجاری منفی Sr حاصل عملکرد فرایند تبلور تفریقی کانی پلاژیوکلاز است. همچنین، بی‌هنجاری منفی Sr، با ترکیب پلاژیوکلازهای سدیک موجود در نمونه‌های مورد مطالعه سازگاری نشان می‌دهد. بی‌هنجاری مثبت عنصر P در این نمونه‌ها به دلیل وجود بلورهای آپاتیت فراوان در این سنگ‌هاست. بی‌هنجاری مثبت عناصر La و Ce نیز می‌تواند در نتیجه جانمایی این عناصر در شبکه بلورهای آپاتیت حاصل شده باشد. وجود بی‌هنجاری

است که شامل بخش‌هایی از قلمرو گرانیت‌های همزمان با برخورد، گرانیت‌های کمان آتشفشانی و گرانیت‌های درون صفحه‌ای است. بر پایه این نمودار، همه نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو مشترک میان گرانیت‌های کمان آتشفشانی و پس از برخورد جای می‌گیرند (شکل ۱۳). بر پایه نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی (Muller & Groves, 1997)، نمونه‌ها به‌طور پراکنده در قلمرو کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی پس از برخورد جای می‌گیرند (شکل ۱۴). در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Schandle & Gorton, 2002) سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده مناطق آتشفشانی درون صفحه‌ای و تعدادی محدودی نیز در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای جانمایی می‌شوند (شکل ۱۵). به‌طور کلی، با توجه به نمودارهای مختلف می‌توان گفت که محیط زمین‌ساختی - ماگمایی تشکیل گرانیتوبیدی‌های مورد مطالعه، محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای تا پس از برخورد بوده است.

به باور Barbarin (1999) می‌توان از گرانیتوبیدی‌ها به عنوان نشانگر محیط ژئودینامیکی استفاده کرد؛ به شرط آنکه نوع گرانیتوبید به درستی مشخص و دقیقاً سن‌یابی شود. Barbarin (1999) گرانیتوبیدی‌ها را بر پایه مجموعه کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و روابط صحرایی، ژئوشیمی و ویژگی‌های ایزوتوپی به ۷ گروه MPG (گرانیت‌های مسکوویت‌دار پرآلومین)، CPG (گرانیت‌های کوردیریت‌دار پرآلومین)، ACG (گرانیت‌های کالک آلکالین دارای آمفیبول)، KCG (گرانیت‌های کالک آلکالین غنی از فلدسپار قلیایی)، ATG (گرانیت‌های توله‌ایتی کمان ماگمایی)، RTG (گرانیت‌های توله‌ایتی پشته اقیانوسی) و PAG (گرانیت‌های آلکالین - پرآلکالین) رده‌بندی کرده است. بر پایه رده‌بندی Barbarin (1999)، گرانیتوبیدی‌های مورد مطالعه از نوع گرانیتوبیدی‌های KCG هستند. این نوع گرانیت‌ها در جریان تحول رژیم‌های فشارشی به کشتی تشکیل می‌شوند و دارای منشأ دوگانه گوشته‌ای - پوسته‌ای هستند.

#### ۷- نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، توده‌های نفوذی و آتشفشانی مورد مطالعه شامل توده لوکوگراتیتی همیجان، گرانیت فردوس و گنبد ریولیتی کوه سیاه هستند. مطالعات دقیق‌تر نشان می‌دهد که توده گرانیتی همیجان متشکل از یک توده نفوذی کم‌ژرفا در بخش مرکزی است که به سوی حاشیه به گدازه‌های ریولیتی تبدیل می‌شود و در ادامه، توف‌های ریولیتی نیز گدازه‌های ریولیتی را می‌پوشانند. این شواهد نشان از این دارد که در ادامه فوران‌های ریولیتی به‌صورت گدازه و خاکستر، توده گرانیتی همیجان در ژرفای کم و درون مجموعه ریولیتی جایگیری کرده است. این مجموعه به سوی بالا توسط بخش کربناتی سری ریزو پوشیده می‌شود که بدون هر گونه دگرگونی در محل تماس با ریولیت‌های زیرین است. حتی میان‌لایه‌هایی از توف‌ها و گاه گدازه ریولیتی در میان دولومیت‌ها دیده می‌شود. بر این اساس می‌توان گفت که توده گرانیتی همیجان از دید سنی کهن‌تر از دولومیت‌های سری ریزو است و توسط آنها به‌صورت همشیب پوشیده می‌شود. بنابراین می‌توان سن اینفراکامبرین را برای این توده در نظر گرفت. این در حالی است که بلاغی و همکاران (۱۳۸۹) بر این باورند که این توده به درون مجموعه آتشفشانی - رسوبی سری ریزو (سری نارینگان) نفوذ کرده است و بنابراین سنی جوان‌تر از آنها دارد. نامبردگان، سن اردوویسین - سیلورین را به این توده نسبت داده‌اند. گرانیت فردوس به‌صورت یک توده نفوذی کوچک با بافت هتروگرنولار و دانه‌درشت‌تر از گرانیت همیجان است. گنبد ریولیتی کوه سیاه به درون واحدهای دولومیت و توف‌های حدواسط نفوذ کرده است. با استناد به ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، توده‌های گرانیتی همیجان و فردوس و ریولیت‌های حاشیه گرانیت همیجان و گنبد ریولیتی کوه سیاه دارای ماهیت کالک آلکالین با پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند و در گروه گرانیتوبیدی‌های نوع S با گرایش به نوع I قرار می‌گیرند. با توجه به نمودارهای عنکبوتی و الگوی عناصر خاکی کمیاب به‌نجار شده، همه گروه‌های سنگی منطقه

مثبت در عناصری چون K و Th، بازتابی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای مادر توده‌های نفوذی بوده و از آن به عنوان تسلط پوسته‌ای یاد شده است (Harris et al., 1986).

در نمودار به‌نجار شده با گوشته اولیه (McDonough & Sun, 1995) برای سنگ‌های مورد مطالعه، همانند کندریت‌ها دارای غنی‌شدگی عناصر LILE در مقایسه با عناصر HFSE هستند و همچنین بی‌هنجاری منفی از عناصر Nb، Sr، P و Ti و بی‌هنجاری مثبت از عناصر K، Rb، Th و Pb دیده می‌شود (شکل ۱۵). بی‌هنجاری منفی از P و ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I به شمار می‌آید (Chappell & White, 1992). همچنین، بی‌هنجاری منفی P می‌تواند نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماگما باشد (Wu et al., 2003). عنصر Pb در میانگین نمونه‌های گرانیت همیجان، ریولیت کوه سیاه و ریولیت حاشیه گرانیت همیجان بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهد. این در حالی است که در نمونه گرانیت فردوس، بی‌هنجاری منفی شاخص این عنصر دیده می‌شود. بی‌هنجاری مثبت Pb می‌تواند نشان از تأثیر پوسته قاره‌ای در تکوین ماگمای مولد سنگ‌های منطقه و یا آلیایش پوسته‌ای ماگمای ناشی از ذوب بخشی گوشته در ترازهای بالاتر باشد (Kamber et al., 2002). نبود بی‌هنجاری مثبت Pb و در واقع، وجود بی‌هنجاری منفی Pb در گرانیت فردوس می‌تواند بیانگر نقش پایین پوسته در تحول ماگمای به وجود آورنده این گرانیت باشد.

نمودار به‌نجار شده عناصر خاکی کمیاب به کندریت (McDonough & Sun, 1995) برای همه گروه‌های سنگی مورد مطالعه، نشان‌دهنده یک الگوی به نسبت پرشیب غنی از عناصر LREE با نسبت بالای LREE/HREE است (شکل ۱۲). غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب بخشی (Wilson, 1989)، بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ (Wilson, 1989)؛ Wright & Mc Curry, 1997 و آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (Srivastava & Sigh, 2004) باشد. در این نمودار، همه گروه‌های سنگی مورد مطالعه، بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهند که می‌تواند به دلیل تفریق پلاژیوکلاز باشد. همچنین ممکن است ماگما با یک منشأ گوشته‌ای پلاژیوکلازدار در تعادل بوده باشد (Wilson, 1989؛ Wright & Mc Curry, 1997). به باور Wilson (1989) اگر بی‌هنجاری منفی Eu همراه با بی‌هنجاری منفی Sr باشد، تفریق پلاژیوکلاز عامل به وجود آمدن بی‌هنجاری منفی Eu است. با توجه به وجود بی‌هنجاری منفی شاخص Sr در نمودارهای عنکبوتی (شکل ۱۱)، می‌توان نتیجه گرفت که تفریق پلاژیوکلاز موجب تشکیل بی‌هنجاری منفی Eu در گروه‌های سنگی مورد مطالعه شده است. روند‌های همانند و موازی برای همه سنگ‌های مورد مطالعه در نمودارهای بالا می‌تواند بیانگر ارتباط زایشی و احتمالاً منشأ یکسان آنها باشد.

