



بررسی ژئوشیمی، تحولات ماگمایی، ریزساختارها و سازوکار جایگیری کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب خاور جیرفت)

جمال رسولی^{1*}، منصور قربانی¹ و وحید احدنژاد²

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(2) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران، صندوق پستی، 19395-4697

دریافت مقاله: 1394/04/08، پذیرش: 1394/09/02

چکیده

کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز در جنوب شرق استان کرمان، بین طول‌های شرقی $45^{\circ} 57'$ تا $58^{\circ} 00'$ و عرض‌های شمالی $28^{\circ} 30'$ تا 29° واقع شده است. در این کمپلکس، پیکره اصلی سنگ‌شناسی شامل گرانودیوریت بوده؛ ولی سنگ‌هایی با ترکیب کوارتز دیوریت، گرانیت و آلکالی گرانیت و به مقدار بسیار کم تونالیت نیز دیده شده است که به وفور دارای انکلاوهای ماگمایی فلسیک و مافیک هستند. احتمالاً انکلاوهای فلسیک حاصل گسیختگی‌های حاشیه‌ای در اثر ضربان‌های تزریق متوالی در فازهای اولیه و سقف توده نفوذی گرانیتوئیدی بوده و انکلاوهای مافیک نیز با استناد به تفاوت‌های آشکار با سنگ میزبان گرانیتوئیدی، نشانه‌ای از اختلاط ماگمای فلسیک و مافیک در منطقه است. بررسی‌های میکروسکوپی ریزساختارها نشان‌دهنده سه نوع ریزساختار ماگمایی، ساب ماگمایی و میلونیتی است که ریزساختارهای ماگمایی و ساب ماگمایی، هم‌زمان با جایگیری توده اتفاق افتاده است؛ ولی ریزساختارهای میلونیتی، حاصل فعالیت‌های پس از جایگیری توده هستند. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، ماگمای مجموعه مورد بررسی، سرشت پرآلومین تا متاآلومین داشته و گروه ماگمایی آن از نوع کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالاست. همچنین بررسی نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی، طیف پیوسته‌ای بین ترکیبات سنگ‌های مورد بررسی نشان داده که بیانگر انجام تفریق ماگمایی گسترده در طی تبلور است. بررسی‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی از نوع گرانیتوئیدهای نوع I است و در زیر مجموعه گرانیت‌های CAG قرار می‌گیرند. از نظر جایگاه زمین‌ساختی، این سنگ‌ها جزو گرانیتوئیدهای کمان قاره‌ای بوده‌اند و از گرانیت‌های قبل از برخورد تا هم‌زمان با برخورد به‌شمار می‌آیند. به نظر می‌رسد کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز در داخل یک پهنه برشی قرار گرفته و ماگما از محل کالداری میجان در دفعات مختلف در طول پهنه برشی، به شکل سیل تزریق و جایگزین شده و خاستگاه ساختاری کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز، فضاهای کششی است که محصول رژیم زمین‌ساختی ترافشارشی هستند.

واژه‌های کلیدی: مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، فروانش، ریزساختارها، زمین‌ساخت ترافشارشی

مقدمه

پترولوژی سنگ‌های گرانیتی از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان بوده، به طوری که از نظر خاستگاه و محیط زمین‌ساختی، تقسیم‌بندی‌های گوناگونی بر روی این سنگ انجام شده است. بررسی گرانیتوئیدها برای دستیابی به رشد و تحول قاره‌ها،

مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، به طول تقریبی 50 کیلومتر در بخش جنوبی کمربند مس‌دار کرمان و در نقشه‌های زمین‌شناسی نرماشیر، بم و سبزواران با مقیاس 1/100000 قرار گرفته است.

ژئوشیمیایی، به بررسی ژنتیکی واحدهای مختلف این مجموعه نفوذی، منشأ ماگمای سازنده، فرآیندهای مؤثر در تحول و تکامل آن و همچنین سازوکار جایگیری آن پرداخته شود.

زمین‌شناسی عمومی

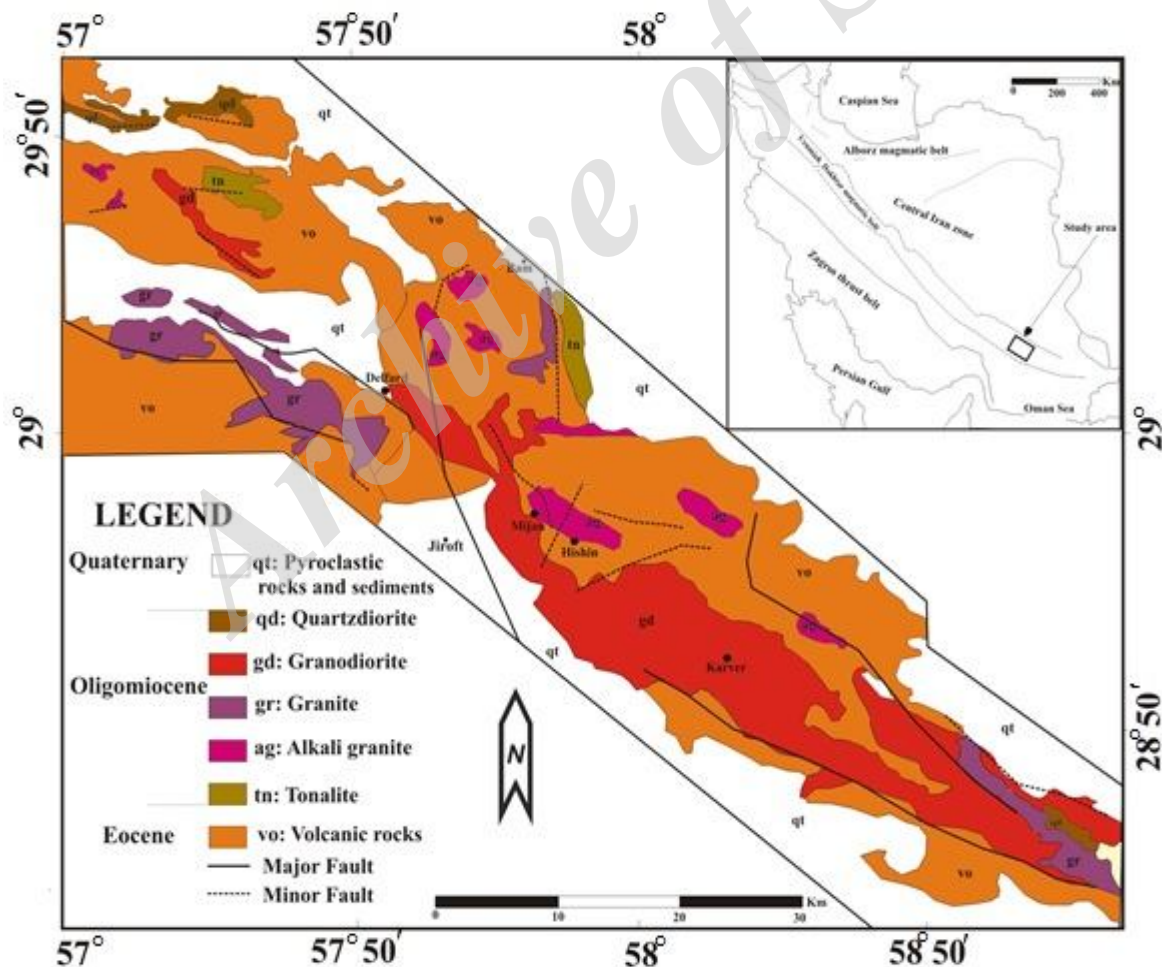
چنان‌که اشاره شد، منطقه جبال بارز در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر قرار گرفته و در این منطقه، ماگماتیسم هم به صورت فعالیت‌های آذرین درونی و هم خروجی نمود پیدا کرده است (شکل 1). به طور کلی با توجه به بررسی‌های انجام شده قبلی، ماگماتیسم منطقه جبال بارز، در چهار مرحله رخ داده است (Ghorbani, 2014). اولین مرحله، فعالیت ماگمایی مربوط به ژوراسیک است که پی‌آمد آن تشکیل سنگ‌های نفوذی است (Dimitrijevic, 1973). دومین مرحله مربوط به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بوده که از نظر گسترش و فعالیت در منطقه مورد بررسی از اهمیت چشم‌گیری برخوردار است (Ghorbani, 2014). سنگ‌های آن عمدتاً شامل آندزیت و آندزیت‌بازالت، ریوداسیت و سنگ‌های آذرآواری وابسته است (Ghorbani, 2014). سومین فعالیت ماگمایی منطقه در الیگومیوسن اتفاق افتاده و این فعالیت ماگمایی به طور گسترده باعث تشکیل سنگ‌های نفوذی شده و همه مجموعه گرانیتوئیدی مورد بحث در این مقاله نیز، در این گروه قرار می‌گیرند.

خود مرحله سوم یعنی فعالیت‌های ماگمایی زمان الیگومیوسن، طی سه فاز اتفاق افتاده است (Ghorbani, 2014). فاز اول شامل بدنه اصلی گرانیتوئیدی جبال بارز بوده و عمدتاً دارای ترکیب سنگ‌شناختی کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت است (شکل A-2). بعد از فاصله زمانی کوتاه و تفریق ماگما درون آشیانه ماگمایی، توده‌های نفوذی دیگری با ترکیب گرانودیوریت تا گرانیت (ترکیب غالب) به درون گرانیتوئیدهای بدنه اصلی منطقه (فاز یک الیگومیوسن) نفوذ کرده‌اند. این توده‌های نفوذی، فاز دوم ماگمایی منطقه در طول الیگومیوسن هستند (شکل B-2). دوباره بعد از مدت زمانی کوتاه، آخرین فاز ماگمایی الیگومیوسن (فاز سوم) ایجاد شده است که به شکل

شناخت فرآیندهایی که در گوشته و پوسته رخ داده و ذخایر اقتصادی مرتبط به آن، همواره از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. ارتباط حجم و ترکیب توده‌های گرانیتوئیدی با شرایط ژئودینامیکی تشکیل آنها (Barbarin, 1991; Pitcher, 1979; Chappell and White, 1987)، ماهیت پوسته (2005)، کوهزایی و محیط دگرگونی (Huang, 1973)، انکلاوهای مرتبط با توده‌های گرانیتوئیدی (Didier, 1973; Didier and Barbarin, 1991) و ذخایر معدنی وابسته به این سنگ‌ها (Pirajno, 1992)، تنها گوشه‌ای از بررسی‌های گسترده در ارتباط با گرانیتوئیدهاست. تاکنون آل طه (Aletaha, 2004) کلیاتی در مورد پترولوژی سنگ‌های نفوذی جنوب جبال بارز ارائه کرده و همچنین پژوهش‌هایی نیز در مورد توده‌های نفوذی تأخیری و ارتباط این توده‌ها با کانه‌زایی مس در این منطقه انجام شده است (Yazdanfar, 2008). با توجه به بررسی‌هایی که اخیراً انجام شده است، کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز، جزو سنگ‌های حاشیه فعال قاره‌ای به‌شمار می‌آید (Rasouli, 2015). بنابراین لازم است که منشأ این مجموعه گرانیتوئیدی با دقت مورد بررسی قرار گیرد؛ زیرا محیط‌های فرورانش یکی از پیچیده‌ترین محیط‌های زمین‌ساختی است و خاستگاه‌های متنوعی مثل گوه گوشته‌ای، پوسته اقیانوسی فرورانده، رسوبات فرورانده شده و پوسته زیرین در تعیین ترکیب ماگمای این مناطق نقش دارند (Wilson, 1989). از سوی دیگر، فرآیندهای متفاوتی مانند آب‌زدایی قطعه فرورونده، ذوب‌بخشی، تفریق بلوری، آغشتگی ماگمایی و اختلاط ماگمایی نیز می‌توانند بر روی تکامل این ماگماها مؤثر باشد. طبق این مدل ژئودینامیکی و ماگمایی (فرورانش)، طی دوره کرتاسه تا اواخر تریاس، در بخش‌های وسیعی از پهنه ساختاری ایران، به خصوص در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر، سبب ایجاد توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی کالک‌آلکالن در ارتباط با محیط فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای هم‌زمان تا پس از برخورد شده است. به همین سبب در این مقاله سعی بر آن است که با تکیه بر نتایج حاصل از روابط صحرائی بخش‌های مختلف کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز، مشاهدات کانی‌شناسی و ریزساختارها و همچنین داده‌های

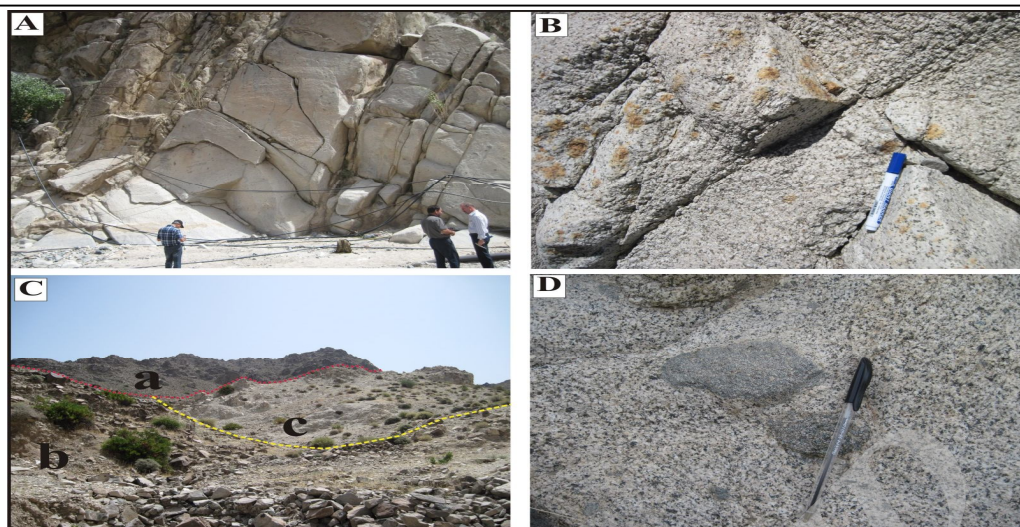
(2014). در خصوص زمین ساخت منطقه با توجه به آذرین بودن قسمت های عمده منطقه و همچنین این موضوع که شکل پذیری¹ این سنگ ها به مراتب کمتر از سنگ های رسوبی است، می توان چنین نتیجه گرفت که در اثر عملکرد نیروهای وارد شده به این منطقه، گسلش نسبت به چین خوردگی منطقه، توسعه بیشتری یافته است. گسل سبزواران با روند شمال - جنوبی، گسل دلفاراد با روند شمال غرب - جنوب شرقی و گسل جبال بارز با روند شمال غرب - جنوب شرقی، گسل های اصلی منطقه هستند که در ساختار زمین ساختی و کانه زایی منطقه، اثری مهم داشته اند. روند کلی گسل های کوچکتر و متأثر از چین خوردگی، شمال غرب - جنوب شرق و شمال شرق - جنوب غرب است.

