

مطالعه پتروگرافی و ریزبافتی گرانیتوئیدهای دگرریخت شده سیاه منصور در شمال شرق میانه استان آذربایجان شرقی

رباب حاجی علی اوغلی^{۱*} و رقیه شکاری اسفهلان^۲

(۲۰- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز)

نویسنده مسئول: hajialioghli@tabrizu.ac.ir*

دریافت: ۹۴/۵/۲۹ پذیرش: ۹۴/۱۱/۱۸

چکیده

منطقه سیاه منصور در منتهی‌الیه جنوب شرقی رشته کوه بزقوش در زون البرز-آذربایجان واقع شده است. گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در این منطقه بر اساس شواهد صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی در دو گروه (الف) موسکوویت گرانیست و (ب) آلکالی گرانیتوئید دسته‌بندی شده‌اند. برونزد موسکوویت گرانیست محدود به دایک‌ها و رگه‌های موازی شیستوزیته سنگ‌های دگرگونی می‌باشد. آلکالی گرانیتوئید از نوع استوک نفوذی بوده که سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی کرتاسه و ائوسن را قطع کرده و بر این اساس سن آن به الیگوسن نسبت داده شده است. هر دو نوع گرانیتوئید تحت تاثیر تنش‌های برشی دچار دگرشکلی با تغییرات واضح و تبلور مجدد شده و گرانیتوئید میلونیت در این ارتباط تشکیل شده‌اند. رگه‌های موسکوویت گرانیست با ویژگی پرآلومینوس و A-type و غیرکوهزایی حاصل ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی می‌باشند. این سنگ‌ها با دگرشکلی بسیار شدید همزمان با تکتونیک فعال جایگیری شده‌اند. توده آلکالی گرانیتوئیدی دارای منشاء گوشته‌ای، ماهیت متالومینوس و A-type می‌باشد. در ارتباط با جایگیری استوک آلکالی گرانیتوئیدی بنظر می‌رسد گسل خوردگی و شکستگی‌های حاصل از حرکات کششی بعد از بسته شدن و برخورد نئوتیس مرتبط با فاز کوهزایی آلپی ترشیاری در تشکیل آن تاثیرگذار بوده است. به نظر می‌رسد دگرریختی‌های ثبت شده در استوک آلکالی گرانیتوئیدی سیاه منصور مرتبط با پهنه مثلثی شکل تکتونیک خروج یا فرار در محل تقاطع گسل‌های جنوب بزقوش (گسل بناروان) و گرمی‌چای باشد.

واژه‌های کلیدی: پتروگرافی، ریزساختی، گرانیتوئید، سیاه منصور، میانه

۱- مقدمه

گرانیتوئیدهای برخوردی محصول اصلی نواحی برخوردی می‌باشند که بر اساس ارتباط زمانی آن‌ها با فاز اصلی دگرشکلی به انواع (a) گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد^۱ و (b) گرانیتوئیدهای بعد از برخورد^۲ تقسیم می‌شوند. مطالعات نشان داده است به لحاظ منشاء، عموماً گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد اغلب در گروه گرانیتوئیدهای با منشاء پوسته‌ای دسته‌بندی می‌شوند در صورتی که گرانیتوئیدهای بعد از برخورد دارای منشاء گوشته‌ای غنی شده بوده که دامنه وسیعی از آلایش با مواد پوسته‌ای را نیز تجربه کرده‌اند [۱۸]. گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در منطقه سیاه منصور شامل رگه‌های موسکوویت گرانیست و استوک آلکالی گرانیتوئیدی می‌باشد. هر دو نوع این گرانیتوئیدها تحت شرایط

تکتونیک فعال در منطقه دگرشکل شده‌اند. در این پژوهش ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی، ریزبافتی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای دگرریخت شده سیاه منصور مورد بررسی قرار گرفته و جایگاه تکتونیک و نحوه جایگیری آن‌ها در پوسته قاره‌ای منطقه تعیین شده است.

روش پژوهش

در این مطالعه تعداد ۴۰ نمونه از سنگ‌های گرانیتوئیدی سیاه منصور به منظور مطالعات کانی‌شناسی و روابط بافتی مورد بررسی قرار گرفته و از این تعداد، ۱۱ نمونه جهت تجزیه شیمیایی به روش XRF و ICP-MS در شرکت Als-chemex کانادا مورد آنالیز قرار گرفت. علایم اختصاری کانی‌ها در تصاویر پتروگرافی از [۱۶] است.

زمین‌شناسی منطقه

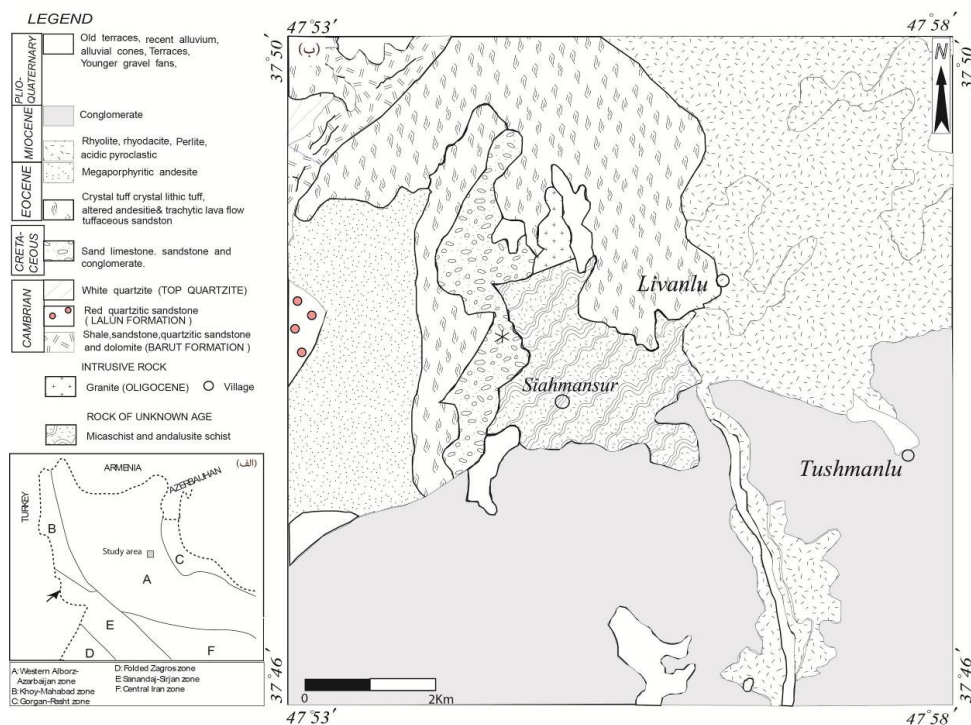
منطقه سیاه منصور در منتهی‌الیه جنوب شرقی رشته کوه‌های بزقوش و شمال رشته کوه‌های چهل نور واقع

