



شواهد سنگ‌نگاری دگرشکلی دمای بالا در حاشیه‌ی توده‌ی گرانیتوئیدی کیکي، ایران مرکزی

کاظم کاظمی^۱، علی کنعانیان^{۱*}، فاطمه سرجوقیان^۲

۱- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۲- گروه زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۱/۷/۲۶)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی جنوب کیکي در شمال استان سمنان و در حدود ۵ کیلومتری جنوب روستای کیکي واقع شده است. این توده ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک را قطع کرده و هاله‌ی دگرگونی خفیفی را در پیرامونشان به‌وجود آورده است. سنگ‌های این توده، در راستای زون‌های برشی حاشیه‌ی توده، دستخوش دگرشکلی دمای بالا شده‌اند و بافت‌هایی نظیر ساختارهای S-C پیدا کرده‌اند. این توده در محل همبری با سنگ‌های میزبان دستخوش دگرشکلی خمیری شدیدی بوده به‌طوری‌که با افزایش فاصله از حاشیه به سمت بخش‌های درونی توده، شدت دگرشکلی به تدریج کاهش می‌یابد. کانی‌های اولیه ماگمایی نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در این سنگ‌ها بر اثر تحمل دگرشکلی دمای بالا، شکسته شده و شکستگی آن‌ها دوباره با بعضی کانی‌های ماگمایی دمای بالا نظیر بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز پر شده است. براساس شواهد زیر به نظر می‌رسد دگرشکلی طی استقرار توده تنها در شرایط دمایی بالای خط انجماد و احتمالاً در حضور مقدار کمی گدازه رخ داده باشد: (۱) پر شدن شکستگی بلورهای فلدسپار اولیه به‌وسیله‌ی مجموعه‌های کوارتز ریزدانه، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت (ساخت‌های ماگمایی ثانوی) و نیز تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین در اثر فشار زیاد که به تشکیل عدسی‌های ارتوز منجر شده است، (۲) وجود دانه‌های کوارتز و فلدسپار در بین کلیواژهای تغییرشکل یافته بیوتیت و خمیدگی رخ‌ها در بیوتیت و تبدیل آن به انباشت ریزتری از کلریت در دگرریختی‌های شدید، (۳) هم‌رشدی کوارتز و پتاسیم فلدسپار که به‌طور بخشی جایگزین پلاژیوکلاز شده‌اند و نیز پیدایش ساختار ماگمای ثانوی و نوار شکنجی در بلورهای پلاژیوکلاز، (۴) حضور بافت ریزدانه دگرشکل نشده در حاشیه‌ی بلورهای دگرشکل شده ارتوکلاز، (۵) بلورهای منفرد کوارتز معمولاً خاموشی موحی و تبلور دوباره نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: ریز ساخت؛ دگرشکلی؛ برگوارگی؛ تبلور دوباره؛ گرانیتوئید.

مقدمه

خفیفی در آنها به وجود آورده است. از سوی دیگر سازند شمشک نیز به صورت دگرشیب با آهک‌های کرتاسه پوشیده شده است، که احتمالاً می‌تواند نشان دهنده‌ی پیدایش توده‌ی نفوذی جنوب کیکي، در ارتباط با فاز کوهزایی سیمین پسین باشد. توده‌ی جنوب کیکي به همراه واحدهای میزبان خود، مجموعاً بخشی از زون ایران مرکزی را تشکیل داده است (شکل

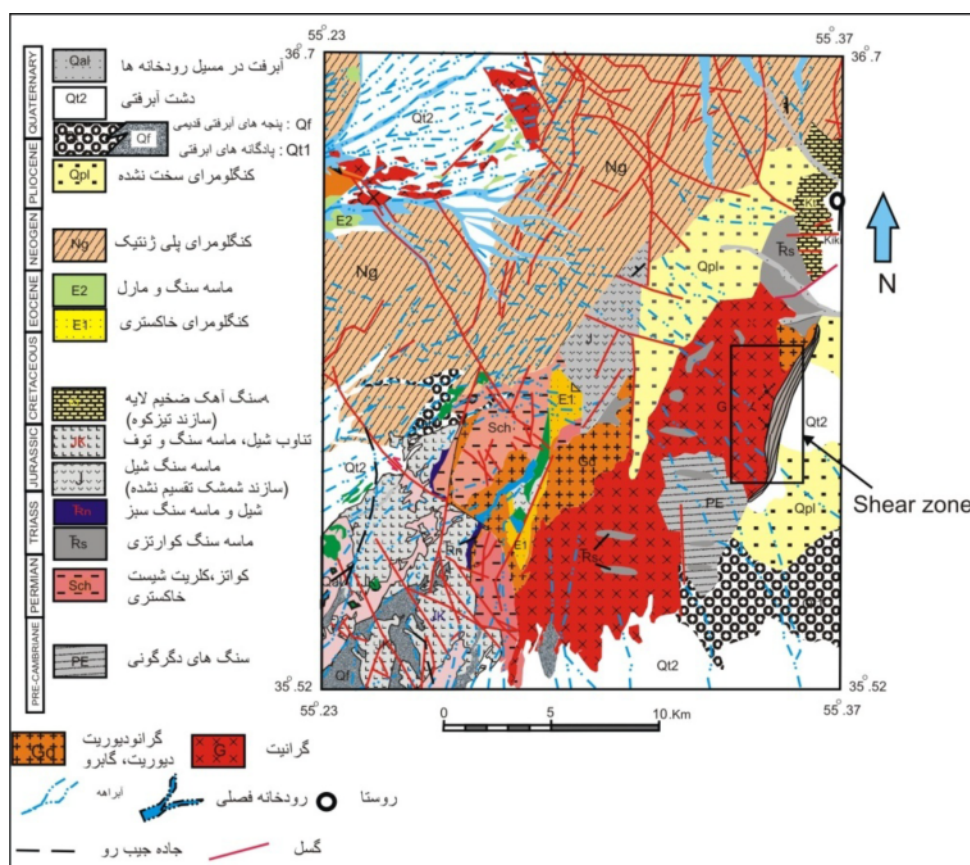
توده‌ی گرانیتوئیدی کیکي در شمال استان سمنان در ۲۵ کیلومتری جنوب غربی شهر بیارجمند و ۵ کیلومتری جنوب روستای کیکي واقع شده است. این توده در زمان ژوراسیک بالایی به صورت یک توده‌ی بیضوی شکل کشیده در داخل ماسه سنگ‌های ژوراسیک نفوذ کرده و دگرگونی مجاورتی

* نویسنده مسئول، تلفن: ۶۱۱۱۲۴۹۳ (۰۲۱)، نمابر: ۶۶۴۹۱۶۲۳ (۰۲۱)، پست الکترونیک: Kananian@Khayam.ut.ac.ir

وجود زون‌های برشی احتمالاً به موازات گسل‌ای اصلی منطقه است. تعیین شرایط دگرشکلی پهنه‌های گسلی راهنمایی بر تبیین خاستگاه آن‌هاست [۵، ۶] و از روش‌های مختلفی چون تحلیل ریز ساختارهای دگرشکلی کانی‌ها می‌توان در تحلیل دگرشکلی استفاده کرد. به همین دلیل در این مقاله سعی شده با بررسی تغییرات کانی‌شناسی و بافتی در گرانیتوئیدهای تغییر شکل یافته و با اتکا به معیارهایی چون تغییرات اندازه‌ی دانه‌ها، شکل و رفتار کانی‌ها در مقیاس میکروسکوپی تلاش کنیم شرایط تشکیل زون‌های برشی و ارتباط زمانی آن‌ها را با جایگزینی توده‌ی نفوذی مورد کنکاش قرار دهیم. به این منظور ۸۰ نمونه از بخش‌های مختلف زون برشی حاشیه‌ای و گرانیتوئیدهای سالم همجوار آن‌ها برداشت و مورد بررسی سنگ‌نگاری قرار گرفت که نتایج این بررسی در زیر ارائه شده است.

