Archive of SID

شواهد پتروگرافی حاکی از دگرشکلی دمای بالا در سنگ‌های حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمال‌غرب زاهدان، ایران

علی کنعانیان*، مهدی رضائی کهخائی، محسن الیاسی، داریوش اسماعیلی
دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، صندوق پستی۱۴۱۵۵-۶۴۵۵، تهران
* مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: *kananian@khayam.ut.ac.ir*
(دریافت: ۸۴/۸/۲۳ ؛ پذیرش:۸۴/۱۱/۱۷)

چکیده

توده گرانودیوریتی لخشک بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان محسوب می‌شود که در زمان الیگومیوسن به صورت یک توده بیضوی شکل با امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق در داخل رسوبات فلیشی ائوسن نفوذ کرده و به همراه سنگ‌های میزبان خود، مجموعاً بخشی از زون جوش‌خورده سیستان واقع بین دو بلوک لوت و افغان را تشکیل داده است. سنگ‌های حاشیه جنوب و جنوب‌غربی توده، در امتداد زون‌های برشی موازی با همبری توده که بیش از ۴۰۰ متر ضخامت دارند، دستخوش دگرشکلی دمای بالا شده‌اند و فابریک‌هایی نظیر ساختارهای S-C پیدا کرده‌اند. دگرشکلی این سنگ‌ها در محل همبری با سنگ‌های میزبان، شدید بوده و به سمت داخل توده تدریجاً کاهش می‌یابد. کانی‌های اولیه ماگمایی نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در این سنگ‌های بر اثر تحمل دگرشکلی شکننده دمای بالا، شکسته شده و شکستگی آن‌ها مجدداً با کانی‌های ماگمایی دمای بالا نظیر بیوتیت، پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز پر شده است. بر اساس شواهد زیر به نظر می‌رسد دگرشکلی این سنگ‌ها در شرایط دمایی بالای سولیدوس و احتمالاً در حضور مقدار کمی مذاب اتفاق افتاده باشد: ۱) پر شدن شکستگی بلورهای فلدسپار اولیه توسط مجموعه‌های دانه‌ریز کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار و بیوتیت، ۲) وجود دانه‌های کوارتز و فلدسپار در بین کلیواژهای تغییرشکل‌یافته بیوتیت، ۳) همرشدی کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار که به طور بخشی جایگزین پلاژیوکلاز شده‌اند، ۴) حضور بافت گرانوفیری دگرشکل نشده در حاشیه بلورهای دگرشکل شده ارتوکلاز.

واژه‌های کلیدی: ریزساخت، دگرشکلی، فولیاسیون، تبلور مجدد، گرانیتوئید.

مقدمه

توده گرانیتوئیدی لخشک در ۱۰ کیلومتری شمال‌غرب شهرستان زاهدان واقع شده و بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان محسوب می‌شود (شکل ۱). این توده نفوذی در زمان الیگومیوسن به صورت یک توده بیضوی‌شکل با امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق در داخل رسوبات فلیشی ائوسن نفوذ کرده و به همراه این سنگ‌ها، مجموعاً بخشی از زون جوش‌خورده سیستان واقع در بین دو بلوک لوت و افغان را تشکیل داده است (Tirrul 1983، Stocklin 1968). ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی لخشک بیشتر شامل بیوتیت گرانودیوریت و به مقدار کمتر هورنبلند گرانودیوریت می‌باشد.

