پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی میجان در کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (جنوب‌خاور جیرفت)

منصور قربانی[1*]

۱-استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۱/۱۱/۲۰
تأیید نهایی مقاله: ۲۳ /۱۳۹۲/۲

چکیده

میجان در شمال‌خاور شهرستان جیرفت و در جنوب استان کرمان واقع شده است. این منطقه بخشی از باتولیت جبال‌بارز است. ترکیب سنگ‌شناسی نفوذی‌ها در محدوده میجان در کمپلکس جبال بارز متنوع بوده و شامل آلکالی‌گرانیت، آلکالی‌سینیت، گرانودیوریت و کوارتزسینیت است. سرشت ماگمایی این سنگ‌ها ساب‌آلکالن و کالکوآلکالن بوده و به سری‌های پتاسیک، کالکوآلکالن و پتاسیم بالا تعلق دارند. بررسی نمودارهای ژئوشیمیایی نشانگر آن است که این سنگ‌ها در محیط تکتونوماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. اغلب سنگ‌های نفوذی میجان، کمان قاره‌ای از نوع گرانیت‌های قبل از برخورد و هم‌زمان با برخورد به‌شمار می‌آیند. نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد که شاخصه کمان‌های ماگمایی را دارا بوده و چنین سنگ‌هایی در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی، آبزدایی آن و ذوب گوه گوشته‌ای به‌وجود آمده‌اند. توده‌های نفوذی محدوده میجان، سه فاز ماگمایی پی‌در پی را پشت‌سر گذاشته که بیشترین گستردگی در محدوده میجان مربوط به سنگ‌های فاز نهایی و کمترین برونزد متعلق به سنگ‌های اولین فاز ماگمایی است.

واژه های کلیدی: توده‌های نفوذی میجان ، جبال‌بارز، فرورانش، سری کالکوآلکالن.

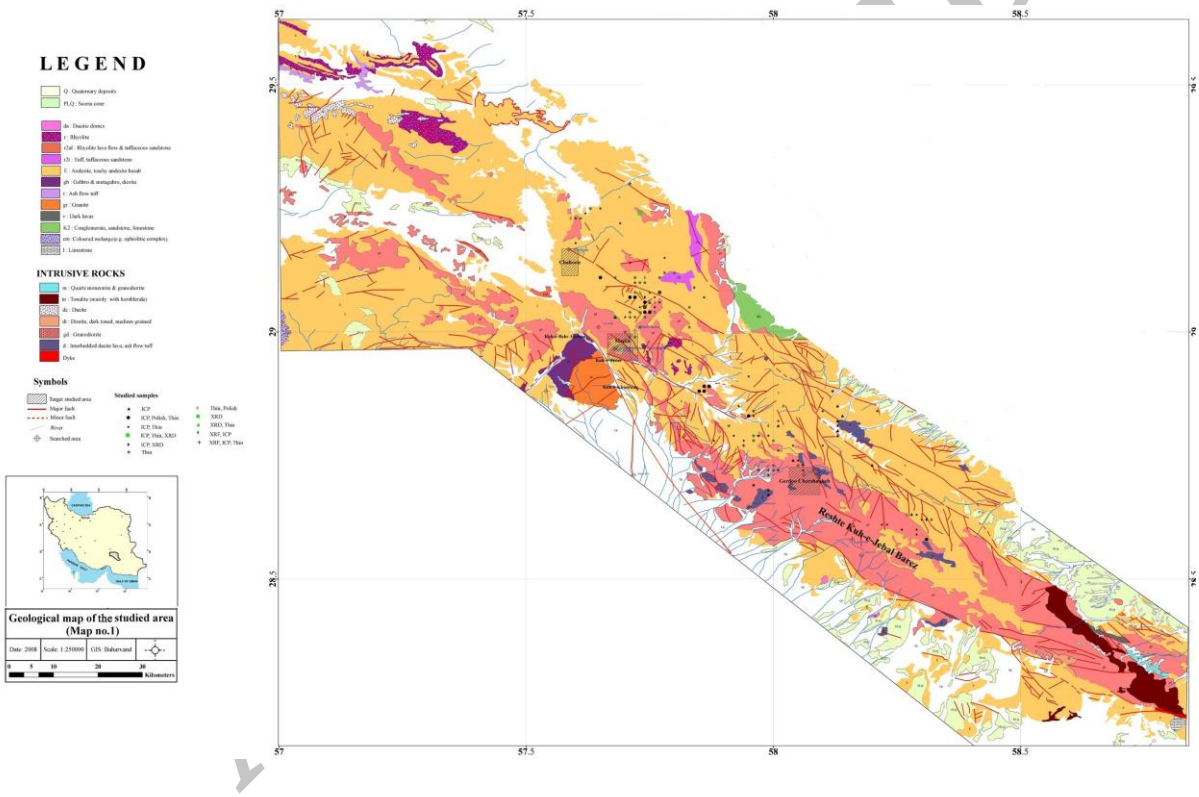
*- نویسنده مسئول: ۲۹۹۰۲۶۴۸ Email: m-ghorbani@sbu.ac.ir

Archive of SID

www.SID.ir

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در جنوب‌خاور استان کرمان و در محدوده شهرستان جیرفت و بین طول‌های جغرافیایی ′۵۴ °۵۷ تا ′۰۱ °۵۸ خاوری و عرض‌های جغرافیایی′۳۹ °۲۸ تا ′۴۳ °۲۸ شمالی واقع شده است. در تقسیم‌بندی ساختاری، منطقه مورد مطالعه در باختر و جنوب‌باختری ایران مرکزی یعنی در کمربند ماگمایی ارومیه– دختر قرار می‌گیرد. به‌طور کلی آنچه که کمربند ماگمایی ارومیه- دختر را از سایر قسمت‌های دیگر ایران مرکزی ممتاز ساخته، دخالت ماگما و سنگ‌های ماگمایی به طور وسیع در ساختمان گسلی آن می‌باشد. فعالیت‌های ماگمایی از پرکامبرین تا نئوژن در ایران مرکزی ادامه داشته است، ولی شدیدترین آنها مربوط به ترشیری که بیشتر در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر در زمان ائوسن بوده است (قربانی، ۱۳۸۶). این فعالیت‌ها هم به‌صورت آتشفشانی و هم به‌شکل نفوذی در ساختمان‌های ماگمایی دخالت داشته‌اند (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با تصحیحات (برگرفته از مرکز پژوهشی آرین زمین).

در مورد علل ماگماتیسم و پلوتونیسم در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، نظرات متضادی از سوی محققین ارائه شده است. برخی از آنها (بربریان و بربریان، ۱۹۸۱، معین‌وزیری، ۱۳۷۷) منشأ ماگمایی و پلوتونیسم کمربند ماگمایی ارومیه- دختر را ناشی از فرورانش دو بلوک ایران و عربستان می‌دانند. در مقابل برخی دیگر از زمین‌شناسان (عمیدی و مجیدی، ۱۹۷۷) عقیده دارند که ماگماتیسم کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، به‌دلیل ریفت درون قاره‌ای در حال تشکیل بوده، اما به‌دلیل فازهای کمپرسیونی پیرنه، قبل از رسیدن به حالت اقیانوسی بسته شده است.

www.SID.ir

در مطالعات پیشین نظریه ریفتینگ مورد توجه بود ولی از آن‌جایی که امروزه شواهد کافی در مورد آن وجود ندارد از این رو نظریه فرورانش تقریباً مورد تأیید قرار می‌گیرد.