به‌طور کلی، با توجه به نمودارهای به‌نجار شده می‌توان نتیجه گرفت که بی‌هنجاری مثبت LILE (مانند Rb، Ba، K، Th و Pb) و بی‌هنجاری منفی HFSE (مانند Nb، Ta و Ti) همراه با غنی‌شدگی LREE در مقایسه با HREE و نسبت بالای LREE/HREE در سنگ‌های مورد مطالعه، مرتبط با درجات پایین ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده همراه با آلیایش ماگمای گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای است.

#### ۶- جایگاه زمین‌ساخت - ماگمایی

به منظور مشخص کردن محیط زمین‌ساختی توده‌های گرانیتوبیدی مورد مطالعه، از نمودارهای متمایزکننده محیط زمین‌ساختی که Pearce et al. (1984) و Pearce (1996) ارائه کرده‌اند، استفاده شده است. در نمودار Nb در برابر Y، همه نمونه‌ها در محدوده مشترک گرانیت‌های همزمان با برخورد و گرانیت‌های کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳). در نمودار Rb در برابر Y+Nb، محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی و همزمان با برخورد از یکدیگر تفکیک شده و قلمرو گرانیت‌های پس از برخورد به‌صورت دایره‌ای در مرکز نمودار مشخص شده

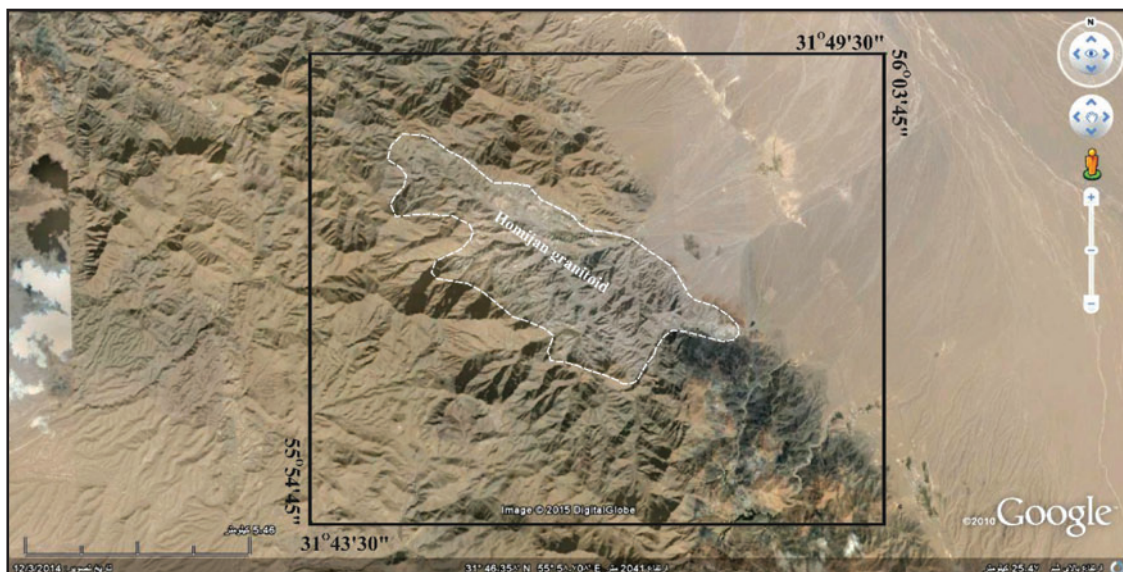
و دگرگونی در رخساره آمفیبولیت زیرین در یک محیط کوهزایی هستند. توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی-داسیتی مربوط به کامبرین آغازی با ماهیت کالک آلکالن در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند و ماهیت آلکالن قابل انتساب به فعالیت ماگمایی درون قاره‌ای ندارند.

با در نظر گرفتن نتایج مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمی و با توجه به مطالعات انجام شده پیشین در منطقه ایران مرکزی و بلوک پشت بادام، می‌توان مدل زمین‌ساختی-ماگمایی زیر را برای منطقه مورد مطالعه و بلوک پشت بادام ارائه کرد: در پرکامبرین پایانی-کامبرین آغازی، خردقاره‌هایی (مانند خردقاره چادونی، خردقاره بنه‌شورو و خردقاره ناتک) در حاشیه گندوانا وجود داشته‌اند. فرورانش حوضه‌های اقیانوسی میان آنها سبب تشکیل کمان‌های ماگمایی و دگرگونی‌های ناحیه‌ای در این خردقاره‌ها شده است. در پایان، با بسته شدن حوضه‌های یادشده، قطعات قاره‌ای به‌صورت یکپارچه در آمده و خردقاره ایران مرکزی را تشکیل داده‌اند. رویدادهای زمین‌شناسی در پرکامبرین پایانی-کامبرین زیرین به ترتیب زمانی شامل دگرگونی درجه ضعیف تا متوسط، تشکیل توده‌های نفوذی کالک آلکالن، فعالیت آتشفشانی ریولیتی تا آندزیتی در بازه زمانی ۵۴۷ تا ۵۲۵ میلیون سال بوده است. در ادامه، حوضه کششی و کافتی پس از برخورد در بخش‌هایی از خردقاره ایران مرکزی (بلوک پشت بادام) تشکیل شده است. نتیجه این فرایند، بالا آمدن گوشته سست‌کره‌ای، ذوب بخشی گوشته بالایی و تشکیل ماگمای بازیک با ماهیت آلکالن بوده است. ماگمای بازیک اولیه به سوی بالا حرکت می‌کند و در مخزن ماگمایی درون پوسته جایگزین می‌شود. در این مخزن ماگمایی، ماگمای اولیه دچار تفریق و آلاینش پوسته‌ای می‌شود و ترم‌های مختلف سنگی تشکیل می‌شوند. به این مفهوم که سنگ‌های گرانیتی از تفریق ماگمای آلکالن بازیک (گابروها) تشکیل شده‌اند. لازم به توضیح است که با جایگیری ماگمای بازیک در پوسته و ذوب بخشی آن، مواد فلسیک پوسته‌ای نیز در تشکیل سنگ‌های گرانیتی کالک آلکالن هیبریدی شرکت می‌کنند. در مجموع می‌توان گفت که سازوکار مؤثر در تشکیل توده‌های گرانیتی (لوکوگرانیت‌ها)، تبلور تفریقی همراه با هضم و آلاینش پوسته‌ای (AFC) بوده است. ماگمای بازیک اولیه یا کمتر تحول یافته سبب تشکیل توده‌های گابرویی و بخش‌های تحول یافته تر نیز سبب تشکیل توده‌های گرانیتی و مجموعه‌های آتشفشانی مرتبط با آنها شده‌اند.