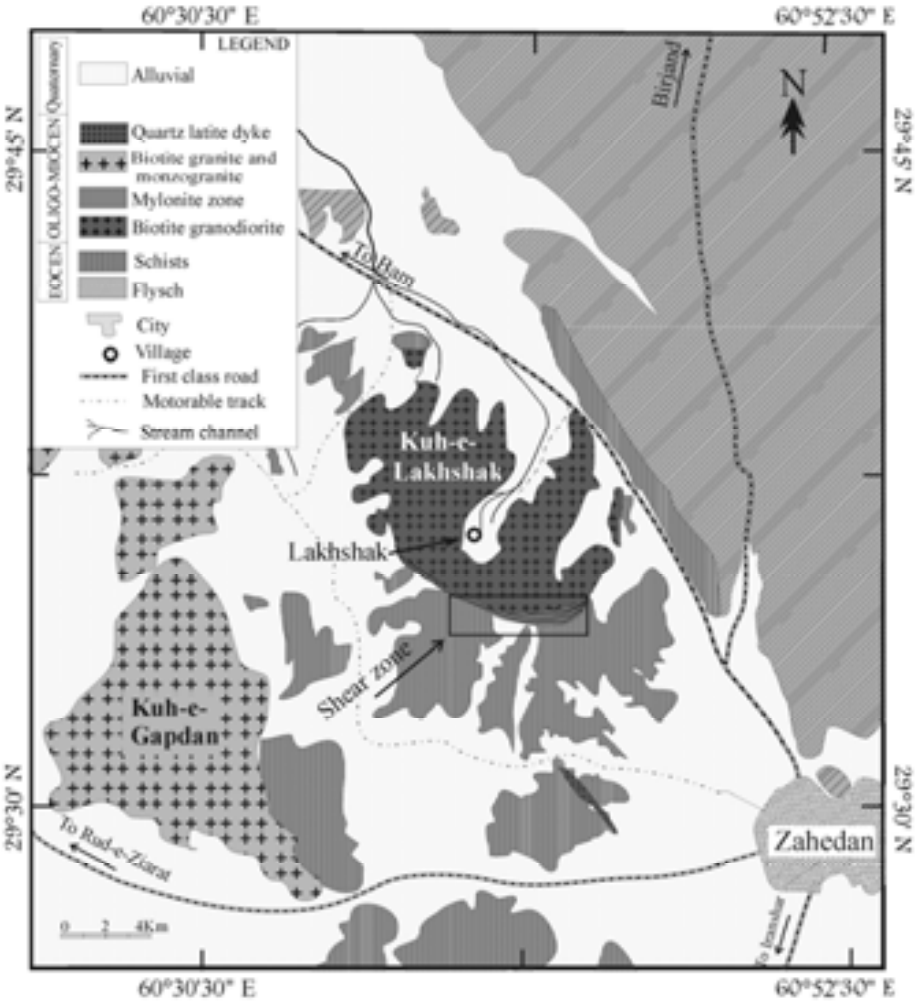
سنگ‌های حاشیه جنوب و جنوب‌غربی توده گرانیتوئیدی لخشک در امتداد زون‌های برشی نسبتاً گسترده و موازی حاشیه توده، میلونیتی شده‌اند. وجود این زون‌های برشی ما را بر آن داشت که با بررسی تغییرات کانی‌شناسی و بافتی در گرانیتوئیدهای تغییر شکل یافته و با اتکا به معیارهایی چون تغییرات اندازه دانه‌ها، شکل و رفتار کانی‌ها در مقیاس میکروسکوپی تلاش نمائیم شرایط تشکیل زون‌های برشی و ارتباط زمانی آن‌ها را با جایگزینی توده نفوذی مورد کنکاش قرار دهیم. به این منظور در امتداد دو مقطع عمود بر امتداد زون‌های برشی، تعداد ۱۱۵ نمونه از بخش‌های مختلف زون‌های برشی حاشیه‌ای و گرانیتوئیدهای سالم همجوار آن‌ها برداشت و مورد مطالعات پتروگرافی قرار گرفت که نتایج این بررسی‌ها در مقاله حاضر ارائه شده است.

دگرشکلی زون‌های برشی حاشیه‌ی توده

گرانیتوئیدها در زون‌های برشی حاشیه‌ی جنوب و جنوب‌غرب توده که ضخامتی بالغ بر ۴۰۰ متر دارند، متحمل دگرشکلی دمای بالا شده‌اند و تقریباً به موازات همبری توده، فولیاسیون پیدا کرده‌اند. مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری‌هایی که در دو مسیر عمود بر فولیاسیون زون‌های میلونیتی انجام شده، نشان می‌دهند که شدت دگرشکلی از سنگ‌های حاشیه به طرف مرکز توده کاهش می‌یابد (شکل ۲a). سنگ‌های میلونیتی موجود در محل همبری بر اثر تحمل دگرشکلی

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۱: نقشه زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی لخشک و نواحی اطراف آن. این نقشه با توجه به جزئیات عکس‌های ماهواره‌ای لندست و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش زاهدان (Behruzi 1993) تهیه شده است.