توده‌های نفوذی محدوده میجان یکی از توده‌های نفوذی تأخیری در کمپلکس جبال بارز می‌باشد و تقریباً در مرکز آن قرار می‌گیرد. کمپلکس جبال‌بارز یک توده باتولیتی عدسی‌شکل بزرگ به طول تقریبی ۵۰ کیلومتر است که از شمال به کفه ریگان و از جنوب به فرونشست جازموریان محدود شده است (شکل ۱). کمپلکس جبال‌بارز، از لحاظ مورفولوژی به‌شکل رشته‌کوه مرتفعی است که توسط دره‌ها و آبراهه‌های عمیق بریده شده است (آل‌طه، ۱۳۸۲). رخداد ماگمایی ائوسن پسین تا میوسن باعث نفوذ و جایگیری این توده باتولیتی چند مرحله‌ای در سنگ‌های ولکانیکی ائوسن شده است. سه فاز اصلی این توده‌های نفوذی به‌ترتیب جایگزینی، دیوریت، تونالیت و گرانیت است (قربانی، ۱۳۸۶). یکی از بخش‌های کمپلکس جبال بارز، توده نفوذی تأخیری میجان است که بخش وسیعی از این کمپلکس را تشکیل می‌دهد. قطعاً مشخص‌شدن مسائل مربوط به پتروگرافی، پترولوژی، خاستگاه و جایگاه تکتونیکی میجان کمک شایان توجهی به شناخت کمپلکس جبال‌بارز خواهد کرد و دریچه‌ای به شناخت هر چه بیشتر توده‌های نفوذی تأخیری در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر در جنوب کرمان و مسائل مرتبط به زمین‌شناسی اقتصادی بخصوص اکتشاف کانسارهای جدید مس پورفیری در این کمربند باز خواهد شد. با توجه به این‌که تاکنون هیچ مطالعه سیستماتیکی بر روی توده‌های تأخیری نفوذ کرده در کمپلکس جبال بارز انجام نشده است، این مقاله بنا دارد که ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمی یکی از این توده‌ها، یعنی توده نفوذی تأخیری میجان مورد بررسی و معرفی قرار گیرد.

روش کار

پس از بررسی‌های صحرایی گسترده و نمونه‌برداری دقیق از واحدهای مختلف سنگی توده نفوذی میجان، به منظور مطالعات پتروگرافی و تفکیک واحدهای مختلف سنگ‌شناسی، بیش از ۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و بررسی شد. به منظور مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تعیین سری‌های ماگمایی، مشخص کردن خاستگاه و موقعیت تکتونیکی توده مزبور، تعداد ۱۹ نمونه از سنگ‌های توده نفوذی مورد مطالعه در آزمایشگاه زرآزما به‌روش XRF و ICP مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. ترسیم نمودارها نیز به کمک نرم‌افزارهای Newpet، Minpet و Igpet انجام شده است.

زمین‌شناسی منطقه

در منطقه مورد بررسی، سازندهای قدیم‌تر از ائوسن مشاهده نمی‌شوند و سنگ‌های ائوسن قدیم‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها اغلب شامل سنگ‌های ولکانیکی از جنس بازالت، آندزیت، ریوداسیت و پیروکلاستیک‌های وابسته به آنها می‌باشند. جوان‌ترین واحد سنگی منطقه را نیز رسوبات کواترنری تشکیل می‌دهند. این رسوبات اغلب آبرفت‌های دشت جیرفت را پر می‌کنند.

بر اساس مشاهدات صحرایی در منطقه، مرز بین کمپلکس جبال بارز با ولکانیک‌های ائوسن در حقیقت مرز بین سنگ‌های گرانیتی و سینیتی با سنگ‌های ولکانیکی است. این بدان معنی است که در اغلب موارد گرانیت‌ها و سینیت‌ها، فاسیس‌های حاشیه‌ای این توده باتولیتی را

Archive of SID

www.SID.ir

تشکیل می‌دهند. توده نفوذی میجـان در حقیقـت فاز ماگمایی تأخیری است که بـه درون کمـپلکس جبال بارز نفوذ کرده است (شکل ۲و ۳).

شکل ۲: تماس فاز تونالیت پورفیری با باتولیت اصلی در منطقه میجان

شکل ۳ : تماس فاز دیوریت پورفیری با باتولیت اصلی در منطقه میجان

تعدادی دایـک در سـنگ‌هـای ائوسـن در منطقـه مورد بررسی نفوذ کرده‌اند. این دایـک‌هـا اغلـب از جنس دیاباز و بازالت می‌باشـند و ضـخامت آن‌هـا متغییر می‌باشد (یزدانفر، ۱۳۸۹) (شـکل ۴). یـک سری آنکلاوهای ولکانیکی تیره‌رنگ در اندازه‌هـای متفاوت توسط سنگ‌های گرانیتی توده‌های نفوذی مورد مطالعه دربرگرفتـه شـده‌انـد. ایـن آنکلاوهـا دارای ساخت آفانیتیک بـوده و ریـز بلـور هسـتند (یزدانفر، ۱۳۸۹) (شکل ۵).

شکل۴ : نمایی از دایک دیابازی در منطقه میجان

شکل۵ : آنکلاوهای ولکانیکی تیره‌رنگ در سنگ‌های گرانیتی توده میجان

سنگ‌شناسی

با توجه به مطالعات پتروگرافی مشـخص شـد کـه می‌توان توده‌های نفـوذی منطقـه میجـان را بـه ۴ گروه سنگی تقسیم‌بندی نمود که عبارت‌انـد از ۱- آلکـــالی‌گرانیـــت، ۲- آلکـــالی‌ســـینیت، ۳- کوارتزسـینیت و ۴- گرانودیوریـت. بـا توجـه بـه

Archive of SID

www.SID.ir

مشاهدات صحرایی، در منطقه میجان می‌توان سه فاز تزریق ماگما را از همدیگر تفکیک کرد. اولین فاز تزریقی که در سراسر منطقه جبال بارز مشاهده می‌گردد، بیشتر ترکیب گرانودیوریی تا کوارتز سینیتی دارد. سنگ‌های فاز دوم دانه درشت‌تر از فاز ۱ بوده و بیشتر گرانودیوریت تا گرانیت را شامل می‌شوند. از فاز یک به طرف فاز سه فلسیک‌شدن سنگ‌ها افزایش می‌یابد. به این‌صورت که سنگ‌های فاز سوم در منطقه مرکزی میجان را بیشتر آلکالی‌گرانیت‌ها تشکیل می‌دهند و در سنگ‌ها سنگ‌های این فاز حضور کانی‌های مافیک به شدت کاهش می‌یابد.

۱- آلکالی‌گرانیت

این سنگ‌ها دارای بافت گرانولار با دانه‌های درشت تا نامساوی بوده (شکل ۶- الف) و کانی‌های اصلی آن شامل آلکالی‌فلدسپات (۴۰ درصد)، کوارتز (۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۳ درصد) و آمفیبول (۶ درصد) می‌باشد (درصد کانی‌های اصلی چشمی اندازه‌گیری شده و نسبی می‌باشد). همچنین دارای پراکندگی بسیار زیاد کانی‌های اوپاک (حدود ۷ درصد) می‌باشد (شکل ۶ ب). آلکالی‌فلدسپات به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و به صورت بافت گرانوفیریک در متن سنگ دیده می‌شود. کوارتز عمدتاً به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده شده و به صورت تک دانه یا مجتمع، فضای خالی بین کانی‌های دیگر را اشغال کرده است. پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک در سنگ دیده شده و ترکیب شیمیایی آن با توجه به اندازه‌گیری‌های به عمل آمده زاویه خاموشی و استفاده از روش میشل لوی، در محدوده الیگوکلاز- آندزین است. آمفیبول به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و دانه‌ریز تا دانه متوسط با تغییر رنگی از زرد روشن تا سبز تیره دیده شده و در برخی از مقاطع تبدیل‌شدگی به کلریت (شکل۶- ج) نشان می‌دهد. بیوتیت، کلریت، سریسیت و کانی‌های اوپاک، بقیه کانی‌های آلکالی‌گرانیت را تشکیل می‌دهند.