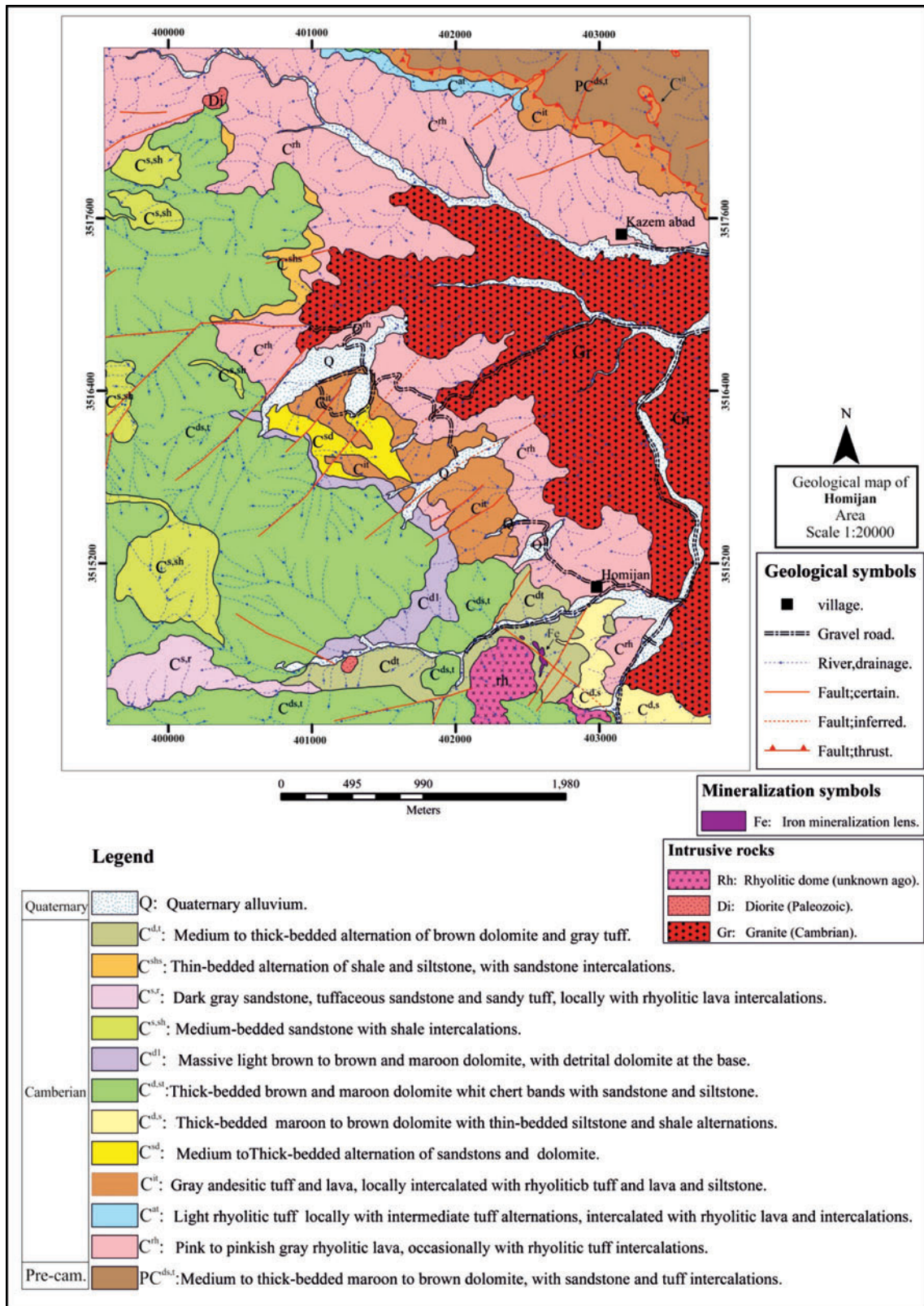
الگوی همانندی دارند. در این نمودارها، همه نمونه‌ها یک الگوی غنی از LREE را با نسبت بالای LREE/HREE نشان می‌دهند. همانندی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در این گروه‌های سنگی بیانگر ارتباط ژنتیکی و احتمالاً منشأ ماگمایی یکسان برای آنهاست. در نمودارهای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی گرانیتوئیدها، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مرتبط با محیط‌های زمین‌ساختی پس از برخورد هستند و در طی تحول رژیم فشارشی به کششی تشکیل شده‌اند.

مطالعه سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی منطقه حالت دوگانه (بایمودال) دارد. شواهد صحرایی بیانگر این است که ترم‌های بازیک فراوانی چندانی نداشته و حجم ترم‌های اسیدی بسیار قابل توجه است. نسبت بالای LREE/HREE در سنگ‌های بازیک منطقه بیانگر تشکیل آنها از یک منبع گوشته‌ای با درجات ذوب بخشی پایین تا متوسط است (بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹). به باور بلاغی و همکاران (۱۳۸۹)، تهی‌شدگی سنگ‌ها از HREE، بیانگر حضور گارنت در ناحیه منشأ بوده و ماگمای مادر سنگ‌های بازیک از ذوب بخشی درجات پایین منبع گارنت پریدوتیتی در ژرفای میان ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری از گوشته سنگ‌کره زیر قاره‌ای منشأ گرفته است.

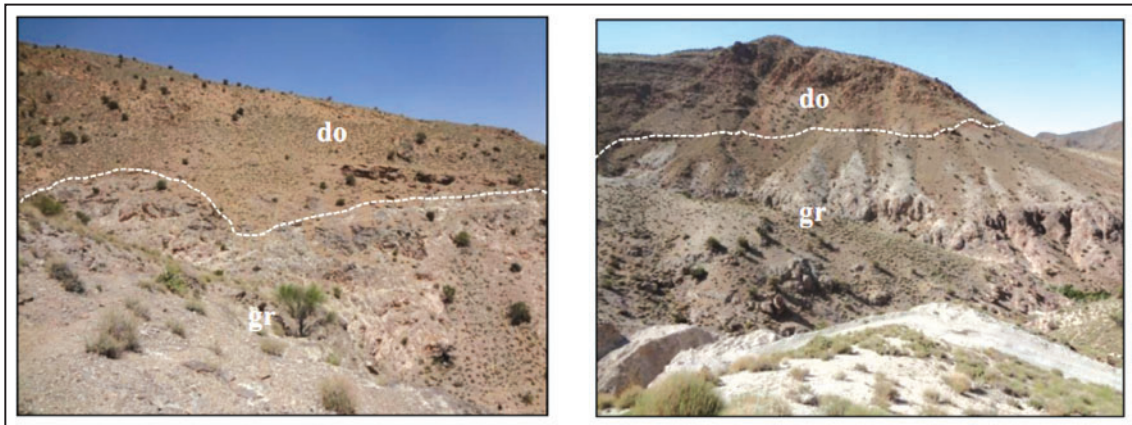
محیط زمین‌ساختی-ماگمایی عمومی ارائه شده برای فعالیت ماگمایی اینفراکامبرین ایران مرکزی، محیط‌های کششی و کافت قاره‌ای است (Berberian & King, 1981؛ سامانی، ۱۳۷۷). این مدل بر این پایه استوار است که مراحل پایانی کوهزایی پان‌آفریکن در سپر عربی با جایگیری گرانیت‌های آلکالن نوع A و سنگ‌های آتشفشانی آلکالن پس از کوهزایی همراه بوده است (Jackson et al., 1984). مدل زمین‌ساخت-ماگمایی دیگری با عنوان کافت نارس توسط Talbot & Alavi (1996) مطرح شده است. بر پایه این مدل، پوسته قاره‌ای اینفراکامبرین دچار کشش شده، ولی گسترش آن ناقص مانده است. پژوهشگران یاد شده، فعالیت ماگمایی کامبرین آغازی را به کافت قاره‌ای و بالاآمدگی گوشته سست‌کره‌ای نسبت داده‌اند. (Ramazani & Tucker (2003) بر این باورند که تشکیل سنگ‌های آذرین و دگرگونی موجود در منطقه ساغند (ایران مرکزی) به سن اینفراکامبرین را نمی‌توان در قالب مدل کافت قاره‌ای توضیح داد. به باور آنها، سنگ‌های رسوبی و گرانیتی کمپلکس بنه‌شورو که محصول دگرگونی و دگرشکلی ناحیه‌ای هستند، نشانگر وجود محیط فشارشی در پرکامبرین پایانی-کامبرین آغازی



