مطالعه ریزساخت‌های گرانیتوئیدها در مجموعه پلوتونیک الوند، زون سنندج- سیرجان، ایران: با نگرشی خاص بر رشد میرمکیت

علی‌اصغر سپاهی *[۱]، طیبه خاکسار [۲] و لیلی ایزدی‌کیان [۳]

۱ و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان
۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

نویسنده مسئول: *sepahi@basu.ac.ir

دریافت: ۹۵/۲/۱۸ پذیرش: ۹۵/۱۰/۲۹

چکیده

مجموعه‌های پلوتونیکی بسیاری در زون سنندج - سیرجان رخنمون دارند. مجموعه پلوتونیکی الوند، به عنوان یک مجموعه اصلی، در شمال غربی زون سنندج سیرجان (غرب همدان) قرار دارد. این مجموعه دربرگیرنده انواع سنگ‌های پلوتونیکی مافیک تا فلسیک، شامل الیوین گابرو، گابرو، نوریت، دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، گرانیتوئیدهای لوکوکرات، آپلیت و پگماتیت است. در این مطالعه، پژوهش عمدتا بر روی بخش گرانیتوئیدی این مجموعه که بخش اصلی پلوتون بوده و شامل گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها با بافت پورفیری است، متمرکز شده است. انواع ریز ساخت‌ها شامل: ساخت‌های ماگمایی، ساب ماگمایی و حالت جامد در این مجموعه تشخیص داده شدند. صفبندی فنوکریست‌های فلدسپار و آنکلاوهای مافیک از ساخت‌های ماگمایی متداول است. شکستگی‌های پر شده با کوارتز و میکا در داخل فنوکریست‌های فلدسپار از ریزساخت‌های ساب ماگمایی عمده است. پرتیت شعله‌ای و میرمکیت در سنگ‌های دگرشکل شده از ریز ساخت‌های حالت جامد معمول در این گرانیتوئیدهاست. با توجه ویژه به میرمکیت در گرانیتوئیدهای مجموعه پلوتونیکی الوند، مکانیزم‌های مختلفی برای تشکیل میرمکیت مورد بررسی قرار گرفته است. میرمکیت غالبا از جانشینی پتاسیم فلدسپار توسط پلاژیوکلاز سدیک در حضور سیالات همراه با دگرشکلی یا بدون دگرشکلی تشکیل می‌شود و در سنگ‌های دگرشکل شده فراوان‌تر از سنگ‌های بدون دگرشکلی است، اما در برخی از سنگ‌های غیر دگرشکلی هم رخ می‌دهد. بنابراین، در مقایسه با فرضیه‌های چندگانه منتشر شده، تقابل پلاژیوکلاز/ پتاسیم فلدسپار فاکتور لازم برای رشد میرمکیت نیست، اگرچه انجام این فرایند را آسان‌تر می‌کند.

واژه‌های کلیدی: ماگمایی، ساب ماگمایی، گرانیتوئیدها، میرمکیت، الوند، سنندج-سیرجان

مقدمه

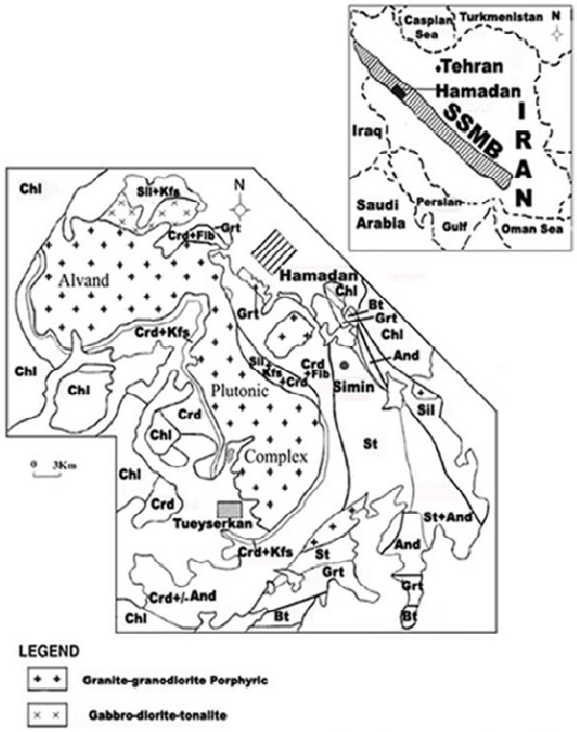
ریزساخت‌ها در گرانیتوئیدها به سه دسته اصلی تقسیم می‌شوند: ماگمایی، ساب‌ماگمایی و حالت جامد [۲۱، ۳۶، ۲۰،۱۳،۳۷] در ارتباط با این که چه معیارهایی برای تشخیص برگوارگی‌های تشکیل شده توسط جریان ماگمایی از برگوارگی‌های تشکیل شده توسط فرآیندهای تکتونیکی مفید هستند، اختلاف نظر دیرینه وجود دارد. این تشخیص برای درک زمان و مفاهیم جاگیری پلوتون-ها ضروری است [۲۱]. به احتمال زیاد یک پیوستگی بین فرایندهای ماگمایی و حالت جامد در طول توسعه برگوارگی‌ها در گرانیتوئیدها وجود دارد اما ما آن‌ها را به سه دسته ذکر شده در بالا تقسیم‌بندی کرده‌ایم. یکی از ریزساخت‌های حالت جامد هم‌رشدی میرمکیت است. این یک هم‌رشدی سیمپلکتیک از پلاژیوکلاز و کوارتز کرمی شکل است که در گرانیتوئیدهای توده‌ای و دگرشکل شده و هم‌چنین در متاپلیت‌ها، میگماتیت‌ها، آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها دیده می‌شود [۱۸] و می‌تواند توسط مکانیزم‌های جانشینی (حاشیه میرمکیت) و اکسولوشن شکل بگیرد. در مکانیسم جانشینی، میرمکیت از طریق مبادله کاتیونی ساده مرتبط با سیال به عنوان محصول دگرسانی متاسوماتیسم پتاسیم فلدسپار به پلاژیوکلاز + کوارتز رشد پیدا می‌کند. در مکانیسم اکسولوشن، میرمکیت توسط جدایش جزء کلسیم – سدیم‌دار از دانه‌های پتاسیم فلدسپار میزبان تشکیل می‌شود. به گفته [۳۲] معمولا برای رشد میرمکیت یک مکانیسم جانشینی در سنگ‌های دگرشکلی پیشنهاد می‌شود و به تقابل پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار برای هسته‌بندی میرمکیت

به صورت لخته‌ها و کلونی‌های در بر گیرنده پتاسیم فلدسپار نیاز دارد.