۲- آلکالی سینیت

این سنگ‌ها دارای بافت هیپ ایدیومورف تا گزنومورف گرانولار دانه درشت بوده و کانی‌های اصلی آن عبارت‌اند از فلدسپات آلکالن (۵۵ درصد)، کوارتز (۱۸ درصد)، پلاژیوکلاز (۹ درصد)، آمفیبول (۶ درصد) و بیوتیت (۵ درصد). فلدسپات آلکالن در این گروه از سنگ‌ها اکثراً ارتوز بوده و اغلب به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد دانه درشت دیده می‌شود. برخی بلورهای فلدسپات آلکالن به کانی‌های رسی تجزیه شده و ظاهری کدر به خود گرفته‌اند. کوارتز عمدتاً به صورت بی‌شکل و دانه ریز فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده است. پلاژیوکلاز به صورت نیمه شکل‌دار در اندازه‌های متوسط دیده می‌شود. برخی بلورها ماکل پلی سنتیک نشان می‌دهند. آمفیبول به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ابعاد دانه متوسط در مقاطع دیده می‌شود. در بعضی مقاطع بلورهای این کانی به صورت شش‌وجهی دیده می‌شوند. آمفیبول در اثر دگرسانی به کلریت و بیوتیت را نشان می‌دهد (شکل ۶- د).

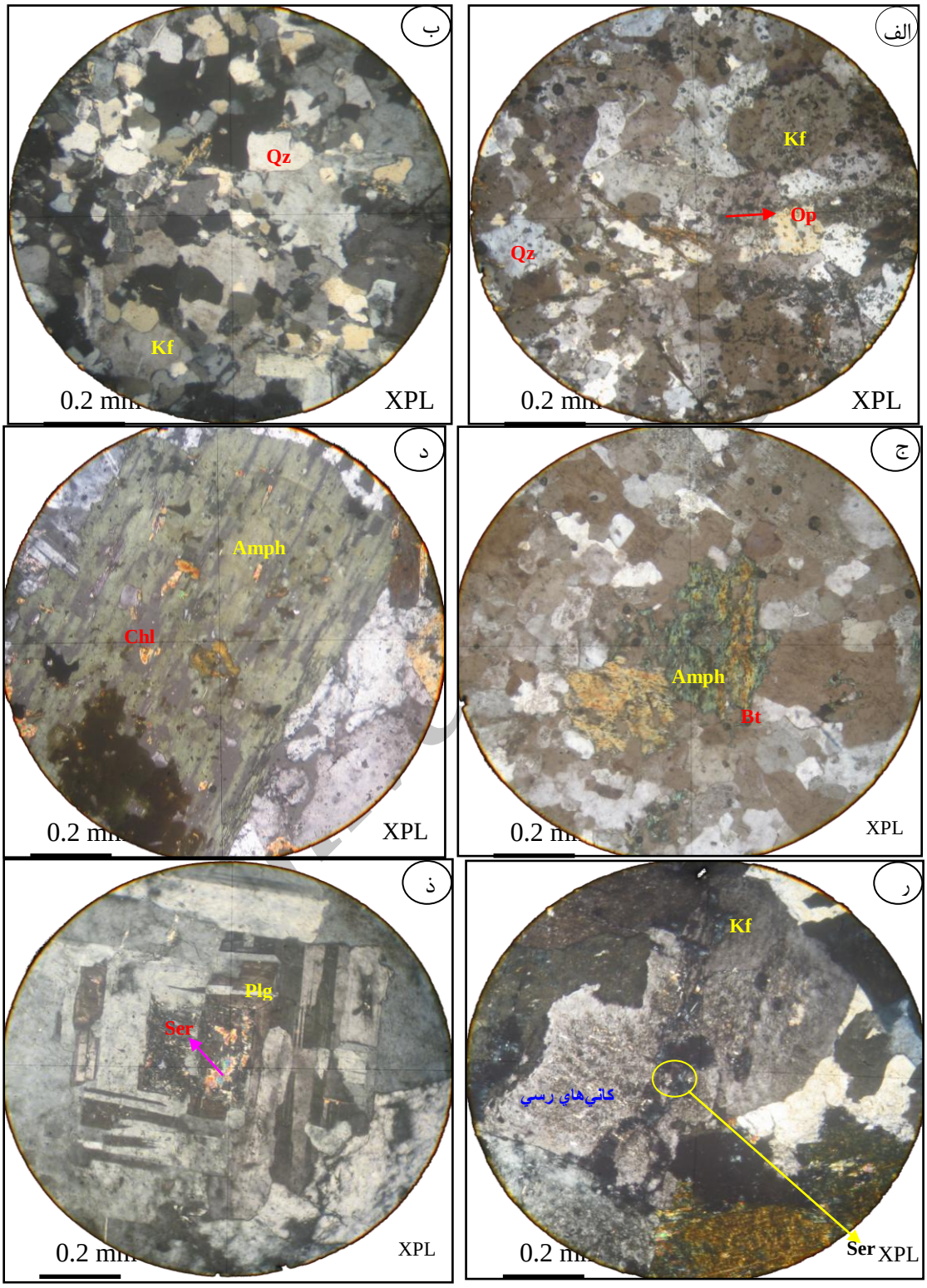
۳- کوارتز سینیت

این سنگ‌ها در صحرا نسبت به دو نوع سنگ قبلی، تیره رنگ‌تر دیده می‌شود و دارای بافت هیپ ایدیومورف گرانولار دانه‌درشت و پوئی‌کلیتیک می‌باشد. کانی‌های اصلی این سنگ عبارت‌اند از فلدسپات آلکالن (۵۰ درصد)، کوارتز

Archive of SID

www.SID.ir

(۱۷ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۵ درصد)، آمفیبول (۸ درصد) و بیوتیت (۵ درصد).



شکل ۶- الف) بافت گرانولر دانه‌ریز تا متوسط در آلکالی گرانیت، ب) پراکندگی زیاد کانی‌های اوپاک آلکالی گرانیت، ج) تجزیه آمفیبول به کلریت در آلکالی گرانیت، د) تجزیه آمفیبول به بیوتیت در آلکالی سینیت، ذ) تجزیه‌شدگی بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت و اپیدوت در کوارتز سینیت، ر) تبدیل و تجزیه‌شدگی فلدسپات آلکالن به سریسیت و کانی‌های رسی در کوارتز سینیت (همه عکس‌ها در نور XPL برداشت شده است).

Qz= Quartz; Bt= Biotite; Pl=Plagioclase; Amph= Amphibole; chl= Chlorite; Kf: K-feldspar; Ser= Serpentine.

www.SID.ir

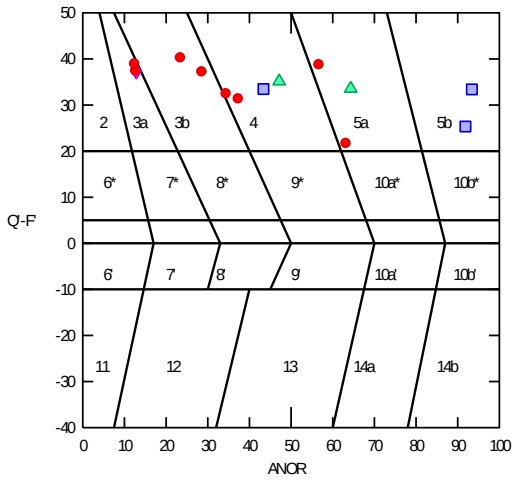
برخی بلورهای فلدسپات آلکالن به سریسیت و برخی نیز به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند (شکل ۶ ر). کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل با ابعاد دانه ریز تا دانه متوسط فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده است. برخی بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۶ ذ). آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار با ابعاد دانه متوسط دیده می‌شوند و ترکیب آنها در حد هورنبلند سبز است. آثار تجزیه به بیوتیت و اپیدوت در برخی از بلورهای آن مشاهده می‌شود. بیوتیت به مقدار زیاد به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ابعاد دانه متوسط دیده می‌شود و بلورهای آن دارای چند رنگی قهوه‌ای تیره تا زرد روشن می‌باشند.