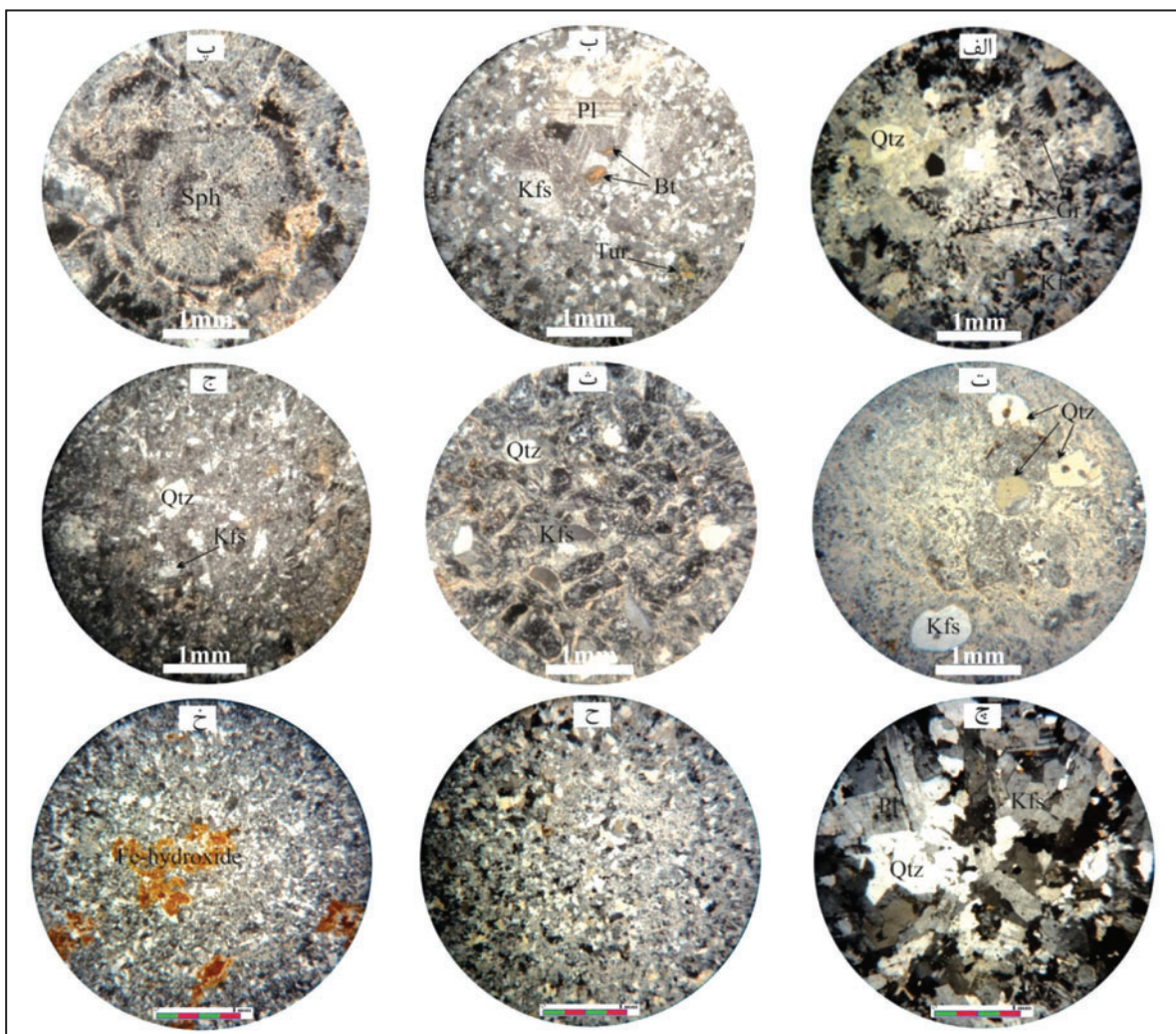
شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه و توده گرانیتوئیدی همیجان روی تصویر Google earth.



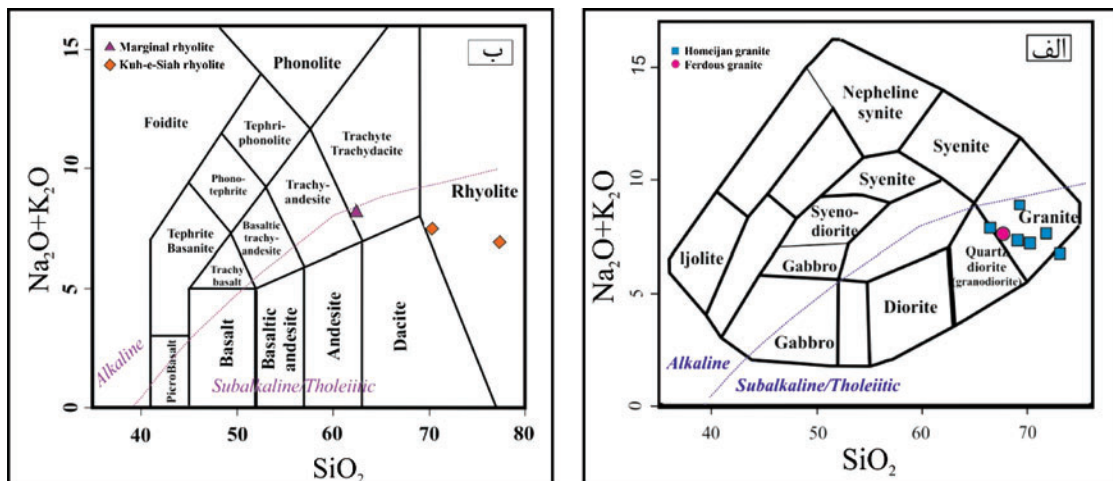
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه معدنی همیجان (مختاری و خضری، ۱۳۹۲).



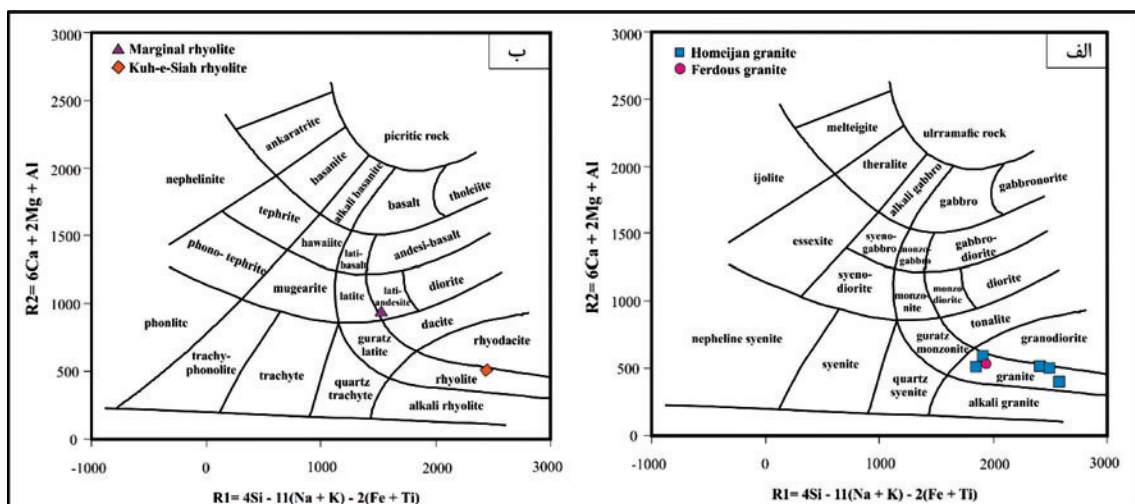
شکل ۳- دو نمای مختلف از واحد دولومیتی سری ریزو روی توده گرانیتی همیجان (دید به سوی شمال باختر).



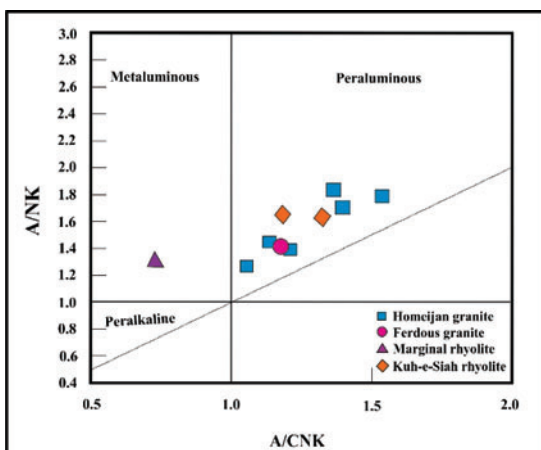
شکل ۴- (الف) بافت گرافیکی در گرانیت پورفیری (نور XPL)؛ (ب) بافت پورفروبییدی در گرانیت پورفیری (نور XPL)؛ (ب) بافت اسفرولیتی در ریولیت‌های حاشیه‌ای. کانی‌های کدر به صورت ذراتی در امتداد شعاع اسفرولیت‌ها دیده می‌شوند. همچنین، بلورهای کوارتز دارای حاشیه خلیجی هستند (نور XPL)؛ (ت) بافت پورفیری در ریولیت‌های حاشیه‌ای (نور XPL)؛ (ث) بلورهای شکسته شده کوارتز و فلدسپار قلیایی در زمینه دانه‌ریز سریستی شده در توف‌های ریولیتی (نور XPL)؛ (ج) بلورهای خرد شده کوارتز و فلدسپار قلیایی با حالت جریانی در زمینه دانه‌ریز در توف‌های ریولیتی (نور XPL)؛ (چ) بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپار قلیایی با بافت هتروگرانولار در گرانیت فردوس (نور XPL)؛ (ح) بلورهای کوچک کوارتز و فلدسپار قلیایی در زمینه دانه‌ریز کوارتز - فلدسپاری در ریولیت کوه سیاه (نور XPL)؛ (خ) بلورهای کوچک کوارتز و فلدسپار قلیایی همراه با آغشتگی‌های هیدروکسیدهای آهن ثانویه در زمینه دانه‌ریز کوارتز - فلدسپاری در ریولیت‌های کوه سیاه (نور XPL). نشانه‌های اختصاری کانی‌های از Kertz (1983) بر گرفته شده است. Pl: پلاژیوکلاز، Qtz: کوارتز، Kfs: فلدسپار قلیایی، Bt: بیوتیت، Tur: تورمالین، Gr: بافت گرافیکی، Sph: اسفرولیت.