با وجود مطالعات زیاد در ارتباط با پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی در مجموعه پلوتونیک الوند [۱، ۶، ۴، ۲۷، ۵، ۲۹]، پتروفابریک در این مجموعه کمتر مطالعه شده است. گرانیتوئیدها در مجموعه پلوتونیک الوند ساخت‌های ماگمایی را در برمی‌گیرند که به طور بخشی یا تماما توسط فابریک‌های تغییر شکلی حالت جامد همپوشانی می‌شوند، بنابراین طیفی از ریزساخت‌های مختلف در این مجموعه پلوتونیکی می‌تواند تشخیص داده شود.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون سنندج- سیرجان [۱۰، ۹]. زون سنندج- سیرجان یک کمربند دگرگونی به طول ۱۵۰۰ کیلومتر در کوهزاد زاگرس است. این زون شامل سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای درجه کم تا زیاد است که توسط بخش‌های پلوتونیکی مافیک، حدواسط و اسیدی قطع شده‌اند. وقایع ماگمایی و دگرگونی عمده در این زون در طول دوره مزوزوئیک رخ داده است [۲۸، ۲، ۸]. پلوتون‌های گرانیتی اصلی در زون سنندج-سیرجان به ماگماتیسم مزوزوئیک- ترشیری نسبت داده شده است (۲۰۰-۴۰۰ میلیون سال) [۴، ۲۹، ۲، ۸، ۳۵، ۱۷، ۳، ۲۶، ۳۰، ۱۱، ۱۶، ۷، ۱۴]. این وقایع با فرورانش نئوتتیس و برخورد بعدی ورق افریقا- عربستان با خرده قاره ایران ارتباط داده شده است. گرانیتوئیدهای رخنمون یافته در زون سنندج- سیرجان در بسیاری از مناطق مانند سیاه کوه (جنوب بافت)، کلاه قاضی، گلپایگان، ازنا، الیگودرز، بروجرد، سامن، همدان (الوند)، قروه، مریوان و سقز گزارش شده است. مجموعه پلوتونیکی الوند (اساسا گرانیتی) یکی از بخش‌های پلوتونیکی اصلی در بخش غربی زون سنندج-سیرجان است (شکل ۱). این مجموعه متشکل از انواع سنگ‌های پلوتونیکی شامل الیوین گابرو، گابرو، نوریت، دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت، آپلیت و پگماتیت است. اکثر سنگ‌های دگرگونی منطقه متاپلیت‌ها هستند، اما در برخی مناطق متاپسامیت‌ها، کوارتزیت‌ها، متابازیت‌ها، متاپلیت‌های کربناته و کالک سیلیکات‌ها نیز رخنمون دارند. متاپلیت‌ها شامل سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای مختلف مانند اسلیت‌ها، شیست‌ها، میگماتیت‌ها و هورنفلس‌ها هستند.



شکل۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه همدان در کمربند دگرگونی سنندج- سیرجان (SSMB) زون‌های دگرگون شده اصلی و سنگ‌های نفوذی منطقه از جمله گرانیت‌ها و گابروها در مجموعه پلوتونیکی الوند (chl= زون کلریت، اسلیت و فلیت:Bi =زون بیوتیت، میکاشیست: Grt =زون گارنت، گارنت‌میکاشیست: And= زون آندالوزیت، آندالوزیت‌گارنت‌میکاشیست: St = زون استارولیت، استارولیت گارنت میکاشیست: Sil =زون سیلیمانیت، سیلیمانیت-آندالوزیت گارنت میکاشیست: Crd= زون کردیوریت، کردیوریت هورنفلس: Fib = فیبرولیت و Kfs =پتاسیم فلدسپار)