۴- گرانودیوریت

این سنگ در صحرا دارای دگرسانی گسترده بوده و اکثراً حالت تپه ماهوری دارد. کانی‌های اصلی آن عبارت‌اند از پلاژیوکلاز (۵۸ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد)، فلدسپات آلکالن (۷ درصد)، بیوتیت (۵ درصد) و آمفیبول (۳ درصد). پلاژیوکلاز بارزترین کانی گرانودیوریت‌ها می‌باشد. این کانی دارای ماکل‌های پلی‌سنتتیک و پری‌کلین و نیز خاموشی زونه‌ای می‌باشد. با اندازه‌گیری زاویه خاموشی و به کمک روش میشل لوی، نوع آن آلبیت و الیگوکلاز تشخیص داده شده است. بلورهای پلاژیوکلاز در قسمت‌هایی از نمونه‌ها به بلورهای ریز سریسیت تجزیه شده‌اند. کوارتز به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار و با ابعاد دانه متوسط دیده می‌شود و در بیشتر موارد فاز بین دانه‌ای است. فلدسپات آلکالن در سنگ‌های گرانودیوریتی از نوع ارتوز پرتیتی می‌باشد. برخی بلورهای فلدسپات آلکالن به کانی‌های رسی و سریسیت تبدیل شده‌اند. آمفیبول فراوان‌ترین کانی مافیک موجود در گرانودیوریت‌ها است. در مقاطع نازک با توجه به خصوصیات نوری، این کانی از نوع هورنبلند سبز می‌باشد. عمدتاً به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد دانه متوسط تا دانه ریز یافت می‌شود و بلورهای آن در اثر دگرسانی تبدیل شدگی به بیوتیت نشان می‌دهند.

طبقه‌بندی نورماتیو اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹)

در این رده‌بندی که براساس نتایج آنالیز شیمیایی و از طریق محاسبه ترکیبات نورم مولکولی، مقادیر نورماتیو کوارتز، آلبیت، آنورتیت و ارتوز انجام می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های سنگ‌شناسی گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت قرار می‌گیرند (شکل ۷).



شکل ۷ : رده‌بندی سنگ‌های آذرین بر مبنای ترکیبات نورماتیو مولکولی کانی‌ها (اشتریکایزن و لومتر، ۱۹۷۹).

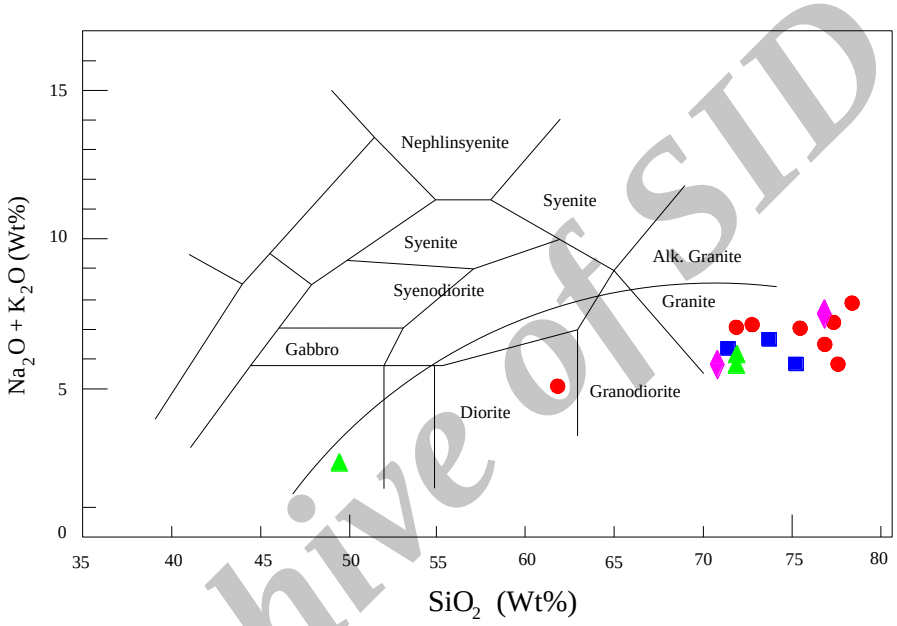
Archive of SID

www.SID.ir

(لازم به توضیح است که در کلیه نمودارها، نماد مربع مربوط به آلکالی‌گرانیت، نماد مثلث مربوط به آلکالی سینیت، نماد لوزی مربوط به کوارتزسینیت و نماد دایره مربوط به گرانودیوریت است).

رده‌بندی TAS

نمودار TAS در واقع توسط کاکس و همکاران (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) در سال ۱۹۷۹ برای سنگ‌های آتشفشانی تهیه شد. ولی ویلسون در سال ۱۹۸۹ از نمودار TAS جهت ارائه یک طبقه‌بندی مقدماتی برای سنگ‌های آذرین نفوذی استفاده کرد. از این نمودار برای طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه استفاده گردید و همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می شود، اکثر نمونه‌ها در محدوده گرانیت قرار گرفته‌اند.



شکل ۸ : رده‌بندی TAS برای سنگ‌های نفوذی میجان (ویلسون، ۱۹۹۰، اقتباس از کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