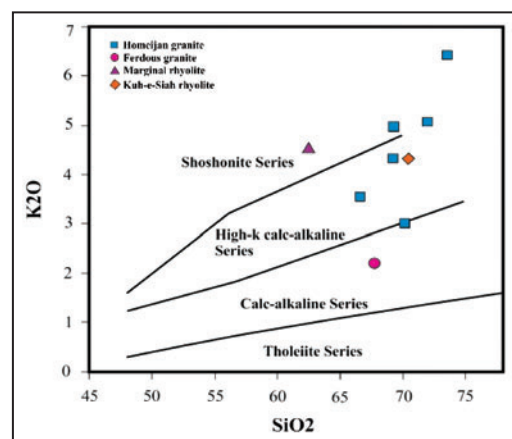
شکل ۵- نمودار  $Na_2O + K_2O$  در برابر  $SiO_2$ . الف) موقعیت نمونه‌های توده‌های گرانیتی منطقه مورد مطالعه (نمودار پایه از (Cox et al., 1979)؛ ب) موقعیت نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه (نمودار پایه از (Le Bas et al., 1986)).



شکل ۶- نمودار  $R_1$ - $R_2$  (De La Roche et al., 1980) که نمونه‌های مورد مطالعه روی آن جانمایی شده‌اند.

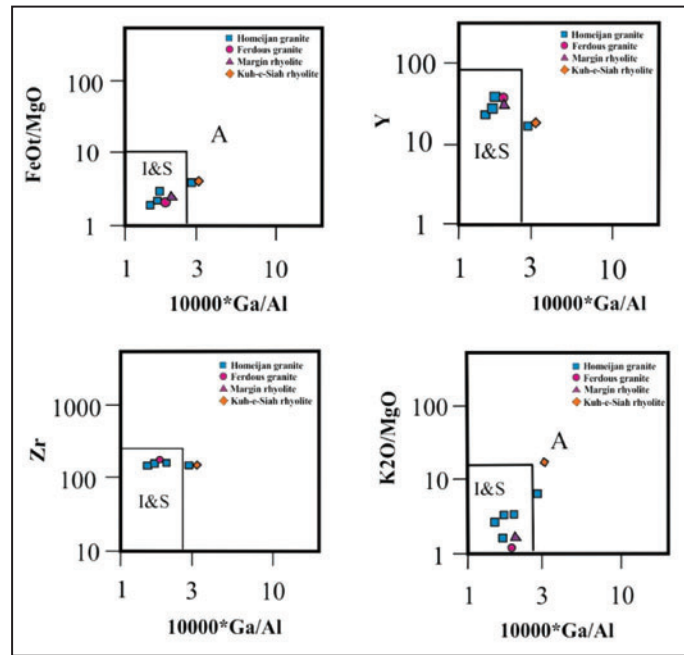


شکل ۸- نمودار  $A/NK$  در برابر  $A/CNK$  (Shand, 1943) که نمونه‌های مورد مطالعه روی آن بیشتر در محدوده پeralumin قرار می‌گیرند.

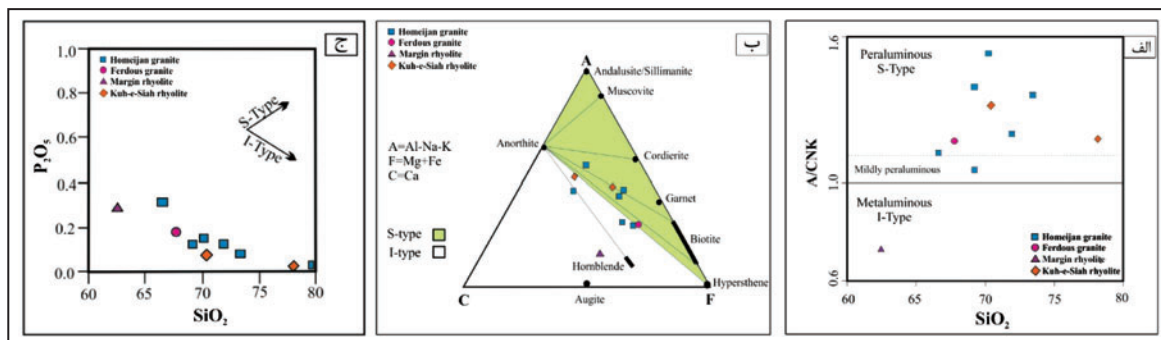


شکل ۷- نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Peccerillo & Taylor, 1976) که نمونه‌های مورد مطالعه در قلمروی پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار گرفته‌اند.

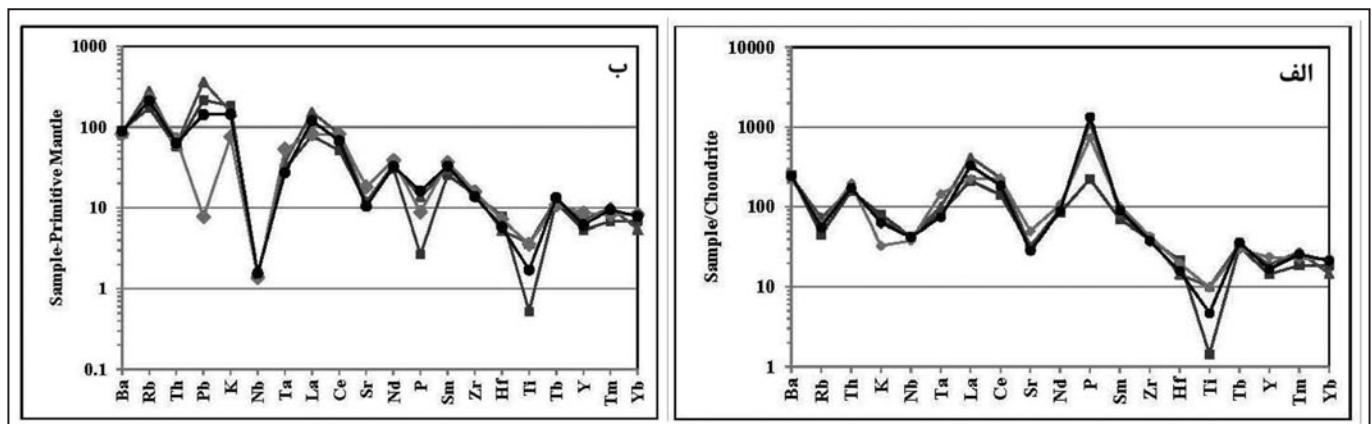




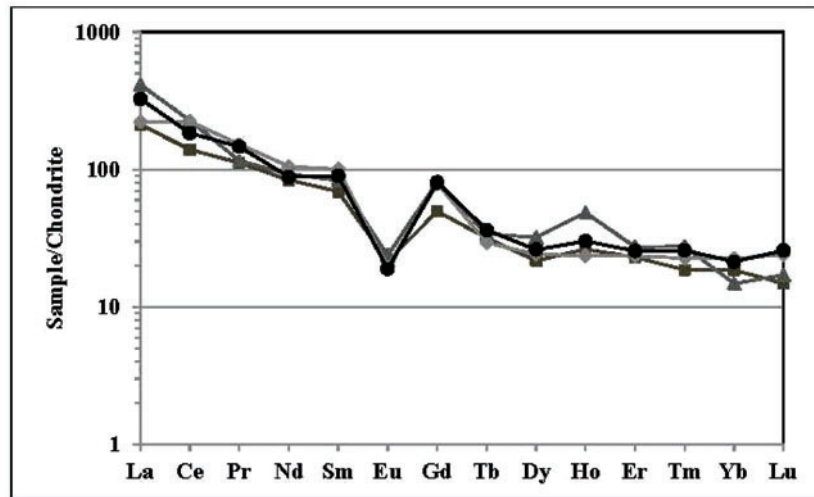
شکل ۹- نمودارهای تفکیک انواع گرانیتوئید (Whalen et al., 1987) که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده S و I قرار می‌گیرند.