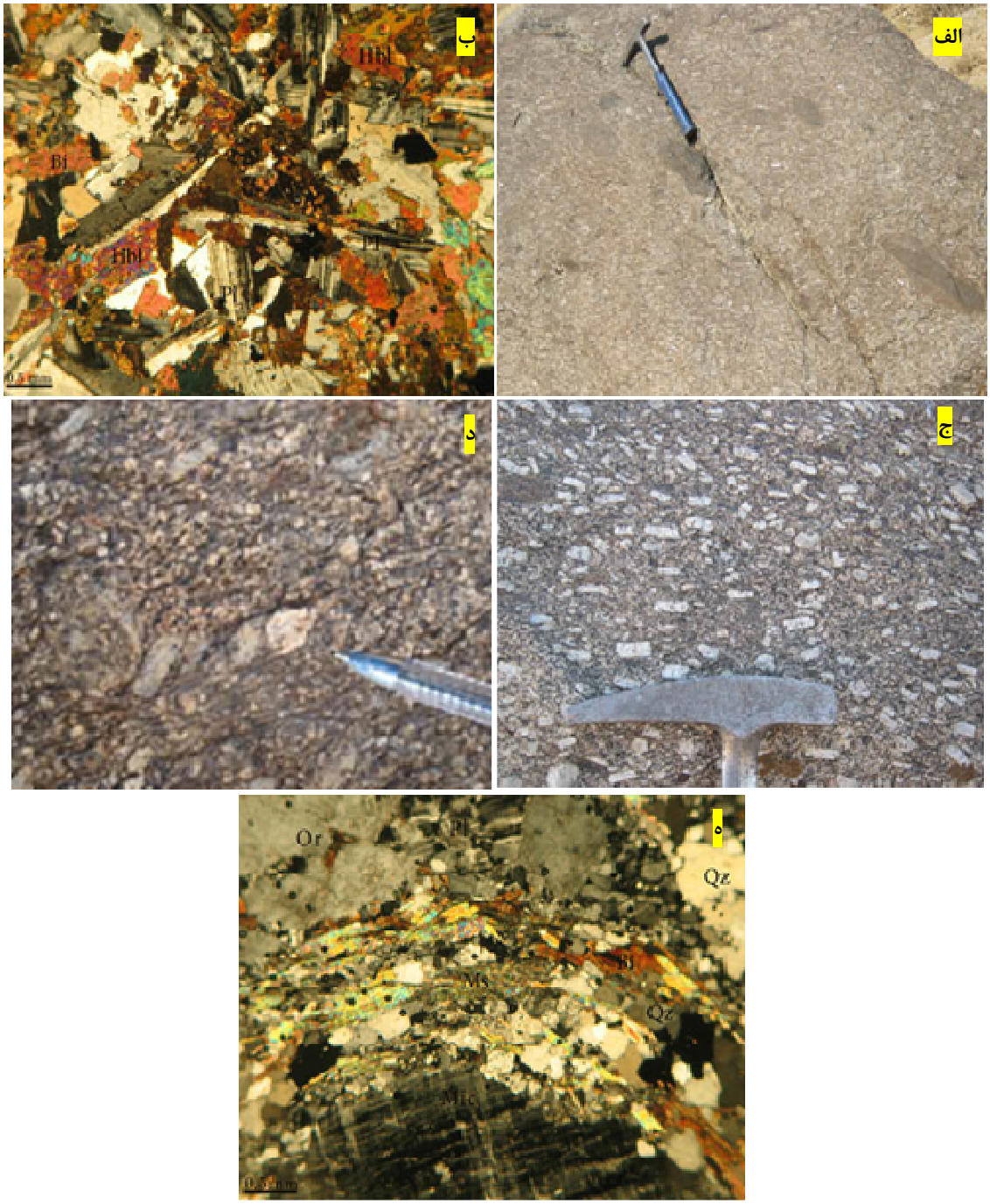
پتروگرافی

جزئیات پتروگرافی در مجموعه پلوتونیک الوند هدف اصلی این مطالعه نیست و قبلا منتشر شده است [۴، ۲۷]. در اینجا پتروفابریک سنگ‌های پلوتونیکی الوند با جزئیات بیش‌تری مورد بررسی قرار گرفته است. این سنگ‌ها را می‌توان در سه دسته تقسیم‌بندی کرد: مجموع گابرو-دیوریت- تونالیت، گرانیت- گرانودیوریت پورفیروئید و گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات [۴، ۲۷]. مجموع گابرو-دیوریت- تونالیت متشکل از الیوین گابرو، گابرو، گابرونوریت، کوارتز گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت و تونالیت که در برخی مناطق به دلیل تزریق توده‌های گرانیتی جوان‌تر دچار دگرگونی گرمابی شده‌اند. الیوین گابرو شامل الیوین (~۲۵ ٪)، کلینوپیروکسن (~۳۳ ٪)، پلاژیوکلاز (~۲۷ ٪)، بیوتیت (~۸ ٪) و هورنبلند (~۵ ٪) به عنوان کانی‌های اصلی است. این سنگ‌ها شامل کروناهای الیوین- پلاژیوکلاز هستند و به طور بخشی یا کامل در برخی رخنمون‌ها به کرونیت‌ها تبدیل شده‌اند. گابروها شامل کلینوپیروکسن (~۳۲ ٪)، پلاژیوکلاز (~۳۹ ٪)، بیوتیت (~۱۴ ٪) و هورنبلند (~۶ ٪) به عنوان کانی‌های اصلی با کمی آپاتیت هستند. گابرونوریت شامل کانی‌های مشابه با گابرو به اضافه ارتوپیروکسن است. دیوریت‌ها شامل هورنبلند (~۴۳ ٪)، پلازیوکلاز (~۵۴ ٪) و به مقدار کمتر بیوتیت، کلینوپیروکسن و کوارتز است و کوارتز دیوریت‌ها و تونالیت‌ها شامل کوارتز (~۱۲-۲۲ ٪)، هوررنبلند (~۲۰-۳۰٪)، پلاژیوکلاز (~۴۰-۴۵٪) و بیوتیت (~۱۰-۱۵ ٪) هستند. در بیش‌تر مکان‌ها بیوتیت جانشین پیروکسن و هورنبلند می‌شود. گرانیت تا گرانودیوریت‌ها که یک بافت پورفیری دارند، شامل فلدسپارها (پلاژیوکلاز (~۲۰-۲۵ ٪)، ارتوکلاز (~۱۵-۲۰٪) و به مقدار کمتر میکروکلین (~۵ ٪))، کوارتز (~۲۵-۳۰ ٪) و بیوتیت (~۲۷-۳۰ ٪) (کمتر مسکویت)، کمی تورمالین، آپاتیت و زیرکن بدون هورنبلند هستند. مونزوگرانیت‌ها فراوان‌ترین نوع سنگ در مجموعه گرانیت- گرانودیوریت است. گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات مرکب از لوکوتونالیت‌ها، لوکوگرانودیوریت‌ها و لوکوگرانیت‌ها هستند. کوارتز (~۱۵-۲۵ ٪)، پلاژیوکلاز (~۴۵-۶۰ ٪)، ارتوکلاز (~۱۵-۲۰ ٪)، میکروکلین (~۵-۱۰ ٪) و به مقدار کمتر تیتانیت (اسفن)، روتیل، بیوتیت و کلریت در این سنگ‌ها رخنمون دارند.

ریزساخت‌ها

برگوارگی

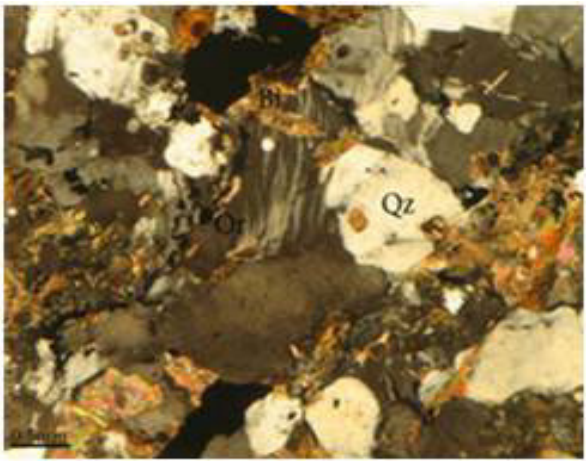
برگوارگی‌ها در گرانیتوئیدها می توانند توسط جریان ماگمایی، جریان ساب-ماکمایی و تغیر شکل حالت جامد دما پایین تا دما بالا تشکیل شوند. صفبندی کانی‌های آذرین عموما یوهدرال، موازی با کنتاکت پلوتون نشانه‌ای از منشا ماگمایی برای این حالت است. جهت‌یابی ترجیهی کانی‌های آذرین اولیه همانند فلدسپارهای یوهدرال (پتاسیم فلدسپار یا پلاژیوکلاز) که بدون شکستگی هستند و توسط تجمعات تبلور مجددیافته تفکیک نشده‌اند و آنکلاوهای میکروگرانیتوئیدی طویل شده بدون تغییر شکل پلاستیکی کانی‌ها به عنوان نشانه‌های جریان ماگمایی در نظر گرفته می‌شود. ریزساخت‌هایی همانند دوقلویی میکروکلین، میرمکیت، پرتیت شعله‌ای، بودیناژ کانی‌های محکم، مخصوصا همراه با تجمعات تبلور مجدد یافته از کانی‌های ضعیف‌تر (کوارتز و میکا) بین بودین‌ها، به عنوان ساختارهای حالت جامد در سنگ‌های گرانیتی [۳۶،۲۱، ۳۷] در نظر گرفته می‌شود. در گرانیت‌های پورفیروئید در منطقه مورد مطالعه آنکلاوهای مافیک طویل شده بدون هیچ نشانه‌ای از تغییر شکل درونی در برخی از رخنمون‌ها دیده می‌شود. آن‌ها به طور خاص بافت اینترگرانولار اولیه را نشان می‌دهند که توسط دگرشکلی تحت تاثیر قرار نگرفته‌اند (شکل ۲ الف). جهت‌یابی ترجیهی فنوکریست‌های فلدسپار در گرانیتوئیدهای پورفیروئید، بدون تغییر شکل درونی در آن‌ها و در زمینه، می‌توانند به عنوان ساختار جریان ماگمایی در نظر گرفته شود (شکل ۲ ب). در میلونیت‌های گرانیتی شدیدا دگرشکل شده فولیاسیون تکتونیکی توسعه پیدا کرده است (شکل ۲ د). پورفیروکلاست‌های فلدسپار (پلازیوکلاز، ارتوکلاز و میکروکلین) با سایه‌های استرین فشاری در اطراف آن‌ها در میلونیت‌های گرانیتی متداول هستند. کج‌شدگی میکا در اطراف پورفیروکلاست‌های فلدسپار در میلونیت‌های گرانیتی با سایه‌های فشاری از کوارتز تبلور مجدد یافته می‌تواند به عنوان یک ساختار حالت جامد دیگر در نظر گرفته شود (شکل ۲ ه).