شدیدتر، دانه‌ریزتر بوده و از لحاظ بافتی دارای فولیاسیون شدید و نواربندی ترکیبی متشکل از نوارهای تیره و روشن می‌باشند. این سنگ‌ها به طور کلی بافت اولترامیلونیتی نشان می‌دهند و دارای ساختار C´ هستند. با پیشروی به سمت داخل توده و دور شدن از همبری، اندازه دانه‌های موجود در سنگ‌های میلونیتی افزایش یافته و فولیاسیون آن‌ها ضعیف‌تر می‌شود. این سنگ‌های کمتر دگرشکل شده و دارای بافت پروتومیلونیت و ساختارهای S-C می‌باشند. علاوه بر آن سنگ‌های پروتومیلونیتی دارای لیناسیون قطورتر و رنگ روشن‌تری نسبت به سنگ‌های اولترامیلونیتی هستند.

کانی‌های مختلف و همچنین انکلاوهای موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی حاشیه‌ی جنوب و جنوب‌غرب توده با شدت‌های مختلف تغییر شکل پیدا کرده‌اند. آثار دگرشکلی بیشتر در کانی‌های ماگمایی اولیه نظیر پلاژیوکلاز، بیوتیت، ارتوکلاز و به مقدار کمتر در هورنبلند، آلانیت و اسفن دیده می‌شود. شکسته‌شدن و پر شدن ترک‌های فلدسپار توسط مجموعه کانی‌های دانه‌ریز کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار و بیوتیت و همچنین جانشینی پلاژیوکلاز توسط مجموعه کانی‌های کوارتز و ارتوکلاز در هم رشد کرده، از آثار دگرشکلی دمای بالای گرانیتوئیدهای منطقه محسوب می‌شود. در این مقاله تلاش شده با توجه به اختلاف رفتار کانی‌های مختلف در حین دگرشکلی، ریزساخت‌های مرتبط با دگرشکلی هر یک از کانی‌های سازنده گرانیتوئیدها، به صورت مجزا تشریح شود.

۱- دگرشکلی بیوتیت

چنانچه اشاره شد بیوتیت در سنگ‌های منطقه به دو صورت دیده می‌شود. یکی بیوتیت‌های اولیه که به صورت بلورهای درشت نیمه شکل‌دار ماگمایی، به همراه فلدسپارها و کوارتز، از ماگمای گرانیتی متبلور شده‌اند و کانی‌های اصلی گرانیتوئیدها را تشکیل می‌دهند. گروه دیگر بیوتیت‌های دانه‌ریز و معمولاً پلی‌گونالی هستند که پس از تبلور بیوتیت‌های فوق و در پی تغییرشکل سنگ‌های منطقه، به همراه

www.SID.ir

Archive of SID

مجموعه کانی‌های دانه‌ریز فلدسپار و کوارتز، ترک‌ها و شکستگی‌های بلورهای درشت فلدسپار را پر نموده‌اند و به این ترتیب از لحاظ تقدم و تأخر تبلور، بیوتیت‌های نسل دوم محسوب می‌شوند. بیوتیت‌های اولیه به همراه سایر کانی‌های اصلی گرانیت در اثر دگرشکلی، تغییراتی را متحمل شده‌اند که بررسی این تغییرات تا حدی می‌تواند شرایط حاکم بر دگرشکلی را روشن نماید. بنابراین در ادامه این بخش به تشریح آثار دگرشکلی در بیوتیت‌های اولیه می‌پردازیم.