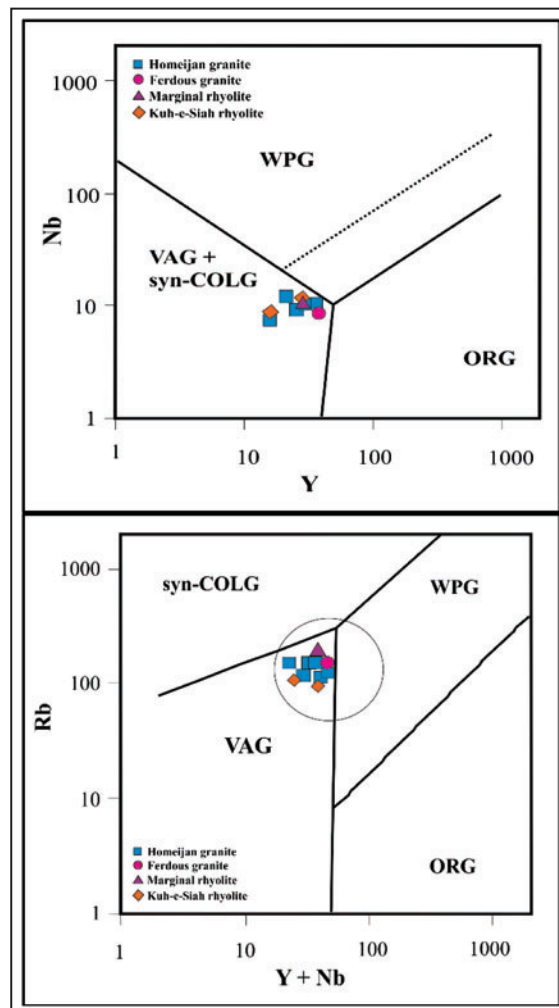
شکل ۱۰- الف) نمودار A/CNK در برابر  $SiO_2$  (Chappell & White, 1974) برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع S و I که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند؛ ب) نمودار ACF (Chappell & White, 1992) برای تمایز گرانیت‌های نوع S و I و ماهیت پرآلومینوس و متآلومینوس گرانیتوئیدها که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده S با گرایش به سوی محدوده I جای می‌گیرند؛ ج) نمودار تغییرات  $P_2O_5$  در برابر  $SiO_2$  در نمونه‌های مورد مطالعه که یک روند کاهشی را نشان می‌دهند.



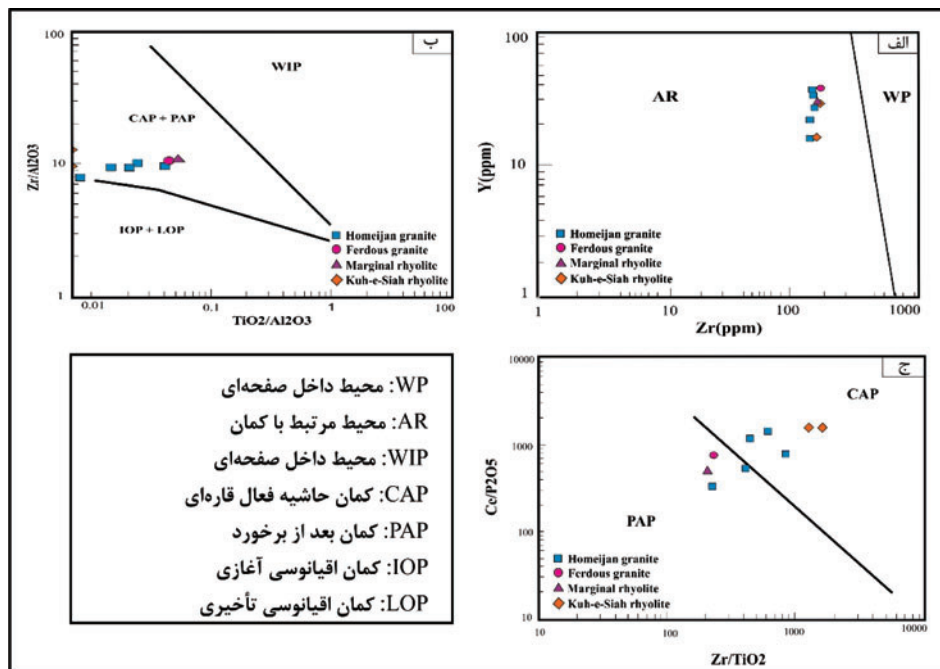
شکل ۱۱- الگوی‌های چند عنصری بهنجار شده بر پایه داده‌های McDonough & Sun (1995) برای نمونه‌های مورد مطالعه. الف) الگوی بهنجار شده با کندریت؛ ب) الگوی بهنجار شده با گوشته اولیه. نشانه‌ها: میانگین نمونه‌های گرانیت همیجان (دایره)، میانگین نمونه‌های ریولیت کوه‌سپاه (مربع)، گرانیت فردوس (لوزی)، ریولیت حاشیه گرانیت یجان (مثلث).



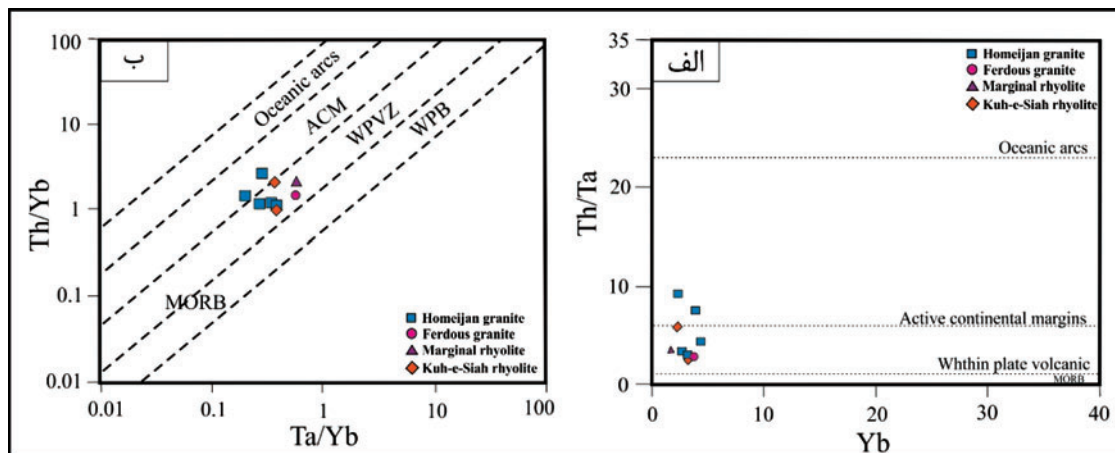
شکل ۱۲- الگوی REE برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه که با کندریت بهنجار شده‌اند. مقادیر بهنجارسازی از Boyanton (1984). نشانه‌های به کار رفته: میانگین نمونه‌های گرانیت همیجان (دایره)، میانگین نمونه‌های ریولیت کوه‌سیاه (مربع)، گرانیت فردوس (لوزی)، ریولیت حاشیه گرانیت همیجان (مثلث).



شکل ۱۳- نمودار Nb در برابر Y (Pearce et al., 1984) و نمودار Rb در برابر Y+Nb (Pearce, 1996) که نمونه‌های مورد مطالعه روی آنها تصویر شده‌اند.