شکل ۲. الف) آنکلاوهای مافیک طویل شده (کوارتز دیوریتی) بدون هر گونه دگرشکلی پلاستیکی داخلی که بافت اینترگرانولار اولیه را نشان می‌دهد. این حالت در گرانیت‌های پورفیروئید منطقه مورد مطالعه متداول است که می‌تواند به عنوان ساختار جریان ماگمایی در نظر گرفته شود. ب) تصویر میکروسکپی از آنکلاو مافیک کوارتز دیوریتی بدون هیچ نشانه‌ای از دگرشکلی. ج) جهت‌یابی ترجیهی فنوکریست‌های فلدسپار در گرانیت پورفیری. هیچ دگرشکلی درون فنوکریست و در زمینه وجود ندارد. این ساختار می‌تواند به عنوان یک ساختار جریان ماگمایی در نظر گرفته شود. د) میلونیت گرانیتی شدیدا دگرشکل شده با پورفیروکلاست‌های توسعه یافته در زون برشی درون سنگ‌های گرانیتی منطقه مورد مطالعه. ه) خمش میکا در اطراف پورفیروکلاست پتاسیم فلدسپار(میکروکلین) در میلونیت گرانیتی

پرتیت شعله‌ای

پرتیت شعله‌ای یکی از اشکال متداول در گرانیتوئیدهاست (شکل ۳). بر اساس گفته [۳۹] فراوانی سدیم و یا آب تنها فاکتور کنترل کننده تشکیل شعله‌ها نیست. تمرکز تنش نیز ممکن است مورد نیاز باشد. مدل [۲۵،۲۴] نشان می‌دهد که پرتیت شعله‌ای توسط اختلاف تنش بالا ایجاد می‌شود. در واقع این شعله‌ها به طور معمول در مرزهای دانه که محل احتمالی اختلاف تنشی بالا در سنگ دگرشکل شده است، هسته‌بندی می‌کنند و تنوع شدید در تمرکز شعله‌ها از دانه‌ای به دانه دیگر و در دانه‌های انفرادی، اختلاف تنش مرتبط با رشد شعله‌ها را نشان می‌دهد [۳۹ و ۱۸] پیشنهاد می‌کند که پرتیت شعله‌ای عموما به عنوان یک ریزساخت ناشی از استرین در نظر گرفته می‌شود و تغییر شکل سین کنیماتیک نیست. [۲۵] اشاره می‌کند که آشفتگی تنش در مقیاس دانه به دلیل سختی فلدسپار باید مورد انتظار باشد. برای مثال، آن‌ها تمرکز بیش‌تری از شعله‌های آلبیتی را در نقاطی که تمرکز تنش در طول مرزها وجود دارد، مشاهده می‌کنند، جایی که پتاسیم فلدسپار به دانه‌های فلدسپار دیگری محدود می‌شود.



شکل ۳. پرتیت شعله‌ای که به عنوان یک ساختار حالت جامد در گرانیت‌ها در نظر گرفته می‌شود.

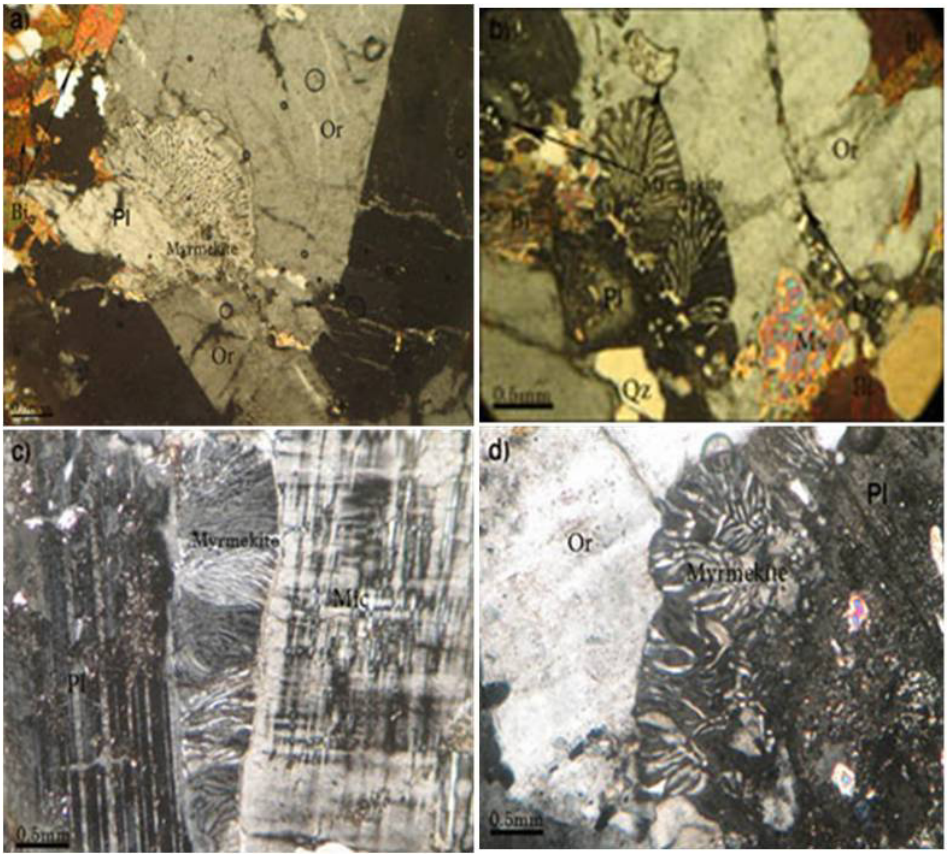
مشاهدات مرتبط با میرمکیت‌ها در این گرانیتوئیدها

ما رشد میرمکیت را در بسیاری از گرانیتوئیدها به عنوان مثال مجموعه‌های پلوتونیکی الوند، قروه، مریوان در کمربند آذرین دگرگون سنندج- سیرجان مشاهده کرده‌ایم اما در این مقاله تمرکز ما بر روی مجموعه پلوتونیک الوند است. در سنگ‌های مطالعه شده ما معمولا میرمکیت حاشیه‌ای (جانشینی) میرمکیتی است که در تقابل پلازیوکلاز/ پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز یا میکروکلین) ایجاد می‌شود (شکل ۴)، اما می‌تواند در تقابل کوارتز/ پتاسیم فلدسپار (شکل ۵ الف) و بیوتیت/ پتاسیم فلدسپار (شکل ۵ ب) نیز ایجاد شود. در برخی از سنگ‌های گرانیتی میرمکیت بدون هر گونه مجاورتی با پلاژیوکلاز در حاشیه‌های دانه‌های پتاسیم فلدسپار تشکیل می‌شود (شکل۶ الف). هم‌چنین، در برخی از سنگ‌های گرانیتی میرمکیت در داخل پورفیروکلاست‌های فلدسپار ایجاد می‌شود. این رخداد به این معنی است که تقابل پلاژیوکلاز/ پتاسیم فلدسپار در برخی مکان‌ها برای رشد میرمکیت ضروری نیست اگرچه این تقابل تشکیل میرمکیت را آسان‌تر می‌کند. میرمکیت غالبا در سنگ‌های دگرشکل شده ایجاد می‌شود اما در برخی از سنگ‌های غیردگرشکلی هم رخ می‌دهد. گاهی کوارتزهای کرمی داخل پلاژیوکلاز از تقابل بیوتیت/پتاسیم فلدسپار در سنگ‌های گرانیتی ایجاد می‌شوند.