بررسی روند عناصر اصلی نسبت به SiO_2

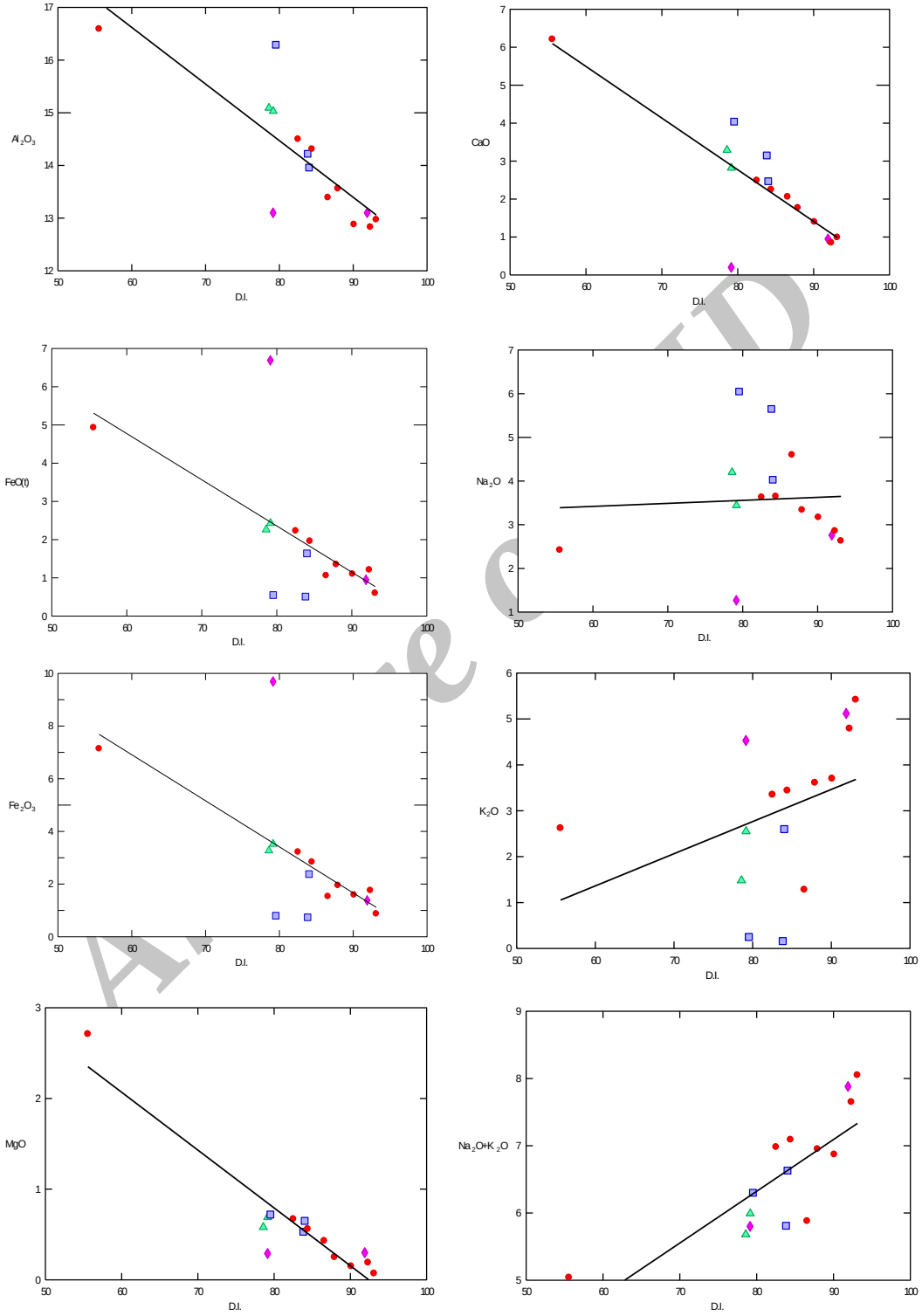
در این بخش از نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) و تورنتون و تاتل (۱۹۶۰) که می‌توانند معرف روند تحولات اکسیدهای عناصر اصلی ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های توده تأخیری میجان باشند، استفاده شده است. بررسی روند تغییرات اکسیدهای اصلی در نمونه‌های توده‌های نفوذی مورد مطالعه نسبت به SiO_2 و مقایسه آن با نمودارهای ترسیم شده نسبت به اندیس تفریق (DI) نشان می‌دهد که روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به دو پارامتر مزبور مشابه بوده است.

به‌طوری‌که MgO, $FeOt$, Al_2O_3, Fe_2O_3 و CaO دارای روندی کاهشی بوده در حالی‌که K_2O و مجموع آلکالی‌ها روند تغییرات تقریباً افزایشی را به‌نمایش می‌گذارند (به استثناء Na_2O که روند مشخصی را نشان نمی‌دهد) (شکل ۹). این تغییرات مبین انجام تفریق ماگمایی گسترده و پیوسته‌ای در بین سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در طی تبلور می‌باشد. عمل تفریق با

Archive of SID

www.SID.ir

تحولات دیگری همراه بوده که آثار آن تحولات را به صورت پراکندگی عناصر در برخی نمودارها می‌بینیم. همچنین با توجه به نفوذی‌های پی‌درپی و ایجاد متاسوماتیسم در منطقه، تغییرات در K_2O و Na_2O وجود دارد.

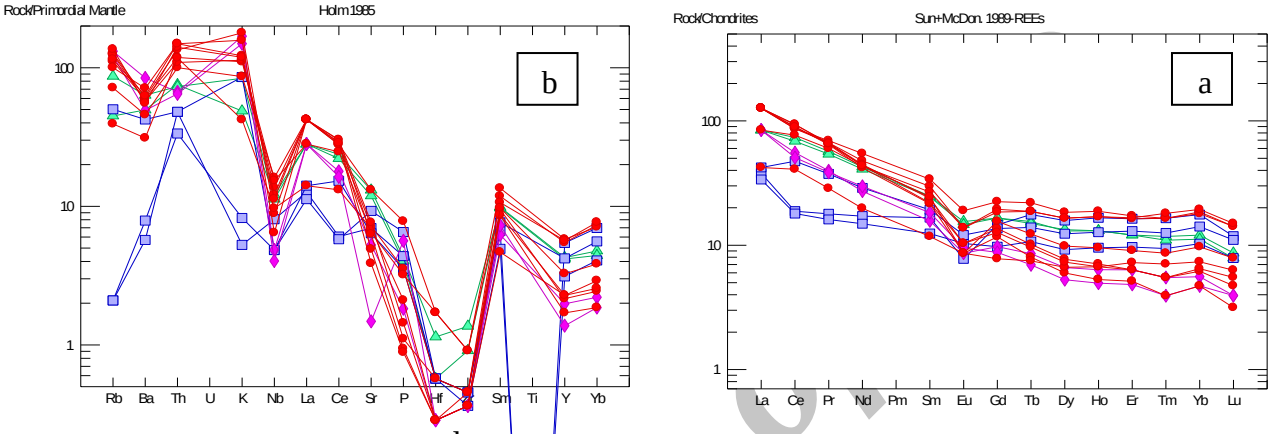


شکل ۹ : روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس (SiO_2) و ضریب تفریق (D.I)

www.SID.ir

روند تغییرات عناصر کمیاب بر اساس نمودارهای عنکبوتی (Spider Diagrams)

نمودارهای عنکبوتی به منظور بررسی میزان تغییر و تحولات ماگماهای مولد نسبت به ماگماهای اولیه و همچنین تعیین منشأ و قرابت‌های ژنتیکی آنها، از اهمیت خاصی برخوردارند. با بررسی نمودار عنکبوتی مربوط به نمونه‌های توده‌های نفوذی میجان که نسبت به کندریت نرمالیزه شده است، مشخص شد که الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی موازی است (شکل ۱۰a). این امر نشان دهنده منشأ واحد و تبلور تفریقی در سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.



شکل ۱۰: نمودار عنکبوتی نرمال‌شده نسبت (a) کندریت (b) گوشته اولیه.

همچنین بر اساس این نمودار عنکبوتی مشخص شد که همه نمونه‌های مورد مطالعه، از عناصر LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند که این مهم از خصوصیات بارز سنگ‌های کالکوآلکالن مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای است. در نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۱۰b)، وجود آنومالی منفی Nb و Ti مشهود است. این آنومالی را باید مربوط به ترکیب شیمیایی منبع مولد ماگما دانست. کمبود عناصر با میدان پایداری بالا (HFS نظیر Ti و Nb) نیز مشخصه سنگ‌های مرتبط با فرورانش است (پیرس،۱۹۸۲). الگوی میله‌ای و سرنیزه‌ای نمودارهای عنکبوتی، از خصوصیات بارز ماگماهای مرتبط با فرورانش است (ویلسون،۱۹۹۰) و چنین الگویی در نمودارهای عنکبوتی مربوط میجان نظر به وضوح ملاحظه می‌گردد.