^۱ Syn-collision

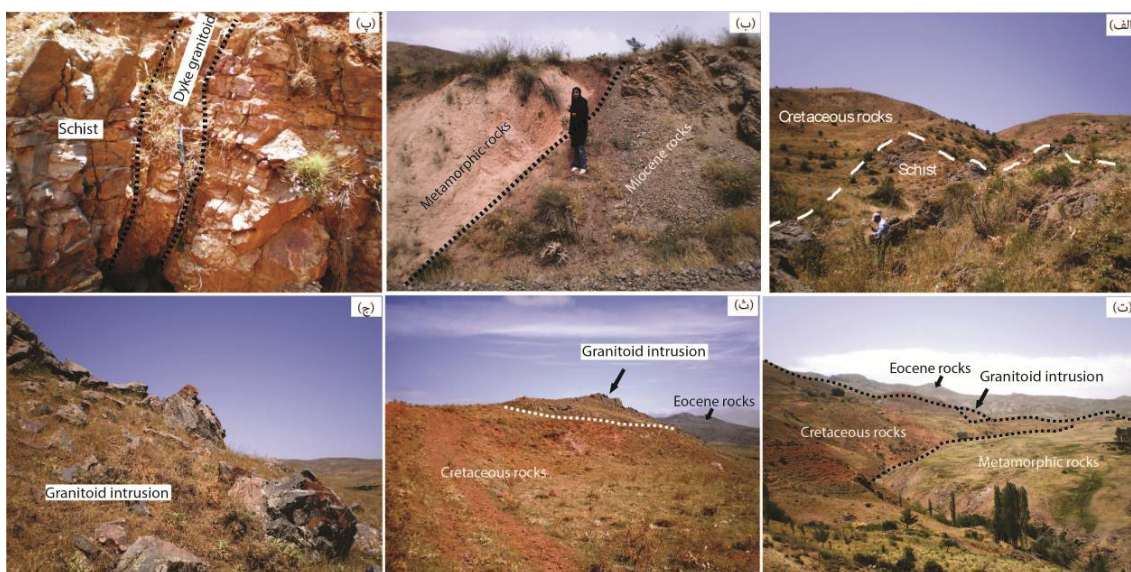
^۲ post collision

موسکویت گرانیت به ضخامت چندین سانتی‌متر به داخل شیست‌ها نفوذ کرده‌اند (شکل ۲ پ). از فعالیت‌های ماگمایی پالئوسن تا ائوسن فوقانی در منطقه می‌توان به سنگ‌های آتشفشانی حد واسط تا بازیک اشاره کرد که به‌طور دگرشیب بر روی واحدهای قدیم‌تر واقع شده‌اند (شکل ۲ پ). توده آلکالی گرانیتوئیدی شمال روستای سیاه منصور در ارتباط با فعالیت ماگمایی الیگوسن تشکیل شده است. ترکیب این توده به طور اصلی آلکالی گرانیات، گرانودیوریت و در مقادیر کمتر کوارتزادیوریت می‌باشد. نفوذ توده آلکالی گرانیتوئیدی به داخل سنگ‌های رسوبی کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن باعث دگرگونی مجاورتی سنگ‌های دربرگیرنده شده است (شکل ۲ ت-ج). سنگ‌های هورنفلسی با ترکیب رسی و آهکی بصورت محدود در حاشیه جنوبی این توده مشاهده می‌شود. هر دو نوع موسکویت گرانیات و آلکالی گرانیتوئیدها تحت شرایط تکتونیکی فعالی و گسل خوردگی‌هایی که در منطقه وجود داشته دچار خردشدگی و تغییرات دگرشکلی شدید شده و گرانیتوئیدهای میلونیتی در این ارتباط تشکیل شده است.

شده است. این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌ساختی ایران بطور متفاوت جزئی از زون‌های ساختمانی البرز غربی- آذربایجان [۸] و ایران مرکزی [۱]، ۱۲ و ۲۳ در نظر گرفته شده است (شکل ۱ الف). برونزد انواع سنگ‌ها در منطقه مورد مطالعه عبارتند از انواع سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (شامل انواع شیست‌های دارای موسکویت، بیوتیت، آندالوزیت و کردیریت)، رسوبی، آتشفشانی و گرانیتوئیدی (شکل ۱ ب). سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای بطور دقیق مشخص نیست. [۷] سن این دگرگونی‌ها را با احتمال به پرکامبرین (۹) نسبت داده است و در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سراب [۲] و کیوی [۳] سن این دگرگونی‌ها به ترتیب نامشخص و قبل از کرتاسه عنوان شده است. شواهد صحرایی در منطقه نشان می‌دهد که این دگرگونی‌ها به طور ناهمساز توسط سنگ‌های کربناته و تخریبی کرتاسه پوشیده شده‌اند (شکل ۲ الف). هم‌چنین در برخی جاها این دگرگونی‌ها در ارتباط با راندگی‌های موجود در منطقه (گسل گرمی چای با راستای شمالی - جنوبی) بر روی واحدهای میوسن واقع شده‌اند (شکل ۲ ب). دایک‌ها و رگه‌های



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران [۸]. ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه با اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سراب [۲]



شکل ۲. (الف) قرارگیری واحدهای کرتاسه بر روی سنگ‌های دگرگونی قدیمی، (ب) قرار گیری واحدهای دگرگونی بر روی واحدهای میوسن، (پ) دایک گرانیتوئیدی در داخل شیست‌ها، (ت) قرارگیری واحدهای انوسن-الیگوسن بر روی واحدهای کرتاسه، (ث-ج) بروزند توده نفوذی گرانیتوئیدی الیگوسن در شمال روستای سیاه منصور

تکتونیک منطقه

گسلش و چین‌خوردگی از مهم‌ترین ساختارهای دگرریختی هستند که واحدهای سنگی منطقه سیاه منصور را تحت تأثیر قرار داده‌اند. گسل بناروان بخشی از گسل جنوبی رشته‌کوه بزقوش به طول حدود ۷۰ کیلومتر با راستای NE-SW و عملکرد معکوس فعال [۱۱] است (شکل ۳). گسل گرمی‌چای با ساز و کار چپگرد-معکوس (شکل ۳) یک عنصر ساختاری مهم دیگر در منطقه مورد مطالعه است که امروزه به‌طور فعال جبران‌کننده دگر ریختی قاره‌ای بین البرز غربی و رشته کوه بزقوش است. این گسل سبب راندگی به‌سوی غرب واحدهای سنگی الیگوسن بر روی واحدهای رسوبی نئوژن و هم‌چنین سبب دگرریختی در بلوک‌های فرادیواره و فرودیواره گسلی شده است. ادامه این گسل به سمت شمال تا منطقه مورد مطالعه در شمال روستای سیاه منصور می‌رسد. در مطالعه حاضر بررسی عکس هوایی و شواهد مورفوتکتونیک نشان داد که گسل گرمی‌چای در جنوب روستای سیاه منصور کانال رودخانه را بریده^۱ و آن را به گونه چپگرد جابه‌جا کرده است. فراوانی زمین‌لغزش‌ها، نابرجا بودن واحدهای سنگ‌شناسی، جابه‌جایی و چرخش سطوح گسیختگی به سبب لغزش وزنی آن‌ها سبب شده که گسل گرمی‌چای

فقط به صورت خط واره در روی عکس‌های هوایی قابل ردیابی باشد.