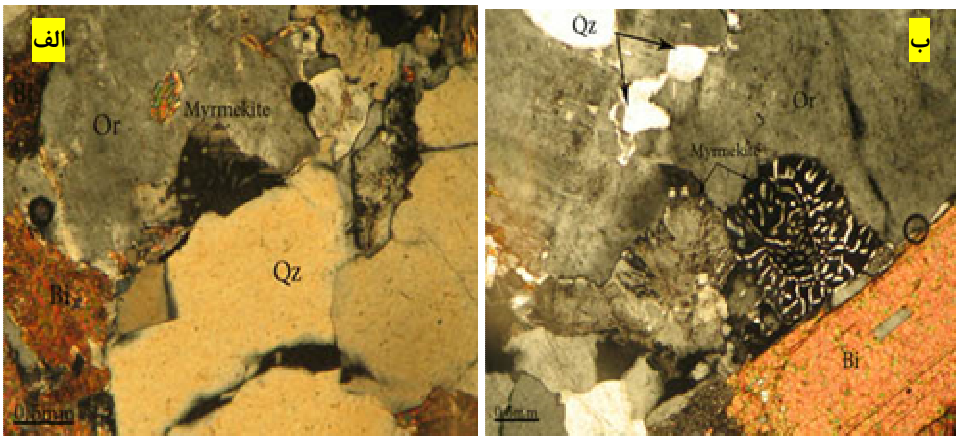
سایر ریزساخت‌ها

ریزساخت‌های دیگری که در سنگ‌های گرانیتی توسعه پیدا کردند، ساخت‌های ساب ماگمایی و حالت جامد هستند. در فنوکریست‌های فلدسپار شکستگی‌های پر شده با کانی‌های مختلفی همچون کوارتز (شکل ۶ ب) و کوارتز و بیوتیت (شکل ۶ ج) وجود دارد. این ساخت‌ها می‌توانند به عنوان ریزساخت‌های ساب ماگمایی در نظر گرفته شوند. در مرحله هیدروترمالی سرد شدن ماگما، بعضی از شکستگی‌ها با کانی‌هایی همچون کلریت پر شده

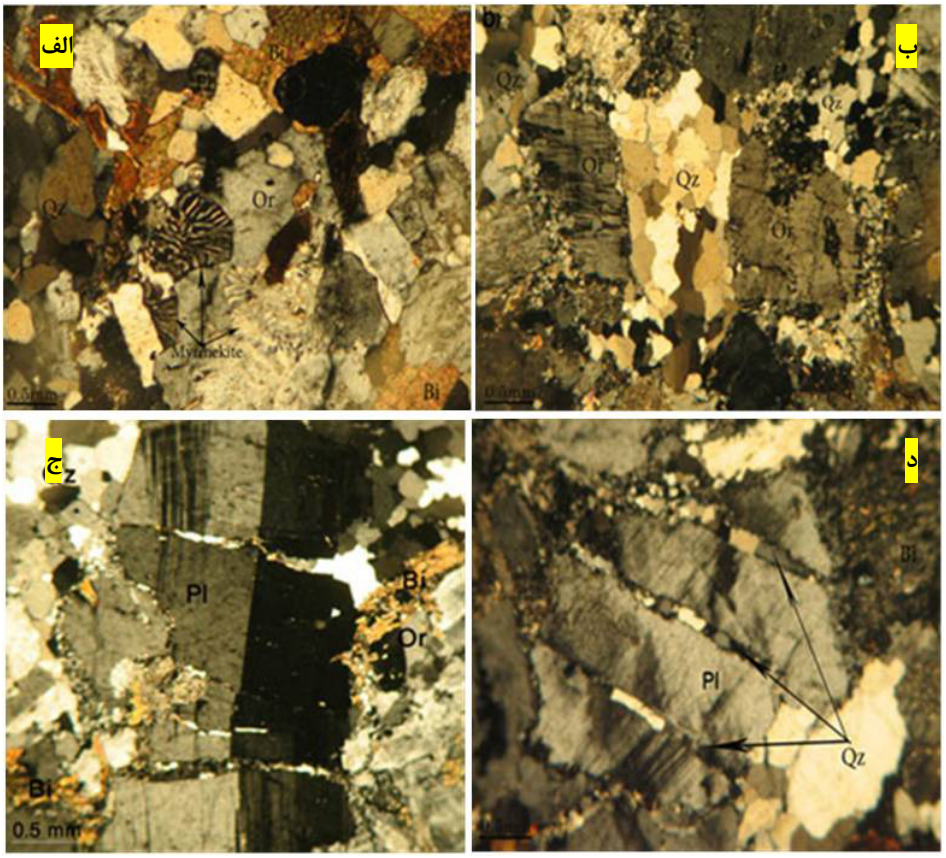
است. پورفیروکلاست‌های فلدسپار بودین شده با کوارتز پرکننده درون بودین‌ها در برخی از گرانیت‌های میلونیتی در مجموعه پلوتونیکی الوند ایجاد شده است (شکل ۶ د)، که حضور ماگما و یا سیال را در طول دگرشکلی نشان می‌دهد. دوقلویی دگرشکلی در پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز از حالت‌های دیگری است که ممکن است در مرحله حالت جامد از سرد شدن گرانیت ایجاد شده باشد (شکل ۷). خاموشی موجی کوارتز همراه با دانه‌های تبلور مجدد یافته اطراف آن، در سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه، می‌تواند به عنوان یک ریز ساخت ساب ماگمایی تا حالت جامد در نظر گرفته شود.



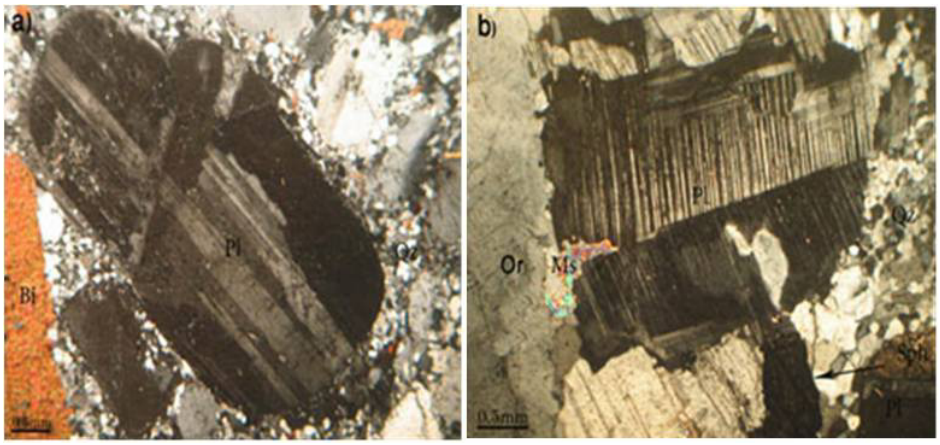
شکل ۴. رخنمون‌های مختلف از میرمکیت در تقابل پلاژیوکلاز/پتاسیم فلدسپار(ارتوکلاز یا میکروکلین)



شکل ۵. الف)رشد میرمکیت در تقابل کوارتز/پتاسیم فلدسپار در سنگ‌های گرانیتی. ب) تشکیل میرمکیت در تقابل پتاسیم فلدسپار و بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی مجموعه پلوتونیک الوند



شکل ۶. الف) تشکیل میرمکیت در حاشیه دانه‌های پتاسیم فلدسپار بدون هیـچ پلاژیوکلاز در اطـراف آن‌ها. ب) شکـسـتگی‌های درون دانه‌های فلدسپار که توسط کوارتز پر شده است. هم‌چنین کوارتز در اطراف بلورهای دگرشکلی تبلور مجدد یافته است. ج) شکستگی‌های پر شده با کوارتز و بیوتیت رشد یافته درون یک دانه پتاسیم فلدسپار دگرشکل شده که می‌تواند نشانه‌ای از ریز ساخت ساب ماگمایی باشد. د) فنوکریست فلدسپار بودین شده که فضای بین نودین‌ها توسط کوارتز ریز دانه پر شده است که می‌تواند به عنوان یک ساخت ساب ماگمایی در نظر گرفته شود.