۱). ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ی نفوذی بیشتر شامل آلکالی گرانیت، سینوگرانیت، مونوگرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و گابرویدیوریت قلیایی است. از جمله بررسی‌های قبلی می‌توان علاوه بر نقشه‌های زمین‌شناسی تهیه شده از سوی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور [۱-۴]، به پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد حسینی در سال ۱۳۷۴ اشاره کرد که سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده را براساس آنالیز اسپکترومتری مورد مطالعه قرار داده است.

توده‌ی گرانیتوئیدی کیکي با روند تقریباً خطی شمال شرقی- جنوب غربی، موازی با گسل‌های اصلی ناحیه (گسل میامی در شمال و گسل ترود در جنوب) رخمون دارد. تأثیر نیروهای زمین‌ساختی سبب دگرشکلی سنگ‌ها و منجر به پیدایش برگوارگی شمال شرقی- جنوب غربی در توده‌ی گرانیتوئیدی مذکور شده است، که همه‌ی آنها تداعی‌کننده‌ی



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی کیکي و نواحی اطراف آن (اقتباس از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام، ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران و ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم با کمی تغییر).

دگرشکلی زون‌های برشی حاشیه‌ی توده

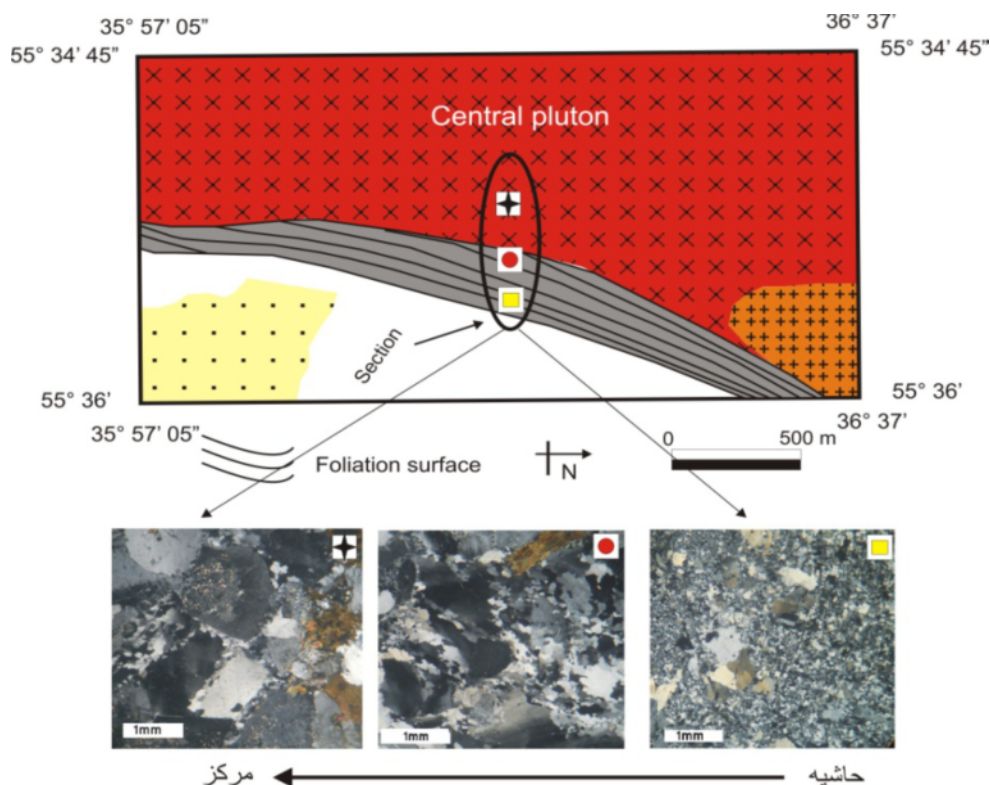
گرانیتوئیدها در زون‌های برشی حاشیه‌ی توده، دستخوش دگرشکلی دمای بالا شده‌اند و تقریباً به موازات همبری توده‌ی، برگوارگی پیدا کرده‌اند. بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری مسیرهای مختلف، نشان می‌دهند که شدت دگرشکلی از سنگ‌های حاشیه به سمت مرکز توده کاهش می‌یابد (شکل ۲). سنگ‌های میلونیتی موجود در محل همبری بر اثر تحمل دگرشکلی شدیدتر، ریزتردانه بوده و از لحاظ بافتی دارای برگوارگی شدیدند. این سنگ‌ها به طور کلی بافت اولترامیلونیتی نشان می‌دهند. با پیشروی به سمت داخل توده و دور شدن از همبری، اندازه‌ی دانه‌های موجود در سنگ‌های میلونیتی افزایش یافته و برگوارگی آن‌ها ضعیف‌تر می‌شود. این سنگ‌های کمتر دگرشکل یافته، دارای بافت پروتومیلونیت و ساختارهای S-C هستند (شکل ۶ب).

مجموعه کانی‌های موجود در میلونیت‌های حاصل از دگرشکلی سنگ‌های گرانیتی مشابه با همان گرانیت‌ها هستند. کانی‌های مختلف در سنگ‌های گرانیتوئیدی حاشیه‌ی

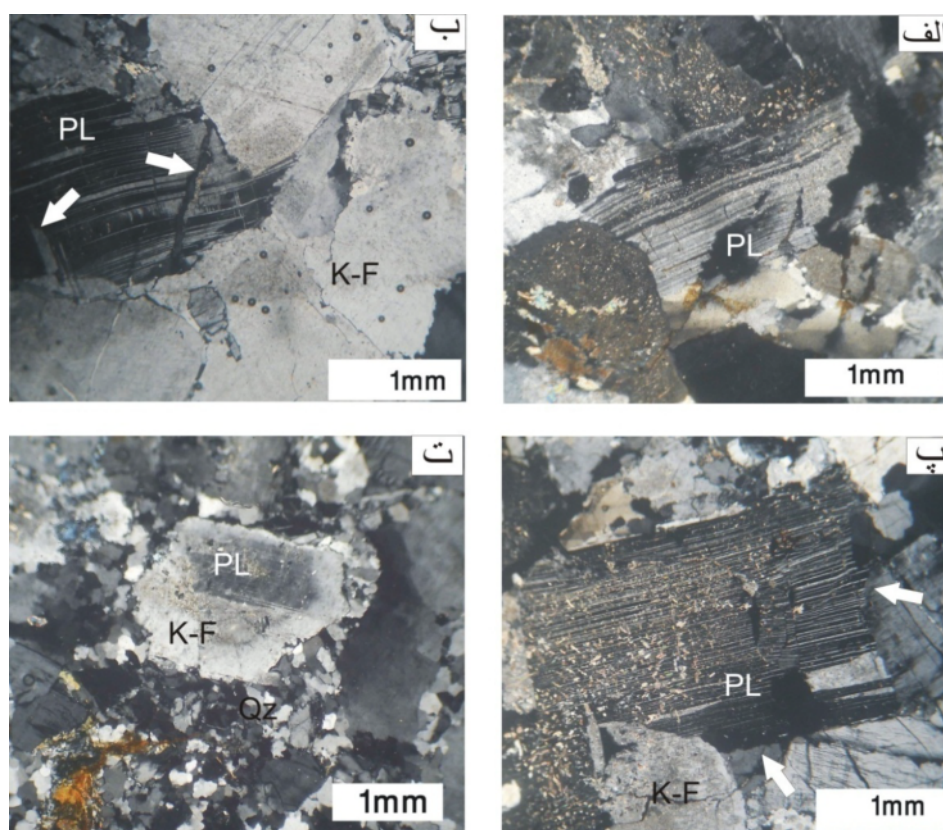
توده با شدت‌های مختلف تغییر شکل یافته‌اند. آثار دگرشکلی بیشتر در کانی‌های ماگمایی اولیه نظیر پلاژیوکلاز، بیوتیت، ارتوکلاز و کوارتز و به مقدار کمتر در هورنبلند و اسفن دیده می‌شود. شکسته شدن و پر شدن ترک‌های فلدسپار با مجموعه کانی‌های ریزدانه کوارتز، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت و نیز جانشینی پلاژیوکلاز به وسیله‌ی مجموعه کانی‌های کوارتز و ارتوکلاز در هم رشد کرده، از آثار دگرشکلی در دمای بالای گرانیتوئیدهای منطقه محسوب می‌شود. در بخش بعدی تلاش شد تا با توجه به اختلاف رفتار کانی‌های مختلف حین دگرشکلی، ریزساخت‌های وابسته به دگرشکلی هر یک از کانی‌های سازنده گرانیتوئیدها، به صورت مجزا تشریح شود.