توده های نفوذی تأخیری است (Ghorbani, 2014). این توده های نفوذی تأخیری، ترکیب یکنواخت بیشتری نسبت به فاز یک داشته و ترکیب غالب آلکالی گرانیتی و گرانیتی روشن دارند (شکل C-2). همچنین شواهد ساختاری پاره ای از این توده های نفوذی تأخیری نشان می دهد که اغلب آنها در زون های گسله و یا بعضاً در ساختمان کالدرهای قدیمی جایگیر شده اند (مانند میجان) (Rasouli, 2015). در برخی از مناطق می توان به وفور انکلاوهای مختلف ماگمایی در این سنگ ها را دید (شکل D-2) که دلیلی بر وقوع اختلاط ماگمایی در آنهاست (Rasouli, 2015). چهارمین مرحله از ماگماتیسم منطقه جبال بارز، مربوط به بازالت های کواترنری است که البته این سنگ ها در منطقه بسیار کم دیده می شوند (Ghorbani).



شکل 1. نقشه زمین شناسی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز برگرفته از نقشه های زمین شناسی بم، نرماشیر و سبزواران با مقیاس

Fig. 1. Geological map of Jebale-Barez granitoid Complex adapted from the geological map of Bam, Narmashir and Sabzevaran



شکل 2. A: نمایی از فاز یک گرانودیوریتی، B: نمایی از فاز دوم گرانیتی، C: دارای سه محدوده است. a: سنگ‌های آتشفشانی میزبان، b: سنگ‌های گرانودیوریتی فاز یک و c: سنگ‌های آلکالی‌گرانیتی فاز سوم و D: نمایی از انکلاوهای ریزدانه مافیک منطقه مورد بررسی.

Fig. 2. A: View of the Phase 1 granodiorite, B: View of the Phase 2 granite, C: Contains 3 range: a: Host volcanic rocks, b: Granodiorite rocks Phase 1, c: Alkali granite rocks Phase 3, and D: View of the Fine-grained mafic enclaves of study area.

روش مطالعه

پس از بازدید صحرایی کامل از منطقه، از همه واحدهای کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز نمونه‌برداری شد. تعداد 200 مقطع نازک از سنگ‌های برداشت‌شده، تهیه شد و با میکروسکپ پلاریزان برای بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و همچنین بررسی دقیق ریزساختارها، مورد استفاده قرار گرفت. سپس از میان انواع مختلف سنگی 44 نمونه سالم و کمتر دگرسان‌شده برای تجزیه عناصر اصلی به روش XRF و نیز تجزیه عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه پروجا¹ کشور ایتالیا مورد تجزیه قرار گرفت که در جدول 1، نتایج این آنالیزها آمده است. در ادامه با نرم‌افزارهای رایانه‌ای، داده‌های به دست آمده پردازش و نمودارهای ژئوشیمیایی مورد نظر استخراج شد که در ادامه مورد بحث قرار می‌گیرند.

مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی

در مشاهدات صحرایی از منطقه مورد بررسی، مشخص شد که ظاهراً ماگما در هنگام جایگیری غلیظ و تا حدود زیادی نیز سرد و شکننده بوده است. به این دلیل در صحرا می‌توان درزه‌های

فراوانی در سنگ‌های نفوذی دید. دو نوع درزه در این منطقه به فراوانی دیده می‌شود: الف) درزه‌های هم‌زمان با فعالیت ماگمایی که ایجاد دایک‌های آپلیتی کرده است و ب) درزه‌های هم‌زمان با سردشدن توده که ایجاد بافت داربستی (استوک ورکی) کرده و موجب فرآیند هیدروترمالی در منطقه شده است. همچنین شکل محل برخورد توده نفوذی با سنگ میزبان آتشفشانی، اغلب بلوکی است که نشان می‌دهد سیالات ماگما، شکستگی‌های سنگ میزبان را پر کرده‌اند. محل برخورد‌های سنگ میزبان آتشفشانی و توده نفوذی غالباً تیز و ناگهانی بوده که مشخص می‌کند نفوذ ماگما هم‌زمان با زمین‌ساخت در منطقه صورت گرفته و در برخی مناطق محدود هم که کانه‌زایی اتفاق افتاده، برخورد تدریجی است. همچنین به نظر می‌رسد که نفوذ ماگما قبل از تغییر شکل (سنگ میزبان مقاوم بوده است و فقط در امتداد حاشیه‌ها کمی تغییر شکل دارد) و هم‌زمان با تغییر شکل (به دلیل فشارهای زمین‌ساختی سنگ میزبان کشیده و قوسی شکل شده است) سنگ میزبان اتفاق افتاده است که داده‌های ژئوشیمیایی نیز این مشاهدات صحرایی را تأیید می‌کند. در نهایت، این که هیچ‌گونه آثار و شواهد دگرگونی و هاله

کممک روش میشل لوی، نوع آن آندزین تا لابرادوریت تشخیص داده شده است (مقدار زاویه خاموشی بین 20 تا 29). برخی از پلاژیوکلازها، به سرسیت تجزیه شده‌اند. کوارتز به صورت نیمه شکل دار و با ابعاد دانه متوسط دیده شده و در بیشتر موارد فاز بین دانه‌ای است. پتاسیم فلدسپار از نوع ارتوکلاز بوده و برخی از بلورهای آن به کانی‌های رسی و سرسیت تجزیه شده‌اند. آمفیبول فراوانترین کانی مافیک موجود در گرانودیوریت‌هاست. آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی‌شکل با ابعاد دانه متوسط تا ریز پیدا شده است و دگرسانی به بیوتیت را نشان می‌دهد.

3- گرانیت: کانی‌های اصلی شامل کوارتز (35%)، پلاژیوکلاز (24%)، ارتوکلاز (21%) و بیوتیت (4%) است (شکل 3-C). کوارتز به صورت نیمه شکل دار تا بی‌شکل با ابعاد دانه متوسط تا دانه‌درشت دیده می‌شود. پلاژیوکلازها شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و برخی از پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی سرسیتی شده‌اند و برخی نیز دارای ماکل پلی‌سنستیک هستند. ارتوکلاز اغلب به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل دار با ابعاد دانه متوسط دیده می‌شود. در نهایت، بیوتیت به صورت ورقه‌ای شکل با تغییر رنگ از قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره دیده می‌شود.

4- آلکالی گرانیت: کانی‌های اصلی آن شامل ارتوکلاز (44%)، کوارتز (33%)، پلاژیوکلاز (8%) و آمفیبول (6%) است (شکل 3-D). ارتوکلاز بی‌شکل تا نیمه شکل دار بوده و دگرسانی کمی نشان می‌دهد. کوارتز اغلب نیمه شکل دار تا بی‌شکل بوده و به صورت تک‌دانه یا مجتمع، فضای خالی بین کانی‌های دیگر را پر کرده است. پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنستیک در سنگ دیده شده و دگرسانی کمی به کانی‌های رسی نشان می‌دهد. بیوتیت نیمه شکل دار و دانه‌ریز بوده و به رنگ زرد روشن دیده می‌شود و در برخی از مقاطع دگرسانی به کلریت نشان می‌دهد. به‌طور خلاصه می‌توان گفت که از نظر مقدار و اندازه، کانی‌های فلیسک (کوارتز و فلدسپارها) در فازهای اسیدی (گرانیت و آلکالی گرانیت) بیشتر از حدواسط‌ها (گرانودیوریت و کوارتزیدیوریت) هستند. همچنین بلورهای مافیک (پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت) از کوارتزیدیوریت‌ها به سمت

دگرگونی در مناطقی که برخورد سنگ میزبان آتشفشانی با توده نفوذی تند بوده است، قابل مشاهده نیست (البته در برخی مناطق محدود که برخورد تدریجی بوده و فرآیند هیدروترمال اتفاق افتاده، شواهد مختصری از دگرسانی دیده شده است). اما چنان که که اشاره شد برای بررسی ترکیب سنگ‌شناسی و همچنین بررسی ریزساختارها در کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز، 200 مقطع نازک بررسی شد. نتایج نشان می‌دهد که ترکیب سنگ‌شناسی این مجموعه شامل کوارتزیدیوریت، گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی گرانیت و به مقدار خیلی کم توئالیت است. همچنین مشخص شد دو نوع انکلاو ماگمایی ریزدانه فلسیک و ریزدانه مافیک در سنگ‌های منطقه دیده شده است و در نهایت این که سه نوع ریزساختار شامل ریزساختارهای ماگمایی، ریزساختارهای ساب‌ماگمایی و همچنین ریزساختارهای میلیونی در سنگ‌های مورد بررسی دیده می‌شوند که در ادامه جزئیات این موارد آمده است.

1- کوارتزیدیوریت: کانی‌های اصلی این سنگ عبارتند از پلاژیوکلاز (50%)، کوارتز (17%)، ارتوکلاز (5%)، آمفیبول (8%) و بیوتیت (5%) (شکل 3-A). برخی بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز به سرسیت و به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل دار با ابعاد دانه متوسط دیده شده است و آثار دگرسانی به بیوتیت و اپیدوت در برخی از بلورهای آن مشاهده می‌شود. بیوتیت به مقدار زیاد به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده شده و دارای چند رنگی قهوه‌ای تیره تا زرد روشن است. کوارتز به صورت بی‌شکل با ابعاد دانه ریز تا دانه متوسط، فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده است. در برخی مقاطع نیز به مقدار خیلی کم کانی پیروکسن دیده می‌شود.

2- گرانودیوریت: کانی‌های اصلی آن به‌طور متوسط عبارتند از پلاژیوکلاز (58%)، کوارتز (25%)، ارتوکلاز (13%)، بیوتیت (5%) و آمفیبول (3%) (درصد کانی‌های اصلی به روش چشمی اندازه‌گیری شده و نسبی است). پلاژیوکلاز بارزترین کانی گرانودیوریت‌هاست. این کانی دارای منطقه‌بندی (شکل 3-B) و نیز خاموشی مایل است. با اندازه‌گیری زاویه خاموشی و به

آلکالی‌گرانیت‌ها، روند کاهشی پیدا کرده‌اند. این شواهد بیانگر فرآیند تفریق در منطقه هستند. همچنین، بر اساس مینرال‌شیمی، پلاژیوکلازها در دو محدوده آندزین و لابرادوریت قرار گرفته و کانی بیوتیت نیز بین دو قطب آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفته است و اغلب از نوع ماگمایی اولیه است؛ لکن بخشی از بیوتیت‌ها ویژگی‌های بیوتیت‌های دوباره متعادل شده را دارند. همچنین، همه آمفیبول‌های مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز ماگمایی بوده و در سه گروه آمفیبول‌های کلسیک، آمفیبول‌های سرشار از آهن و آمفیبول‌های (Fe, Mg, Mn) دار قرار گرفته‌اند (Rasouli, 2015).