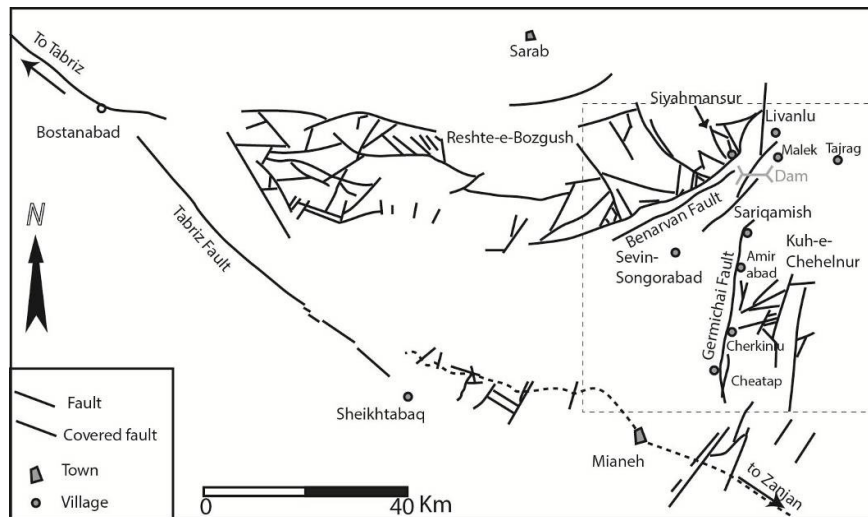
مطالعات پتروگرافی سنگ‌های آذرین درونی

الف - موسکوویت گرانیت: موسکوویت گرانیت‌ها در منطقه مورد مطالعه به صورت رگه‌هایی به موازات شیستوزیته سنگ‌های دگرگونی تزریق شده و گاه آن‌ها را نیز قطع کرده‌اند. این سنگ‌ها تحت شرایط تکتونیکی فعال به‌شدت دگرشکل شده و از این لحاظ می‌توان آن‌ها را گرانیت میلونیت نیز نامید. موسکوویت با بلورهای کشیده و جهت‌یافته در مقادیر فراوان حضور داشته و در اثر تحمل فشار خمیدگی‌هایی در کلیواژها و به‌طور کلی در شکل بلور ایجاد شده است. شکل ۴ الف خمیدگی شدید و پیچ و تاب‌خوردگی در موسکوویت را نشان می‌دهد. کانی‌های موسکوویت حدود ۳۰-۴۵ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهند و به دو صورت درشت بلور و تجمعی از موسکوویت‌های ریز بلور در این سنگ‌ها حضور دارند (شکل ۴ ب). موسکوویت‌های ریز بلور در برخی نمونه‌ها پورفیروبلاست‌ها را دور زده‌اند. بیوتیت به صورت دفرمه و دارای کلیواژ خمیده می‌باشد. کوارتز حدود ۳۰-۳۵ درصد و پلاژیوکلاز تقریباً ۲۵-۳۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهند. کوارتز دانه ریز و با تبلور مجدد در زمینه این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴ پ).

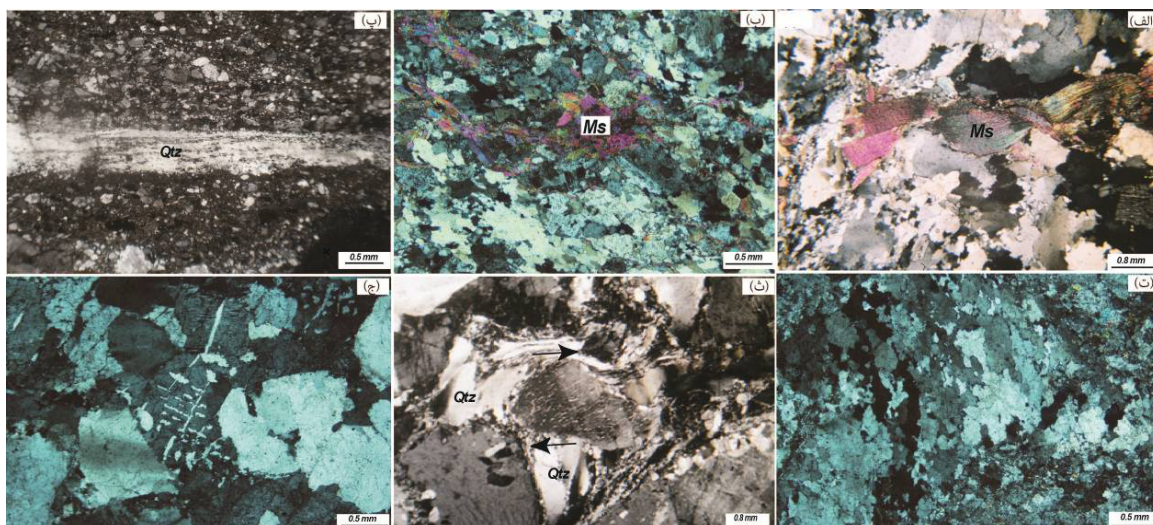
¹ river offset

تشکیل می‌دهند. این کانی‌ها نیز در اثر دگر شکلی و نیروهای تکتونیکی خردشدگی و ترک‌خوردگی حاصل کرده‌اند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کانی‌های تیره با اشکال دندریتی و نیز به رگچه‌های پرکننده شکستگی‌های پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار اشاره کرد. بافت این سنگ‌ها خرده شده تا با تبلور مجدد می‌باشد. بافت‌های گرانوفیر و میرمیکت از دیگر بافت‌های فرعی در این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۴ج).

کوارتز هم‌چنین به صورت بلورهای با تبلور دوباره، حالت و پیچ و تاب خورده با خاموشی موجی دیده می‌شود (شکل ۴ت-ث). کانی‌های پلاژیوکلاز تحت تأثیر عوامل تکتونیکی دچار شکستگی و جابه‌جایی شده که این شکستگی‌ها در مراحل بعدی توسط کانی‌های دانه ریز کوارتز پر شده است. خمیدگی ماکلی و ماکل مشبک نیز تحت همین شرایط در فلدسپات‌ها به وجود آمده‌اند. فلدسپارهای پتاسیم تقریباً ۲۰-۱۵ درصد مودال سنگ را



شکل ۳. نقشه گسل‌های منطقه با اقتباس از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ مپانه [۵] با کمی تغییرات. مربع خط چین در سمت راست شکل، پراکندگی گسل‌ها در منطقه سیاه منصور را نشان می‌دهد.

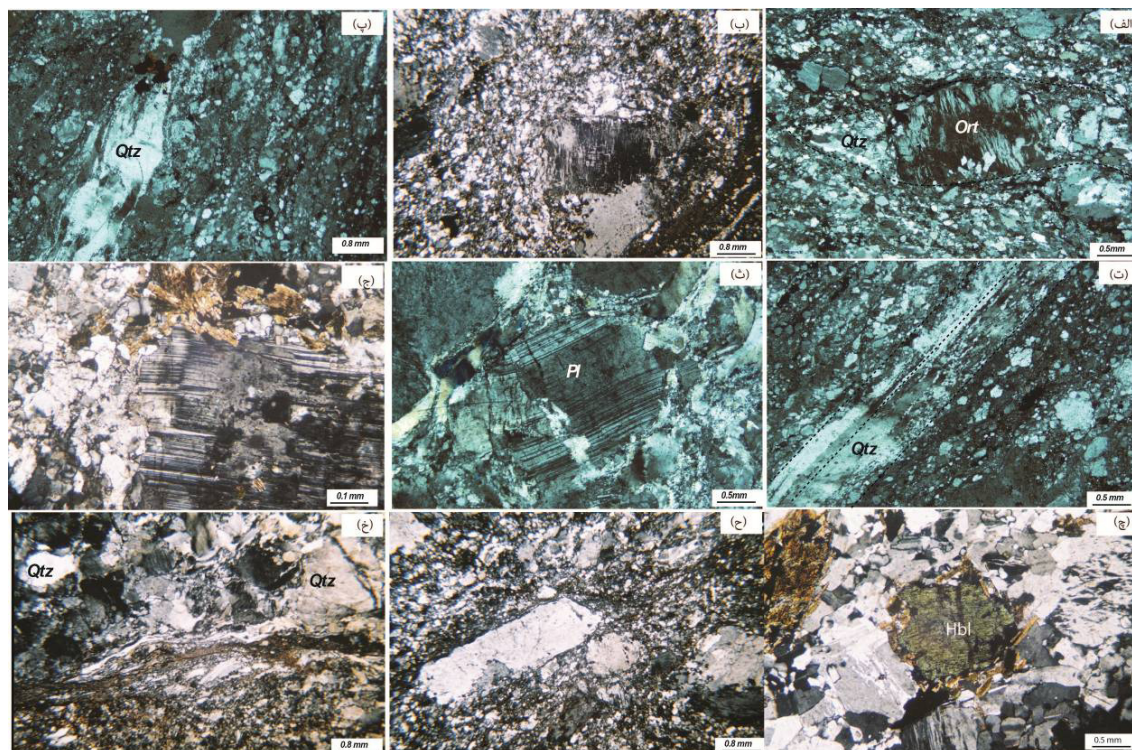


شکل ۴. پتروگرافی موسکوویت گرانیت: (الف) خمیدگی در موسکوویت (XPL)، (ب) موسکوویت‌های ریز بلور در متن دانه ریز سنگ (XPL)، (پ) کوارتز دانه ریز و با تبلور مجدد (XPL)، (ت) کوارتز با تبلور دوباره و چرخش روبانه‌های کوارتزی در اطراف پرفیروکلاست‌های فلدسپار (XPL)، (ث) چرخش بلوری در گرانیت تغییر شکل یافته (XPL)، (ج) بافت میرمیکت (XPL)