دگرشکلی پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها نیمه شکل‌دار تا شکل‌دارند، ماکل پلاژیوکلازها طی دگرریختی، حالت خمیده پیدا کرده و در واقع ماکل مکانیکی که نوعی دگرریختی پلاستیک در یک بلور است، از خود نشان می‌دهند (شکل ۳ الف).



شکل ۲ برگوارگی موازی همبری توده در زون میلونیتی حاشیه‌ی شرقی توده‌ی گرانیتوئیدی جنوب کیکی. و در بخش پایینی نمونه‌ها کاهش دگرشکلی را از حاشیه به سمت مرکز نشان می‌دهند. برای اطلاع از لیتولوژی‌های نقشه به راهنمای نقشه شکل ۱ مراجعه کنید.



شکل ۳ الف) خمیدگی و شکستگی ایجاد شده در بلور پلاژیوکلاز. ب) پیکان روی تصویر شکستگی‌های پر شده پلاژیوکلاز با بلورهای ریزدانه کوارتز و ارتوکلاز را نشان می‌دهد (نور قطبیده). پ) مهاجرت مرز دانه پلاژیوکلاز به داخل دانه کوارتز و ارتوز با پیکان‌های کوچک نشان داده شده-اند (نور قطبیده). ت) هم‌رشدی بلورهای کوارتز و پتاسیم فلدسپار که به صورت شبه‌ریخت جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند (نور قطبیده). Bt: بیوتیت، Cl: کلریت، PL: پلاژیوکلاز، K-F: پتاسیم فلدسپار، Qz: کوارتز.

در مقیاس خیلی کوچک، دندان‌های و کنگره‌ای شده است (شکل ۲پ). کنگره‌دار شدن حاشیه‌های پلاژیوکلاز ناشی از تفاوت انرژی آزاد داخلی دانه‌های پلاژیوکلاز نسبت به دانه‌های کوارتز و اختلاف بین میزان تغییر شکل این کانی‌ها نسبت به دگرشکلی است. به عبارت دیگر هنگامی که این دانه‌ها در کنار هم قرار می‌گیرند، چون اتم‌های موجود در مرز دانه‌های کوارتز از تحرک بیشتری برخوردارند از سطح این دانه‌ها جدا شده و به شبکه ساختاری پلاژیوکلاز که در برابر دگرشکلی مقاوم‌ترند و اتم‌های آن‌ها تحرک کمتری دارند، وصل می‌شوند. این فرایند باعث تجدید تبلور کانی‌ها و جابه‌جایی مرز بلورهای پلاژیوکلاز به سمت دانه‌های کوارتز می‌شود [۱۰]. اصولاً سرعت مهاجرت مرز دانه‌ها، بستگی به عواملی چون دما، سم‌تگیری شبکه‌ی بلوری و حضور یا عدم حضور ناخالصی در محل تماس بلورها دارد [۱۱]. در مواردی که دو بلور هم جنس در کنار یکدیگر دستخوش دگرشکلی دمای بالا می‌شوند، مهاجرت مرز بلورها به

بیشتر مرزهای جوش خورده و بخیه مانند پلاژیوکلاز-پلاژیوکلاز، پلاژیوکلاز-کوارتز و کوارتز-کوارتز که در سنگ‌های دگرشکل شده معمول‌اند، بر اثر تنش و به دنبال مهاجرت مرز دانه‌ها ایجاد شده‌اند. شواهد تجربی نشان می‌دهد که تجدید تبلور پلاژیوکلاز در دمای حدود ۵۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد شروع می‌شود [۷]. از دیگر شواهد دگرریختی پلاژیوکلازها، وجود ترک‌ها و شکستگی‌هایی است که معمولاً با مجموعه‌های ریزدانه و کوارتز چند ضلعی و فلدسپار پر شده‌اند. این پدیده را نتیجه‌ی دگرشکلی شکننده در مقیاس دانه‌ای در حضور گدازه-ی باقی مانده در نظر می‌گیرند [۸]. چنین ویژگی‌های شبه ماگمایی بیشتر با شکستگی‌های میکروسکوپی در فلدسپارها که با کانیهای دمای پایین‌تر ماگمایی به خصوص کوارتز پر شده‌اند، مشخص می‌شوند (شکل ۳ب).

در سنگ‌های کمتر دگرشکل شده، پلاژیوکلازها تجدید تبلور اندکی یافته‌اند و لبه‌ی آن‌ها بر اثر مهاجرت مرز دانه [۹]

بیوتیت‌های یاد شده و در پی تغییر شکل سنگ‌های منطقه، همراه با مجموعه کانی‌های ریزدانه فلدسپار و کوارتز، ترک‌ها و شکستگی‌های بلورهای درشت فلدسپار را پر کرده‌اند و به این ترتیب از نظر تقدم و تأخر تبلور، بیوتیت‌های نسل دوم محسوب می‌شوند. بیوتیت‌های اولیه به همراه با کانی‌های اصلی گرانیات دیگر در اثر دگرشکلی، دستخوش تغییراتی شده‌اند که بررسی این تغییرات تا حدی می‌تواند شرایط حاکم بر دگرشکلی را روشن کند. بنابراین در ادامه این بخش به تشریح آثار دگرشکلی در بیوتیت‌های اولیه می‌پردازیم.