شکل ۷. کینگینگ آلبیت دوقلو و تبلور مجدد در اطراف فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانیتی منطقه مطالعه شده

بحث

اساسا رشد میرمکیت به فرآیند جاشینی حالت جامد همراه با دگرشکلی نسبت داده می‌شود. بسیاری از محققین ادعا می‌کنند که میرمکیت در مکان‌هایی که فشار محلی بالاست رشد می‌کند (۷ و منابعی که رجوع کرده). با این حال [۱۵] پیشنهاد می‌کند که میرمکیت در طول دگرشکلی گرانیت‌هایی که کاملا متبلور نشده‌اند از مذاب متبلور می‌شود. بر طبق گفته [۳۸] جانشینی نسبت به منشا ماگمایی برای میرمکیت ترجیح داده شده است. دو نوع عمده از میرمکیت ایجاد می‌شود. یکی میرمکیت حاشیه‌ای، که بین پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز توسعه پیدا می‌کند و دیگری میرمکیت دانه‌ای، که به صورت یک تاول بین دانه‌های پتاسیم فلدسپار مجاور هم ایجاد می‌شود. از آنجایی که میرمکیت برای اولین بار توسط [۱۹] توصیف شده است، فرضیه‌های مختلفی برای میرمکیت پیشنهاد شده است. [۲۳] این فرضیه‌ها را به شش دسته طبقه‌بندی کرد:۱) تبلور همزمان یا مستقیم ۲) جانشینی پتاسیم فلدسپار توسط پلاژیوکلاز ۳) جانشینی پلاژیوکلاز توسط پتاسیم فلدسپار ۴) جدایش در حالت جامد ۵) ادخال کوارتز تبلور مجدد در آلبیت جدایش یافته از پتایسم فلدسپار در حال رشد و ۶) فرضیه‌های متفرقه شامل ترکیبی از فرضیه‌های بالا. اخیرا یک فرضیه جدید مطرح شده است که بیان می‌کند واکنش تشکیل میرمکیت توسط ترکیبی از دو عامل تمرکز تنش/کرنش و نفوذ سیال در طول دگرشکلی آغاز می‌شود. این فرضیه هفتم در زیر به طور مختصر مورد بررسی و آزمون قرار می‌گیرد.

بررسی مختصر فرضیه ها

[۴۰] فرضیه‌های مختلف مرتبط با میرمکیت‌ها را بررسی کرده‌اند و آن‌ها این فرضیه‌ها را به هفت دسته به صورت زیر تقسیم‌بندی کرده‌اند.

فرضیه تبلور همزمان یا مستقیم

فرضیه تبلور مستقیم یا همزمان یکی از قدیمی‌ترین فرضیه‌هاست و به تشکیل میرمکیت به عنوان نتیجه‌ای از تبلور همزمان کوارتز و پلاژیوکلاز از یک مذاب یا یک محلول اشاره دارد [۳۳]. این فرضیه این پرسش، که چرا میرمکیت غالبا بین پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز ایجاد می‌دهد، را توضیح نمی‌دهد. میرمکیت یک بافت آذرین اولیه در نظر گرفته نمی‌شود به دلیل اینکه در سنگ‌های دگرگونی مختلف هم گزارش شده است.

فرضیه جانشینی پتاسیم فلدسپار توسط پلاژیوکلاز

فرضیه جانشینی پتاسیم فلدسپار توسط پلاژیوکلاز، جانشینی پتاسیم فلدسپار در مرحله ساب سالیدوس را توسط دو واکنش زیر نشان می‌دهد:

$KAlSi_3O_8$ (ارتوکلاز) + $Na^+ = NaAlSi_3O_8$ (آلبیت) + K^+

$2KAlSi_3O_8$ (ارتوکلاز) + $Ca^{2+} = CaAl_2Si_2O_8$ (آنورتیت) + $4SiO_2$ (کوارتز) + K^+

اجزاء محلول جامد آلبیت و آنورتیت، پلاژیوکلاز سدیک و تفاله سیلیسی به صورت کوارتز کرمی را ایجاد می‌کنند. این مدل ممکن است پیدایش میرمکیت حاشیه‌ای را توضیح بدهد ولی نمی‌تواند میرمکیت دانه‌ای را توضیح دهد [۲۳].

فرضیه جانشینی پلاژیوکلاز توسط پتاسیم فلدسپار

بر طبق این فرضیه میرمکیت به عنوان بخشی از یک واکنش که در آن پلازیوکلاز به صورت متاسوماتیک توسط پتاسیم فلدسپار جایگزین می‌شود. این جانشینی نیازمند سیلیس اضافی در پتاسیم فلدسپار است که به جای پتاسیم فلدسپار در میرمکیت استفاده شده است. رشد اشکال کرمی کوارتز در پتاسیم فلدسپار مجاور فراوانی SiO_2 لازم برای پلاژیوکلاز جایگزین شده توسط پتاسیم فلدسپار را ارائه می‌دهد.

فرضیه اکسولوشن (جدایش) در حالت جامد

و ترکیب غنی از آلبیت پلاژیوکلاز میرمکیتی را توضیح نمی‌دهد و هم‌چنین نمی‌تواند ویژگی حضور میرمکیت بین پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار را توضیح دهد.

فرضیه ادخال کوارتز تبلور مجدد یافته در آلبیت در حال رشد جدا شده از پتاسیم فلدسپار

این فرضیه، ادخال کوارتز تبلور مجدد یافته را در آلبیت در حال رشد در نظر می‌گیرد [۳۱]. آلبیت جدا شده از پتاسیم فلدسپار روی هسته‌های بلوری پلاژیوکلاز رشد می‌کند و ساختارهای میله‌ای کوارتز از قبل موجود را در زون‌های خرد شده بین پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار محصور می‌کند. این فرضیه توسط [۱۲] بر اساس نسبت مولی کوارتز در میرمکیت مورد انتقاد قرار گرفت.

ترکیبی از فرضیه های گوناگون

[۱۲] این احتمال را که هر دو عامل اکسولوشن و جانشینی متاسوماتیک می‌توانند به طور همزمان در تشکیل میرمکیت شرکت کنند را مورد بحث قرار داد [۲۲] یک مدل میرمکیت پلی‌ژنتیک شامل تقابل بین اکسولوشن و جایگزینی متاسوماتیک بر اساس کارهایی که [۱۲] ارائه داده است، را پیشنهاد می‌کند. واضح است تنها یک فرضیه نمی‌تواند هر نوع از میرمکیت مثل میرمکیت‌های حاشیه‌ای و میرمکیت‌های منفرد را توضیح دهد. هر میرمکیت به تفسیر خاص نیاز دارد.