جدول 1. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به روش XRF (داده‌های عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و به روش ICP-MS برای عناصر کمیاب (داده‌های عناصر کمیاب بر حسب ppm))

Table 1. Chemical analysis result of samples by XRF method (major elements based on wt. %) and for trace elements by ICP-MS method (trace elements based on ppm)

Sample	JB29	JB30	JB31	JB32	JB33	JB40	JB48	JB53	JB54	JB59	JB61	JB63
SiO ₂	72.23	76.02	76.52	75.12	75.92	54.79	81.52	67.01	69.89	72.15	70.25	68.25
TiO ₂	0.23	0.14	0.11	0.1	0.07	0.86	0.38	0.34	0.31	0.27	0.25	0.37
Al ₂ O ₃	14.26	13.35	12.85	13.55	12.75	17.65	11.55	15.48	14.84	14.35	15.09	15.09
Fe ₂ O ₃	2.85	1.54	1.6	1.96	1.77	8.75	0.57	3.07	2.82	2.18	3.18	3.16
MnO	0.08	0.05	0.03	0.04	0.04	0.18	0.68	0.11	0.1	0.01	0.05	0.09
MgO	0.56	0.43	0.15	0.25	0.19	3.54	0.48	0.88	0.89	0.76	1.25	1.7
CaO	2.24	2.06	1.4	1.77	0.84	7.35	0.09	2.99	2.88	1.88	2.97	3.98
Na ₂ O	3.63	4.59	3.16	3.34	2.84	4.13	0.17	4.85	5.11	4.35	2.84	3.91
K ₂ O	3.42	1.28	3.69	3.6	4.76	0.8	3.33	3.05	2.42	2.81	1.82	2.4
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.03	0.03	0.02	0.15	0.04	0.07	0.07	0.05	0.06	0.05
Ba	434.4	235.2	538.5	420.4	474.5	100.6	909.9	566.3	1125	481.6	534.3	355.1
Rb	107.1	33.8	86.3	117.1	98.9	20.7	75.8	89	83.9	95	46.3	94.3
Sr	149.1	159.2	176.2	145.1	89.1	379.1	113.1	289.8	295.2	217.2	343.9	305.8
Zr	10	4	4	5	5	140.9	15	176.2	132.6	145.2	74.9	104.1
Nb	9.5	6	7.5	7	4	4.4	4	6.3	7.4	8.4	3.1	3.9
Ni	2	2	4	4	2	11.2	2	11.3	7.9	7.2	7.1	10
Co	3.6	1.6	1.8	1.6	2.2	20.2	0.1	6.9	7	4.3	7.6	9.4
Cr	4	4	6	10	4	25.1	1	81.5	7.4	29.9	31.3	28.7
La	20	10	30	30	30	12.9	10	18	19.8	17.1	12	14.3
Ce	47	25	57.1	57.6	54.6	33.6	27	38.1	40.5	35.2	24.6	30.3
Pr	5.7	2.7	6.3	6.2	6.2	4.7	2.8	4.2	4	3.6	2.5	3.2
Nd	20.2	9.3	20.8	20.5	20.4	21	8.8	16.4	13.9	12.7	9	11.8
Sm	4.1	1.8	3.7	3.4	3.8	5.6	1.5	3.7	2.9	2.7	2.2	2.6
Eu	0.8	0.5	0.6	0.6	0.5	1.4	0.4	0.8	0.7	0.6	0.6	0.7
Gd	3.8	1.6	2.8	2.6	3.2	5	0.8	3.1	2.4	2.2	2	2.1
Tb	0.7	0.3	0.4	0.4	0.5	0.9	0.1	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4
Dy	4.2	1.7	2	1.9	2.5	5.2	0.4	3.3	2.5	2.3	2.3	2.1
Ho	1	0.4	0.4	0.4	0.5	1.2	0.1	0.8	0.6	0.6	0.6	0.5
Er	2.8	1.2	1.1	1.1	1.5	3.1	0.3	2.1	1.6	1.6	1.4	1.2
Tm	0.5	0.2	0.1	0.1	0.2	0.4	0	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2
Yb	3.3	1.3	1.1	1.1	1.7	2.7	0.3	2	1.7	1.7	1.4	1.2
Lu	0.4	0.2	0.1	0.1	0.2	0.5	0	0.4	0.3	0.3	0.3	0.2
Y	27.6	11.1	10.5	11.1	15.9	29.5	1.7	21.2	15.6	15.5	15.2	13.1
Cs	1.7	0.3	1.5	2.7	1.8	0.5	1.3	0.6	1.5	2.1	1.2	4.7
Ta	1.1	0.7	0.8	0.7	0.6	0.3	0.1	0.5	0.6	0.8	0.3	0.4
Hf	0.6	0.1	0.1	0.2	0.1	3.7	0.4	4.1	3.2	3.9	2.1	3

ادامه جدول 1. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به روش XRF (داده‌های عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و به روش ICP-MS برای عناصر کمیاب (داده‌های عناصر کمیاب بر حسب ppm))

Table 1 (Continued). Chemical analysis result of samples by XRF method (major elements based on wt. %) and for trace elements by ICP-MS method (trace elements based on ppm)

Sample	JB3	JB4	JB6	JB10	JB11	JB13	JB14	JB19	JB21	JB26	JB27	JB28
SiO ₂	70.9	70.6	74.52	70.53	72.8	75.62	66.93	63.85	70.25	76.52	71.43	60.34
TiO ₂	0.3	0.3	0.33	0.39	0.31	0.2	0.41	0.53	0.19	0.09	0.26	0.7
Al ₂ O ₃	15	14.9	14.16	16.16	13.9	13.05	12.45	16.01	14.88	12.95	14.46	16.26
Fe ₂ O ₃	3.28	3.53	0.74	0.8	2.39	1.39	9.73	4.92	2.47	0.87	3.23	7.17
MnO	0.06	0.08	0.24	0.3	0.02		0.01	0.11	0.1		0.1	0.13
MgO	0.57	0.68	0.53	0.71	0.64	0.3	0.27	2.28	0.95	0.07	0.67	2.66
CaO	3.26	2.79	3.13	4.01	2.45	0.94	0.19	5.45	3	0.98	2.48	6.08
Na ₂ O	4.17	3.4	5.62	6	4	2.75	1.2	3.89	3.98	2.63	3.62	2.37
K ₂ O	1.47	2.52	0.15	0.25	2.58	5.1	4.31	1.86	1.99	5.41	3.34	2.57
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.09	0.13	0.07	0.04	0.15	0.1	0.04	0.03	0.08	0.16
Ba	375	480	43.2	59.7	320	638.6	372.4	302.1	608.5	461.5	451.5	346.3
Rb	38.6	74.8	1.8	1.8	43.1	113.1	105.1	72.5	51.7	109.1	95.5	61.7
Sr	301	274	160.2	213.2	147	121.1	34	377.8	376.6	113.1	166.2	302.3
Zr	15	10	5	4	5	4	4	163	68.7	4	5	10
Nb	7.5	7	5	3	3	3	2.5	4.4	2.7	5.5	8.5	10
Ni	4	4	4	4	4	4	1	11.8	8.7	2	4	6
Co	6.6	4	0.8	0.8	3	1.6	7	15.4	2.9	2.4	4	18.4
Cr	8	4	4	4	4	6	4	32.6	0	8	4	8
La	20	20	8	9	10	20	20	13.8	10.2	30	30	30
Ce	45	42	11.5	11	29	34	31	32.6	21.3	55.1	53.1	53.1
Pr	5.4	5.1	1.7	1.5	3.6	3.8	3.7	3.9	2.2	6.1	6.3	6.6
Nd	19.9	19.1	8	7	13.5	12.7	13.9	16.3	7.9	19.6	22.3	25.5
Sm	3.8	3.8	2.6	1.9	3	2.4	2.8	4.1	1.6	3.3	4.6	5.2
Eu	0.9	0.9	0.5	0.6	0.7	0.5	0.6	0.9	0.5	0.5	0.8	1.1
Gd	3.4	3.4	3	2	2.8	2	1.8	3.4	1.3	2.4	4	4.6
Tb	0.6	0.6	0.7	0.4	0.5	0.3	0.3	0.7	0.2	0.3	0.7	0.8
Dy	3.3	3.4	4	2.3	3.1	1.7	1.3	3.7	1.4	1.5	4.2	4.7
Ho	0.7	0.7	0.9	0.5	0.7	0.4	0.3	0.9	0.4	0.3	1	1.1
Er	2	2	2.7	1.6	2.2	1.1	0.8	2.3	1	0.9	2.7	2.9
Tm	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	0.4	0.4
Yb	2.1	1.9	3	1.8	2.4	1	0.8	2.1	1	0.8	3.2	3.1
Lu	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.1	0.1	0.4	0.2	0.1	0.4	0.4
Y	20.8	20.3	26.5	15.2	20.5	9.7	6.7	22.4	9.5	8.3	26.7	28.2
Cs	0.8	2.4	0.5	0.4	0.7	2.4	1.7	3.1	1.2	1.1	2.5	0.8
Ta	0.5	0.6	0.5	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.3	0.7	0.8	0.7
Hf	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	4.3	1.9	0.1	0.2	0.6

ادامه جدول 1. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به روش XRF (داده‌های عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و به روش ICP-MS برای عناصر کمیاب (داده‌های عناصر کمیاب بر حسب ppm))

Table 1 (Continued). Chemical analysis result of samples by XRF method (major elements based on wt. %) and for trace elements by ICP-MS method (trace elements based on ppm)

Sample	JB81	JB85	JB91	JB94	JB97	JB100	JB112	JB116	JB118	JB128	JB137	JB138
SiO ₂	65.98	70.01	70.65	71.65	67.43	72.54	68.11	62.75	72.01	76.27	76.02	72.11
TiO ₂	0.41	0.33	0.19	0.22	0.4	0.22	0.31	0.49	0.22	0.04	0.06	0.18
Al ₂ O ₃	14.85	14.86	14.37	14.09	14.96	13.95	15.27	15.98	14.26	13.4	13.28	14.43
Fe ₂ O ₃	3.9	2.69	1.61	1.95	3.62	1.93	3.49	6.08	2.33	0.85	0.7	2.1
MnO	0.1	0.07	0.06	0.07	0.09	0.08	0.13	0.17	0.09	0.1	0.03	0.32
MgO	1.93	1.4	0.75	0.93	1.98	0.83	1.13	2.36	0.63	0.1	0.1	0.55
CaO	4.39	3.6	2.26	2.51	4.36	2.48	3.69	5.86	2.33	0.82	0.7	2.11
Na ₂ O	3.64	4.01	3.75	3.78	3.75	3.97	3.76	3.21	4.16	4.16	4.11	4.34
K ₂ O	2.17	2.21	3.35	3.11	2.24	3.05	2.09	1.68	2.81	3.95	4.21	2.55
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.08	0.1	0.04	0	0	0.04
Ba	348.1	220.4	370.1	401.6	331.1	323.1	419.6	256	390.8	403.1	226.9	490.7
Rb	71.6	116.7	163.3	156.7	89.9	141.8	87.1	55.8	110.9	179.6	253.2	93.7
Sr	298.6	293.6	199.5	239.7	327.2	208.6	353	449.7	193.5	74.5	52.8	225.8
Zr	108	103.1	98.9	96.3	115	92.6	98.9	94	147.7	50.2	65.4	134.5
Nb	3.4	5	4.3	4.5	4.2	4.8	5.5	3.6	7.9	10.4	8.2	8.4
Ni	13.6	12.4	12.6	9.5	10.6	16.7	8.3	6.1	6.2	16.6	3	5.1
Co	11.5	8.6	5.1	6	11.4	5.7	6.8	13.3	3.7	3	1.5	4.8
Cr	34	27.5	31.5	18.9	11.4	144.4	14.5	15	0	106.1	16.3	37
La	10.4	9.3	20.6	16.2	13	16.6	17.4	13	25	18	36.7	28.2
Ce	24.7	20.9	37.9	33.2	28.4	30.4	35.9	27	51.8	41.2	72.3	61.9
Pr	2.8	2.2	3.2	3.1	3	2.7	3.5	3.1	5.6	3.9	6	6.1
Nd	11.3	8.7	9.9	10.6	11.7	8.9	12.4	11.9	20.4	14.6	19.3	22.1
Sm	2.7	2	1.7	1.8	2.5	1.6	2.5	2.8	4.1	3.4	2.7	4.3
Eu	0.7	0.6	0.5	0.5	0.7	0.4	0.8	0.9	0.8	0.3	0.3	0.8
Gd	2.3	1.7	1.3	1.4	2.2	1.4	2.1	2.4	3.7	2.9	2.3	3.6
Tb	0.4	0.3	0.2	0.2	0.4	0.2	0.4	0.4	0.7	0.6	0.4	0.6
Dy	2.4	1.8	1	1.3	2.3	1.2	2.1	2.5	4	3.7	2.1	3.6
Ho	0.6	0.4	0.2	0.3	0.5	0.3	0.5	0.6	0.9	0.9	0.5	0.9
Er	1.5	1.1	0.6	0.9	1.3	0.8	1.3	1.5	2.6	2.5	1.5	2.4
Tm	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.2	0.4
Yb	1.4	1.1	0.7	0.9	1.4	0.9	1.4	1.5	2.5	2.7	1.7	2.4
Lu	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.4	0.5	0.3	0.4
Y	15	11.5	6.2	8	14.1	8.6	13.5	15.5	25.6	24.7	14	23.3
Cs	2.2	4.5	6.7	5.4	6.2	4.3	3.2	2.4	2.4	1.9	2.6	1.5
Ta	0.3	0.6	0.4	0.6	0.4	0.7	0.5	0.3	0.7	1.2	0.8	0.8
Hf	2.9	3	2.8	2.8	3	2.6	2.5	2.5	4	2	2.1	3.8