فلدسپار را پر کرده‌اند (شکل ۵). پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک حدود ۱۰-۵ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد. خردشدگی، خم‌شدگی ماکلی و ماکل پریکلین در کانی‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۵ ج). [۱۹] ماکل پریکلین را از نوع ماکل ثانویه در نظر گرفته و علت تشکیل آن را به لغزش ماکلی در خلال استرین و چرخش شبکه بلوری در جهت ماکلی نسبت داده است. آمفیبول حدود ۲۰-۱۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد و به صورت ریز بلور تا درشت بلور در این سنگ‌ها تشکیل شده است (شکل ۵ چ). کانی‌های آمفیبول به صورت بی‌شکل، جهت‌یافته و کشیده در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. در برخی از نمونه‌ها هورنبلند در امتداد رخ بلوری و شکستگی‌ها توسط بیوتیت ثانویه و دانه‌ریز جایگزین شده است. بافت مورتار در برخی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۵ ث). بافت غالب این سنگ‌ها میلونیتی می‌باشد (شکل ۵ ح-خ).

ب- استوک آلکالی گرانیتوئید: استوک آلکالی گرانیتوئید در طی الیگوسن به داخل سنگ‌های کرتاسه و ائوسن نفوذ کرده و شامل انواع سنگ‌های آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و دایک‌های آپلیتی می‌باشد.

- آلکالی فلدسپار گرانیت: این سنگ‌ها تحت شرایط تکتونیک فعال و گسل‌خوردگی که در منطقه وجود داشته میلونیتی شده‌اند (شکل ۵ الف). پتاسیم فلدسپار در حدود ۴۵-۵۵ درصد و کوارتز در حدود ۲۰-۳۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهند. آلکالی فلدسپار به صورت پرتیت لکه‌ای، پرتیت رشته‌ای و میکروکلین پرتیت مشاهده می‌شود (شکل ۵ الف-ب). کوارتز در اندازه دانه ریز تا دانه درشت بوده و خاموشی موجی نشان می‌دهد. کوارتز شدیداً خرد شده و به شکل نواری نیز تشکیل شده است (شکل ۵ پ-ت). دانه‌های ریز کوارتز شکستگی‌های کانی‌های دیگر نظیر پلاژیوکلاز و پتاسیم

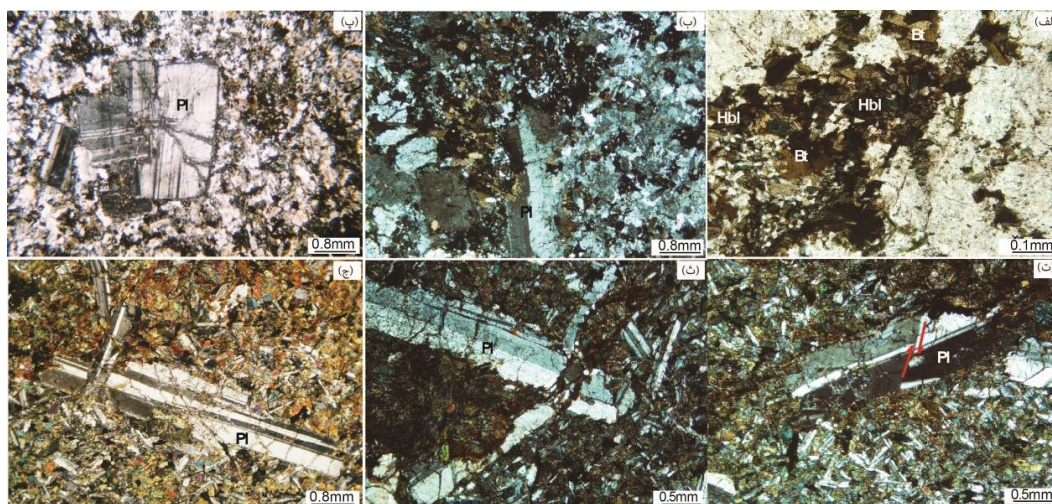


شکل ۵. پتروگرافی آلکالی فلدسپار گرانیت: (الف) پرتیت رگه‌ای با بافت میلونیتی (XPL)، (ب) میکروکلین پرتیت غیر یکنواخت در آلکالی فلدسپار گرانیت میلونیتی شده (XPL)، (پ) کوارتز با خاموشی موجی در بافت میلونیتی (XPL)، (ت) کوارتز نواری (XPL)، (ث) شکستگی در پلاژیوکلاز و کوارتز با بافت مورتار (XPL)، (ج) خمیدگی کلیواژ در پلاژیوکلاز (XPL)، (چ) هورنبلند در آلکالی فلدسپار گرانیت (XPL)، (ح) تبلور مجدد کوارتز دانه ریز و بافت میلونیتی (XPL)، (خ) بافت میلونیتی در آلکالی فلدسپار گرانیت (XPL)

شکستگی‌ها توسط کانی‌های فرو منیزین پر شده است (شکل ۶ ت-ث). پیروکسن و آمفیبول از کانی‌های مهم آهن و منیزیم‌دار در این سنگ‌ها می‌باشند که تقریباً ۴۵ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهند. کوارتز در مقادیر کمتر تا ۷ درصد مشاهده می‌شود. کانی‌های فرعی شامل پتاسیم فلدسپار، بیوتیت دانه‌ریز و ایلمنیت است. بافت غالب در این سنگ‌ها، پورفیروئید با کانی‌های دانه درشت پلاژیوکلاز در زمینه ریز بلور می‌باشد (شکل ۶ ج).
دایک‌های آپلیتی: آپلیت به صورت رگه و با ضخامت تا چندین سانتی‌متر در داخل درز و شکاف‌های سنگ‌های اطراف تزریق شده‌اند. بافت این سنگ‌ها میکروگرانولار یا آپلیتی با بلورهای دانه‌ریز و بی‌شکل می‌باشد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده شامل کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز می‌باشد. کوارتز حدود ۵۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای کوارتز به علت اعمال استرس‌های بعد از تبلور دارای خاموشی موجی می‌باشند و در آن‌ها آثار خردشدگی و تجدید مشاهده می‌شود به طوری که سنگ را می‌توان گرانیت میلونیتی شده نیز در نظر گرفت. پتاسیم فلدسپار حدود ۴۰ درصد مودال سنگ را شامل می‌شود. پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سنتتیک به صورت ریز بلور بوده و تقریباً حدود ۱۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت، سریسیت و کانی‌های رسی حاصل دگرسانی فلدسپارها است.