فرضیه شکل‌گیری با محرک دگرشکلی

اخیرا برخی از پترولوژیست‌ها بر روی ارتباط بین تشکیل میرمکیت و دگرشکلی متمرکز شده‌اند. [۳۴] پیشنهاد کرد که واکنش تشکیل میرمکیت با دگرشکلی در طول میلونیتی شدن گرانیت همراه است. [۱۸] پیشنهاد کرد که تشکیل میرمکیت‌های دانه‌ای از طریق ترکیبی از تمرکز تنش/کرنش و نفوذ سیال در طول دگرشکلی برشی شکل‌پذیر آغاز می‌شود. دگرشکلی ممکن است نقش مهمی در تشکیل میرمکیت در چنین سنگ‌های شدیدا دگرشکل شده بازی کند. با این حال حضور میرمکیت در سنگ‌های غیر دگرشکلی مانند گرانیت، قویا پیشنهاد می‌کند که دگرشکلی نمی‌تواند نیروی محرکه اساسی در تشکیل میرمکیت باشد.

دگرشکلی و میرمکیت

هم‌رشدی‌های میرمکیتی در چند گرانیتوئید دگرشکل شده شرح داده شده است ([۳۲] و منابع آن). به نظر می‌رسد دگرشکلی به طور غیر مستقیم، از طریق تسهیل دسترسی سیالات به مراکز رشد و در نتیجه تغییر محیط شیمیایی محلی و افزایش رشد میرمکیت با یا بدون سهم قابل‌توجهی از انرژی کرنش، نقش داشته باشد.

در سنگ‌های غیر دگرشکلی تجزیه و آلبیتیزاسیون بخشی پتاسیم فلدسپار و آلبیتیزاسیون پلاژیوکلاز به صورت مقدمه‌ای از Na_2O و SiO_2 در مرز رخداد بین دو کانی آغاز می‌شود. افزایش اکتیویته Na_2O در مرز دانه بین پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز، هر دو کانی را ناپایدار می‌کند و منجر به تشکیل آلبیت می‌شود. اکتیویته SiO_2 به دلیل ورود SiO_2 و یا تجزیه پتاسیم فلدسپار به نفع تشکیل میرمکیت افزایش می‌یابد.

دما و میرمکیت

بر این اساس که میرمکیت در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تشکیل نمی‌شود و رخنمون آن به سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط و بالا محدود می‌شود و در گرانیتوئیدها در مرحله حالت جامد بعد از تبلور تشکیل می‌شود، دمای لازم برای تشکیل آن ممکن است بین ۵۰۰- ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد باشد (کمتر از سالیدوس سنگ‌های گرانیتی). در سنگ‌های کاتاکلاستیکی که از طریق دگرشکلی در دماهای پایین‌تر ایجاد می‌شوند، میرمکیت نمی‌تواند تشکیل شود.

سیالات و میرمکیت

همانطور که [۳۸] اشاره کرده است، تنش ممکن است عامل کمکی غیرمستقیم عمده‌ای برای رشد میرمکیت از طریق تسهیل دسترسی سیالات برای پیشرفت رشد باشد. میرمکیت به صورت سین کینماتیک در طول تغییر شکل برشی در مکان‌هایی با فشار نرمال بالا توسعه پیدا می‌کند [۱۸ و ۳۲]. در حضور نسبت سیال/سنگ پایین، به نظر می‌رسد که هسته‌بندی میرمکت تنها از طریق تمرکز تنش/ کرنش آغاز شود [۱۸]. تشکیل میرمکیت می‌تواند یک نفوذپذیری ریز مقیاس جدیدی ایجاد کند که دسترسی سیال را برای مکان‌های واکنش که رشد میرمکیت در آنجا اتفاق می‌افتد را راحت‌تر می‌کند.

نتیجه‌گیری

ریزساخت‌های متعددی با منشا ماگمایی، ساب ماگمایی و حالت جامد در سنگ‌های گرانیتوئیدی کمربند آذرین- دگرگون سنندج- سیرجان به خصوص در مجموعه پلوتونیکی الوند توسعه پیدا کرده‌اند. یک ریز ساخت متداول که در مرحله حالت جامد در این مجموعه در طول تاریخچه سرد شدن آن توسعه پیدا کرده میرمکیت است. ممکن است سهم انرژی استرین برای هسته‌بندی میرمکیت در بسیاری از سنگ‌ها که در آن هسته‌بندی ناهمگن در پلاژیوکلازهای اولیه از قبل موجود (معمولا کوارتز کمتر) یا پلاژیوکلاز جدا شده موثر بوده، ضروری نباشد. ما به عواملی همچون حضور تقابل بین پلاژیوکلاز/پتاسیم فلدسپار، درجه حرارت مناسب (در محدوده ۳۵۰-۶۵۰ و معمولا ۵۵۰-۶۰۰ درجه سانتی گراد)، وجود فاز سیال و دگرشکلی که شرایط مناسبی را

برای تشکیل میرمکیت ایجاد می‌کند، اشاره می‌کنیم. با این حال، میرمکیت ممکن است در تقابل با دیگر کانی‌ها نیز تشکیل شود. در شکل ۵ به نظر می‌رسد که میرمکیت از تقابل کوارتز/پتاسیم فلدسپار و بیوتیت/ پتاسیم فلدسپار تشکیل شده است. بنابراین این احتمال وجود دارد که محتوای CaO و NaO که برای تشکیل میرمکیت لازم است می‌تواند از طریق گردش سیالات در محیط فراهم شود. به نظر می‌رسد که دگرشکلی به تشکیل میرمکیت کمک می‌کند به این دلیل که اجازه نفوذ بیش‌تر سیال را می‌دهد و متناوبا، نفوذ سیال باعث انجام واکنش‌های شیمیایی شده که سنگ را ضعیف و دگرشکلی را بیش‌تر و بنابراین سیال بیش‌تری وارد شود. بنابراین در سنگ‌های پوسته نقش سیال، واکنش و دگرشکلی با هم همراه هستند و مجزا کردن علت و معلول آسان نیست. در نتیجه، تفاسیر برای تشکیل میرمکیت لزوما از سنگ خشک به سنگ مرطوب متفاوت است، یا اینکه دگرشکلی مورد نیاز است و یا نیست. اما، ما از هر گونه پیشنهادی مبنی بر اینکه هیچ سیالی لازم نیست تردید داریم و تقریبا در همه مکان‌ها آن‌ها با محصولات متامورفیسم همراهند.

منابع

[۱] ایرانی، م (۱۳۷۲) بررسی پترولوژی توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

[۲] بهاری‌فر، ع.، ا (۱۳۸۳) پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم.

[۳] بهاری‌فر، ع.، ا (۱۳۷۶) نگرش جدید بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.

[۴] سپاهی‌گرو، ع.، ا (۱۳۷۸) پترولوژی مجموعه نفوذی الوند بانگرشی ویژه برگرانیتوئیدها. رساله دکتری، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم.

[۵] شهبازی، ح (۱۳۸۹) پترولوژی مجموعه سنگ‌های آذرین و میگماتیت‌های کمپلکس الوند و توده نفوذی آلموقلاغ همدان و ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.

[۶] صادقیان، م (۱۳۷۴) بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تهران.