ادامه جدول 1. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به روش XRF (داده‌های عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و به روش ICP-MS برای عناصر کمیاب (داده‌های عناصر کمیاب بر حسب ppm))

Table 1 (Continued). Chemical analysis result of samples by XRF method (major elements based on wt. %) and for trace elements by ICP-MS method (trace elements based on ppm)

Sample	JB143	JB145	JB146	JB149	JB156	JB163	JB163	JB181
SiO ₂	75.98	59.89	68.57	71.25	59.12	55.24	71.78	65.32
TiO ₂	0.02	0.68	0.29	0.28	0.69	0.56	0.28	0.29
Al ₂ O ₃	13.54	15.96	14.93	14.26	16.57	14.35	14.24	15.36
Fe ₂ O ₃	0.53	8.69	3.65	3.09	6.8	6.85	2.22	4.52
MnO	0.01	0.38	0.13	0.12	0.15	0.16	0.07	0.15
MgO	0.04	2.24	0.61	0.75	3.02	2.77	1.09	1.49
CaO	0.62	3.79	2.86	2.33	6.98	4.69	2.91	4.33
Na ₂ O	3.88	4.31	4.26	4.01	3.57	2.37	4.01	3.48
K ₂ O	4.71	2.39	2.8	2.85	1.37	1.95	2.56	1.68
P ₂ O ₅	0	0.09	0.08	0.05	0.09	0.09	0.04	0.07
Ba	96.7	479	287.1	437.8	201.9	302.4	352.9	445.2
Rb	231.6	159.8	135.5	137	48.5	68.2	132.2	55.6
Sr	32.2	171.1	216.9	192.2	403.5	309.2	263	397
Zr	74.3	132.8	233.1	200.1	121.4	142.1	106.2	123
Nb	17.6	13.8	12.4	13	3.8	6.4	4.9	5.8
Ni	7.4	4.2	7.4	8	10.2	13.6	7.9	7.1
Co	1	12.8	6.2	5.3	17.3	16.2	6.4	9.1
Cr	14.4	0	0	0	30.3	44.5	2.7	5.9
La	13	12.5	14	32.4	11.4	19.1	13.6	19
Ce	33.9	35.7	38	75	27.3	43.2	27.2	39.8
Pr	3.5	5.8	4.9	7.7	3.5	5.1	2.6	4
Nd	14.1	29.6	21.9	28.3	15.5	19.7	9.3	14.8
Sm	4.2	9.3	6.3	6	4.2	4.6	1.9	3.1
Eu	0.1	1	0.9	0.8	1.1	1	0.5	0.8
Gd	4.5	8.5	5.6	5.2	3.8	4.2	1.5	2.6
Tb	1	1.7	1.1	1	0.7	0.8	0.3	0.5
Dy	7.1	11.2	7.2	5.7	4.3	4.5	1.5	2.7
Ho	1.8	2.6	1.6	1.4	1	1.1	0.3	0.6
Er	5.2	7	4.5	3.6	2.6	2.7	0.9	1.7
Tm	0.8	1	0.7	0.6	0.4	0.4	0.1	0.3
Yb	5.5	6.4	4.5	3.7	2.4	2.5	0.9	1.7
Lu	1	1	0.8	0.6	0.4	0.4	0.2	0.3
Y	50.6	67.1	44.7	36	26.6	27.3	9.1	16.8
Cs	1.4	10.3	2.5	2.3	1.8	1.4	6.4	4.2
Ta	3.1	1.1	1.3	1.2	0.3	0.5	0.6	0.5
Hf	3.7	3.8	5.8	5.6	3.2	3.8	3.1	3.1

انکلاوهای ماگمایی در کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز به دو نوع فلسیک و مافیک تقسیم می‌شوند. انکلاوهای فلسیک

بر اساس مشاهدات صحرائی (شکل، رنگ، بافت، ریخت‌شناسی مرز با سنگ میزبان) و بررسی‌های میکروسکوپی،

سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی، به فراوانی در مرکز منطقه میجان و به مقدار کمتر نیز در مرکز هیشین و کرور دیده می‌شوند. در این مناطق، پلاژیوکلازها به شکل‌های مختلف با گوشه‌های چاک‌دار دیده می‌شوند. معمولاً بلورهای بیوتیت و آمفیبول بدون هیچ‌گونه آثاری از دگرشکلی مشاهده می‌شوند و بلورهای کوارتز و ارتوکلاز نیز به صورت بی‌شکل، پرکننده فضاهای خالی بین پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. همچنین دانه‌های بزرگ کوارتز، هیچ‌گونه آثار دگرشکلی نشان نداده‌اند و فقط ممکن است در برخی جاها به صورت بسیار ضعیف، خاموشی موجهی نشان دهند (شکل 3-G).

2- ریزساختارهای ساب‌ماگمایی (دما بالا- تنش پایین): وقتی که مقدار مذاب، از حد بحرانی به وجود آوردن جریان ماگمایی کمتر شود (کمتر از 20 درصد)، ریزساختارهای ساب‌ماگمایی به دست می‌آید (Paterson et al., 1989). با وجود این که فابریک‌های ساب‌ماگمایی در ساب‌سالووس ماگما تشکیل می‌شوند؛ در شرایطی که ماگما حاوی مقدار زیادی بلور باشد، می‌تواند شبیه یک جسم جامد رفتار کند و اصطلاحاً توده در مرحله سین تکتونیک بوده و در واقع ریزساختارهای شکل گرفته در این مرحله، پاسخی است که توده به نیروهای درونی و تنش‌های خارجی می‌دهد. یعنی، در این شرایط، علی‌رغم این که بلورها در حضور ماده مذاب قرار دارند، می‌توانند رفتار شکننده یا پلاستیک از خود بروز دهند (Bouchez, 1997). بافت میرمیکیتی از بافت‌های شاخص این ریزساختار است (شکل 3-H) و کوارتزهای ریزبلور زیادی تشکیل می‌شوند (Bouchez, 1997). شکاف‌های پر شده با پلاژیوکلاز و بلورهای تجدید تبلور یافته اطراف آن نیز از سایر مشخصات بارز ریزساختارهای ساب‌ماگمایی بوده و اغلب بلورهای بیوتیت دارای کشیدگی هستند. در منطقه مورد بررسی ریزساختارهای ساب‌ماگمایی اغلب در ناحیه هیشین، کرور و دلفارد دیده می‌شوند.

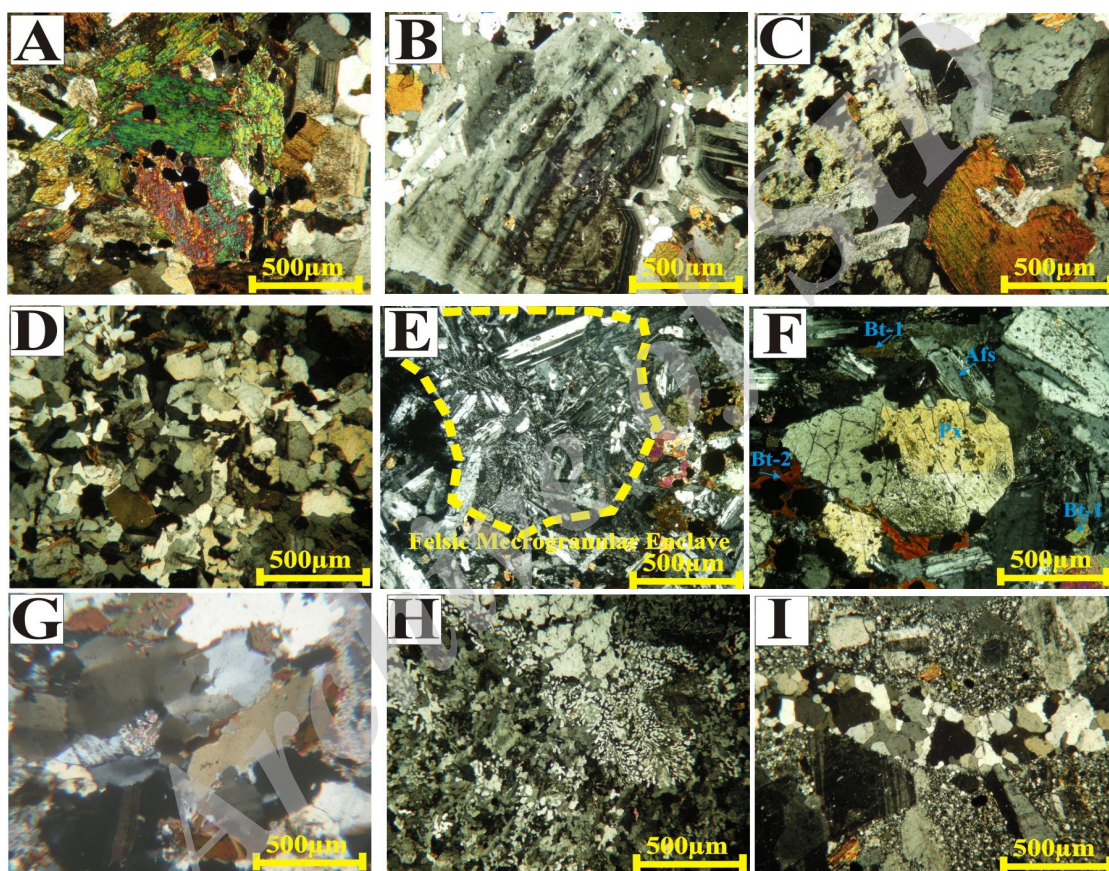
3- ریزساختارهای میلونیتی (دما پایین و تنش بالا): در این ریزساختار، به دلیل تنش شدید، تغییرات اساسی در ساخت و بافت کانی‌ها به وقوع پیوسته است، به طوری که تعیین ماهیت

برخلاف انکلاوهای مافیک، ترکیب کانی‌شناسی (گرانودیوریتی تا مونزو- سینوگرانیتی) و بافتی هماهنگ با سنگ میزبان دارند و اغلب مرز واضحی با سنگ میزبان نشان نداده‌اند و نوعی آمیختگی بین آنها دیده می‌شود (شکل 3-E). انکلاوهای فلسیک شکل خاصی نداشته و بیشتر در حاشیه توده‌ها دیده می‌شوند. اعتقاد بر این است که انکلاوهای فلسیک به حالت جامد (زینولیت ماگمایی) در مذابی از جنس خود جای گرفته‌اند (Donaire et al., 2005). در مقابل، انکلاوهای ریزدانه مافیک در بخش‌های حاشیه‌ای تا بخش‌های درونی‌تر سنگ میزبان گرانیتوئیدی حضور دارند. این انکلاوها برخلاف انکلاوهای فلسیک، شکل‌های متنوع کروی، بیضوی و عدسی شکل داشته و مرز مشخصی با سنگ میزبان دارند. در مشاهدات میکروسکوپی انکلاوهای مافیک دارای پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و در برخی مقاطع دارای پیروکسن هستند (شکل 3-F). به نظر می‌رسد دو ماگمای سازنده انکلاو و سنگ میزبان از دو منشأ متفاوت هستند و از لحاظ گرانروی، تفاوت قابل توجهی با هم داشته و به دلیل تفاوت‌های زیاد فیزیکی و شیمیایی، نتوانسته‌اند به طور کامل با یکدیگر مختلط شوند و از این رو ماگمای مافیک به صورت گلبول، حباب یا بسته‌های ماگمایی کم حجم به درون ماگمای اصلی فلسیک پراکنده شده و تشکیل انکلاوهای مافیک را داده‌اند (Rasouli, 2015). در ادامه در طی مشاهدات میکروسکوپی مشخص شد که ریزساختار سنگ‌های مورد بررسی در سه گروه به شرح زیر قابل دسته‌بندی هستند:

1- ریزساختارهای ماگمایی: تا درصد حجمی مواد متبلور شده از ماگما به بیشتر از 60 درصد نرسد، به مقدار کافی مواد مذاب وجود دارد تا بلورها بتوانند کم و بیش به طور مستقل (بدون تحت تأثیر قرارداد یکدیگر) حرکت کنند و جابه‌جا شوند. در این حالت، اگر ماگما تحت تأثیر تنش قرار گیرد، بلورها بدون تداخل قابل توجهی چرخش می‌کنند و ریزساختارهای ماگمایی را می‌سازند (Bouchez, 1997; Paterson et al., 1989). بر اساس مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی در منطقه مورد بررسی، ریزساختارهای ماگمایی در

کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت، کلسیت و اسفن دگرسان شده است. همچنین فلدسپارها اغلب به سریسیت تجزیه شده و انواع سالم آن به ندرت دیده می‌شوند. ریزساختارهای میلونیتی در نواحی تنارویه، مدین، دلفسارد، دره حمزه و در حاشیه اکثر توده‌های نفوذی تأخیری کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز کم و بیش دیده می‌شوند.