آثار دگرشکلی در بیوتیت‌های اولیه مشهودتر از سایر کانی‌های اصلی است. بلورهای بیوتیت در اکثر سنگ‌های تغییر شکل یافته، کمی خمیده شده‌اند و یا به ندرت کینک‌باند نشان می‌دهند (شکل ۲b). نادر بودن کینک‌باند در بیوتیت‌ها می‌تواند به خاطر لغزش ورقه‌های بیوتیت در امتداد سطوح کلیواژ باشد (شکل ۲c). به اعتقاد ورنون (Vernon 1977) حضور مقدار کمی مذاب در بین ورقه‌های بیوتیت منجر به سهولت لغزش ورقه‌ها بر روی هم می‌شود.

در گرانیتوئیدهای بیشتر دگرشکل شده، بیوتیت‌های اولیه به طور بخشی یا کامل تکه‌تکه شده و به ورقه‌های موازی و یا تجمعات دانه‌ریز تبدیل شده‌اند. گاهی در اثر تجدید تبلور بیوتیت‌های اولیه، بخشی از این بلورها، با حفظ شکل کانی اولیه، به اجتماعات دانه‌ریز و پلی‌گونال بیوتیت نسل دوم تبدیل شده‌اند که این امر موید تجدید تبلور بیوتیت در دمای بالا است. به هر حال اکثر بیوتیت‌های اولیه، پس از تغییرشکل و تکه‌تکه شدن، به تدریج جهت‌یابی پیدا کرده و منجر به ایجاد فولیاسیون در سنگ شده‌اند. به اعتقاد جانسون و همکاران (Johnson *et al.* 2004) جهت‌یابی قطعات لغزیده بیوتیت یکی از عوامل مؤثر در گسترش فولیاسیون در سنگ‌های میلونیتی می‌باشد. کلیه این ریزساختارها نشانه وقوع دگرشکلی دمای بالا در نمونه‌های مورد بررسی هستند (Vernon 1977).

مراحل آغازین ظهور فولیاسیون و تشکیل نوارهای غنی از بیوتیت با لغزش ورقه‌های بیوتیت در امتداد سطوح کلیواژ شروع می‌شود (شکل ۲c). بعضی از ورقه‌های بیوتیت با جا به جایی در امتداد سطوح کلیواژ و سپس نفوذ در بین دانه‌های مجاور، به رشد نوارهای غنی از بیوتیت کمک کرده‌اند (شکل‌های ۲c).

در گرانیتوئیدهای شدیداً دگرشکل شده، نوارهای بیوتیت، بلورهای پلاژیوکلاز را دور زده‌اند (شکل ۲d) و گاهی باعث تحلیل رفتن گوشه‌های پلاژیوکلازها و قطع سطوح ماکل پلی‌سنتتیک آن‌ها شده‌اند (شکل ۲e). بر اساس آزمایشات تجربی بونس و جیسل (Bons & Jessell 1999) ظهور این پدیده ناشی از فرآیند دگرشکلی دمای بالا در سنگ‌های گرانیتی می‌باشد.

۲- دگرشکلی پلاژیوکلاز

در سنگ‌های کمتر دگرشکل شده، پلاژیوکلازها تجدید تبلور اندکی یافته‌اند و لبه آن‌ها بر اثر مهاجرت مرز دانه (Drury & Urai 1990) در مقیاس خیلی کوچک، دندانه‌ای و کنگره‌ای شده است (شکل ۳a). کنگره‌دارشدن حاشیه‌های پلاژیوکلاز ناشی از تفاوت انرژی آزاد داخلی دانه‌های پلاژیوکلاز نسبت به دانه‌های کوارتز و اختلاف بین میزان تغییرشکل این کانی‌ها در برابر دگرشکلی است. به عبارت دیگر هنگامی که این دانه‌ها در مجاورت 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، متصل می‌شوند. این امر باعث تجدید تبلور کانی‌ها و جا به جایی مرز بلورهای پلاژیوکلاز به سمت دانه‌های کوارتز می‌شود (Passchier & Trouw 1996). اصولاً سرعت مهاجرت مرز دانه‌ها، بستگی به عواملی چون دما، جهت‌یابی شبکه بلوری و حضور یا عدم حضور ناخالصی در محل تماس بلورها دارد (Shelly 1993). در مواردی که دو بلور هم جنس در کنار یکدیگر متحمل دگرشکلی دمای بالا می‌شوند، مهاجرت مرز بلورها به جهت قرارگیری دو بلور در کنار یکدیگر بستگی داشته و بیشترین مقدار تحرک و مهاجرت، در بلورهایی اتفاق می‌افتد که با یک دیگر زاویه‌ی حدود ۴۰ درجه می‌سازند (Urai *et al.* 1986).