گرانودیوریت: این سنگ‌ها مربوط به حاشیه توده آلکالی‌گرانیتوئیدی می‌باشند. بیوتیت به صورت دانه‌ریز تا دانه متوسط با بلورهای بی‌شکل، فراوان‌ترین کانی تیره سنگ بوده به طوری که می‌توان این سنگ‌ها را بیوتیت گرانودیوریت نیز نامید. هورنبلند به رنگ سبز اکثراً به صورت مجتمع به همراه بیوتیت در زمینه سنگ دیده می‌شوند (شکل ۶ الف). بیوتیت و هورنبلند در مجموع ۲۵ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلاز تا اندازه ۲/۵ mm و با ماکل‌های پلی‌سنتتیک و پریکلین در برخی از سنگ‌ها مشاهده می‌شود و تقریباً حدود ۲۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد. کوارتز و پتاسیم فلدسپار بی‌شکل به صورت دانه‌ریز تا متوسط بترتیب حدود ۲۵ و ۳۰ درصد مودال این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی‌های تیره و تورمالین سبز از کانی‌های فرعی می‌باشند. سریسیت و اکسید آهن از کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها می‌باشند. بافت غالب در این سنگ‌ها بافت پورفیروئید است که در آن اغلب بلورهای درشت پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریزبلور قرار گرفته‌اند (شکل ۶ ب-پ).

کوارتز دیوریت: پلاژیوکلاز حدود ۵۵-۵۰ درصد مودال سنگ را تشکیل می‌دهد و اندازه تقریبی آن تا ۵-۷ میلی‌متر می‌رسد. پلاژیوکلاز دارای ماکل‌های پلی‌سنتتیک و پریکلین بوده و منطقه‌بندی نیز نشان می‌دهد. آثار شکستگی و جابجایی در این پلاژیوکلازها به دلیل فشارهای برشی قابل مشاهده است. برخی از

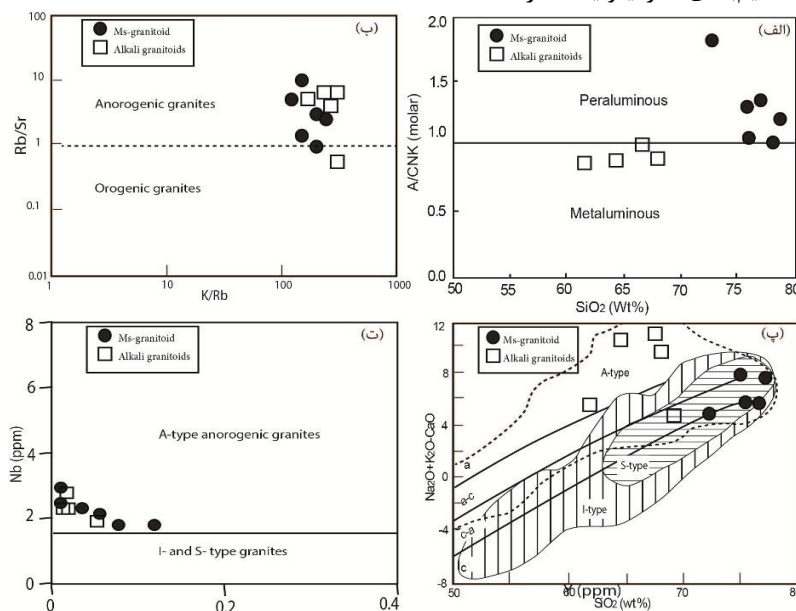


شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی گرانودیوریت و کوارتز دیوریت: (الف) تجمع بیوتیت و هورنبلند سبز در گرانودیوریت (PPL)، (ب) پلاژیوکلاز در گرانودیوریت (XPL)، (پ) بافت پورفیروئید در گرانودیوریت (XPL)، (ت) شکستگی و جابجایی پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت، (ث) پر شدگی شکستگی‌های پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت (XPL)، (ج) بافت پورفیروئید در کوارتز دیوریت (XPL)

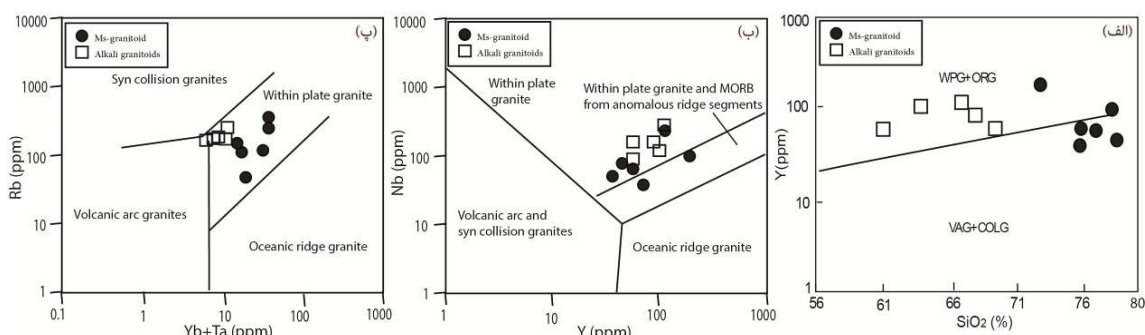
ژئوشیمی گرانیتوئیدهای سیاه منصور

جایگاه تکتونیکی ارائه داده‌اند که در آن گرانیتوئیدها را در چهار گروه، گرانیت‌های رشته میان‌اقیانوس (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیت‌های درون پلیتی (WAG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-ColG) تقسیم‌بندی کرده‌اند. بر اساس زمان جایگیری، توده‌های برخوردی به همزمان با برخورد (Syn-Collision) و بعد برخورد (Post-Collision) تقسیم می‌شوند. گرانیت‌های بعد برخورد می‌توانند بسته به نسبت ماگماهای مشتق شده از پوسته و گوشته در نواحی کمان آتشفشانی (Volcanic arc)، درون پلیتی (WP) یا همزمان با برخورد (Syn-Collision) قرار گیرند. هم‌چنین گرانیت‌های بعد برخورد (Post-Collision) از گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) نمی‌توانند تشخیص داده شوند. جهت تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از نمودار Y در مقابل SiO_2 [۱۷] استفاده شده است. تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای و پشته‌های اقیانوسی (WPG+ORG) واقع می‌شوند (شکل ۸ الف). نمودارهای Y در مقابل Nb [۱۷] و Rb در مقابل Yb+Ta [۱۷] ویژگی درون صفحه‌ای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه را تایید می‌کند (شکل ۸ ب-پ). در این نمودارها موقعیت درون صفحه‌ای از همزمان با برخورد تفکیک شده است.