تعیین سری ماگمایی

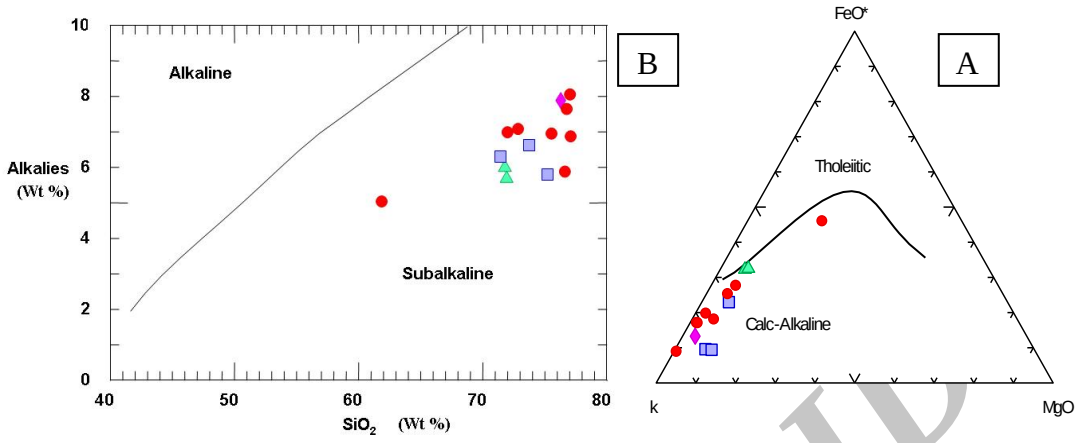
برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای ایروین و باراگار (۱۹۷۱) که $Na_2O+ K_2O$ در مقابل SiO_2 قرار گرفته، استفاده شده است (شکل ۱۱). طبق این نمودار، همه نمونه‌ها در محدوده ساب آلکالن قرار می‌گیرند و در نمودار مثلثی AFM (کونو، ۱۹۶۸) سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده کالکوآلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۱).

نمودار K_2O در مقابل SiO_2 رولینسون (۱۹۹۳)

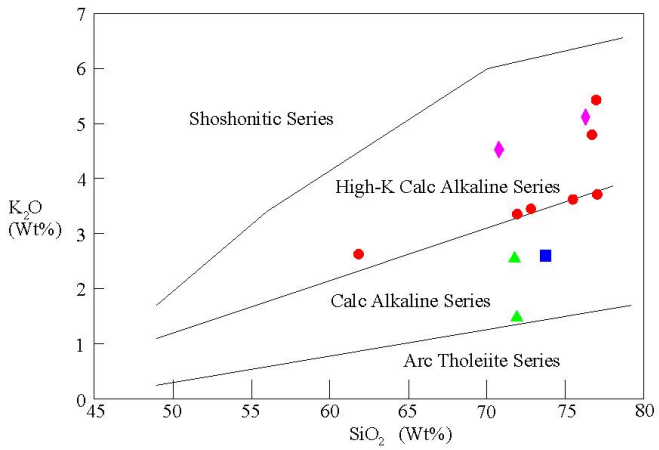
Archive of SID

www.SID.ir

این نمودار، سری ساب‌آلکالن را به چهار گروه مختلف تقسیم می‌کند. نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده کالکوآلکالن با پتاسیم متوسط تا کالکو آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۱۲).



شکل ۱۱: در نمودار ایروین و باراگار (A) سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن و در نمودار (کونو، ۱۹۶۸) (B) در محدوده کالکوآلکالن قرار می‌گیرند.



شکل ۱۲: نمودار رولینسون (۱۹۹۳) برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. طبق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالکوآلکالن با پتاسیم متوسط تا کالکو آلکالن پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند.

نمودار Na_2O در مقابل K_2O

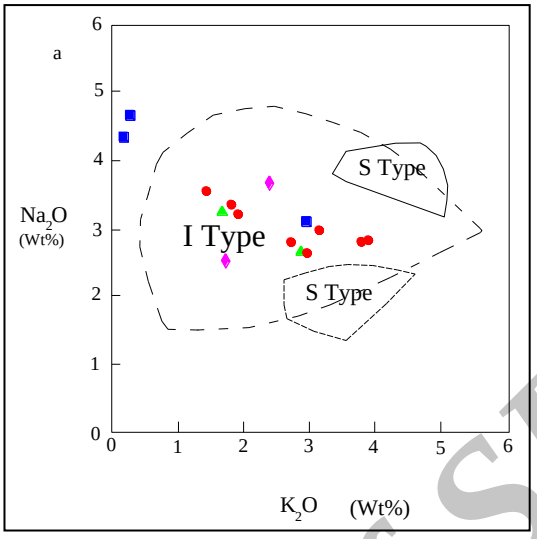
در این نمودار که توسط چاپل و وایت (۲۰۰۱) به‌منظور تفکیک گرانیت‌های S-Type و I-Type ارائه شده است، اکثر نمونه‌های توده‌های تأخیری مورد مطالعه، در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند این نوع گرانیتوئید از نظر پتروگرافی شامل آلکالی‌فلدسپات می‌باشد که بیشتر فلسیکی هستند، علاوه بر آلکالی فلدسپات، کوارتز و کمی کانی‌های فرومنیزین هم در آنها دیده می شود.

پلاژیوکلاز هم اگر وجود داشته باشد با درصد آنورتیت پائین و در حد آلبیت- الیگوکلاز می‌باشد، همچنین زمان تشکیل گرانیتوئیدهای I-Type به‌طور کامل در مرحله فعال می‌باشدکه شامل فرورانش فعال[1] و زمان تصادم[2] و زمان بعد از تصادم و برخورد[3] می‌باشد و در هر

1- Pre Collision
2- Syn Collision
3 - Post Collision

www.SID.ir

سه مرحله امکان تشکیل گرانیتوئیدهای I-Type وجود دارد و بیشترین امکان تشکیل در مرحله فرورانش فعال می باشد. بنابراین این مهم با سایر خصوصیات مشاهده شده در این سنگ‌ها مبنی بر I-Type بودن مطابقت دارد (شکل ۱۳).

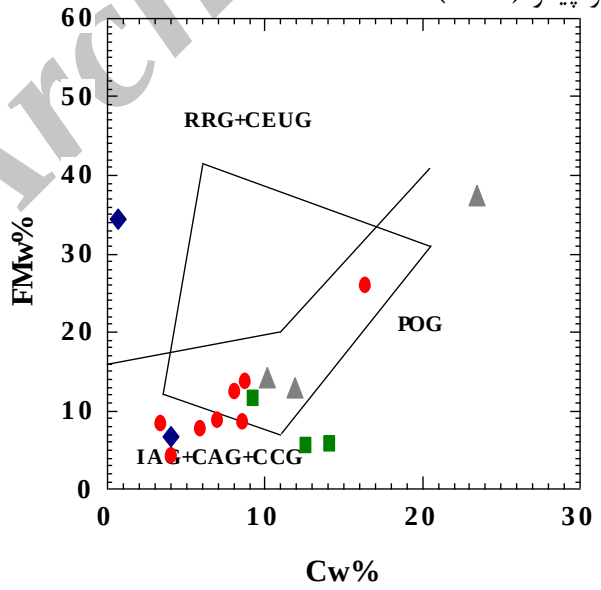


شکل ۱۳: دیاگرام چاپل و وایت (۲۰۰۱) به‌منظور تفکیک گرانیت‌های S-Type و I-Type برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. همانگونه که مشاهده می‌گردد، اکثر نمونه‌ها در محدوده I-Type قرار می‌گیرند.

محیط تکتونیکی

الف) تعیین محیط تکتونیکی بر اساس عناصر اصلی

جهت تعیین محیط تکتونیکی توده‌های تأخیری مورد مطالعه، از نمودار مانیار و پیکو (۱۹۸۹) که بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی و پارامترهای تعریف‌شده به‌کمک آنها تعریف شده، استفاده شده است. در این نمودار، تمام نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای گروه (IAG+CAG+CCG) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۴).