اولیه گرانیت‌ها مشکل است و سنگ به یک زمینه ریزدانه متشکل از کوارتز، سریسیت، کلریت، کلسیت و اپیدوت تبدیل می‌شود که بقایایی از دانه‌های درشت کوارتز و فلدسپار به صورت پورفیروکلاست در این زمینه ریزدانه قرار می‌گیرند. در زون‌های برشی، خرد شدن و تبلور مجدد دانه‌های کوارتز، معمولاً در داخل رگه‌چه‌های دگرسانی رخ می‌دهند (Bouchez, 1997) (شکل I-3). بیوتیت به طور کامل به



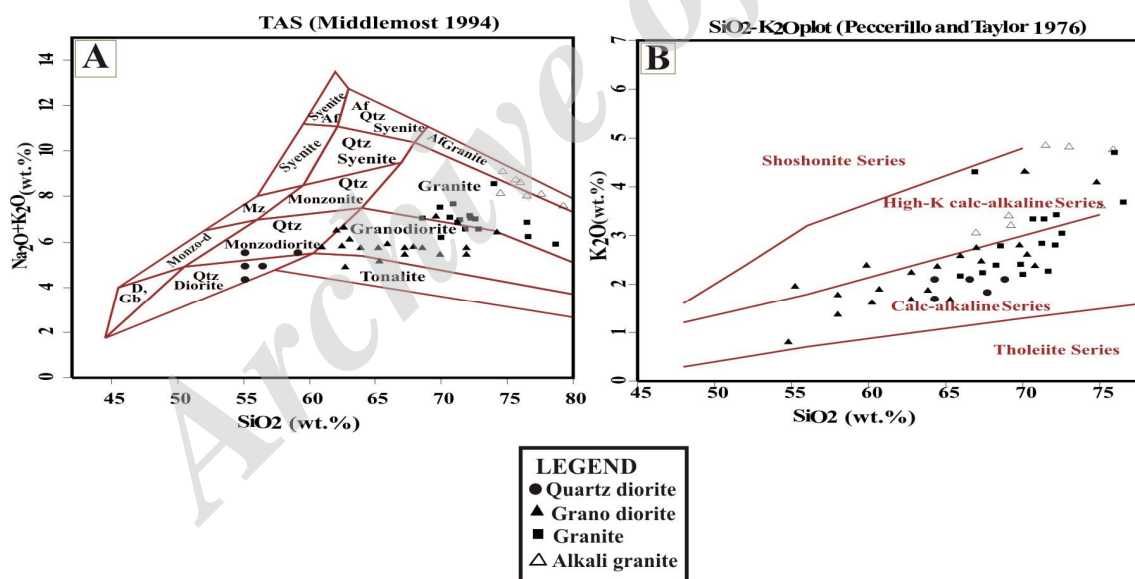
شکل 3. A: فراوانی کانی‌های مافیک در کوارتز دیوریت، B: زونینگ در پلاژیوکلاز گرانودیوریت، C: نمایی از گرانیت با بافت گرانولار، D: نمایی از آلکالی گرانیت با مقادیر کم کانی‌های مافیک، E: نمایی از یک انکلاو میکروگرانولار فلسیک که از لحاظ کانی‌شناسی تمایز خاصی با میزبان گرانیتوئیدی خود ندارد، F: نمایی از یک انکلاو میکروگرانولار مافیک با فراوانی کانی‌های مافیک و تمایز کاملاً مشخص با میزبان گرانیتوئیدی، G: نمایی از ریزساختار ماگمایی که کانی‌ها دگرشکلی خاصی نشان نمی‌دهند. فقط در کوارتز می‌توان تا حدودی حالت موجی مشاهده کرد، H: نمایی از ریزساختار ساب‌ماگمایی که در آن بافت میرمیکیتی به خوبی دیده می‌شود و I: نمایی از ریزساختار میلونیتی که در آن کوارتزها کاملاً خرد شده و تجدید تبلور یافته و در داخل رگه‌چه‌های حاصل از دگرسانی قرار گرفته‌اند.

Fig. 3. A: Abundance of mafic minerals in quartz diorite, B: Zoning in plagioclase in granodiorite, C: View of granite with granular texture, D: View of the alkali granite with low mafic minerals, E: View of a felsic microgranular enclaves that it does not matter in terms of mineralogy with host rocks granitoid, F: View of a microgranular mafic enclaves with an abundance of mafic minerals and clearly differentiated with granitoid host rocks, G: View of the magmatic microstructure that minerals do not show any deformation. Only quartz shows that partially wave mode, H: View of the Sub-magmatic microstructure that myrmekitic texture well seen, and I: View of mylonitic microstructure that quartz absolutely sheared, recrystallized and located in the vein of the alteration.

ژئوشیمی

برای طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه مورد بررسی، از نمودار میدل‌موست (Middlemost, 1994) که در آن مجموع مقدار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (اکسیدهای آلکالی) در مقابل مقدار SiO_2 پلات می‌شود، استفاده شد. در این نمودار، سنگ‌های منطقه مورد بررسی اغلب در محدوده گرانیت، آلکالی‌گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزودیوریت و چند نمونه نیز در محدوده تونالیت و کوارتزومونودیوریت قرار گرفته‌اند (شکل A-4). همچنین، برای تعیین گروه ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی از نمودار پکسرلو و تیلور (Peccarillo and Taylor, 1976) استفاده شد. طبق این نمودار، سنگ‌ها اغلب در محدوده کالک‌آلکان واقع شده و تعدادی نیز در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند (شکل B-4).

باید اشاره کرد که وجود سه نوع بیوتیت شامل، بیوتیت‌های درشت اولیه که دچار خمیدگی شده، بلورهای خرد شده و ریزشده بیوتیت که خمیره سنگ‌شده و بیوتیت‌های دگرسان‌شده، همچنین شکستگی‌های متعدد ایجادشده در فلدسپارها و تبلور مجدد و بافت پرتیتی در این کانی‌ها و در نهایت خردشدگی و درجات مختلف دگرشکلی و خاموشی موجی در کوارتز، همگی بیانگر تنوع تنش‌های زمین‌ساختی در هنگام و بعد از جایگیری توده گرانیتوئیدی جبال‌بارز هستند. همچنین، می‌توان گفت که ریزساختارهای ماگمایی و ساب‌ماگمایی به ترتیب در حضور فاز مذاب باقی‌مانده و پس از انجماد کامل توده و در دمای بالا اتفاق افتاده است (هم‌زمان با جایگیری توده)؛ اما ریزساختارهای میلونیتی هنگامی که ماگما به‌طور کامل متبلور و سرد شده است (پس از جایگیری توده)، شکل گرفته‌اند (Faure et al., 1992).



شکل 4. A: نمودار تفکیک ترکیبی TAS بر اساس طبقه‌بندی میدل‌موست (Middlemost, 1994) و B: نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccarillo and Taylor, 1976).

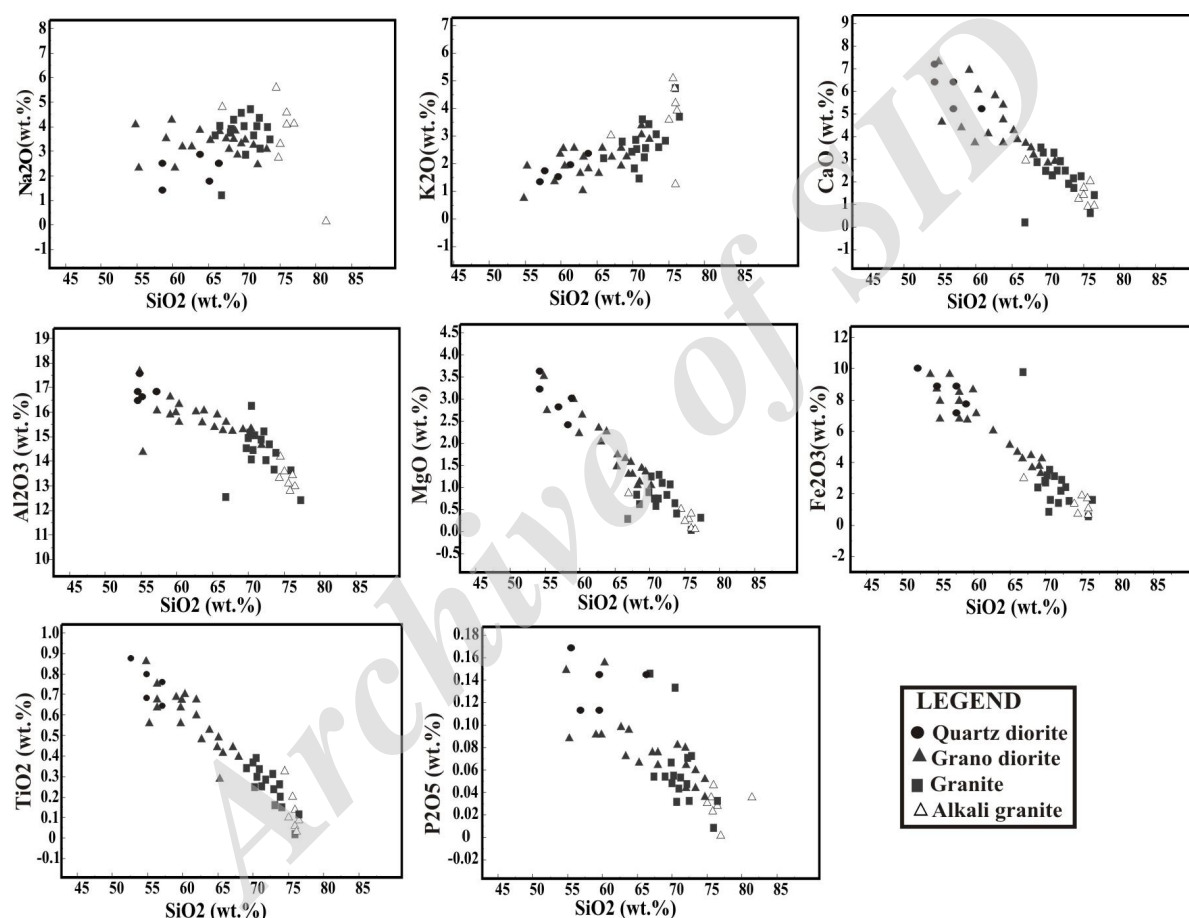
Fig. 4. A: TAS compositional discrimination diagram based on classification of Middlemost (1994), and B: K_2O vs. silica (Peccarillo and Taylor, 1976).

5 و 6). تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 ، بیانگر روند منفی و کاهش مقادیر MgO ، Fe_2O_3 ، CaO ، Al_2O_3 ، Pb ، Nb ، Cr ، Ni ، Sr و TiO_2 و P_2O_5 و روند مثبت و افزایشی

ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب: برای بررسی تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه با عناصر اصلی و کمیاب، از نمودارهای دو متغیره استفاده شد (Harker, 1909) (شکل‌های

کوارتز دیوریت) و اسیدی (مثلاً آلکالی گرانیت) قرار می‌گیرد و نشان‌دهنده آن است که ماگمای مافیک، ماگمای مادر است (Raymond, 2002). البته تفریق در این منطقه، با تحولات ماگمایی دیگری مانند اختلاط و یا فرآیندهای هیدروترمال نیز همراه بوده که آثار این تحولات به صورت پراکندگی عناصر در برخی نمودارها دیده می‌شود.