در این بخش با استفاده از نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی انواع گرانیتوئیدها به روش XRF و ICP-MS، رفتارهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی موجود در سنگ‌ها و ترکیب ماگمای سازنده و محیط تکتونیکی تشکیل آن‌ها مشخص شده است. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. بر اساس درصد مولی A/CNK در مقابل SiO_2 (wt%) [۱۴] نمونه‌های موسکویت گرانیت و آلکالی گرانیتوئید برترتیب ویژگی‌های پراآلومین و متاآلومین را نشان می‌دهند (شکل ۷ الف). در دیاگرام نسبت K/Rb در مقابل Rb/Sr [۹] تمامی نمونه‌ها به استثناء یک نمونه نسبت Rb/Sr بالاتر از یک داشته و با ویژگی گرانیت‌های غیر کوهزایی مطابقت نشان می‌دهند (شکل ۷ ب). در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ در مقابل SiO_2 [۱۵] نمونه‌های موسکویت گرانیت با ویژگی کلسیک و آهکی-قلیایی و نمونه‌های آلکالی گرانیتوئیدی با ویژگی آلکالی در محدوده A-type واقع می‌شوند (شکل ۷ پ). نمودار عناصر فرعی Y در مقابل Nb [۲۲] ویژگی A-type و غیرکوهزایی گرانیتوئیدهای سیاه منصور را تایید می‌کند (شکل ۷ ت). [۱۷] بر اساس عناصر فرعی Nb-Y- Rb نمودارهایی برای تقسیم‌بندی گرانیتوئیدها از لحاظ



شکل ۷. (الف) در نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 نمونه‌های موسکویت گرانیت و آلکالی گرانیتوئید به ترتیب ویژگی پراآلومین و متاآلومین را نشان می‌دهند، (ب) تمامی نمونه‌ها در نمودار Rb/Sr در مقابل (K/Rb) در محدوده غیرکوهزایی واقع می‌شوند، (پ) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ در مقابل SiO_2 [۱۵] ویژگی A-Type را برای تمامی نمونه‌ها نشان می‌دهد، (ت) نمودار Nb در مقابل Y ویژگی A-Type و غیر کوهزایی نمونه‌های مورد مطالعه را تایید می‌کند.



شکل ۸. (الف-پ) دیاگرام‌های [۱۷] برای تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای سیاه‌منصور

بحث و بررسی

- دگرریختی گرانیتوئیدهای سیاه‌منصور

شواهد کانی‌شناسی و بافتی حاکی از آن است که انواع سنگ‌های گرانیتوئیدی در منطقه مورد مطالعه (هم رگه‌های موسکوویت گرانیت داخل شیست‌ها و هم استوک آلکالی گرانیتوئید) تحت شرایط برشی و نیروهای تکتونیکی حاکم بر منطقه دچار دگر شکلی شده و گرانیتوئیدهای میلونیتی در این ارتباط تشکیل شده‌اند. اثرات دگرشکلی به دو صورت در سنگ‌های منطقه ثبت شده است:

الف- دگرشکلی همزمان با تکتونیک: (a) خمیدگی شدید کلیواژ در میکاها، (b) تشکیل نوارها یا روبان‌های کوارتز و تجدید تبلور کوارتزهای دانه ریز و خرد شده (اشکال پ-ت ۴)، (c) کوارتز پیچ و تاب خورده در اطراف فلدسپات‌های مقاوم‌تر با ساخت چشمی (شکل ت ۴-، (d) بافت میرمکیت (شکل ج ۴-).

ب- دگرشکلی بعد از تکتونیک: در این حالت تأثیرپذیری از استرس‌های بعدی حاکم بر منطقه در شرایط پس از انجماد با ایجاد شکستگی، خردشدگی‌های وسیع، جهت یافتگی و تبلور مجدد کانی‌ها همراه بوده است. برخی از شواهد این دگرشکلی عبارتند از: (a) خردشدگی کانی‌های کوارتز، (b) خاموشی موجهی در کوارتزهای خرد نشده، (c) خمش ماکلی پلاژیوکلاز (شکل ج ۵-، (d) شکستگی در کانی‌های فلدسپار که منجر به قرارگیری قطعات کوچک‌تر در امتداد سطوح برشی شده است (شکل ت ۵-)، (e) شکستگی و جابجایی بلوری در مگاکریستهای پلاژیوکلاز در امتداد زون برشی (شکل ت ۶-، (f) ماکل ثانویه پریکلین در پلاژیوکلاز حاصل لغزش ماکلی و تبدیل از یک حالت تقارن بالا به تقارن پایین (شکل ج ۵-، بافت پرتیت (شکل الف ۵-).

- ارتباط دگرشکلی با تشکیل بافت‌های میرمکیت و

پرتیت در گرانیتوئیدهای سیاه‌منصور

میرمکیت و پرتیت از بافت‌های ثانویه در گرانیتوئیدهای دگرشکل شده سیاه‌منصور می‌باشند. به عقیده [۲۰] بافت میرمکیت در جاهایی تشکیل می‌شود که زون برشی، باعث خردشدگی کانی‌های کوارتز و فلدسپار شده و سطح تماس کانی‌ها برای واکنش با محلول‌های سدیم‌دار و کلسیم‌دار را افزایش می‌دهد. [۲۰] نشان دادند که میرمکیت در قسمت‌هایی از بلورهای فلدسپار پتاسیم که تحت شرایط استرین دچار کوتاه شدگی شده‌اند نیز تشکیل شده است. [۱۹] نیز بافت میرمکیتی را با وقایع استرین در سنگ‌های گرانیتی مرتبط دانسته و معتقد است بافت میرمکیت معمولاً در سنگ‌هایی که دچار تغییر شکل مکانیکی شده و بافت مورتار از خود نشان می‌دهند ظاهر می‌شود.

پرتیت‌های لکه‌ای و رگه‌ای با ویژگی غبار آلود در ارتباط با سیالات دگرسانی و اینکلوژن‌های مایع تشکیل می‌شوند. با در نظر گرفتن حالت‌های لکه‌ای و رگه‌ای و همچنین غیر یکنواخت بودن پرتیت در سنگ‌های مورد مطالعه، تشکیل آن‌ها در شرایط برشی در ارتباط با فشارهای تکتونیکی حاکم در منطقه بسیار محتمل بنظر می‌رسد. در اغلب پرتیت‌های درشت، جایگزینی متقابلی بین یون‌های K^+ و Na^+ بین فلدسپات پتاسیک (یا سدیک) و یک محلول غنی از سدیم (یا پتاسیم) صورت می‌گیرد [۲۱]. به علاوه ممکن است استرین تکتونیکی هم باعث اختلاط ناپذیری شده و بر جهت‌یافتگی ترجیحی تیغه‌های پرتیت اثر بگذارد [۱۹]. هر چند در نظریات دیگر [۱۳] پرتیت حاصل تبلور هموژن فلدسپار در بالای منحنی سولوس یا شرایط هیپرسولوس در نظر گرفته می‌شود که شرایط پایین بودن فشار بخار آب در

بوده [۱۹]، در صورتیکه پرتیت‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه دانه درشت (به‌صورت پرتیت‌های لکه‌ای و رگه‌ای) و غیر یکنواخت بوده که تشکیل آن‌ها در ارتباط با فرایندهای جایگزینی و تاثیر محلول‌ها را نشان می‌دهد.

ماگمای تشکیل‌دهنده گرانیت‌ها را نشان می‌دهد، با توجه به حضور دو نوع فلدسپار مجزا در اکثر نمونه‌های مورد مطالعه این حالت نمی‌تواند گزینه مناسب برای تشکیل پرتیت در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه باشد. هم‌چنین پرتیت‌های مرتبط با اکسلوشن آلکالی فلدسپارها دانه ریز

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی گرانیتوئیدهای سیاه‌منصور (● موسکوویت گرانیت، ○ آلکالی گرانیتوئید)