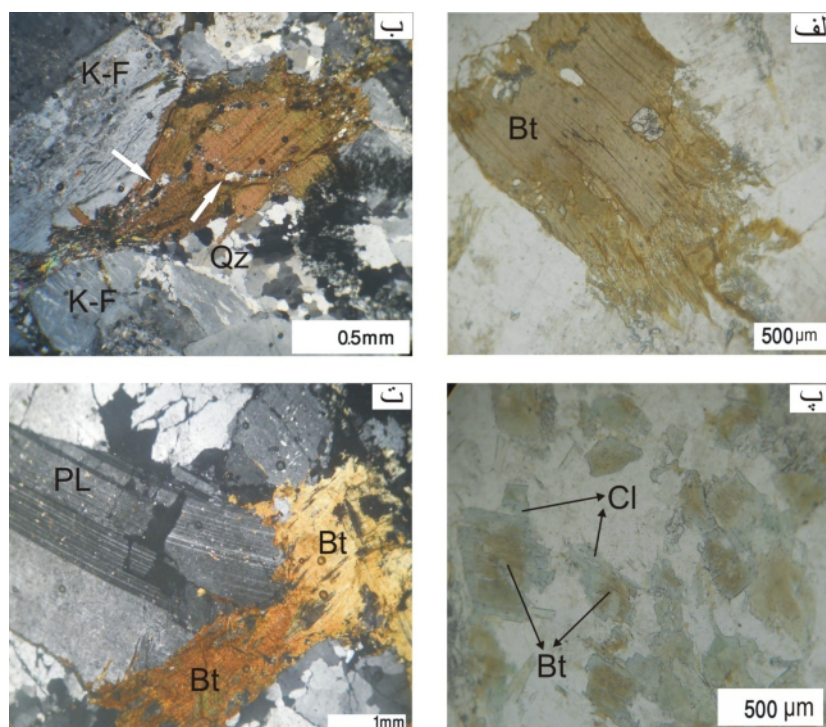
آثار دگرشکلی در بیوتیت‌های اولیه مشهودتر از کانی‌های اصلی دیگر است. بلورهای بیوتیت در بیشتر سنگ‌های تغییر شکل یافته، کمی خمیده شده‌اند و یا به ندرت نوار شکنجی نشان می‌دهند (شکل ۴ الف). نادر بودن نوار شکنجی در بیوتیت‌ها می‌تواند به خاطر لغزش ورقه‌های بیوتیت در راستای سطح کلیواژ باشد (شکل ۴ ب). به اعتقاد ورنون [۱۳] حضور مقدار کمی گدازه بین ورقه‌های بیوتیت منجر به سهولت لغزش ورقه‌ها بر روی هم می‌شود.

خاطر قرارگیری دو بلور در کنار یکدیگر بستگی داشته و بیشترین مقدار تحرک و مهاجرت، در بلورهایی اتفاق می‌افتد که با یکدیگر زاویه‌ای حدود ۴۰ درجه می‌سازند [۱۲].

تجدید تبلور نه تنها در شکستگی‌های پلاژیوکلاز رخ داده، بلکه در بعضی موارد شرایط دمایی آنقدر بالا بود که پس از دگرشکلی اولیه پلاژیوکلاز، کانی‌های کوارتز و ارتوکلاز با بافت ریزدانه‌ای به صورت شبه‌ریخت جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند (شکل ۳).

دگرشکلی بیوتیت

بیوتیت‌ها به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار، غالباً در اندازه‌های متوسط و در بعضی موارد به صورت انباشت ریزدانه‌ای و به رنگ قهوه‌ای مشاهده می‌شوند. چنانکه اشاره شد بیوتیت در سنگ‌های منطقه به دو صورت دیده می‌شوند. یکی بیوتیت‌های اولیه که به صورت بلورهای درشت ماگمایی، همراه با فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز، از ماگمای گرانیاتی متبلور شده‌اند و کانی‌های اصلی گرانیتوئیدها را تشکیل می‌دهند. گروه دیگر بیوتیت‌ها، ریزدانه و معمولاً چندضلعی هستند که پس از تبلور



شکل ۴ الف) خمیدگی بلور بیوتیت و کینک باند شدن ضعیف آن (نور طبیعی)، ب) لغزش ورقه‌های بیوتیت در راستای سطوح کلیواژ و نفوذ آن‌ها در دانه‌ها. کوارتزها و فلدسپارهایی که با پیکان نشان داده شده‌اند، نشانه‌ی حضور مقدار کمی گدازه در ورقه‌های بیوتیت است که منجر به سهولت لغزش ورقه‌ها بر روی هم می‌شود (نور قطبیده). پ) کلریتی شدن بیوتیت‌ها در دیوریت (نور طبیعی)، ت) پیچ خوردن لایه‌های بیوتیت در اطراف درشت بلورهای پلاژیوکلاز و تشکیل بافت آناستوموسینگ در سنگ، که باعث تحلیل گوشه‌های آن‌ها شده است (نور قطبیده). علائم مشابه شکل ۲ است.

تجدید تبلور یافته کوارتز و ارتوکلاز نسل دوم پر شوند (شکل ۵ب). که منجر به ایجاد ساخت های شبه ماگمایی شده است. بلورهای ارتوکلاز در بخش های شدیدتر دگرشکل شده منطقه، رفتاری شکل پذیر و خمیری از خود نشان داده و به صورت عدسی در آمده اند (شکل ۵پ). این رفتار دلالت بر بالا بودن دما در زون های برشی دارد و نشان می دهد که حداقل دمای حاکم بر دگرشکلی 400°C بوده است [۱۰]. همچنین پیدایش هم رشدی کوارتز و ارتوکلاز با بافت ریزدانه ای در حاشیه ی بلورهای تغییر شکل یافته ارتوکلاز، مؤید بالا بودن دما طی دگرشکلی، هم زمانی تبلور کوارتز و ارتوکلاز و احتمالاً نشانه ی حضور مقدار کمی گدازه بین بلورها بوده است.

بلورهای ارتوکلاز موجود در زون های برشی اغلب پرتیتی شده اند. رشته های پرتیت در این بلورها معمولاً جهت یابی نشان می دهند و در مقایسه با بلورهای ارتوکلاز موجود در گرانیتهای دگرشکل نشده، از فراوانی بیشتری برخوردارند. فراوانی بیشتر پرتیت ها در زون های میلونیتی و جهت یابی ترجیحی آنها که به صورت کم و بیش موازی و یا با زاویه کم نسبت به صفحات برشی C و S میلونیت ها قرار گرفته اند، حکایت از تأثیر پارامترهای جنبشی به جای پارامترهای بلورشناسی بر شکل گیری پرتیت ها دارد [۱۷، ۱۶]. بنابراین به نظر می رسد که فرآیند تشکیل پرتیت در این میلونیت ها به جای آنکه تابع فرآیند اکسلوشن ماگمایی باشد، تابع تبادلات کاتیونی (کاتیون های جانشینی) حین دگرشکلی بوده است (شکل ۵ الف و ت) [۱۸]. حال این سؤال مطرح است که چه ارتباطی بین شکل گیری پرتیت ها و تنش حاکم بر محیط تشکیل آنها وجود دارد و چرا جانشینی در راستای صفحاتی که زاویه کمی با صفحه ی برش می سازند رخ می داده است؟ جواب این سؤال در کاهش حجم نسبی (حدود ۷ درصد) سلول واحد بلور ارتوکلاز، طی جانشینی پلاژیوکلاز آلبیتی به جای ارتوکلاز نهفته است [۱۹]. طبیعتاً چون این جانشینی واکنشی است که بلور در برابر تنش فشاری از خود نشان می دهد، لذا رشته های پرتیتی نیز به عنوان محصول جانشینی در جهت عمود بر بیشترین تنش فشاری حاکم بر محیط، از خود جهت یافتگی نشان می دهند (شکل ۵ الف).

وجود ماکل میکروکلین در بسیاری از بلورهای ارتوکلاز می تواند نشانه ی دگرشکلی آنها در حالت جامد باشد [۲۰-۲۲]. بلورهای ارتوکلاز در سیستم مونوکلینیک متبلور می شوند،

در گرانیتهای بیشتر دگرشکل شده، بیوتیت های اولیه به طور بخشی یا کامل تکه تکه شده و به ورقه های موازی و یا انباشت های دانه ریز تبدیل شده اند. گاهی در اثر تجدید تبلور بیوتیت های اولیه، بخشی از این بلورها، با حفظ شکل کانی اولیه، به انباشت های ریزدانه و بیوتیت چندضلعی نسل دوم تبدیل شده اند که این امر مؤید تجدید تبلور بیوتیت در دمای بالاست. به هر حال بیشتر بیوتیت های اولیه، پس از تغییر شکل و تکه تکه شدن، به تدریج سمتگیری پیدا کرده و منجر به ایجاد برگوارگی در سنگ حاصله شده اند. به اعتقاد جانسون و همکاران [۱۴] سمت یابی قطعات لغزنده بیوتیت یکی از عوامل مؤثر در گسترش برگوارگی در سنگ های میلونیتی است. به هر حال این ریز ساختارها نشانه ی رخداد دگرشکلی دمای بالا در نمونه های مورد بررسی هستند [۱۳].