مقادیر Rb, Ba, Ce, K₂O, Na₂O, Th, Zr و La است. این تغییر روندها در عناصر اصلی و کمیاب با پیشرفت فرآیند تفریق بلوری ماگمایی، امری عادی به نظر می‌رسد و نیز روند پیوستگی خطی بین نمونه‌ها بیانگر وجود خویشاوندی و شاید منشأ یکسان توده‌های گرانیتوئیدی جبال بارز و شاهدی دیگر بر وجود تفریق ماگمایی است. در این حالت، ترکیب فازهای حدواسط (مثلاً گرانودیوریت) بین دو رأس، تا حدودی مافیک (مثلاً



شکل 5. نمودارهای تغییرات هارکر برای عناصر اصلی انتخاب شده

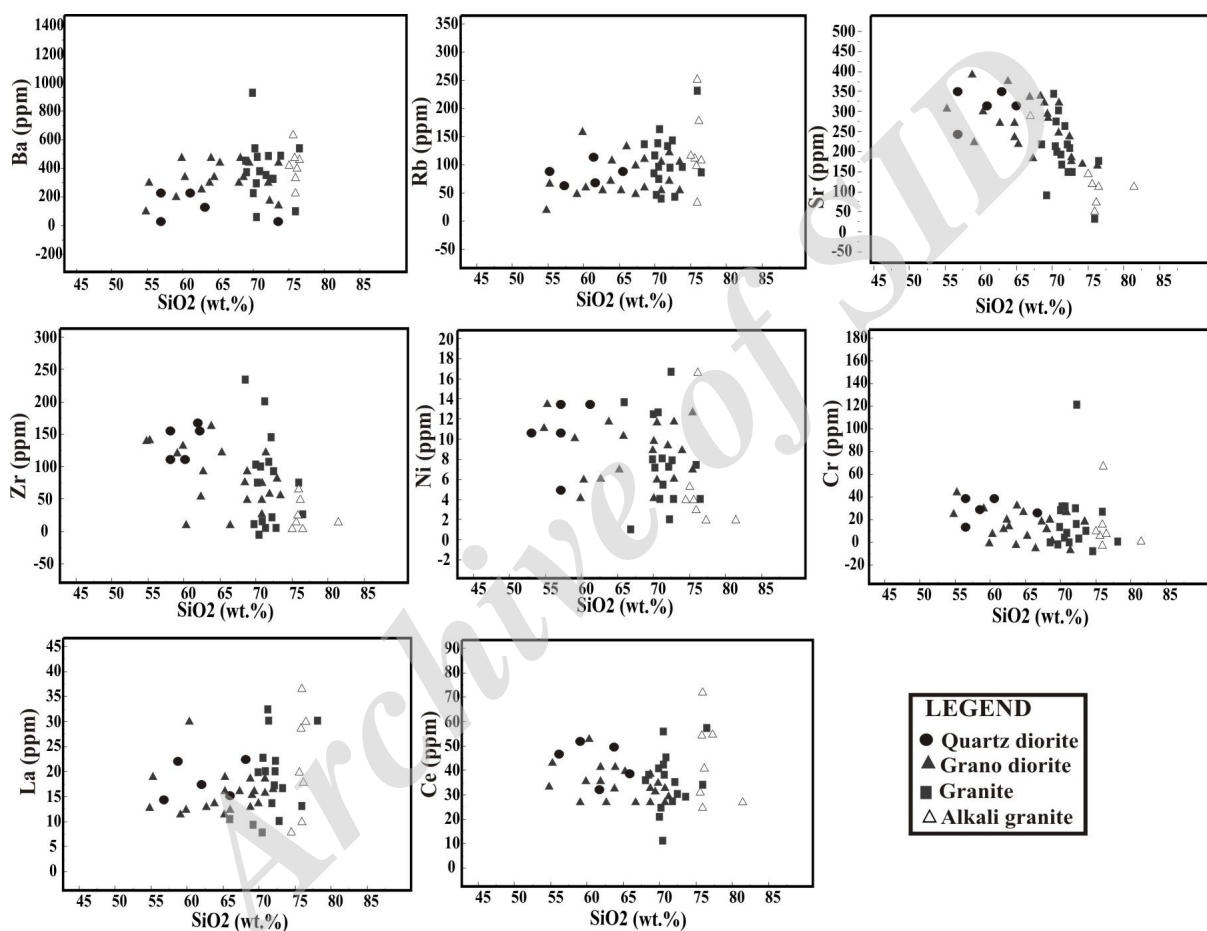
Fig. 5. Harker type variation diagrams for selected major elements

درد. به طوری که سنگ‌های منطقه نسبت به گوشته اولیه از عناصری نظیر Rb, Ba, Ce, Cs, K, Pb, Sr, Th غنی شده و از عناصر Ta, Zr, Nb, P, Ti تهی شده‌اند. این ویژگی ژئوشیمیایی، مختص مناطق فرورانش است (Stern, 2004) و چنین سنگ‌هایی در اثر پوسته اقیانوسی فروراننده و آب‌زدایی

روند تغییرات عناصر نادر بر اساس نمودارهای عنکبوتی: برای بررسی تغییرات عناصر نادر، نمودار عنکبوتی نرمالایز شده با گوشته اولیه و کندریت برای سنگ‌های منطقه مورد بررسی ترسیم شد. نتایج نشان می‌دهد شباهت زیادی بین الگوهای عناصر نادر در نواحی فرورانش با نمونه‌های مورد بحث وجود

Rb, Th, K, La, Nd, Sm مثبت و آنومالی منفی P, Zr, Hf, Ti جایگاه کمان قاره‌ای مرتبط با فرورانش را برای آنها پیشنهاد می‌کند (Stern, 2004; Elmas and Elmas, 2003). در نهایت بالا بودن مقدار LREE نسبت به HREE یکی از ویژگی‌های بارز سنگ‌های کالکوالکان کمان‌های آتشفشانی مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای است.

آن و ذوب گوه گوشته‌ای به وجود آمده‌اند (شکل A-7). همچنین در این نمودار (شکل A-7)، الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی، به صورت موازی بوده و این امر نشان‌دهنده منشأ واحد و تبلور تفریقی است (Stern, 2004). باید یادآور شد که بررسی نمودار عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به کندریت (شکل B-7) نیز نشان می‌دهد که آنومالی نسبتاً منفی عناصر Nb, Sr,

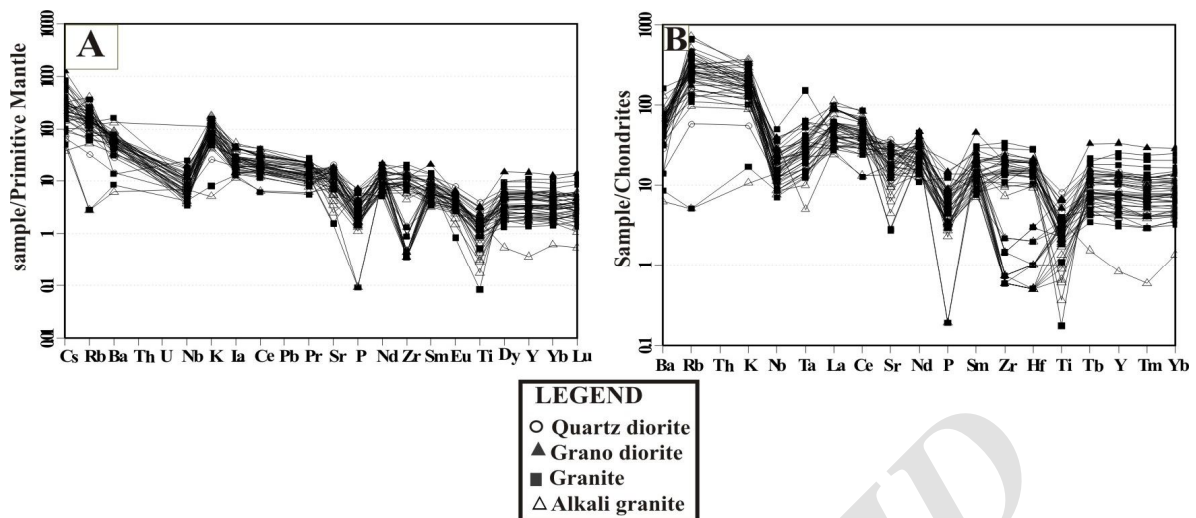


شکل 6. نمودارهای تغییرات هارکر برای عناصر فرعی انتخاب شده

Fig. 6. Harker type variation diagrams for selected trace elements

در فازهای دیرگداز موجود در تفالیه مثل تیتانیت، روتیل، اسفن، آپاتیت و زیرکن باقی می‌مانند؛ زیرا عناصر مزبور در این فازها به شدت سازگار بوده و آنومالی منفی در Ti, Nb منعکس‌کننده انحلال کمتر این عناصر در سیالات انتقال‌دهنده است (Stern, 2004).

این ویژگی عناصر HREE نشان می‌دهد تمرکز این عناصر که در بخش پوسته‌ای زمین بسیار کم است و بنابراین مشارکت پوسته‌ای در ماگماهای مشتق از منابع گوشته‌ای سبب ایجاد آنومالی منفی عناصر HREE می‌شود. به علاوه در خلال آبدزایی پوسته اقیانوسی فرورونده در مناطق فرورانش قوسی و در نهایت ذوب بخشی صفحه فرورونده، این عناصر کم تحرک



شکل 7. A: نمودار نرمالایز شده بر اساس گوشته اولیه و B: نمودار نرمالایز شده بر اساس کندریت

Fig. 7. A: Primitive mantle-normalized spider diagrams, B: Chondrite-normalized REE patterns

تغییرات SiO_2 از 54/8 تا 81/51، مقدار نسبت مولی $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ بیشتر از 1/1، میانگین Na_2O در نمونه‌ها 3/54 و در نهایت گروه ماگمایی این سنگ‌ها، گروه کالک‌آلکالن بوده که حجم قابل توجهی از گرانیت‌های نوع I در این گروه ماگمایی قرار می‌گیرند. همچنین بررسی‌های انجام شده بر روی کانی‌های این مجموعه (به‌خصوص بیوتیت و آمفیبول)، بیانگر بافرینگ بالای اکسیژن بوده و به شرایط اکسیدان اشاره دارد. بنابراین مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز جزو دسته گرانیت‌های مگنتیتی ایشی‌هارا (Ishihara, 1977) به حساب آمده و جزو گرانیت‌های نوع I است (Rasouli, 2015). به عقیده اوارت (Ewart, 1979)، مقادیر بالای فوگاسیته اکسیژن در ماگمای گرانیتی، بیانگر محیط فرورانشی است، نکته‌ای که در تعیین محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و نادر نیز مشهود است (Rasouli, 2015). بر اساس نتایج پژوهش حاضر، به نظر می‌رسد مجموعه نفوذی جبال بارز که در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد، در زمان ائوسن بخشی از یک کمان ماگمایی فعال بوده و دلیل آن هم حجم بسیار عظیم سنگ‌های متنوع آتشفشانی در منطقه است. به‌طور کلی می‌توان گفت کمربند ماگمایی ارومیه - دختر در منطقه جبال بارز، دارای

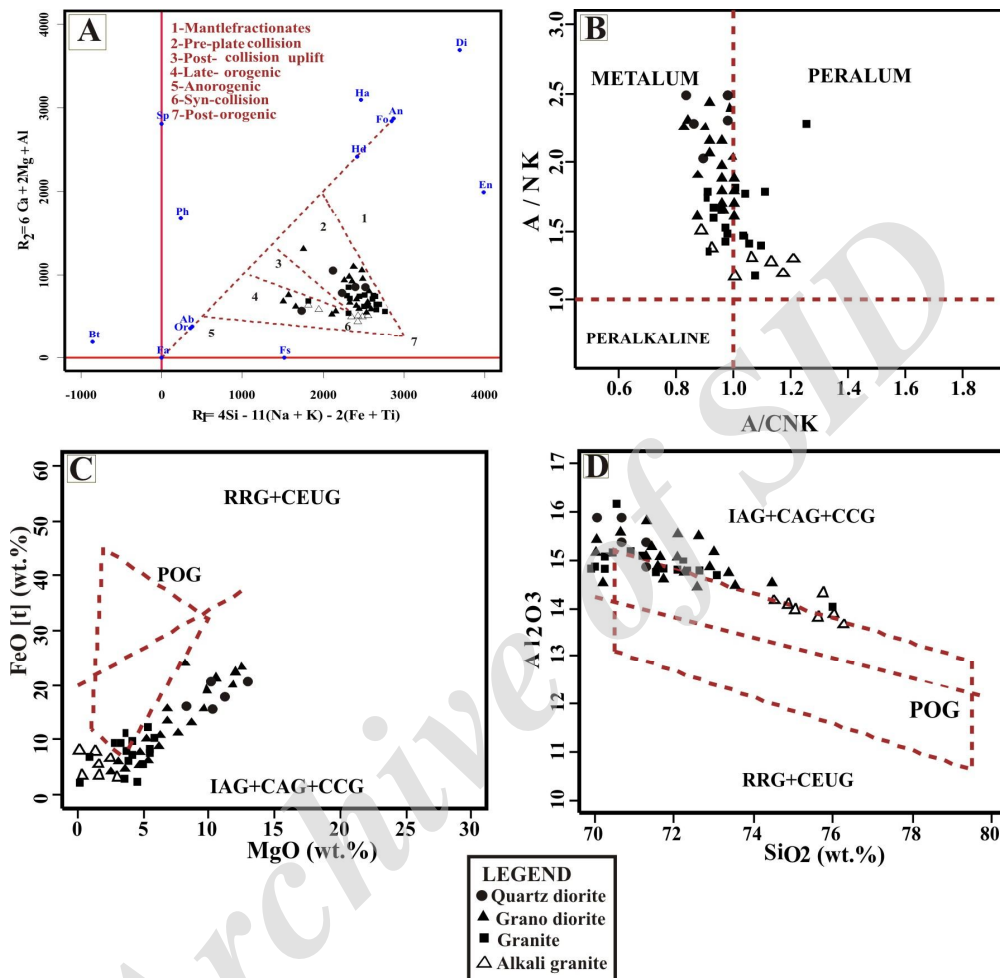
جایگاه زمین‌ساختی: برای بررسی تحولات سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه طی چرخه کوه‌زایی، از نمودار باچلور و بودین (Batchelor and Bowden, 1985) استفاده شد (شکل 8-A). طبق این نمودار، سنگ‌ها بیشتر در محدوده 2 و 4 قرار دارد و بنابراین جزو گرانیت‌های قبل از برخورد و هم‌زمان با برخورد به‌شمار می‌آیند. البته چند نمونه نیز در محدوده 6 قرار گرفته که احتمالاً ناشی از تأثیر فرآیندهایی مانند آرایش پوسته‌ای است. همچنین با استفاده نمودار تعیین شاخص اشباع از آلومین (شکل 8-B)، مشخص شد که سنگ‌های منطقه مورد بررسی بیشتر در محدوده متا‌آلومین و به مقدار کمتر در محدوده پر آلومین قرار گرفته‌اند. در نهایت، بر پایه اطلاعات به‌دست آمده از تقسیم‌بندی مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989)، نمودارهای مربوطه برای سنگ‌های منطقه مورد بررسی ترسیم شد. در مجموع مشخص شد این سنگ‌ها در محدوده گرانیت‌های گروه I و با توجه به سایر شواهد ژئوشیمیایی در زیر مجموعه گرانیت‌های مناطق CAG قرار گرفته‌اند (شکل 8-C و D).