اکثر مرزهای جوش‌خورده و بخیه‌مانند پلاژیوکلاز-پلاژیوکلاز، پلاژیوکلاز-کوارتز و کوارتز-کوارتز که در سنگ‌های دگرشکل شده معمول‌اند، بر اثر تنش و مهاجرت مرز دانه‌ها ایجاد شده‌اند. شواهد تجربی نشان می‌دهد که تجدید تبلور پلاژیوکلاز در دمای حدود ۵۰۰°C شروع می‌شود (Tullis *et al.* 2000). ترک‌های موجود در بلورهای پلاژیوکلاز معمولاً توسط مجموعه‌های دانه‌ریز و پلی‌گونال کوارتز و فلدسپار پر شده‌اند که این پدیده می‌تواند دلالت بر وقوع دگرشکلی در حضور مذاب (Bell & Johnson 1989) داشته باشد (شکل ۳b).

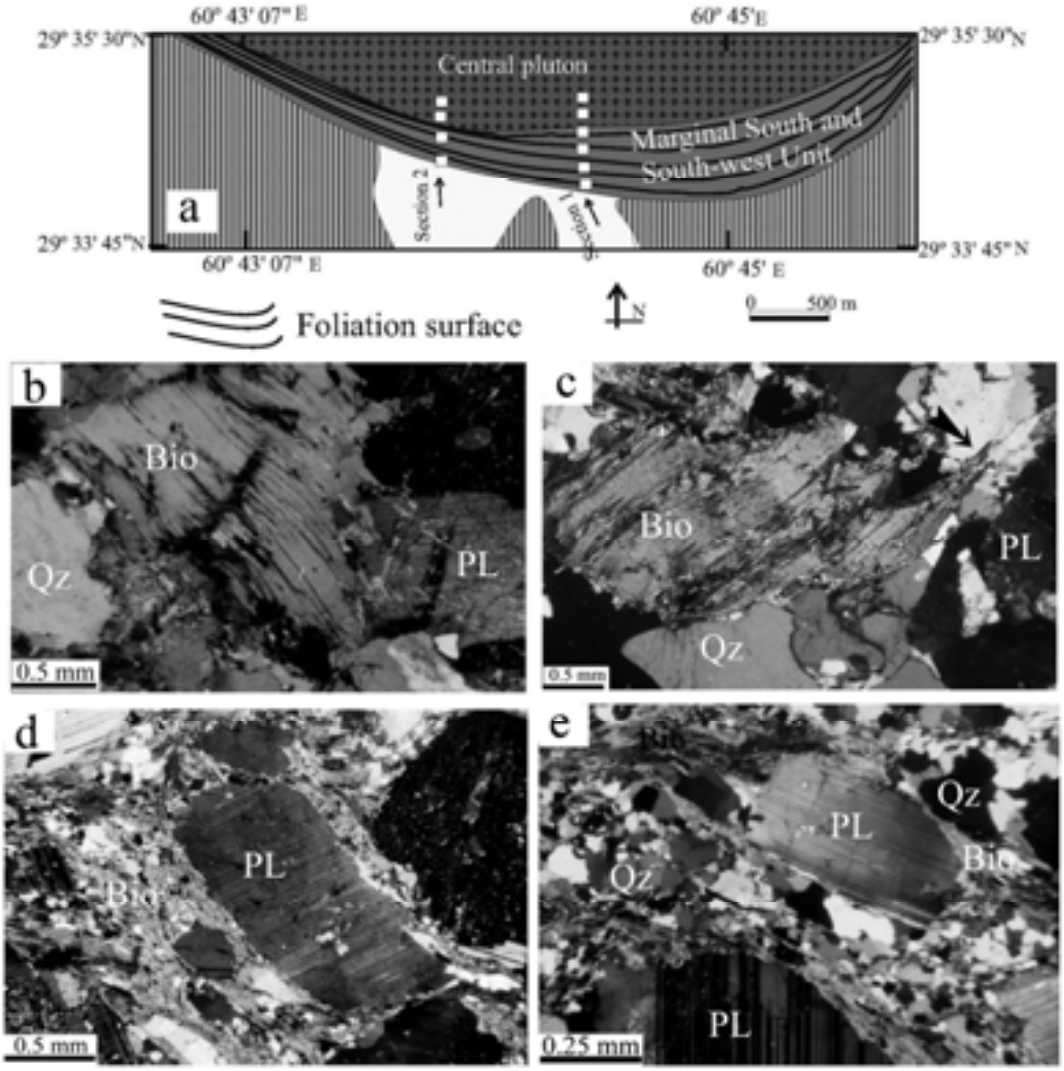
تجدید تبلور نه تنها در شکستگی‌های پلاژیوکلاز رخ داده، بلکه در بعضی موارد شرایط دمایی آن قدر بالا بوده که بعد از دگرشکلی اولیه پلاژیوکلاز، کانی‌های کوارتز و ارتوکلاز با بافت گرانوفیری به صورت سودومورف جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند (شکل ۳c). برخی از بلورهای بیوتیت نیز، همان طور که قبلاً اشاره شد، متحمل تجدید تبلور دمای بالا شده‌اند.