مراحل آغازین پیدایش برگواره و تشکیل نوارهای غنی از بیوتیت با لغزش ورقه های بیوتیت در راستای سطوح کلیواژ شروع می شود (شکل ۴ب). بعضی از ورقه های بیوتیت با جابه جایی در راستای سطوح کلیواژ و سپس نفوذ در دانه های مجاور، به رشد نوارهای غنی از بیوتیت کمک کرده اند (شکل ۴ب). در سنگ هایی که شدت تغییر شکل بیشتر است و در میلونیت ها، بیوتیت ها به طور بخشی به انباشت ریزی از کلریت تبدیل شده اند (شکل ۴پ).

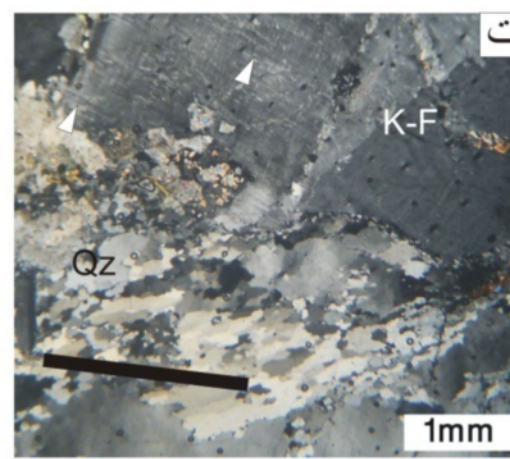
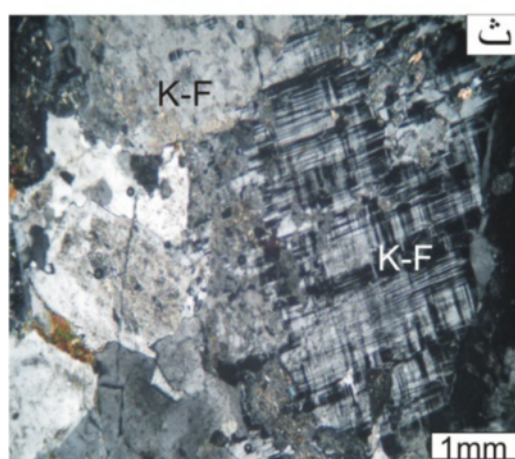
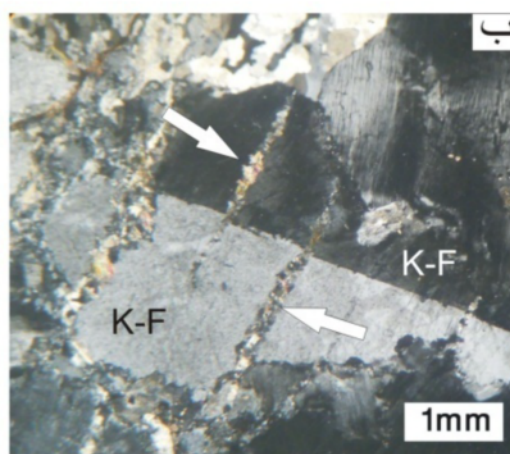
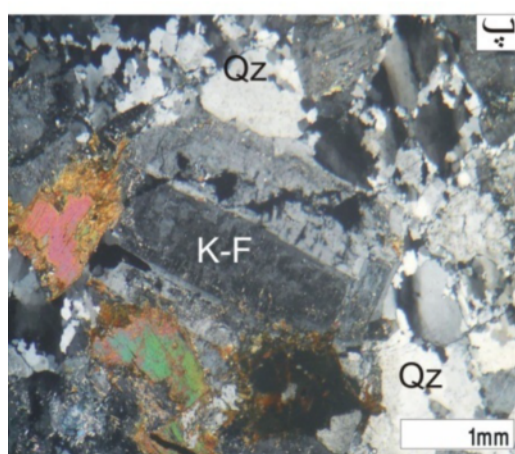
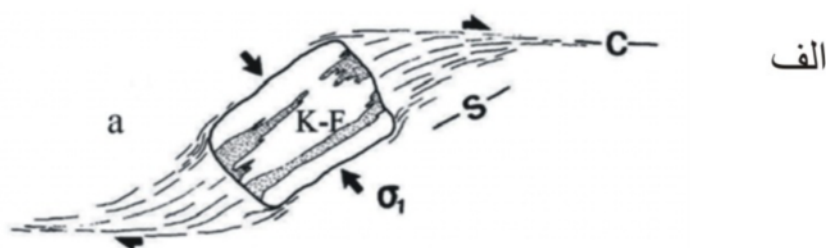
در گرانیتهای شدیداً دگرشکل شده، نوارهای بیوتیت، بلورهای پلاژیوکلاز را دور زده اند (شکل ۴ت) و گاهی باعث به تحلیل رفتن گوشه های پلاژیوکلاز و قطع سطوح ماکل پلی سنتتیک آنها شده اند (شکل ۴ت). براساس تجربیات بونس و جیسل [۱۵] پیدایش این پدیده ناشی از فرآیند دگرشکلی دمای بالا در سنگ های گرانیتهای است.

دگرشکلی ارتوکلاز

فلدسپارهای قلیایی به صورت ارتوز و میکروکلین حضور دارند، شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و دارای بافت های پرتیتی، آنتی پرتیتی و ریزدانه ای هستند. بلورهای ارتوکلاز مشابه پلاژیوکلازها در برابر دگرشکلی مقاوم هستند. رفتار شکننده ی این بلورها در درجات ضعیف دگرشکلی باعث شده تا در بخش های کمتر دگرشکل شده منطقه، شکستگی های متعدد میکروسکوپی در این بلورها ظاهر شود و نظیر آنچه که در مورد پلاژیوکلازها گفته شد، شکستگی های یاد شده با بلورهای

عمود بر هم و توأم با تشکیل منظره شطرنجی است (شکل ۵ث)، ولی در برخی موارد به صورت موازی و بین انگشتی در نمونه‌ها قابل رویت هستند که هر دو حالت ناشی از تنش وارد بر سنگ‌اند [۲۰-۲۳].