بحث

مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، با استناد به شواهد زیر احتمالاً جزو گرانیت‌های نوع I است. حضور کانی‌های کدر زیاد، دامنه

کالک آلکالن پتاسیم بالای کمان‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای است.

ویژگی‌های جزایر قوسی بالغ و در حال تکوین به یک حاشیه قاره‌ای فعال است و نتایج داده‌های ژئوشیمیایی این پژوهش، نشان می‌دهند که ماگماتیسم نفوذی منطقه مورد بررسی از نوع



شکل 8. A: نمودار R1-R2 باچلور و بودین (Batchelor and Bowden, 1985); B: نمودار $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در مقابل $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (Shand, 1943); C و D: نمودارهای مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989) برای تفکیک انواع گرانیت‌ها

Fig. 8. A: R₁-R₂ diagram of Batchelor and Bowden (1985), B: $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ diagram (Shand, 1943), C and D: Graphs of Maniar and Piccoli (1989) for separate various granites

مناطق، سیالات حاصل از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی فرورو با ورود به گوه گوشته‌ای، آن را متاسوماتیسم غنی‌شده از عناصر ناسازگار و دست‌خوش ذوب‌بخشی و ایجاد ماگما می‌کند؛ لکن در این موارد، اغلب بخشی از پوسته اقیانوسی نیز ذوب می‌شود و در تشکیل ماگما‌های برخاسته از این مناطق، مشارکت

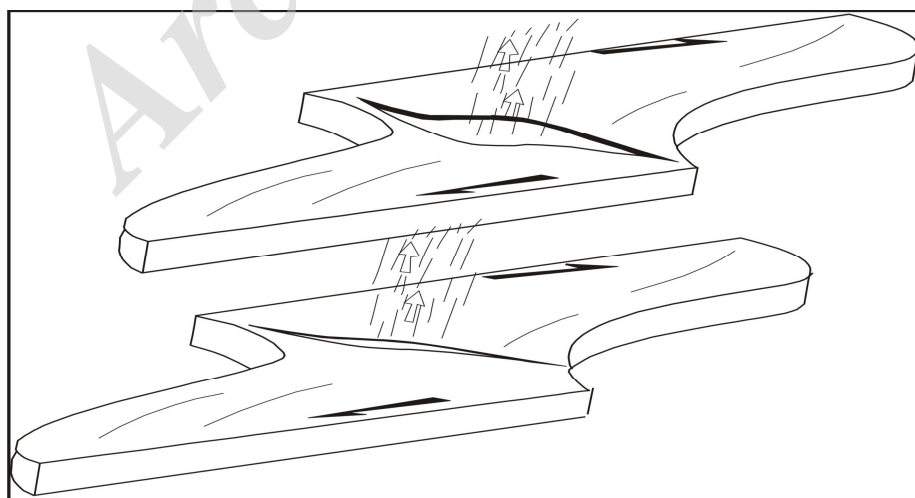
در مناطق جزایر قوسی بالغ و در حال تکوین به حاشیه قاره‌ای فعال، ماگماها می‌توانند از منابع و خاستگاه‌های مختلفی نظیر پوسته بالایی، پوسته میانی و زیرین، پوسته اقیانوسی فرو رانده شده و نیز خاستگاه‌های مرکب پوسته‌ای- گوشته‌ای (اختلاط) حاصل شوند (Vigneresse, 2004). اگرچه معمولاً در این

می‌کنند. با توجه به جمیع شواهد صحرایی، میکروسکوپی، ژئوشیمیایی، بررسی انکلاوها و شیمی کانی‌های مختلف به نظر می‌رسد مجموعه‌ای از مذاب‌های پوسته‌ای و گوشته‌ای در تکامل مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز نقش داشته‌اند (Rasouli, 2015). بدین صورت که احتمالاً با وقوع فرورانش و ورود سیالات و افزایش دما، گوه گوشته‌ای با درجات متفاوت دچار ذوب‌بخشی شده و ماگمای بازیک گوشته‌ای ایجاد شده است. سپس در پی تزریق ماگمای مافیک گوشته‌ای به زیر پوسته و در نتیجه انتقال گرما، سیال‌ها و مذاب به درون پوسته، سبب فرآیند ذوب در پوسته نیز شده است. در این مرحله، همجوار بودن ماگماهای مافیک گوشته‌ای و ماگماهای پوسته‌ای، تا حدودی سبب اختلاط میان این دو ماگما شده و ماگمای حاصل به ترازهای بالاتر پوسته صعود کرده و یک اتاق ماگمایی بزرگ ساخته است و در آنجا متحمل تبلور بخشی شده است و در جریان تبلور بخشی و تفریق اتاق ماگمایی، طیف پیوسته‌ای از سنگ‌های مافیک (در حد گابرو) تا فلسیک (در حد گرانیت تا آلکالی گرانیت) به وجود آمده‌اند که ماگمای مافیک به صورت فرآیندهای آتشفشانی به سطح زمین رسیده و ماگمای فلسیک تشکیل توده‌های نفوذی کم عمق داده است. بنابراین به نظر می‌رسد تفریق ماگمای درون اتاق ماگمایی در مرحله اول، سبب ایجاد سنگ‌های با ترکیب کوارتزدیوریتی تا گرانودیوریتی شده و در مرحله دوم و با ادامه یافتن تفریق ماگمایی، ترکیب ماگما نسبت به قبل اسیدی‌تر شده و سنگ‌هایی با ترکیب گرانودیوریت تا گرانیت تشکیل داده است. در مرحله سوم و با ادامه یافتن فرآیند تفریق، ترکیب ماگما بسیار اسیدی شده و سنگ‌های گرانیتی و آلکالی گرانیتی را تشکیل داده است. از سوی دیگر، با استناد به بررسی‌های زمین دما فشارسنجی (ژئوترموبارومتری)، عمق احتمالی اتاق ماگمایی مولد سنگ‌های گرانیتوئیدی جبال بارز در پوسته و حدود 9 تا 12 کیلومتر بوده است (Rasouli, 2015). بنابراین ماگمای به سطح رسیده، مسافت طولانی را طی نکرده و عمق اتاق ماگمایی نسبتاً کم بوده است. پس می‌توان نتیجه گرفت که مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز، از جمله توده‌های نفوذی کم عمق

محسوب می‌شود که در ترازهای بالایی پوسته جایگزین شده است. در توده‌های نفوذی کم عمق، معمولاً حجم ماگمای اسیدی بیشتر از ماگمای مافیک و حدواسط است؛ بنابراین در اثر اختلاط آنها، بخش‌های مافیک به صورت حباب‌هایی درون ماگمای فلسیک پراکنده شده و انکلاو ایجاد می‌کنند (Vernon, 1983; Sparks and Marshal, 1986). چنان‌که اشاره شد دو نوع انکلاو ماگمایی فلسیک و مافیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بحث دیده می‌شوند. حضور انکلاوهای فلسیک در کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز به گسیختگی‌های حاشیه‌ای در اثر ضربان‌های تزریق متوالی مذاب گرانیتوئیدی در فازهای اولیه و سقف توده نفوذی نسبت داده شده است (Rasouli, 2015). در حالی که با استناد به شکل‌های کروی، بیضی و دوکی شکل انکلاوهای مافیک و همچنین تفاوت‌های کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی این انکلاوها با سنگ میزبان گرانیتوئیدی، انکلاوهای مافیک به صورت بسته‌های ماگمایی بازیک‌تر نسبت به ماگمای میزبان در نظر گرفته شده که داخل سنگ میزبان قرار گرفته است و نشانه‌ای بر اختلاط ماگماهای فلسیک و بازیک در منطقه هستند (Rasouli, 2015). همچنین اگر به ماگماتیسیم کمر بند ارومیه - دختر دقت شود، به روشنی مشخص است که از شمال غرب به سمت جنوب شرق بر حجم سنگ‌های ماگمایی در این کمر بند افزوده می‌شود. در این کمر بند ماگمایی، حجم سنگ‌های آتشفشانی بیشتر از سنگ‌های پلوتونیک است. در حالی که در منطقه جبال بارز برعکس است و حجم سنگ‌های پلوتونیک از سنگ‌های ولکانیک بیشتر است. به صورتی که جبال بارز بزرگترین مجموعه نفوذی در این کمر بند ماگمایی است. دلیل این امر را می‌توان به شیب و زاویه شیب بیشتر زون فرورانش در این منطقه نسبت داد که بیشتر بودن شیب و زاویه آن در این منطقه، سبب شده است که حجم بیشتری از پوسته فرورونده ذوب شده و مقدار بیشتری ماگما نسبت به سایر مناطق کمر بند ماگمایی ارومیه دختر تولید شود. از سوی دیگر فرض شده که کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز در داخل یک پهنه برشی¹ قرار گرفته است (Rasouli, 2015) و همچنین با استناد به بررسی‌های صحرایی، عکس‌های

فعال بوده است. به سبب زمین‌ساخت فعال در منطقه، درز و شکاف فراوان در سنگ‌ها ایجاد شده و زمینه مناسب فراهم آمده است تا دگرسانی بر روی این سنگ‌ها ایجاد شود. بنابراین به نظر می‌رسد رژیم زمین‌ساختی ترافشارشی که با ساختارها و شکاف‌های فراوان همراه است، بهترین مدل برای جایگیری کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز است. فضاسازی برای توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در بیشتر کمرندهای کوه‌زایی، مخصوصاً برای توده‌های نفوذی هم‌زمان با زمین‌ساخت مورد توجه زمین‌شناسان بوده است (Fernandez and Gasquet, 1994; Guineberteau et al., 1987; Mohajjel et al., 2003; Castro et al., 1991). این فضاهای کششی در منطقه جبال بارز نیز ایجاد شده است و کمپلکس نفوذی جبال بارز به صورت سیل در فضای زمین‌ساختی ایجادشده، نفوذ کرده است (شکل 9). در رژیم زمین‌ساختی ترافشارشی، توده نفوذی جبال بارز به مقدار ضعیفی متأثر از تنش پهنه برشی بوده و به این ترتیب فضای لازم برای نفوذ کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز به دست آمده است. در این حالت، ارتباط پهنه برشی با جاسازی زمین‌ساختی برای کمپلکس جبال بارز، بیشتر شده و فضای بیشتری برای جایگیری سنگ‌های نفوذی (گرانیتوئیدی) در بخش مرکزی کالدرا ایجاد شده است.

ماهواره‌ای و ریزساختارها، به نظر می‌رسد منطقه میجان یک کالدرا بوده و محل خروج ماگماهای¹ ائوسن به صورت آتشفشانی بوده است (Rasouli, 2015). از طرفی، بررسی‌های فراوانی نشان می‌دهد که جایگیری ماگماهای نفوذی در اعماق کم، در کالدراها به صورت سیل انجام می‌شود (Rasouli et al., 2014; Fridrich et al., 1991; Lipman, 1984). سیل‌ها در نزدیکی سطح زمین و در جایی که فشار به شدت کاهش پیدا می‌کند، تشکیل می‌شوند. بنابراین، احتمالاً گسترش، نفوذ و جایگزینی ماگما از محل کالداری میجان در دفعات مختلف در طول پهنه برشی، به شکل سیل انجام شده است. توده‌های نفوذی فلسیک، سنگ‌های مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز را تشکیل داده است و مواد مافیک باقی‌مانده تفریق که دارای چگالی بالا بوده، در کف کالدرا تجمع پیدا کرده است و در فرآیندهای ماگماتیسم بعدی به صورت آتشفشانی تظاهر پیدا کرده و تشکیل بازالت‌های کوارترنری را داده‌اند. چنین روشی توسط محققان مختلفی پیشنهاد شده است (Fridrich et al., 1991; Lipman, 1984) و بر اساس بررسی حاضر، برای منطقه جبال بارز نیز پیشنهاد می‌شود؛ اما چنان که گفته شد، تطابق ریزساختارهای موجود در سنگ‌های منطقه، بیانگر این مطلب است که رژیم زمین‌ساختی در حین و پس از جایگیری توده



شکل 9. مدل شماتیک زمین‌ساخت ترافشارشی برای جایگزینی ماگماتیسم در منطقه جبال بارز

Fig. 9. Schematic shape the transpressional tectonic regime for emplacement of magmatism of Jebale-Barez plutonic complex.