Sample	6A	7J	8D	8F	9A	14B	14G	14I	14K	14L	14N
Symbole	●	●	●	●	●	○	○	●	○	○	○
SiO ₂	۷۸/۴۰	۷۷/۹۰	۷۲/۷۰	۷۵/۶۰	۷۶/۹۰	۶۴/۰۰	۶۷/۹۰	۷۵/۵۰	۶۹/۰۰	۶۶/۹۰	۶۱/۳۰
Al ₂ O ₃	۱۳/۱۰	۱۱/۶۵	۱۴/۴۰	۱۴/۱۵	۱۳/۰۰	۱۶/۸۵	۱۵/۵۵	۱۲/۹۵	۱۶/۴۰	۱۷/۳۰	۱۵/۴۵
Fe ₂ O ₃ ^T	۰/۵۱	۰/۳۲	۲/۴۵	۰/۷۱	۰/۴۳	۴/۱۴	۳/۵۵	۱/۲۸	۲/۳۹	۲/۰۵	۸/۳۱
CaO	۰/۵۰	۰/۰۶	۰/۳۹	۰/۶۹	۰/۵۸	۰/۹۵	۰/۸۰	۰/۴۵	۰/۲۹	۰/۱۸	۳/۰۰
MgO	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۹۹	۰/۲۴	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۶۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۴۶
Na ₂ O	۵/۴۰	۴/۴۳	۲/۰۸	۴/۶۲	۳/۴۰	۶/۵۰	۶/۰۶	۴/۵۸	۰/۳۲	۶/۷۶	۴/۶۸
K ₂ O	۱/۰۰	۳/۵۸	۳/۵۰	۱/۸۴	۲/۷۲	۵/۲۲	۴/۷۰	۳/۷۶	۵/۰۱	۴/۵۵	۴/۰۹
Cr ₂ O ₃	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱
TiO ₂	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۲۳	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۶۵
MnO	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۳۱
P ₂ O ₅	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۱۵
SrO	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۳
BaO	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۱۳
LOI	۰/۸۹	۰/۳۰	۱/۶۰	۰/۱۵	۱/۰۹	۰/۸۰	۱/۰۰	۰/۳۹	۰/۲۰	۰/۷۸	۱/۶۹
Total	۱۰۰/۰۰	۹۸/۳۰	۹۸/۴۰	۹۹/۱۰	۹۸/۳۰	۹۸/۸۰	۹۹/۸۰	۹۹/۸۰	۹۹/۹۰	۹۸/۸۰	۱۰۰/۰۰
Ba	۹۵	۳۸/۸۰	۴۰۶	۱۴۴/۵	۲۵۱	۲۴۳	۲۴۱	۱۳۸	۴۴۵	۲۹۵	۱۰۹۵
Ce	۲۱	۵۸/۸۰	۶۶/۵۰	۲۶/۷۰	۴۱	۲۸۵	۱۸۹	۱۵/۹۰	۲۵۷	۲۱۴	۱۵۰/۵
Cs	۰/۸۸	۱/۰۴	۱۷/۵۰	۴/۲۶	۱/۶۴	۲/۷۵	۳/۵۲	۱/۷۷	۳/۵۳	۴/۷۷	۷/۹۱
Eu	۰/۵۱	۰/۴۰	۰/۷۷	۰/۵۱	۰/۵۴	۲/۸۹	۲/۳۵	۰/۴۵	۲/۳۱	۱/۸۵	۳/۸۹
Ga	۲۳/۲۰	۳۲/۸۰	۳۴/۹۰	۲۷/۴۰	۲۹/۵۰	۲۸/۱۰	۳۶/۲۰	۲۱/۲۰	۳۶/۶۰	۴۷/۷۰	۲۹/۳۰
Nb	۷۵/۷۰	۲۵۰	۸۴/۳۰	۳۴/۹۰	۶۶/۷۰	۱۲۲/۵	۱۵۶/۵	۴۴/۹۰	۱۴۸/۵	۲۸۱	۸۶/۵۰
Nd	۱۰/۳۰	۴۰	۴۲/۶۰	۱۴/۶۰	۲۰/۵۰	۱۲۹/۵	۹۶/۱۰	۹/۹۰	۱۲۱/۵	۸۵/۵۰	۶۷/۹۰
Rb	۵۰/۴۰	۲۳۱	۲۶۰	۱۱۷	۱۲۲/۵	۱۶۴/۵	۱۹۳/۵	۱۵۸	۲۰۴	۲۶۷	۱۴۳/۵
Sm	۳/۰۷	۱۰/۹۰	۱۱/۶۵	۳/۹۸	۵/۵۶	۲۱/۸۰	۱۸/۱۰	۲/۵۶	۱۷/۱۵	۱۴/۴۰	۱۲/۴۵
Sr	۶۶/۲۰	۲۳/۶۰	۵۱/۶۰	۸۹/۹۰	۴۱/۱۰	۲۹/۸۰	۲۹/۵۰	۶۴/۳۰	۴۷/۹۰	۴۰/۴۰	۲۶۳
U	۲/۸۰	۵/۵۵	۳/۶۷	۲/۰۷	۵/۰۳	۶/۸۰	۵/۱۲	۲/۲۱	۵/۱۳	۹/۲۰	۳/۱۷
Y	۴۷/۵۰	۱۰۸/۵	۲۰۲	۶۶/۷۰	۵۷	۹۸/۳۰	۸۷/۲۰	۳۹/۹۰	۵۶/۵۰	۱۰۶	۵۷/۱۰
Yb	۵/۹۴	۱۰/۴۵	۱۶/۲۵	۵/۸۸	۷/۱۵	۱۰/۴۵	۸/۰۴	۳/۹۶	۶/۵۵	۱۰/۴۰	۵/۴۸
Zr	۱۱۶	۲۹۹	۱۰۲	۶۹	۱۶۳	۱۱۰۰	۶۴۳	۱۰۶	۷۹۵	۱۴۵۰	۶۱۰

موازی شیبستوزیته متاپلیت‌ها) در منطقه دیده می‌شوند. [۱۰] موسکوویت گرانیت‌های با حجم اندکی که به‌صورت باتولیت‌های بزرگ نیستند را خاص زون‌های برشی طبقه‌بندی کرده است.

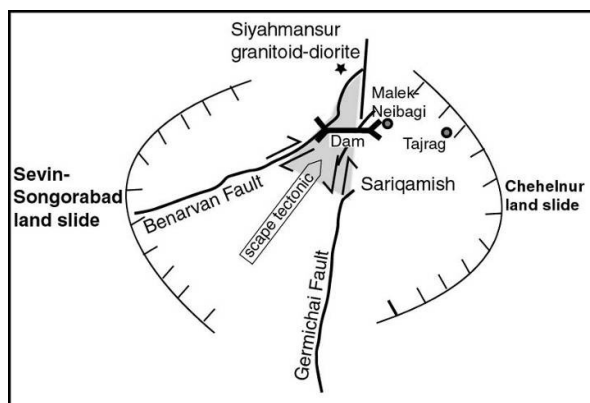
در ارتباط با جایگیری استوک آلکالی گرانیتوئیدی الیگوسن بنظر می‌رسد گسل‌خوردگی و شکستگی‌های حاصل از حرکات کششی بعد از بسته شدن و برخورد نئوتتیس مرتبط با فاز کوهزایی آلپی ترشیاری در تشکیل آن تاثیرگذار بوده است. دگرریختی‌های ثبت شده در استوک آلکالی گرانیتوئیدی سیاه منصور به نظر می‌رسد

- مدل پیشنهادی برای جایگیری و دگرشکلی گرانیتوئیدهای سیاه منصور

براساس مطالعات صحرایی، شواهد پتروگرافی، ویژگی‌های کانی‌شناسی و دگرشکلی بنظر می‌رسد رگه‌های موسکوویت گرانیتی با دگرشکلی بسیار شدید به علت جایگیری در یک محیط تکتونیکی فعال احتمالاً شرایط همزمان با تکتونیک تشکیل شده باشند. موسکوویت گرانیت‌ها در منطقه مورد مطالعه اصلاً به‌صورت توده‌های بزرگ و باتولیتی رخمون ندارند و اغلب به فرم رگه‌های با ضخامت تا چند سانتی‌متر (بیش‌تر به‌صورت دایک و یا

تشکیل شده باشند (شکل ۹). برای ارائه نتایج دقیق‌تر نیاز به مطالعات تکتونیکی بیش‌تر در سنگ‌های منطقه می‌باشد.