شکل ۱۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودارهای (الف) Muller & Groves (1997) نمودار Zr در برابر Y برای تفکیک محیط درون صفحه‌ای از محیط کمان که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان قرار می‌گیرند؛ (ب) نمودار  $Zr/Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2/Al_2O_3$  برای تفکیک محیط درون صفحه‌ای از انواع محیط‌های کمانی که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مشترک کمان حاشیه فعال قاره‌ای و کمان پس از برخورد قرار می‌گیرند؛ (ج) نمودار  $Zr/TiO_2$  در برابر  $Ce/P_2O_5$  برای تفکیک کمان حاشیه فعال قاره‌ای از کمان پس از برخورد که نمونه‌های مورد مطالعه در هر دو محدوده پراکنده هستند.



شکل ۱۵- نمودارهای Th/Ta در برابر Yb و Th/Yb در برابر Ta/Yb (Schandle & Gorton, 2002) برای تفکیک محیط زمین‌ساختی که نمونه‌های مورد مطالعه در هر دو محدوده کمان فعال قاره‌ای و آتشفشان‌های محیط درون قاره‌ای قرار می‌گیرند.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه منطقه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر آهن (عیار به درصد).

Samples	M11	M12	05P	65P	62P	63P	14P	M5	04P	06G	15G
	ریولیت کوه‌سیاه		ریولیت حاشیه	گرانیت فردوس	گرانیت همیجان						
SiO <sub>2</sub>	70.43	78.13	62.48	67.72	66.56	71.94	70.23	69.21	69.20	73.43	79.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.31	12.63	14.60	15.93	15.58	13.63	18.26	15.50	15.71	13.43	16.67
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.09	0.74	0.72	0.66	0.33	0.16	0.33	0.24	0.26	0.15
FeO	1.31	0	3.56	2.59	2.29	1.53	1.33	2.28	2.41	2.26	0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.75	1.62	3.22	1.61	3.01	1.70	0.86	1.09	1.80	1.68	0.32
Na <sub>2</sub> O	3.20	0.14	3.85	5.44	4.28	2.59	4.23	4.61	2.33	0.20	0.11
K <sub>2</sub> O	4.35	5.26	4.49	2.18	3.53	5.08	2.98	4.33	4.96	6.43	2.75
CaO	1.30	1.53	4.79	1.22	1.62	0.87	0.94	1.33	1.12	1.42	0.06
MgO	1.23	0.35	2.67	1.95	2.28	0.80	1.13	1.35	1.48	0.90	0.04
MnO	0.05	0.05	0.13	0.05	0.07	0.04	0.01	0.05	0.06	0.04	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.03	0.28	0.18	0.31	0.12	0.15	0.12	0.95	0.08	0.03
Sum	100.12	99.83	100.92	99.59	100.2	98.63	100.28	100.2	99.72	100.1	100.1
L.O.I	0.87	2.57	1.68	0.68	0.54	2.13	0.68	0.46	0.59	3.13	3.02

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (عیار به ppm است).

Samples	M11	M12	05P	65P	04P	M5	14P	62P	63P
	ریولیت کوه‌سیاه		ریولیت حاشیه	گرانیت فردوس	گرانیت همیجان				
Ba	697.4	512	564.3	585.4	690.2	645.4	607.5	580.7	381
Ga	16.96	20.0	15.64	16.09	14.76	14.33	14.76	14.10	21.3
Hf	1.69	2.77	1.48	2.03	2.84	1.15	0.96	1.34	1.86
Nb	11.34	9.00	10.23	9.13	10.36	10.34	12.30	9.87	7.70
Rb	98.64	108.0	167.34	136.34	125.11	113.4	112.49	140.61	148.0
Sr	243.4	223.8	234.65	359.7	188.5	230.4	211.86	202.44	197.74
Ta	1.32	0.94	1.35	1.96	0.82	1.21	0.98	1.32	0.69
Th	3.48	5.60	4.80	5.64	6.05	5.32	3.37	3.89	6.30
Zr	156.4	148.12	153.7	165.6	146.4	147.3	136.7	149.6	139.14
Y	29.37	16.00	29.78	36.97	35.53	32.55	21.24	26.45	15.50
La	31.52	7.30	28.67	24.34	26.45	25.42	27.43	26.21	25.10
Ce	123.78	47.50	136.48	137.13	135.63	139.62	118.46	108.79	65.00
Pr	14.68	6.10	10.78	14.18	16.38	15.29	14.64	13.86	7.99
Nd	53.14	23.7	42.34	48.24	56.93	43.81	37.61	33.14	30.90
Sm	15.98	4.53	12.34	14.89	15.74	15.85	15.47	13.76	5.73
Eu	1.93	0.49	1.34	1.11	1.06	0.97	1.30	1.37	0.68
Gd	15.64	4.15	16.14	15.77	22.03	16.64	17.65	19.47	4.50
Tb	1.86	0.43	1.23	1.06	1.23	1.19	1.98	1.57	0.58
Dy	7.56	3.10	7.87	5.94	5.61	6.95	8.47	8.47	2.63
Ho	2.34	0.53	2.65	1.29	1.43	1.54	1.98	2.64	0.63
Er	5.35	2.01	4.36	3.75	4.12	4.50	5.40	4.32	2.14
Tm	0.56	0.36	0.68	0.56	0.69	0.74	0.67	0.79	0.30
Yb	3.45	2.53	2.38	3.62	4.11	4.43	2.78	3.47	2.40
Lu	0.32	0.41	0.42	0.59	0.64	0.69	0.64	0.86	0.34

## کتابنگاری

- آقاباتی، س. ع. ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۳ ص.
- امینی، ب.، رشید، ح. و پشتکوهی، م.، ۱۳۸۳- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافق، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۸۹- پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزویک زیرین جنوب بهاباد (باقی، ایران مرکزی)، پترولوژی، سال اول، شماره چهارم، صص. ۴۵ تا ۶۴.
- بنیادی، ز.، ۱۳۸۷- ژئوشیمی و ژنز کانسار منگنز نارینگان، بافق، استان یزد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شیراز.
- بومری، م.، ۱۳۹۱- بررسی کانی‌های خاکی نادر در کانسار مگنتیت- آپاتیت اسفوردی، ناحیه بافق، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۵، صص. ۷۱ تا ۸۲.
- بیات، ا.، ۱۳۹۳- ژئوشیمی توده‌های گابرویی- دیوریتی جنوب‌باختر بهاباد (استان یزد) و بررسی نقش احتمالی آنها در کانی‌سازی آهن- آپاتیت. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه زنجان.
- درویش‌زاده، ع. و آل‌طه، ب.، ۱۳۷۵- ماگماتیسم و تکتونوماگماتیسم پرکامبرین پسین در ایران مرکزی، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۱، جلد ۲۲، صص. ۵۷ تا ۷۸.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۶۲- بررسی فسفات بافق (اسفوردی)، مجله علوم دانشکده علوم دانشگاه تهران، شماره ۱۳، جلد ۱، صص. ۲ تا ۲۴.
- رحمانی، ش. و مختاری، م. ع.، ا.، ۱۳۸۱- اکتشاف عناصر کمیاب فلزی و کانی‌های قیمتی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۶۵ ص.
- سامانی، ب.، ۱۳۶۴- کشف ماگماتیسم کربناتی و پدیده‌های همراه آن در ایران و ارتباط آنها با کانسارهای منطقه بافق- ساغند، نشریه علمی سازمان انرژی اتمی ایران، شماره ۴، صص. ۹۹ تا ۱۰۷.
- سامانی، ب.، ۱۳۷۱- معرفی سازند ساغند با رخساره ریفتی و جایگاه چینه‌نگاری آن در پرکامبرین پسین ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۶، صص. ۳۲ تا ۴۵.
- سامانی، ب.، ۱۳۷۷- فلززایی پرکامبرین در ایران مرکزی (بخش اول)، نشریه علمی سازمان انرژی اتمی ایران، شماره ۱۷، صص. ۱ تا ۱۶.
- سامانی، ب.، ۱۳۷۸- فلززایی پرکامبرین در ایران مرکزی (بخش دوم)، نشریه علمی سازمان انرژی اتمی ایران، شماره ۲۰، صص. ۱۵ تا ۳۱.
- سهیلی، م. و مهدوی، م.، ۱۳۷۰- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شرفی، آ.، ۱۳۷۶- بررسی گرانیتوئیدهای ایران مرکزی، نواحی اسفوردی- زریگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه تهران.
- صادقی دعوتی، و.، حسن‌زاده، ج.، و علیرضایی، س.، ۱۳۸۶- کانه‌زایی‌های اکسید آهن- آپاتیت ناحیه بافق: رابطه مکانی، زمانی و ژئوشیمیایی با ماگماتیسم گرانیتوئیدی و حوضه‌های رسوبی کامبرین آغازی، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- عابدیان، ن.، ۱۳۶۲- اکتشاف مقدماتی رخنمون‌های آپاتیت در منطقه بافق- پشت بادام، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۴۲ ص.
- گل‌کرم، ش.، رشیدزاد عمران، ن.، مسعودی، ف. و وهاب‌زاده، ق.، ۱۳۸۹- گرانیت زریگان، ماگمای یا متاسوماتیک؟ دوفصلنامه نشریه علوم (دانشگاه خوارزمی)، دوره ۱۰، شماره ۲، صص. ۸۴۰ تا ۸۴۰.
- محمد تراب، ف.، ۱۳۸۹- مطالعه ژئوشیمی و رادیوایزوتوپی بر روی ذخایر آهن- آپاتیت ناحیه بافق به منظور شناسایی ژنز بافق، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، شماره ۱۸، صص. ۴۰۹ تا ۴۱۸.
- مختاری، م. ع.، ا.، امامی، م. ه. و رحمانی، ش.، ۱۳۸۲- کانی‌زایی عناصر نادر خاکی در منطقه بافق- پشت بادام، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مختاری، م. ع.، ا.، و خضری، م.، ۱۳۹۲- گزارش اکتشاف عمومی کانسار آهن- آپاتیت همیجان، شرکت آریا جنوب ایرانیان، سازمان صنعت، معدن و تجارت استان یزد.
- موسوی ماکویی، ع.، ۱۳۷۷- بررسی پترولوژی گرانیت نارینگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی.
- مهدوی، م. ع.، ۱۳۷۵- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بهاباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- نبوی شقاقی، س. ط.، ۱۳۹۳- ژئوشیمی توده سینیتی شمال معدن اسفوردی (استان یزد) و بررسی نقش احتمالی آن در کانی‌سازی آهن- آپاتیت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه زنجان.