1. Feeder zone

نشان‌دهنده سه نوع ریزساختار ماگمایی، ساب‌ماگمایی و میلونیتی است که ریزساختارهای ماگمایی و ساب‌ماگمایی، هم‌زمان با جایگیری توده اتفاق افتاده است؛ ولی ریزساختارهای میلونیتی، حاصل فعالیت‌های پس از جایگیری توده هستند. بررسی‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی از نوع گرانیتوئیدهای نوع I است و در زیرگروه گرانیت‌های CAG قرار می‌گیرند. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، ماگمای مجموعه مورد بررسی، سرشت پرآلومین تا متآلومین داشته و گروه ماگمایی آن از نوع کالکوالکالان پتاسیم متوسط تا بالا هستند. همچنین بررسی نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی، طیف پیوسته‌ای بین ترکیبات سنگ‌های مورد بررسی نشان داده که بیانگر انجام تفریق ماگمایی گسترده و پیوسته‌ای در طی تبلور است. از نظر جایگاه زمین‌ساختی، این سنگ‌ها جزو گرانیتوئیدهای کمان‌قاره‌ای است و به نظر می‌رسد کمپلکس گرانیتوئیدی جبال‌بارز در داخل یک پهنه برشی قرار گرفته و ماگما از محل کالداری میجان در دفعات مختلف در طول پهنه برشی، به شکل سیل تزریق شده است و خاستگاه ساختاری کمپلکس گرانیتوئیدی جبال‌بارز، فضا‌های کششی است که محصول رژیم زمین‌ساختی ترافشارشی هستند.

به نظر می‌رسد زمین‌ساخت برشی از سوی باعث دگرریختی و چین‌دادن پیش‌رونده در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی منطقه جبال‌بارز شده و از طرف دیگر ماگمای بالا آمده از گوه گوشته‌ای که دچار تفریق شده، به تدریج در داخل فضا‌های ایجاد شده با زمین‌ساخت ترافشارشی نفوذ کرده است. بنابراین، با این روش، بیشتر بخش‌های توده که با فابریک برشی همسو قرار گرفته‌اند، به مرور با باز شدن بخش‌های مرکزی برای حضور و نفوذ توده‌های پرحجم بعدی، بخش‌های زودتر نفوذ کرده کنار زده شده‌اند و در موقعیت کنونی خود با راستای شمال‌غرب - جنوب‌شرق قرار گرفته است. بنابراین در این منطقه، در زمان ائوسن که رژیم زمین‌ساخت منطقه فشارشی بوده، حجم گسترده سنگ‌های آتشفشانی تولید شده است؛ اما در زمان الیگومیوسن و با تغییر رژیم زمین‌ساختی از فشارشی به کششی و تفریق ماگمای درون‌آشیا‌ن ماگمایی، زمینه برای تولید حجم گسترده سنگ‌های نفوذی جبال‌بارز پدید آمده است.

نتیجه‌گیری

منشأ انکلاوهای فلسیک، گسیختگی‌های حاشیه‌ای در اثر ضربان‌های تزریق متوالی در فازهای اولیه و سقف توده نفوذی گرانیتوئیدی بوده و منشأ انکلاوهای مافیک نیز با استناد به تفاوت‌های آشکار با سنگ میزبان گرانیتوئیدی، اختلاط ماگمای فلسیک و مافیک است. بررسی‌های میکروسکوپی ریزساختارها

References

- Aletaha, B., 2004. Petrography and petrology of igneous rocks and associated copper mineralization in South-East Bam. Ph.D. Thesis, Islamic Azad University, Tehran, Iran 386 pp.
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada Batholith, California: nature, origin and relations with the hosts. *Lithos*, 80(3): 155–177.
- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks

- series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(2): 43-55.
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens (Editors), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 356-384.
- Castro, A.I., Moreno-Ventas, J.D. and De La Rosa, 1991. Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercinian Belt, Spain): implications for magma mixing. *Geologische Rundschau*, 80(2): 109–120.

- Chappell, B. and White, A.J.R., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28(2): 1111–1138.
- Didier, J., 1973. Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *International Journal of Earth Sciences*, 76(1): 41–50.
- Didier, J. and Barbarin, B., 1991. The different types of enclaves in granites-nomenclature. In: J. Didier and B. Barbarin (Editors), *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 19–24.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. *Geology of Kerman region*. Geological Survey of Iran, Tehran, Report YU/52, 234 pp.
- Donaire, T., Pascual, E., Pin, C. and Duthou, J.L., 2005. Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 149(2): 247–265.
- Elmas, A. and Elmas, Y., 2003. Development of an Oblique Subduction Zone Tectonic Evolution of the Tethys Suture Zone in Southeast Turkey. *International Geology Review*, 45(1): 45–61.
- Ewart, A., 1979. A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In: F. Barker (Editor), *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Springer, Berlin, pp. 423–492.
- Faure, M., Pons, J. and Babinault, J.F., 1992. Le pluton du Pont-de-Montvert: un granite syntectonique extravasé vers l'Est pendant le désempaïsissement crustal varisque du Massif Central français. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 315(2): 201–208.
- Fernandez, A. and Gasquet, D.R., 1994. Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(1): 316–326.
- Fridrich, C.J., Smith, R.P., DeWitt, E. and McKee, E.H., 1991. Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 103(2): 1160–1177.
- Ghorbani, M., 2014. *Geology of Iran*. Aryan Zamin, Tehran, 479 pp.
- Guineberteau, B., Bouchez, J.L. and Vigneresse, J.L., 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America Bulletin*, 99(1): 763–770.
- Harker, A., 1909. *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London, 304 pp.
- Huang, W.L., 1973. Melting relations of muscovite granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted. *Geological Society of America Bulletin*, 32(1): 114–126.
- Ishihara, S., 1977. The Magnetite- Series and Ilmenite- Series Granitic rocks. *Mining Geology*, 27(2): 293–350.
- Lipman, P.W., 1984. The roots of ash-flow calderas in North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89(1): 8801–8841.
- Maniar, P.D. and Piccoli, M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Society American Bull*, 101(2): 635–633.
- Middlemost, E.A.K., 1994. *Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman, London, 266 pp.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(1): 397–412.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. and Tobisch, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11(3): 349–363.
- Peccarillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81.
- Pirajno, F., 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits. Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer, Verlag, 709 pp.
- Pitcher, W.S., 1979. The nature, ascent and emplacement of granite magmas. *Journal of the Geological Society of London*, 136(1): 627–662.
- Rasouli, J., 2015. Petrology and geochemistry of Jabal Barez granitoid batholith with a view

- to the zoning alteration and copper mineralization (North East Jiroft). Ph.D. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 369 pp.
- Rasouli, J., Ghorbani, M. and Ahadnejad, V., 2014. Field observations, Petrography and microstructures study of Jebale Barez Plutonic complex (East - northeast Jiroft). *Journal of Tethys*, 2(3): 178–195.
- Raymond, L.A., 2002. *Petrology*. McGraw Hill, New York, 720 pp.
- Sparks, R.S.J. and Marshal, L., 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geochemical Research*, 29(1): 99-124.
- Stern, R.J., 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(2): 275- 292.
- Vernon, R.H. 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites (Clarke Memorial Lecture). *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales*, 116(1): 77-103.
- Vignerresse, J.L., 2004. A new paradigm for granite generation. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 95(1): 11–22.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman Limited, London, 466 pp.
- Yazdanfar, E., 2008. *Petrogenesis late intrusions body (Darhe –hamzh, Mijan, kerver) and association with significant copper mineralization in Jabal Barez Granitoid complex*. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 164 pp.

Archive of SID



Geochemical studies, magmatic evolution, microstructures and replacement mechanisms in Jebale-Barez granitoid Complex (East and Southeast Jiroft)

Jamal Rasouli^{1*}, Mansour Ghorbani¹ and Vahid Ahadnejad²

1) Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2) Department of Geology, Payam-e-Noor University, Tehran, Iran, P.O Box 19395-4697

Submitted: June 29, 2015

Accepted: Nov. 23, 2015

Keyword: *Jebale-Barez Plutonic Complex, subduction, microstructures, transpression tectonic*

Introduction

The Jebale-Barez Plutonic Complex (JBPC) is composed of many intrusive bodies and is located in the southeastern province of Kerman on the longitude of the 57° 45' east to 58° 00' and Northern latitudes 28° 30' to 29° 00'. The petrologic composition is composed of granodiorite, quartzdiorite, granite, alkali-granite, and trace amounts of tonalite with dominant granodiorite composition. Previously, the JBPC was separated into three plutonic phases by Ghorbani (2014). The first plutonic phase is the main body of the complex with composition of quartz-diorite to granodiorite. After differentiation of magma in the magmatic chamber, the porphyritic and not fully consolidated magmas have intruded into the main body. Their compositions were dominantly granodiorite and granite that are defined as the second plutonic phase. Finally, the last phase was started by an intrusion of the holo-leucogranite into the previous bodies. This plutonic activity was pursued by the minor Quaternary basaltic volcanism that shows metamorphic haloes in the contacts. They are dominantly porphyric leucogranites. However, some bodies show dendritic texture that may imply the existence of silicic fluids in the latest crystallization stages.

Materials and methods

In this article different analysis methods were used. For example, we used a total of two hundred samples of the various granitoids that were selected for common thin section study. Forty four representative samples from the different granitic rocks were selected for whole rock

chemical analyses. The analyses of both major and trace elements were performed at the Department of Earth Sciences, the University of Perugia, Italy. The analysis for all major elements was carried out by an X-ray fluorescence spectrometry (XRF) using a tube completed with a Rn and W anode under conditions with acceleration voltage of 40-45 kV and electric current ranging from I=30-35 mA. After calcination of powdered samples and full matrix correction, the sum of all major oxides was equal to about 100 wt.%. The concentration of trace elements in the selected samples has been performed by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS). The uncertainty is <10% for trace element contents higher than 2 ppm (except for Pb, <15%) and <15% for all the other trace elements.

Results

The microstructures observed in thin sections in this study were grouped into three types: (i) magmatic microstructures; (ii) submagmatic microstructures and (iii) mylonitic microstructures. Magmatic and submagmatic microstructures occurred simultaneously with the emplacement of granitoid complex and mylonitic microstructures that occurred after emplacement of granitoid complex. The magma nature of these rocks is sub-alkaline-(calc-alkaline), which fall into calc-alkaline series with high potassium in SiO₂-K₂O plots. The geochemical variation diagrams of major oxides, the continuous spectrum of rock compositions has been carried out which indicates the crystallization of magmatic differentiation and extensive

*Corresponding authors Email: jamal.rasouli1362@gmail.com

appendices. Field observations, petrographic and geochemical studies suggest that the rocks in this area have type I and CAG subsections. Studying the geochemical diagrams of the rocks in the studied area indicates that these rocks have been formed in active continental margin tectonic settings. It seems that the Jebale-Barez granitoid Complex is located within a shear zone. Magma has been percolated through Mijan caldera and emplacement Forms of Sill along the shear zone during various periods and the structural setting of granitoid complex in the Jebale-Barez is extensional-shear fractures which are the product of transpression tectonic regime.

Discussion

The JBPC is calc-alkaline, high-K, subalkaline, and mostly metaluminous except granite and alkali-granite units which are slightly peraluminous and I type in character. These geochemical properties of the studied granitoids suggest subduction-related arc magmatism. The systematic variation for the major elements implies involvement of fractional crystallization in the evolution of JBPC. The trends are consistent with the fractionation of plagioclase feldspar and ferromagnesian minerals as indicated by decreasing MgO, CaO, FeO^t and TiO₂ with increasing SiO₂ despite the content of (K₂O+Na₂O). It generally increases with increasing SiO₂ for intermediate compositions (67 wt% SiO₂ ≤) and then decreases for more felsic granitic rocks, indicating that sodic feldspar was a major fractionating phase for alkali-granite and granite suit (Rasouli, 2015). Overall REE abundances slightly decrease with increasing SiO₂ consistent with plagioclase fractionation. The distribution of voluminous volcanic rocks in the studied area implies that the JBPC could be a part of the mature magmatic arc. The field petrography

and geochemical studies indicated that the JPBC originated from both crustal and mantle derived magmas: The increase in temperature and excess fluid pressure caused by subduction triggered melting of mantle edge and formation of basaltic magma and its ascending and introducing into the crust was followed by partial melting (Rasouli, 2015). The juxtaposed series of mafic-felsic pulses formed a mixed magma. Finally this magma is emplaced at broad, shallow magma chamber (9-12 km), where the differentiation took place by fractional crystallization and produced a wide variety of rocks from quartz-diorite to alkali granite. In such shallow magma reservoirs, the emplacement of magma took place as sill (Fridrich et al, 1991). Combining field observations and petrofabric studies displayed a deep caldera as a feeder zone for Eocene volcanic rocks (Rasouli, 2015). The JBPC is located in a shear zone and multiple magmatic pulses were injected as sills. The magmatic fabrics show active tectonic controls on magmatism during and after magma emplacement. The transpressional tectonic regime is well compatible with our data.

References

- Fridrich, C.J., Smith, R.P., DeWitt, E. and McKee, E.H., 1991. Structural, eruptive, and intrusive evolution of the Grizzly Peak caldera, Sawatch Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 103(2): 1160–1177.
- Ghorbani, M., 2014. *Geology of Iran*. Aryan Zamin, Tehran, 479 pp.
- Rasouli, J., 2015. *Petrology and geochemistry of Jabal Barez granitoid batholith with a view to the zoning alteration and copper mineralization (North East Jiroft)*. Ph.D. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 369 pp.