۳- دگرشکلی ارتوکلاز

بلورهای ارتوکلاز مشابه پلاژیوکلازها در برابر دگرشکلی مقاوم هستند. رفتار شکننده این بلورها در درجات ضعیف دگرشکلی باعث شده تا در بخش‌های کمتر دگرشکل شده منطقه، شکستگی‌های متعدد میکروسکپی در این بلورها ظاهر شود و نظیر آنچه که در مورد پلاژیوکلازها ذکر شد، شکستگی‌های مزبور با بلورهای تجدید تبلور

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۲: a) فولیاسیون موازی همبری توده در زون میلونیتی حاشیه جنوب و جنوب‌غرب توده گرانیتوئیدی لخشک. محل‌های نمونه‌برداری از زون میلونیتی با مربع‌های سفید رنگ مشخص شده است. برای اطلاع از لیتولوژی‌های نقشه به راهنمای نقشه شکل ۱ مراجعه کنید. b) کینک‌باند شدن بلورهای بیوتیت در زون میلونیتی (نور پلاریزه). c) لغزش ورقه‌های بیوتیت در امتداد سطوح کلیواژ و نفوذ آن‌ها در بین دانه‌ها، باعث ایجاد فولیاسیون در سنگ شده است. محل لغزش ورقه‌های بیوتیت توسط پیکان روی تصویر نشان داده شده است (نور پلاریزه). d) پیچ‌خوردن لایه‌های بیوتیت در اطراف درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و تشکیل بافت آناستوموسینگ در سنگ (نور پلاریزه). e) لغزش و پیچ‌خوردن دانه‌های بیوتیت در اطراف پلاژیوکلازها باعث تحلیل‌رفتن گوشه‌های آن‌ها شده است (نور پلاریزه). Bio: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، K-F: پتاسیم‌فلدسپار و Qz: کوارتز.