اما هنگامی که تحت تأثیر تنش قرار می‌گیرند سیستم تبلور آن‌ها به تری کلینیک تغییر می‌یابد. تغییر سیستم تبلور از مونوکلینیک به تری کلینیک سبب ایجاد ماکل‌های آلبیت و پریکلین در ارتوکلاز می‌شود [۲۳]. حضور هم زمان دو ماکل آلبیت و پریکلین در داخل ارتوکلاز، در بیشتر موارد به صورت



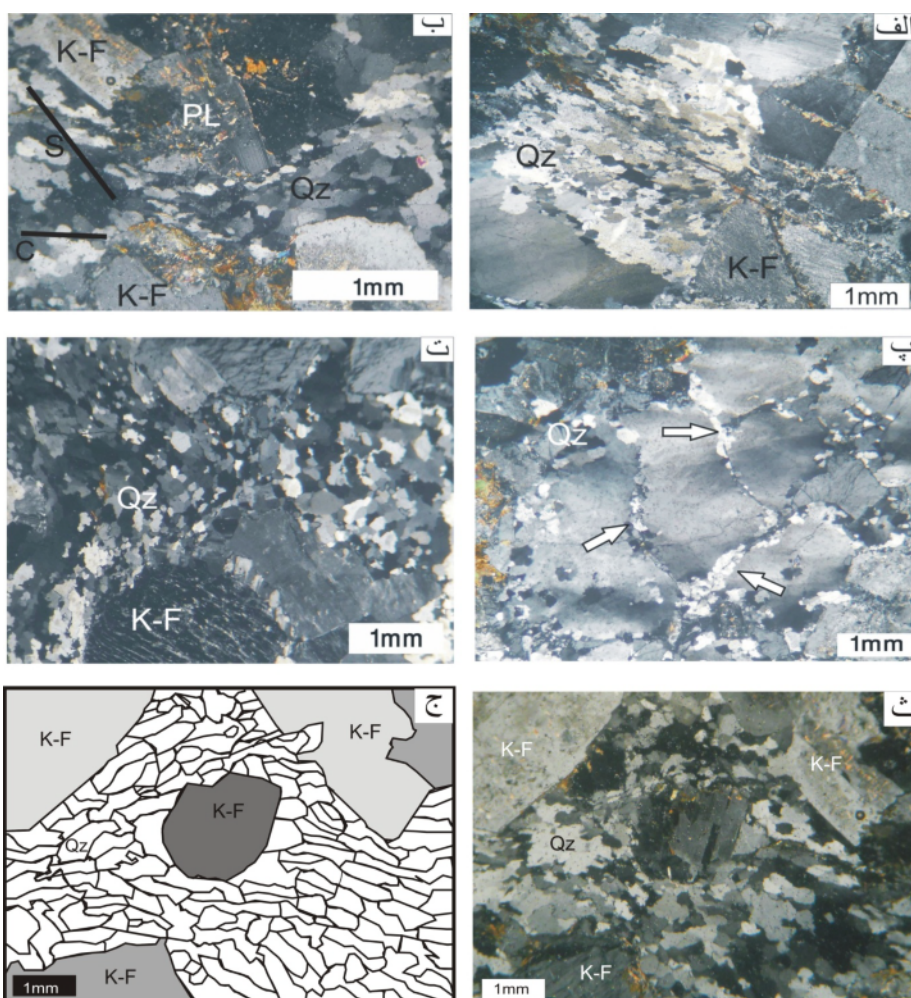
شکل ۵ الف) موقعیت پرتیت‌های جانشینی نسبت به جهت تنش‌های اصلی و صفحات C و S [۱۳]، ب) شکستگی‌های موجود در بلور ارتوکلاز که با کوارتز پر شده است. این شکستگی‌ها گاهی باعث جابه‌جایی ماکل نیز شده است (نور قطبیده). پ) حالت عدسی شکل فلدسپار قلیایی که نشانه‌ی دگرشکلی دمای بالاست (نور قطبیده). ت) خط روی تصویر موازی سطح S سنگ رسم شده است، مثلث‌های کوچک، میکروپرتیت‌هایی را نشان می‌دهند که تقریباً موازی سطح S ایجاد شده‌اند (نور قطبیده). ث) عمود بر هم قرار گرفتن ماکل‌های آلبیت و پریکلین و ایجاد طرح شطرنجی در ارتوکلاز (نور قطبیده). علائم مشابه شکل ۲ است.

دگرشکلی کوارتز

کوارتز کانی اصلی در نمونه‌ها بوده و به صورت دانه‌های بی‌شکل تا شکل‌دار در اندازه‌های ریز، متوسط و درشت لابلای بلورهای فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلازها را پر کرده است. کوارتزها بیشتر دارای حاشیه‌های بریده‌اند، خاموشی موجی شدید و حالت خردشدگی (ریزشدگی درجا)، (شکل ۶ الف) و تبلور دوباره از خود نشان می‌دهند. همچنین در دگرشکلی‌های شدیدتر کوارتزها حالت نواری پیدا می‌کنند (شکل ۶ ب). کوارتزهای ماگمایی تجدید تبلور یافته در زون‌های برشی به انباشتی از دانه‌های چند بری قلوه مانند تبدیل شده‌اند و بیشتر خاموشی موجی نشان می‌دهند. اغلب کوارتزهای موجود در منطقه به

یکی از شکل‌های زیر دستخوش تجدید تبلور شده‌اند:

الف) تجدید تبلور بر اثر مهاجرت مرز دانه‌ها: اغلب کوارتزهای موجود در سنگ‌های کمتر دگرشکل شده منطقه تجدید تبلور یافته و خاموشی موجی و حالت خردشدگی نشان می‌دهند. تجدید تبلور این کوارتزها با سازوکار مهاجرت مرز دانه‌ای همراه است (شکل ۶ پ). در این گرانیته‌ها، که دستخوش دگرشکلی ضعیف شده‌اند، مرز دانه‌های کوارتز به داخل دانه‌های مجاور بخصوص کوارتزهای دیگر نفوذ کرده است. در اثر این تجدید تبلور، مرز دانه‌های کوارتز به شکل کنگره‌ای در آمده است [۲۴].



شکل ۶ الف) بلور کوارتز قدیمی به وسیله کوارتزهای ریزدانه جدید جایگزین شده است (نور قطبیده). ب) دانه‌های کوارتزهای خرد شده با تجدید تبلور چرخشی (نور قطبیده). پ) تجدید تبلور دانه‌های کوارتز بر اثر مهاجرت مرز دانه‌ها در سنگ‌های کمتر دگرشکلی یافته منطقه، مرز دانه‌های کوارتز به داخل دانه‌های مجاور بخصوص کوارتزهای دیگر نفوذ کرده است. در اثر این تجدید تبلور، مرز دانه‌های کوارتز به شکل کنگره‌ای در آمده است (ت) دانه‌های کوارتز که دستخوش تجدید تبلور ایستایی شده‌اند (نور قطبیده). ث) وجود کانی‌های ماگمایی تأخیری در محل سایه‌ای فشار اطراف پرفیروکلاست‌های فلدسپار (نور پلاریزه). ج) تصویر نموداری از شکل (ث). علائم مشابه شکل ۲ است.

الف) حاشیه دانه‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های میلونیتی منطقه کنگره‌ای و دنداندار شده و به داخل دانه‌های مجاور از قبیل کوارتز، نفوذ کرده است (شکل ۳ پ). بررسی‌های تجربی نشان می‌دهد که دنداندار شدن کناره‌ی پلاژیوکلازها در اثر مجاورت مرز دانه‌ها و در دمای حدود 500°C اتفاق می‌افتد [۱۰، ۷]. در برخی از نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز در مقیاس میکروسکوپی شکسته شده‌اند و این شکستگی‌ها که صرفاً در داخل فلدسپارها (کانی‌های ماگمایی دمای بالاتر) دیده می‌شوند، دوباره به-وسیله‌ی مجموعه کانی‌های ماگمایی چند بری و ریزدانه بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز پر شده‌اند (شکل ۳ ب). برخی از بلورهای پلاژیوکلازها نیز که در دماهای بالاتر دگرشکل شده‌اند، به‌وسیله‌ی بلورهای کوارتز و فلدسپار پتاسیم با بافت ریزدانه‌ای جانشین شده‌اند (شکل ۳ ت).