## References

- Barbarin, B., 1999- A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605- 626.
- Berberian, M. & King G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Bonyadi, Z., Davidson, G. J., Mehrabi, B., Meffre, S. & Ghazban, F., 2011- Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry. *Chemical Geology* 281: 253-269.
- Boyanton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Development in geochemistry, Rare Earth Element Geochemistry*, V: 63-114.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83: 1- 26.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979- The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman, London, 450p.
- Daliran, F., 1990- The magnetite- apatite deposit of Mishdovan, east central Iran. An alkali rhyolite hosted Kiruna- type occurrence in the Infracambrian Bafq metatolotect. Ph.D. thesis, Univ., Heidelberg, Geowiss. Abhandl, 248p.

- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses: its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Förster, H. J. & Jafarzadeh, A., 1994- The Chador Malu iron ore deposit, Bafq district, Central Iran, magnetite filled pipes. *Neues. Jahrb. Palaont. Abh.* 168: 524-534.
- Haghipour, A., 1974- Etude geologique de la region de Biabanak- Bafq (Iran Central). Pour obtenir le grade de Docteur es sciences natureles.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *Geological Society Special Publication* 19: 67-81.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of Earth Science* 8: 523-276.
- Jackson, N. J., Walsh, J. N. & Pegram, E., 1984- Geology, geochemistry and petrogenesis of late Precambrian granitoids in the Central Hijaz region of the Arabian shield: *Contribution to Mineralogy and Petrology* 87: 205-219.
- Jami, M., 2005- Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate- iron deposit, Bafq area, Central Iran. Unpublished Ph.D. thesis, University of South Wales, 403p.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. & McDonald, G. D., 2002- Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 144: 38- 56.
- Kertz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kuster, D. & Harms, U., 1988- Post- collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogeny: a review. *Lithos* 45: 177- 195.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 375-750.
- Li, X. H., Li, Z. X., Li, W. X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G. J. & Qi, C. S., 2007- 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* 96: 186-204.
- McDonough, W. F. & Sun, S. S., 1995- Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Mokhtari, M. A. A. & Emami, M. H., 2008- REE pattern and REE mineralization in apatite-magnetite deposits of Bafq-Saghand district (Central Iran). *Geosciences, Scientific Quarterly Journal, Special Issue* 17: 162-169.
- Mokhtari, M. A. A., Emami, M. H. & Hosseinzadeh, Gh., 2013- Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Sciences* 122: 795- 803.
- Muller, D. & Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization. Second edition, Springer Verlag, 242p.
- Pearce, J. A., 1996- Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19: 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology* 25: 956- 983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Ramazani, J. & Tucker R. D., 2003- The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 352p.
- Schandle, E. S. & Gorton, M. P., 2002- Application of high strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629- 642.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits with a chapter on meteorite. New York, John Wiley and Sons.
- Shelley, D., 1993- Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, 445p.
- Srivastava, R. K. & Sigh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the Central Indian Craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Science* 23: 373-389.
- Talbot, C. J. & Alavi, M., 1996- The past of a future syntaxes across the Zagros. In: Alsop, G.I., Blundell, D.J., and Davison, I., (Eds.) *Salt Tectonics: Geological Social Publication* 100: 89-109.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd, 466p.
- Wright, J. B. & Mc Curry, P., 1997- Geochemistry of calc-alkaline volcanics in northwestern Nigeria, and a possible Pan-African suture zone. *Earth and Planetary Science Letters* 37: 90-96.
- Wu, F., Jahn, B., Wildec, S. A., Lod, C. H., Yuie, T. F., Lina, Q., Gea, W. & Suna, D., 2003- Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos* 67: 191-204.

## Petrology and geochemistry of Homijan granitoid and associated felsic rocks (SW Behabad, Central Iran)

F. Mohamadi <sup>1</sup>, M. Ebrahimi <sup>2</sup> & M. A. A. Mokhtari <sup>2\*</sup>

<sup>1</sup> M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2015 January 28

Accepted: 2015 July 14

### Abstract

The study area, ~12 km to the southwest of the city Behabad, is a part of the Posht-e-Badam Block in Central Iran. Igneous rocks in the area occur as intrusive, sub-volcanic and volcanic bodies and exhibit a wide range of composition from felsic to mafic. The intrusive and sub-volcanic rocks include the relatively large Homijan granitoid, Ferdows granitoid, gabbro- diorite stocks and Kuh-Siah sub- volcanic rhyolitic dome. The Homijan granitoid is composed of a shallow-level intrusion in the center to rhyolitic lavas and tuffs in the margins. The whole assemblage is covered by dolomites of the Rizu series, with no thermal metamorphism in the covering rocks. Homijan granitoid displays porphyritic, porphyroid and graphic textures composed of coarse plagioclase, alkali feldspar and quartz in a fine- grained quartz- feldspatic matrix; the marginal rhyolitic lavas have porphyritic and spherulitic textures with quartz and alkali feldspar phenocrysts. Rhyolitic tuffs have porphyroclastic texture. Ferdows granite has hetero-granular, graphic and perthitic texture composed of quartz, orthoclase and plagioclase. Kuh-Siah rhyolites have porphyritic, felsophyry and felsitic textures with small quartz and alkali feldspar phenocrysts. Geochemical studies demonstrate that Homijan and Ferdows granitoids and the marginal rhyolites of the Homijan, as well as the Kuh-Siah rhyolitic dome have high- K calc- alkaline to shoshonitic nature and can be classified as S-type peraluminous granitoids with some tendency to I-type granitoids. Based on the spider diagrams, all rocks have similar trend which is indicative for their genetic relation. These diagrams indicate enriched LILEs (Rb, K, Th and Pb) along with negative anomalies of HFSEs (Nb and Ti). Chondrite normalized REE patterns demonstrate LREEs-enriched patterns with high ratios of LREE/HREE. The positive and negative anomalies of the mentioned elements in the studied rocks probably are related to lower partial melting degrees of a metasomatized mantle along with crustal contamination of the magma. Based on field investigation, petrographic studies and geochemistry, and using the granitoid discrimination tectonic setting diagrams, it seems that Homijan granitoids and related felsic rocks formed in a post- collisional setting within the Posht-e-Badam Block.

**Keywords:** Homijan Granitoid, Kuh-Siah rhyolite, Behabad, Posht-e-Badam Block, Central Iran.

For Persian Version see pages 223 to 236

\*Corresponding author: M. A. A. Mokhtari; E-mail: amokhtari@znu.ac.ir