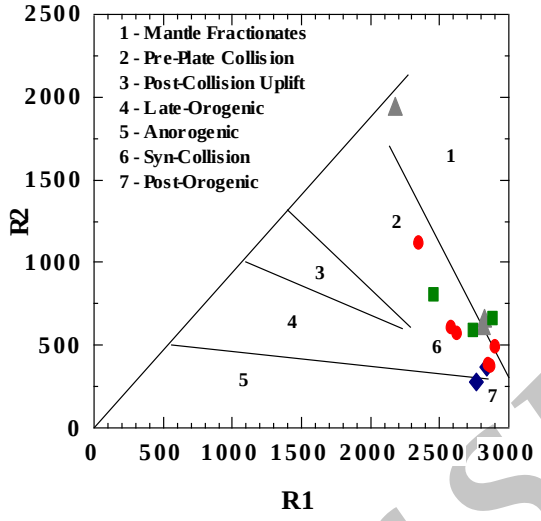


شکل ۱۴: طبقه‌بندی مانیار و پیکو (۱۹۸۹) برای سنگ‌های مورد مطالعه. همان‌گونه که مشاهده می‌گردد نمونه‌ها، در محدوده IAG+CAG+CCG قرار گرفته‌اند.

Archive of SID

www.SID.ir

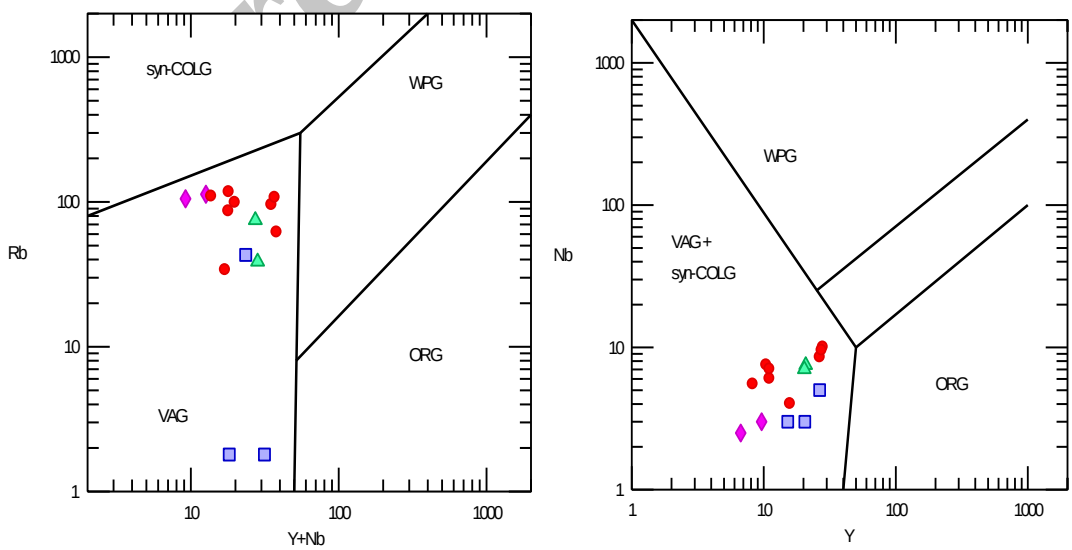
همچنین در نمودار بچلور و بودن (۱۹۸۵) نیز که بر اساس پارامترهای کاتیونی R_1 و R_2 تعریف شده است، توده‌های تأخیری مورد مطالعه، بیشتر در محدوده ۲ و ۶ قرار دارند و از گرانیت‌های قبل از برخورد و همزمان با برخورد به‌شمار می‌آیند (شکل ۱۵).



شکل ۱۵: نمودار بچلور و بودن (۱۹۸۵) برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه. در این نمودار اکثر نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های قبل از برخورد و همزمان با برخورد قرار گرفته‌اند.

ب) تعیین محیط تکتونیکی بر اساس عناصر کمیاب

به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی توده‌های تأخیری مورد مطالعه، از عناصر کمیاب نیز استفاده شد. یکی از این نمودارها، نمودار لگاریتمی پیرس و همکاران (۱۹۸۴) است. در این نمودار (Y-Nb)، همه نمونه‌ها در محدوده VAG+SynCOLG قرار می‌گیرند (شکل ۱۶). در نمودار Rb در مقابل Y+Nb نیز که به طور خیلی مؤثری، گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی متمایز می‌کند، نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای VAG قرار می‌گیرند (شکل ۱۶).



شکل ۱۶: نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها براساس عناصر کمیاب

Archive of SID

www.SID.ir

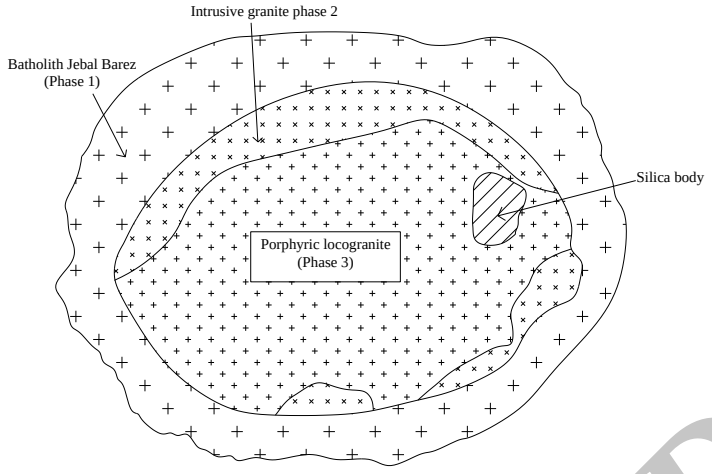
بحث

مدل‌های پترولوژیکی ارائه شده برای منشأ ماگماهای فلسیک در زون‌های فروررانش در حالت کلی به دو گروه عمده تقسیم می‌شوند. در مدل اول، ماگماهای فلسیک قوسی از ماگماهای بازالتی در اثر تبلور تفریقی یا فرایندهای AFC حاصل می‌شوند (گرو و دونلی، ۱۹۸۶ و بیگن و دوریت، ۱۹۸۸) و در مدل دوم، ماگماهای بازالتی، گرمای لازم را برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کنند (روبرت و کلیمنتز، ۱۹۹۳، تپر و همکاران، ۱۹۹۳ و گوفانتی و همکاران، ۱۹۹۶). با توجه به مطالب ارائه شده، مدل ماگمایی که تا حدود زیادی می‌تواند شرایط تشکیل توده‌های تأخیری میجان را توجیه کند، مدل فروراش می‌باشد. همچنین با دقت به جایگاه قرارگیری این توده در انتهای جنوب‌خاوری زون ارومیه – دختر، مدل فروراش در منطقه را می‌توان حاصل رانده شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی دانست و تشکیل و ژنز توده مورد مطالعه را می‌توان احتمالاً بر اثر ذوب بخشی گوه گوشته‌ای با درجات متفاوت در نظر گرفت. ماگمای بازیکی تشکیل شده، در یک اتاق ماگمایی عظیم در زیر منطقه قرار گرفته است. ماگمای بازیک مزبور، حرارت بالایی داشته و طی فازهای کمپرسیونی بعدی، به ترازهای بالاتر یعنی به درون بخش زیرین پوسته تحتانی صعود کرده و سبب افزایش حرارت در این بخش گردیده است. فاز سیال به همراه افزایش حرارت ناشی از نفوذ ماگمای بازیک به این بخش پوسته، سبب ذوب بخشی پوسته تحتانی گردیده و ماگمایی با ترکیب گرانودیوریتی و از نوع کالکوآلکالن ایجاد کرده است. از بهم پیوستن ماگماهای کوچک گرانودیورتی، باتولیت عظیم جبال بارز شکل گرفته و به بخش‌های بالای پوسته صعود کرده و در ترازهای بالاتر متبلور گردیده است. این توده سترگ باتولیتی به کرات متحمل تفریق شده است. در جریان تبلور تفریقی اتاق‌های ماگمایی بزرگ، طیف پیوسته‌ای از سنگ‌های مافیک (در حد گابرو) تا فلسیک (در حد گرانیت تا مونزوگرانیت) به وجود می‌آیند که در جریان صعود و جایگزینی دچار آمیختگی می‌شود. در نتیجه می‌توان مجموعه‌های درهمی از سنگ‌های درونی مافیک، حدواسط و اسیدی را در کنار هم مشاهده کرد که در صحرا به‌صورت آنکلاوهای ریزدانه مافیک، لخته‌های مافیک و توده‌های مافیک کم وسعت و غیره مشاهده می‌شود. شواهد مشابه در توده‌های نفوذی میجان به وفور یافت می‌شود. بنابراین احتمالاً توده‌های نفوذی میجان حاصل تفریق یافتگی ماگمای تشکیل دهنده باتولیت سترگ جبال بارز می‌باشند.