[7] Ahadnejad V., Valizadeh M. V., Deevsalar R., Rezaei-Kahkhaei M (2011) Age and geotectonic position of the Malayergranitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran. NeuesJahrbuchfürGeologie und Paläontologie, Abhandlungen 261(1): 61-75.

[8] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M. V., Rahimpour-Bonab H (2007) Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran, Journal of Asian Earth Sciences 29(5-6): 859-877 .

[9] Alavi M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution, American Journal of Science 304: 1-20.

[10] Alavi M (1994) Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretation, Tectonophysics 229: 211-238

[11] Arvin M., Pan, Y., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A (2007) Petrochemistry of the Siah-Kuhgranitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethyssubduction, Journal of Asian Earth Sciences 30(3-4): 474-489.

[12] Ashworth J. R (1972) Myrmekite of exsolution and replacement origins, Geological Magazine 109: 45–62.

[13] Blenkinsop T. G (2000) Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 pp.

[14] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M. V., Hassanzadeh J., Sepahi A. A (2012) Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarzgranitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, Journal of Asian Earth Sciences 43(1): 11-22.

[15] Hibbard M. J (1987) Deformation of incompletely crystallised magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications", Journal of Geology 951:543–561.

[16] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 41: 238–249.

[17] Masoudi F (1997) Contact metamorphism and pegmatites development in the region SW of Arak, Iran, Ph. D. thesis, University of Leeds, UK.

magmatism, Journal of Asian Earth Sciences 39(6-9): 668-683.

[30] Sheikholeslami R., Bullen H., Emami M. H., Sabzehei M., Pique A (2003) New structural and K40-Ar40 data for the metamorphic rocks in Neyriz area (Sanandaj-Sirjan zone, southern Iran): Their interest for an overview of the Neo-Tethyan domain in the Middle East, ComptesRendus Geosciences 335(13): 981-991.

[31] Shelley D (1964) On myrmekite, American Mineralogist 49: 41–52.

[32] Simpson C., Wintsch R. P (1989) Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite, Journal of Metamorphic Geology 7: 261–275.

[33] Spencer E (1938) The potash-soda-feldspars. II. Some applications to petrogenesis, Mineralogical Magazine 25: 87–118.

[34] Tsurumi J., Hosonuma H., Kanagawa K (2003) Strain localization due to a positive feedback of deformation and myrmekite-forming reaction in granite and aplitemylonite along the Hatagawa Shear Zone of NE Japan, Journal of Structural Geology 25: 557-574.

[35] Valizade M. V., Cantagral J. M (1975) Premieres donneesradiometriques (K-AretRb-Sr) sur les micas du complexemagmatique du Mont AlvandpresHamedan (Iran Occidental), ComptesRendusHebdomadares des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D. Sciences Naturelles 281:1083-1086.

[36] Vernon R. H (2000) Review of microstrucrtural evidence of magmatic and solid-state flow, Electronic Geosciences, 5, 2.

[37] Vernon R. H (2004) A practical guide to rock microstructure", Cambridge University Press, 580 pp.

[38] Vernon R. H (1991) Questions about myrmekite in deformed rocks, Journal of Structural Geology 13: 979-985.

[39] Vernon R. H (1999) flame perthite in metapelitic gneisses at Cooma, SE Australia, American Mineralogist 84: 1760-1765.

[40] Yuguchi T., Nishiyama T (2008) The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan, Lithos 106(3-4): 237-260.

[18] Menegon L., Pennacchioni G., Stünitz H (2006) Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites, Journal of Metamorphic Geology 24: 553-568 .

[19] Michel Lévy A. M (1874) Structuremicroscopique des rochesacidesanciennes, SociétéFrancaise de Mineralogie et de Crystallographie Bulletin, 3: 201-222.

[20] Passchier C. W., Trouw R. A. J (2005) Microtectonics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 366 pp.

[21] Paterson S. R., Vernon R. H., Tobisch O. T (1989) A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids, Journal of Structural Geology 11: 349-364.

[22] Phillips E. R (1980) On polygenetic myrmekite, Geological Magazine 117: 29-36.

[23] Phillips E. R (1974) Myrmekite-one hundred years later, Lithos 7: 181-194.

[24] Pryer L. L., Robin P. Y. F (1995) Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite", Journal of Metamorphic Geology 14: 645- 658.

[25] Pryer L. L., Robin P. Y. F (1996) Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a Palaeostress-direction indicator", Journal of Structural Geology 18: 1115-1116.

[26] Rashidnejad-Omran N., Emami M. H., Sabzehei M., Rastad E., Bellon H (2002) Lithostratigraphy and Paleozoic to Paleocene history of some metamorphic complexes from Muteh area, Sanandaj-Sirjan zone (southern Iran), ComptesRendus Geosciences 334 (16): 1185-1191.

[27] Sepahi A. A (2008) Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: with emphasis on the Alvand plutonic complex, NeuesJahrbuchFuerGeologie und Paleontologie, Abhandlungen 247(3): 295-312(18).

[28] Sepahi A. A., Whitney D. L., Baharifar A. A (2004) Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamedan, Iran, Journal of Metamorphic Geology 22: 119-134 .

[29] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A. A., Shang C. K., Vousoughi-Abedini M (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic

A study of microstructures of granitoids from the Alvand plutonic complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: with special reference to myrmekite development

A. A. Sepahi*[1], T. Khaksar[2] and L. Izadi Kian[3]

1, 3-Dept. of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan
2-Dept. of Geology, Faculty of Science, Tarbiat Modares University, Tehran

* sepahi@basu.ac.ir

Recieved: 2016/5/7 Accepted: 2017/1/18

Abstract

Many plutonic complexes occur in the Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ), Iran. The Alvand Plutonic Complex (APC), as a major complex, is located in the northwestern part of the SSZ (west Hamedan). The APC is composed of various mafic to felsic plutonic rocks, such as olivine gabbro, gabbro, norite, diorite, tonalite, granodiorite, monzogranite, syenogranite, leucocratic granitoids, aplite, and pegmatite. In this study, our research is concentrated on the granitoid part of the APC which is a major part of the pluton and consists of granodiorite and granites with porphyroid texture. Various microstructures, including magmatic, sub-magmatic, and solid-state structures can be distiguished in the APC. Alignment of feldspar phenocrysts and mafic enclaves are common magmatic structures. Fractures filled with quartz and micas inside deformed feldspar phenocrysts are major submagmatic microstructures. Flame perthite and myrmekite in deformed rocks are common solid-state features in the granitoids. Various mechanisms for the genesis of myrmekite are reviewed with special attention to myrmekite of the granitoids of the APC. Myrmekite was mostly generated from replacement of K-feldspar by sodic plagioclase in the presence of fluids with/without deformation and is more abundant in deformed rocks than in undeformed rocks, but occurs in some undeformed rocks, as well. Myrmekite was formed at the interface of K-feldspar/plagioclase, K-feldspar/K-feldspar, quartz/K-feldspar and biotite/K-feldspar; and within K-feldspar and plagioclase, as well. So, in contrast to ideas in several publications, plagioclase/K-feldspar interface is not prequisite factor for development of myrmekite, although it make easier the process.

Keywords: magmatic, sub-magmatic, granitoids, myrmekite, Alvand, Sanandaj-Sirjan.