دانه‌های پتاسیم فلدسپار در اثر دگرشکلی به صورت عدسی‌های سمت یافته و چشمی شکل درآمده‌اند. گاهی این بلورها در اثر دگرشکلی خمیری، به صورت بودینی تغییر شکل داده‌اند. با توجه به اینکه تجدید تبلور پتاسیم فلدسپار صرفاً در دماهای بالاتر از 400°C روی می‌دهد [۷]، به نظر می‌رسد که دگرشکلی سنگ‌های میلونیتی حاشیه‌ی توده در دمایی بالاتر از 400°C رخ داده باشد.

بودینی شدن و تغییر شکل دانه‌های پتاسیم فلدسپار به صورت عدسی‌های چشمی، دنداندار شدن بلورهای پلاژیوکلاز، تشکیل نوارهای کانایی و تک کانایی کوارتز و تبدیل بیوتیت-های درشت دانه به انباشتی از دانه‌های کوچک‌تر، نشانه‌ی رخداد دگرشکلی سنگ‌های حاشیه‌ی توده‌ی گرانیتوئیدی یکی در دمای بالا، و احتمالاً در مراحل نهایی تزریق توده ماگمایی، هستند.

ب) به نظر می‌رسد که دگرشکلی سنگ‌های حاشیه‌ی توده در شرایط فرا مرز انجمادی و در حضور گدازه باقی مانده رخ داده باشد. پر شدن ترک‌های درون بلوری و مناطق بین بودین کانی‌های ماگمایی دمای بالا (از قبیل پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار) به‌وسیله‌ی مجموعه‌های پلی‌گونالی و ریزدانه بیوتیت، پتاسیم فلدسپار و کوارتز (شکل ۳ ب و ۵ ب)، وجود کانی‌های ماگمایی تأخیری در سایه فشار اطراف پرفیروکلاست‌های فلدسپار (شکل ۶ ث و ج) و هم‌رشدی کوارتز و ارتوکلاز در حاشیه‌ی بلورهای دگرشکل شده ارتوکلاز، همگی حکایت از

ب) تجدید تبلور ناشی از چرخش و خرد شدن دانه‌ها؛ این تجدید تبلور در دگرشکلی شدید گرانیتوئیدها و در شرایطی که اختلاف تنش شدید و مقدار تنش برشی بیشینه است، رخ می‌دهد. بر اثر تجدید تبلور چرخشی دانه‌های کوارتز در اندازه‌های تقریباً مساوی خرد و کوچک شده و با چرخیدن به موازات سطوح برگواره قرار گرفته‌اند [۲۴] (شکل ۶ ب).

ج) تجدید تبلور ایستایی: این تجدید تبلور پس از کاهش و یا توقف دگرشکلی رخ می‌دهد. کوارتزهایی که در حین دگرشکلی حاشیه‌های نامنظم و موجی پیدا کرده‌اند، ممکن است پس از افت نرخ دگرشکلی و یا توقف آن، ناپدید شوند و به تناسب شرایط حاکم بر محیط، دستخوش تجدید تبلور شدند [۱۰]. در شرایطی که دمای محیط پایین و یا آب آزاد در محیط وجود نداشته باشد، کوارتزها پس از توقف دگرشکلی همان شکل کشیده و جهت یافته اولیه‌ی خود را حفظ می‌کنند در حالی که در سنگ‌های میلونیتی مورد بحث به دلیل بالا بودن دمای محیط پس از افت یا اتمام دگرشکلی، کوارتزها دستخوش تبلور مجدد شده و به دانه‌های چند بری تبدیل شده‌اند (شکل ۶ ت). این تجدید تبلور، اصطلاحاً تجدید تبلور ایستایی نامیده می‌شود.

د) بین پرفیروکلاست‌های کوارتز، با کوارتزهای ریزدانه رشد کرده‌اند و یا بلور کوارتز قدیمی به وسیله کوارتزهای ریزدانه جدید جایگزین شده است که حاکی از تبلور دوباره کوارتزهای ریز در سنگ بوده است. این تبلور دینامیکی است که از ویژگی‌های دگرشکلی دینامیکی سنگ‌ها به شمار می‌آید [۲۵] (شکل ۶ الف).

شرایط حاکم بر دگرشکلی زون‌های برشی حاشیه‌ای

بررسی ریزساخت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی یکی، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در دمای بالا و احتمالاً در آخرین مراحل تبلور ماگما، در حضور مقدار کمی گدازه باقیمانده دگرشکل شده‌اند. به عبارتی دیگر به نظر می‌رسد که توده‌ی نفوذی یکی، همزمان با زمین‌ساختی به داخل ماسه سنگ‌های ژوراسیک منطقه تزریق شده و حاشیه‌ی آن در حین جایگزینی، دستخوش دگرشکلی دمای بالا شده است. شواهد مربوط به دگرشکلی دمای بالا و حضور کم گدازه حین دگرشکلی، در زیر ارائه شده‌اند:

پروتومیلونیتی را در سنگ ایجاد کرده است. برگوارگی پروتومیلونیت‌ها از وضوح بیشتری برخوردار نیست و ورقه‌های بیوتیت موجود در آن‌ها کمتر دگرشکل شده‌اند.

۲) تغییر شکل خمیری فلدسپار و مهاجرت مرز دانه‌های پلاژیوکلاز به داخل بلورهای همجوار، از دگرشکلی در شرایط دمای بالا حکایت می‌کند. جانشینی شبرخت کوارتز و فلدسپار به صورت بافت ریزدانه‌ای، به جای بلورهای پلاژیوکلاز و نیز پرشدن ترک‌های پلاژیوکلاز با کانی‌های با دمای بالا نظیر بیوتیت، فلدسپار و کوارتز، نشان می‌دهد که دگرشکلی این بلورها در دمای بالاتر از 400°C رخ داده است.

۳) رشته‌های پرتیت موجود در میلونیت گرانیت‌ها، به موازات برگوارگی این سنگ‌ها جهت‌یابی نشان می‌دهند و تشکیل پرتیت داخل بلورهای ارتوکلاز، با کاهش حجم ناشی از دگرشکلی و تبادل کاتیونی بین بلورهای فلدسپار در ارتباط است.

۴) با توجه به پرشدگی شکستگی بلورهای ماگمایی اولیه (نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز) با بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کوارتز، تشکیل بافت ریزدانه‌ای در اطراف بلورهای ارتوکلاز و حضور مجموعه‌های ریزدانه ارتوکلاز و کوارتز ریزدانه بین ورقه‌های بیوتیت معلوم می‌شود که دگرشکلی در حضور مقدار کمی گدازه شروع شده و احتمالاً تا پس از انجماد کامل گداخت ادامه داشته است. بدیهی است که تجدید تبلور و رشد دانه‌ها در آخرین مراحل دگرشکلی، مقداری از شواهد دگرشکلی اولیه را محو کرده است.

۵) شواهد صحرایی و میکروسکوپی حکایت از دگرشکلی دمای بالای سنگ‌های حاشیه‌ی توده‌ی نفوذی کیکی به موازات همبری سنگ‌های میزبان دارد. بر اساس داده‌های سنگ‌نگاری می‌توان نتیجه گرفت که توده‌ی یاد شده احتمالاً به صورت همزمان با زمین‌ساختی به داخل مجموعه ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک تزریق شده است.

قدردانی

این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌ی نفوذی جنوب کیکی" است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران در حال انجام است لذا بدین وسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌شود. به جاست

حضور مقدار اندکی گدازه حین دگرشکلی دارند. بوشه و همکاران [۲۰] و تیکوف و دوسن بلانکا [۲۶] پر شدن شکستگی‌های داخل پلاژیوکلاز کوارتز و ارتوکلاز را به وجود مقدار اندکی گدازه در بین بلورها هنگام دگرشکلی مربوط می‌دانند.