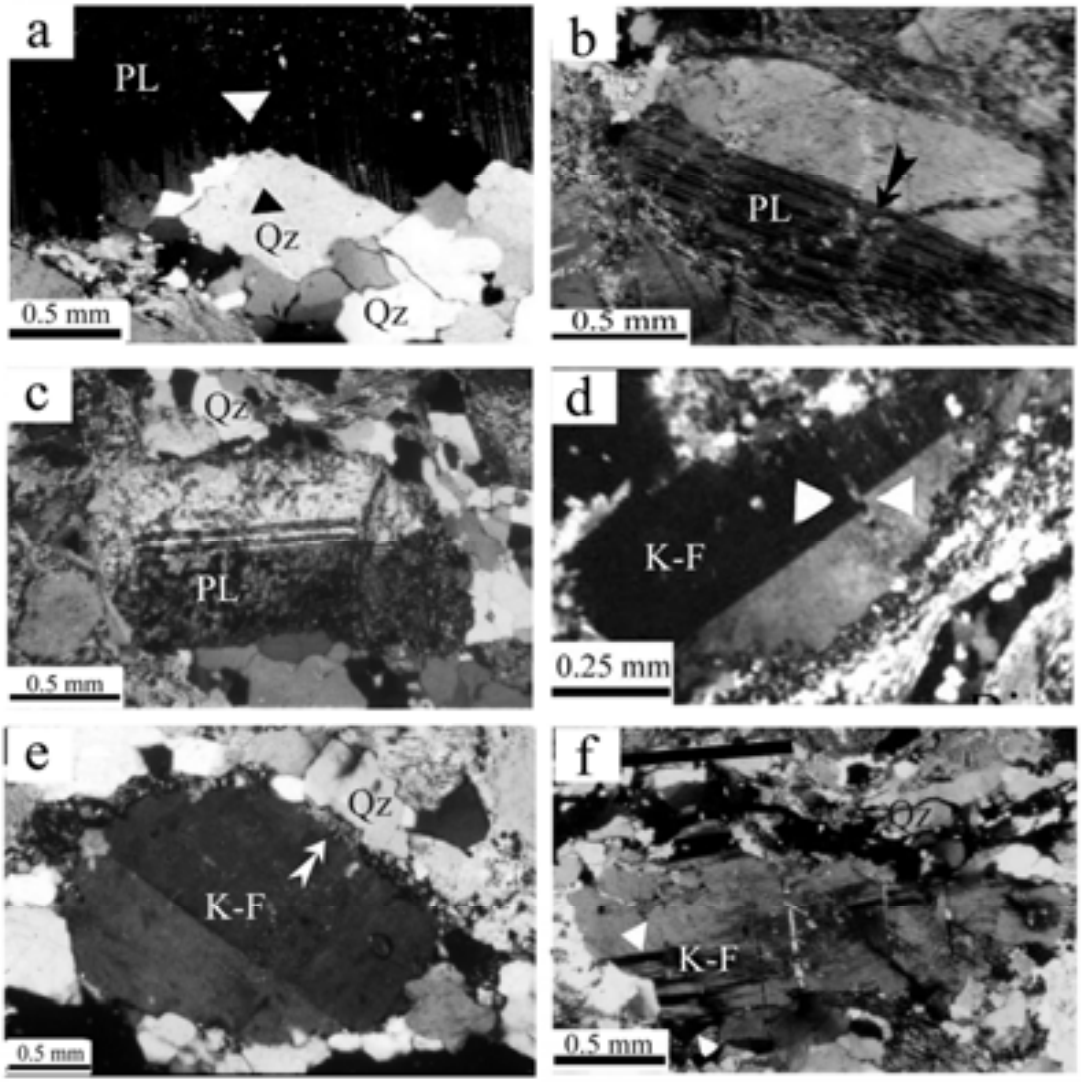
یافته کوارتز و ارتوکلاز نسل دوم پر شوند (شکل ۳d).

بلورهای ارتوکلاز در بخش‌های شدیدتر دگرشکل شده منطقه، رفتاری شکل‌پذیر و خمیری از خود نشان داده و به صورت عدسی‌شکل در آمده‌اند. این رفتار دلالت بر بالا بودن دما در زون‌های برشی دارد و نشان می‌دهد که حداقل دمای حاکم بر دگرشکلی ۴۰۰°C بوده است (Passchier & Trouw 1996). همچنین ظهور همرشدی کوارتز و ارتوکلاز با بافت گرانوفیری در حاشیه بلورهای تغییر شکل یافته ارتوکلاز، مؤید بالا بودن دما در طی دگرشکلی، هم‌زمانی تبلور کوارتز و ارتوکلاز و احتمالاً نشانه حضور مقدار کمی مذاب در بین بلورها است (شکل ۳e).