در ارتباط با پهنه مثلثی شکل تکتونیک خروج یا فرار (extrusion or escape tectonics) [۶]، در محل تقاطع گسل‌های جنوب بزقوش (گسل بناروان) و گرمی‌چای



شکل ۹. مدل شماتیک از عملکرد ساختارهای دگرریختی که باعث زمین لغزش و روراندگی سنگ‌ها در منطقه شده است را نشان می‌دهد. این پهنه مثلثی شکل، دگرریختی از نوع تکتونیک فرار را نشان می‌دهد.

به پهنه مثلثی شکل تکتونیک خروج یا فرار در محل تقاطع گسل‌های جنوب بزقوش (گسل بناروان) و گرمی‌چای نسبت داد.

سیاسگزاری

نظرات سازنده داوران محترم مجله یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی باعث بهتر شدن این نوشتار گردید که از ایشان قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] آقائاتی، س.ع (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۲] بهروزی، ا.، امینی آذر، ر.، عزتیان، ف.، امامی، م.، داوری، م.، هادوی، ف.، بغدادی، ا (۱۳۷۱) نقشه زمین‌شناسی سراب، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی ایران.
- [۳] حاجی علیلو، ب.، رضایی، ح.، هاشم امامی، م (۱۳۷۷) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کیوی. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- [۴] شکاری اسفهان، ر (۱۳۸۹) بررسی پتروگرافی و پترولوژی توده‌های نفوذی منطقه سیاه منصور (شمال‌شرق میانه). پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۷ص.
- [۵] علوی تهرانی، ن.، لطفی، م.، بوردت، پ.، سبزه‌ای، م.، بهروزی، ا.، حقی‌پور، ا.، عمیدی، م (۱۳۵۷) نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ میانه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

نتیجه‌گیری

- ۱- گرانیتوئیدهای سیاه‌منصور براساس شواهد صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی در دو گروه (الف) موسکوویت گرانیات و (ب) آلکالی گرانیتوئید دسته‌بندی شده‌اند.
- ۲- برونزد موسکوویت گرانیات محدود به دایک‌ها و رگه‌های موازی شیب‌توزیده سنگ‌های دگرگونی می‌باشد در صورتی‌که آلکالی گرانیتوئید از نوع استوک نفوذی بوده که سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی کرتاسه و اتوسن را قطع کرده است.
- ۳- هر دو نوع گرانیتوئید تحت تاثیر تنش‌های برشی دچار دگرشکلی با تغییرات واضح و تبلور مجدد شده و گرانیتوئید میلونیت‌ها در این ارتباط تشکیل شده‌اند.
- ۴- رگه‌های موسکوویت گرانیات با ویژگی پرآلومینوس و A-type و غیر کوهزایی حاصل ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی می‌باشند. این سنگ‌ها با دگرشکلی بسیار شدید همزمان با تکتونیک فعال جایگیری شده‌اند. توده آلکالی گرانیتوئیدی دارای منشاء گوشته‌ای، ماهیت متآلومینوس و A-type می‌باشد.
- ۵- در ارتباط با جایگیری استوک آلکالی گرانیتوئیدی بنظر می‌رسد گسل‌خوردگی و شکستگی‌های حاصل از حرکات کششی بعد از بسته شدن و برخورد نئوتتیس مرتبط با فاز کوهزایی آلپی ترشیاری در تشکیل آن تاثیرگذار بوده است. بنظر می‌رسد دگرریختی‌های ثبت شده در استوک آلکالی گرانیتوئیدی سیاه‌منصور را بتوان

- replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 261 – 75.
- [21] Smith, J.V., Brown, W.L (1988) *Feldspar minerals*. 2nd edn (vol. 1), Springer-Berlag, Berlin, 828 pp.
- [22] Stern R.J., Gottfried D (1989) Discussion of the paper "Late Pan- African magmatism and crustal development in northeastern Egypt, *Geological Journal*, 24: 371–374.
- [23] Stocklin, J (1977) Structural correlation of the Alpine orogen between Iran and Central Asia. *Soc. Geol. Fr., Mem. Hors. Ser.* 8: 333-353.
- [۶] فریدی، م (۱۳۸۸) گزارش تکتونیکی سد گرمی‌چای (شمال شرق میانه)، مهندسین مشاور آشناب.
- [۷] لطفی، م (۱۳۵۴) بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی منطقه شمال-شمال‌شرق میانه (آذربایجان خاوری). پایان نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران، ایران.
- [۸] نبوی، م. ح (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۱۰۹ ص.
- [9] Abdel-Rahman A.M, El-Kibbi M.M (2001) Anorogenic magmatism: chemical evolution of the Mount El-Sibai A-type complex (Egypt), implications for the origin of Within-Plate Felsic magmas, *Geological Magazine*, 138:67–85.
- [10] Barbarin, B (1983) Les granites carboniferes du Forez Septentrional (Massif central francais). Typologic et relations entre les differents, massifs. Thesis, Univ. clermont Ferrand II, 177 pp.
- [11] Berberian, M (1997) Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus, In: D. Giardini and S. Balassanian (eds.), NATO Asi Series, 2. Environment, Vol. 28, Kluwer Academic Publishers, the Netherlands, 233-311.
- [12] Berberian, M., King, G.C.P (1981) Towards a paleogeographical and tectonics evolution of Iran. *Canadian J. Earth Plan. Sci.* 18: 1093-1107.
- [13] Bowen, N.L., Tuttle, O.F (1950) The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. *Journal of Geology*, 58: 489-551.
- [14] Chappell, B.W., White, A.J.R (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173–174.
- [15] Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D (2001) A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42:2033-2048.
- [16] Kretz, R. (1983) Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- [17] 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.
- [18] Pearce, J.A (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79–113.
- [19] Shelly, D (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Capman and Hall, 405pp.
- [20] Simpson, C., Wintsch, R.P (1989) Evidence for deformation-induced K-feldspar

Petrography and microtextural investigations of the deformed Siyahmansur granitoids from NE Miyaneh, East Azerbaijan province

R. Hajialioghli*¹ and R. Shekari Esfahlan²

1,2- Dept. of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz

* hajialioghli@tabrizu.ac.ir

Received: 2015/8/19 Accepted: 2016/2/6

Abstract

The Siyahmansur area is located at southeastern end of the Bozgush mountain ranges in the Alborz-Azerbaijan zone. On the basis of field evidence, mineralogy and geochemistry the investigated granitoids can be classified as two types (a) Ms-granitoids, (b) alkali-granitoids. Outcropping of Ms-granite is limited to dykes and veins parallel to the metamorphic schistosity. Alkali-granitoid rocks are cropped out as a stock which is intruded in to the Cretaceous and Eocene sediments and volcanic rocks during Oligocene. Both granitoid types are deformed under strain tectonic condition and mylonite granitoids are formed in this regards. Mus-granites having peraluminous, A-type and anorogenic characteristics have been resulted from partial melting of metamorphic schists. Mus-granites recording extensive deformations are most probably emplaced under active tectonic conditions. Alkali-granitoid intrusion originated from mantle source are characterized as metaluminous and A-type granitoids. Concerning to the alkali-granitoids it seems they are emplaced due to faulting and fracturing related to decompression processes after closing and collision of Neotethys during Alpine orogenic phase on Tertiary. On the basis of the recorded deformations on Siyahmansur alkali-granitoids it seems that they can be attributed to extrusion or escape tectonics in the intersections of southern Bozgush (Benarvan fault) and Germichai Faults.

Keywords: petrography, microtextural, granitoid, Siyahmansur, Miyaneh.