از جمله شواهد دیگری که می‌تواند نشانه‌ی دگرشکلی گرانیتوئیدها در حضور مقدار کمی گدازه‌ی باقی مانده باشد، به حضور مجموعه‌های ریزدانه کوارتز و فلدسپار بین کلیواژهای بیوتیت می‌توان اشاره کرد (شکل ۴ ب). حضور مقدار کمی گدازه بین ورقه‌های بیوتیت موجب لغزش آسان ورقه‌ها هنگام دگرشکلی شده [۲۷] و پس از انجماد، مجموعه‌ای از بلورهای ریزدانه را بین ورقه‌های بیوتیت به وجود می‌آورد (شکل ۴ ب). باتوجه به توضیحات فوق می‌توان تصور کرد که دگرشکلی سنگ‌های میلونیتی حاشیه‌ای باید در دمای بالاتر از 400°C و در حضور مقدار اندکی گدازه رخ داده باشد، و مقدار گدازه حین دگرشکلی گرانیتوئیدها به اندازه‌ای بوده است که توانسته با کاهش اصطکاک در راستای مرز دانه‌ها به دگرشکلی کمک کند، البته مقدارش هم آن چنان زیاد نبوده که توانسته باشد مانع از تماس دانه‌ها با هم شود [۲۸، ۲۹].

برداشت

چنانکه گفته شد، سنگ‌های گرانیتوئیدی کیکی در محل همبری با سنگ‌های میزبان و به موازات همبری توده، دستخوش دگرشکلی خمیری شده و بافت‌های میلونیتی به خود گرفته‌اند. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که:

۱) دانه‌های کوارتز و فلدسپار سنگ‌های گرانیتوئیدی در محل همبری با سنگ‌های میزبان، سمت‌یابی پیدا کرده و ضمن تبدیل شدن به ذرات ریزتر، باعث گسترش بافت اولترامیلونیتی در این سنگ‌ها شده‌اند. لغزش ورقه‌های بیوتیت در راستای سطوح کلیواژ، برگوارگی چشمگیری را در این سنگ‌ها ایجاد کرده است.

سنگ‌های موجود در قسمت‌های داخلی‌تر توده، به دلیل داشتن طبیعتی با گرانروی ضعیف‌تر در مقایسه با بخش همبری، دگرشکلی ضعیف‌تری نشان می‌دهند. کانی‌های کوارتز و فلدسپار آن‌ها به عدسی‌های چشمی شکل و نوارهای چندکانیایی و تک کانایی تغییر شکل‌یافته و یک بافت

- [12] Urai J.L., Means W.D., Lister G.S., "Dynamic recrystallisation of minerals. In Hobbs B.E. & Heard H.C. (Eds.) *Mineral and Rock deformation*", Laboratory Studies. Union Geophy. Monograph. 36 (1986) 161-199.
- [13] Vernon R.H., "Micro fabric of mica aggregates in partly recrystallized biotite", *Con. Min. Petrol* 61 (1977) 175-185.
- [14] Johnson S.E., Vernon R.H., Upton P., "Foliation development and progressive strain-rate partitioning in the crystallizing carapace of a tonalite pluton: microstructural evidence and numerical modeling", *J. Struc. Geo* 26 (2004) 1845-1865.
- [15] Bons P.D., Jessell M.W., "Micro-shear zones in experimentally deformed octachloropropane", *J. Struc. Geo* 21 (1999) 323-334.
- [16] Hippertt J.F., "Breakdown of feldspar, volume grain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone", *J. Struc. Geo* 20 (1988) 175-193.
- [17] Vernon R.H., "Flame perthite in metapelitic gneisses in the Cooma Complex, SE Australia", *Amer. Min* 84 (1999) 1760-1765.
- [18] Pryer L.L., Robin P.Y.F., "Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite", *J. Meta. Geo* 14 (1995) 645-658.
- [19] Brown W.L., Parsons I., "Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behavior diagrams for igneous rocks", *Min. Mag* 53(1989) 25-42.
- [20] Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Ne'de'lec A., Cuney M., "Submagmatic microfractures in granites", *Geo* 20 (1992) 35-38.
- [21] Eggleton R.A., "The ordering path for igneous K-feldspar megacrysts", *American Mineralogist* 64 (1979) 906-911.
- [22] Eggleton R.A., Buseck P.R., "The orthoclase-microcline inversion: a high-resolution TEM study and strain analysis", *Con.Min. Petrol* 74 (1980) 123-133.
- [23] Fitzgerald J.G., McLaren A.C., "The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites", *Con. Min.Petrol* 80 (1982) 219-229.
- [24] Trimby P.W., Prior D.J., Wheeler J., "Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite", *J. Struc. Geol* 20(1998) 917-935.

مؤلفین از هیئت تحریریه و داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران نیز سپاسگذاری کنند.

مراجع

- [۱] رحمتی ایلخچی م.، همکاران، "تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه"، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۸۲).
- [۲] حاجی حسینی ع.، همکاران، "تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۲).
- [۳] نوایی ا.، همکاران، "تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۹۹۲).
- [۴] افتخار نژاد خ.، آقائاتی ع.، "تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم"، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۹۹۲).
- [۵] مفیدی ا.، یساقی ع.، رحیمی ب.، "تحلیل کرنش و ریزساختار دانه‌های کوارتز در برآورد خاستگاه و شرایط دگرشکلی برگه‌های راندگی البرز شرقی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱ (۱۳۸۶) ص ۳-۲۲.
- [۶] نعمتی م.، یساقی ع.، کمالی م.، "استفاده از ریزساختارهای بلور کوارتز و کلسیت و شاره‌های درگیر در تحلیل شرایط دگرشکلی و برآورد خاستگاه سیستم روراندی کوهزاد زاگرس در منطقه بختیاری"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۹) ص ۱۸۱-۱۹۴.
- [7] Tullis J., Stünitz H., Teyssier C., Heilbronner R., "Deformation microstructures in quartzofeldspathic rocks", In: Jessell M.W., Urai J.L. (Eds.), *Stress, strain and structure. A volume in honour of W.D. Means. J. Virt. Expl* 2 (2000).
- [8] Bell T.H., Johnson S.E., "The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and Kfeldspar in the Woodroffe Thrust mylonite zone, central Australia", *J. Meta. Geo* 7 (1989) 151-168.
- [9] Drury M.R., Urai J.L., "Deformation-related recrystallisation processes", *Tectonophys* 172 (1990) 235-253.
- [10] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Micro tectonics. Springer Verlag, Berlin", Heidelberg (1996).
- [11] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Cambridge University Press, Cambridge", (1993).

- [27] Vernon R.H., Johnson S.E., Melis E.A., "Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San Jose' tonalite, Baja California, Mexico", J. Struc. Geol 26 (2004) 1867–1884.
- [28] Van der Molen I., Paterson M.S., "Experimental deformation of partially melted granite", Con. Min. Petrol 70 (1979) 299–318.
- [29] Rosenberg C.L., Handy M.R., "Syntectonic melt pathways during simple shearing of a partially molten rock analogue (Norcamphor–Benzamide)", J. Geophys. Res 105 (2000) 3135–3149.
- [۲۵] رحیمی ب.، علی زاده ح.، "تحلیل ساختاری، خاستگاه و شرایط دگرشکلی زون‌های برشی شکل‌پذیر در توده‌ی گرانیتوئیدی ده نو - غرب مشهد"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۹) ص ۳۹۹–۴۱۰.
- [26] Tikoff B., de Saint Blanquat M., "Development of magmatic to solidstate fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada Batholith, California. In: Bouchez J.L., Stephens W.E., Hutton D.E. (Eds.), Granite: from melt segregation to emplacement fabrics", Kluwer, Dordrecht, The Netherlands (1997) 231–252.