مطالعات صحرایی نیز حاکی از آن است که در توده‌های نفوذی منطقه میجان، سه فاز ماگمایی تأخیری موثر بوده که بیشترین گستردگی مربوط به سنگ‌های فاز تأخیری نهایی است و کمترین برونزد متعلق به سنگ‌های اولین فاز ماگمایی تأخیری است (شکل ۱۷). آنچه که در منطقه میجان مورد توجه است، وجود نفوذهای پی در پی این سه فاز ماگمایی و نیز سیلیسی شدن آخرین فاز ماگمایی است که خود حاصل تفریق فاز دوم ماگمایی در منطقه میجان می‌باشد. در انتها باید در نظر داشت که نباید میزان مشارکت سایر عوامل به وجود آورنده ماگما را در زون‌های فروررانش برای این منطقه نیز فراموش کرد. اثبات نقش و میزان مشارکت هر یک از خاستگاه‌های تولید ماگما، مستلزم بررسی‌های گسترده و دقیق به‌ویژه بهره‌گیری از روش‌های ایزوتوپی ترکیبی است.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۱۷: مدل شماتیک از فازهای تزریقی توده‌های تأخیری میجان.

نتیجه گیری

با استناد به موارد ذکر شده، می‌توان نتایج زیر را در مورد توده‌های نفوذی تأخیری میجان بیان کرد:

- از نظر پتروگرافی توده‌های تأخیری میجان، ترکیبی گرانیتوئیدی دارند و از تنوع ترکیب سنگ‌شناسی از کوارتزدیوریت تا آلکالی‌گرانیت برخوردارند.

- در نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) و تورنتون و تاتل (۱۹۶۰)، اکسیدهای Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO (t), MgO, CaO روندی کاهشی و اکسید Na_2O, K_2O و مجموع آلکالن‌ها روندی تقریباً افزایشی را به نمایش می‌گذارند که کاملاً مطابق با اصل تفریق بوده و این امر مبین انجام تفریق ماگمایی گسترده و پیوسته‌ای در بین سنگ‌های توده‌های تأخیری مورد مطالعه می‌باشد (به استثناء K_2O که از این قاعده پیروی نمی‌کند).

- نمونه‌های توده‌های تأخیری مورد مطالعه، از نظر سری ماگمایی در قلمرو سری ساب آلکالن و کالکوآلکالن قرار می‌گیرند.

- ویژگی‌های شیمیایی توده‌های تأخیری میجان، مطابقت زیادی با گرانیتوئیدهای تیپ I نشان می‌دهند.

- براساس اکسیدهای عناصر اصلی و پارامترهای تعریف‌شده به‌کمک آنها، توده‌های تأخیری مورد مطالعه، از نظر جایگاه تکتونیکی در محدوده گرانیتوئیدهای (CAG+CCG+IAG) قرار می‌گیرند و از گرانیت‌های قبل از برخورد و هم‌زمان با برخورد به‌شمار می‌آیند.

- از نظر محیط تکتونیکی، توده مورد مطالعه جزء گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) می‌باشد.

- سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی بوده و از نوع گرانیت‌های کمان قاره‌ای (CAG) می‌باشند و طی سه مرحله تزریق شده‌اند.

Archive of SID

www.SID.ir

منابع

-آل‌طه، ب.، ۱۳۸۲. پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین و کانه‌زایی مس مرتبط با آن در منطقه جنوب شرق بم (جبال‌بارز)، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، ۲۸۸ص.

-قربانی، م.، ۱۳۸۶. ماگماتیسم و متامورفیسم ایران، جزوه درسی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

-معین‌وزیری، ح.، ۱۳۷۷. دیباچه‌ای بر ماگماتیسم ایران، انتشارات دانشگاه تربیت‌معلم، تهران، ۴۴۰ ص.

-یزدانفر، الهام.، ۱۳۸۹. پتروژنز توده‌های نفوذی تأخیری (میجان، هیشین، کرور و دره حمزه) در باتولیت جبال‌بارز و ارتباط آنها با کانی‌سازی مس. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهیدبهشتی، تهران.

-Amidi, M., and Majidi, B., 1977. Geological map of Hamaedan 1:250,000, Geological Survey of Iran.

-Bachelor, R. A. and Bowden, P. 1985, Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. Chemical Geology, v. 48,p. 43-55.

-Berberian, F., and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran, In: Zagros, Hidu Kush and Himalaya Geodynamic Evolution, Am. Geophys. Union, Geodynamic Series, v. 3, p. 5-32.

-Bacon, C.R., and Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 98, p.224–256.

-Chappell, B.W., and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types. 25 years later. Australian Journal of Earth Science, v. 48, p.482-499.

-Cox, K., Bell, J. D., and Pankhurst, R. Y., 1979. The Interpretion of Igneous Rocks. George Allen and Uniwin, London.

-Grove, T.L., and Donnelly-Nolan, J.M., 1986. The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 92, p.281–302.

-Guffanti, M., Clynne, M.A., and Muffler, L.J.P., 1996. Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust. Journal of Geophysical Research, v. 101, p. 3001–3013.

-Harker, A., 1909. The Natural History of Igneous Rocks, Methuen, London, 304 P.

-Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, v.8(5), p. 523-548.

-Kuno, H., 1968. Diffrentation of basalt magmas, in Hess 8, polderraut.

-Maniar. P. D., and Pico, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America, Bulletan, v. 101, p.635-643.

-Pearce, J., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks, Petrology., v. 25(4), p. 120-124 .

-Pearce, J. A., 1982. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J.

Archive of SID

www.SID.ir

Cascades, Washington. Generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 113, p. 333–351.
-Thornton, C. P., and Tuttle, O. F., 1960. Chemistry of igneous rocks, diffrentation idex. American Journal Science. 258 p.
-Wilson, M., 1990. Igneous Petrogenesis a Global Tectonics Approach: Unvin hyman ltd, London, 466 p.
eds. continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, p. 230-249.
-Roberts, M. P., and Celemns, J. D., 1993. Origin of high potassium, calk-alkaline, I Type Granitoids, Geology, v. 21, p.825- 828.
-Rollinson, H. R., 1993. Using Geological Data, Evolution, Presentation, Interpretation, Longman Ltd. Publication, 214p.
-Tepper, J.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W., and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack Batholith, North

Archive of SID

www.SID.ir