بلورهای ارتوکلاز موجود در زون‌های برشی اغلب پرتیتی شده‌اند. رشته‌های پرتیت در این بلورها معمولاً جهت‌یابی نشان می‌دهند و در مقایسه با بلورهای ارتوکلاز موجود در گرانیتوئیدهای دگرشکل نشده، از فراوانی بیشتری برخوردارند. فراوانی بیشتر پرتیت‌ها در زون‌های میلونیتی و جهت‌یابی ترجیحی آن‌ها که به صورت کم و بیش موازی و یا با زاویه کم نسبت به صفحات برشی C و S میلونیت‌ها قرار گرفته‌اند، حکایت از تأثیر پارامترهای جنبشی به جای پارامترهای بلورشناسی بر شکل‌گیری پرتیت‌ها دارد (Hippertt 1998، Vernon 1999). بنابراین

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۳: a- مهاجرت مرز دانه پلاژیوکلاز به داخل دانه کوارتز با مثلث‌های کوچک نشان داده شده است (نور پلاریزه). b- پیکان روی تصویر شکستگی‌های پر شده پلاژیوکلاز با بلورهای دانه‌ریز کوارتز و ارتوکلاز را نشان می‌دهد (نور پلاریزه). c- همرشدی بلورهای کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار که به صورت پزودومرف جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند (نور پلاریزه). d- شکستگی‌های موجود در بلور ارتوکلاز که توسط کوارتز پر شده است. این شکستگی‌ها گاهی باعث جا به جایی ماکل نیز شده است (نور پلاریزه). e- همرشدی کوارتز و ارتوکلاز با بافت گرانوفیری در حاشیه بلورهای ارتوکلاز (نور پلاریزه). f- خط روی تصویر موازی سطح S سنگ رسم شده است. مثلث‌های کوچک، میکروپرتیت‌هایی را نشان می‌دهند که تقریباً موازی سطح S ایجاد شده‌اند (نور پلاریزه). Bio: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، K-F: پتاسیم‌فلدسپار، Qz: کوارتز.

به نظر می‌رسد که فرآیند تشکیل پرتیت در این میلونیت‌ها به جای آن که تابع فرآیند اکسلوشن باشد، تابع تبادلات کاتیونی (پرتیت‌های جانشینی) بوده است (شکل ۳f و ۴a، Pryer & Robin 1995). حال این سؤال مطرح است که چه ارتباطی بین شکل‌گیری پرتیت‌ها و تنش حاکم بر محیط تشکیل آن‌ها وجود دارد و چرا جانشینی در امتداد صفحاتی که زاویه کمی با صفحه برش می‌سازند اتفاق افتاده است؟ جواب این سؤال در کاهش حجم نسبی (حدود ۷ درصد) سلول واحد بلور ارتوکلاز، در طی جانشینی پلاژیوکلاز آلبیتی به جای ارتوکلاز نهفته است (Brown & Parsons 1989). طبیعتاً چون این جانشینی عکس‌العملی است که بلور در برابر تنش فشاری از خود نشان می‌دهد، لذا رشته‌های پرتیتی نیز به عنوان محصول جانشینی در جهت عمود بر بیشترین تنش فشاری حاکم بر محیط، از خود جهت‌یافتگی نشان می‌دهند (شکل ۴a).

وجود ماکل میکروکلین در بسیاری از بلورهای ارتوکلاز می‌تواند نشانه دگرشکلی آن‌ها در حالت جامد باشد (Eggleton 1979، Eggleton & Buseck 1980، Bouchez *et al.* 1992). بلورهای ارتوکلاز در سیستم مونوکلینیک متبلور می‌شوند، اما هنگامی که تحت تأثیر تنش قرار می‌گیرند سیستم تبلور آن‌ها به تری‌کلینیک تغییر می‌یابد. تغییر سیستم تبلور از مونوکلینیک به تری‌کلینیک سبب ایجاد ماکل‌های آلبیت و پریکلین در ارتوکلاز می‌شود (Fitzgerald &

www.SID.ir

Archive of SID

McLaren 1982). حضور هم‌زمان دو ماکل آلبیت و پریکلین در داخل ارتوکلاز، در بیشتر موارد به صورت عمود بر هم و توأم با تشکیل منظره شطرنجی است (شکل ۴b)، ولی در برخی موارد به صورت موازی و بین انگشتی در نمونه‌ها قابل رویت هستند که هر دو حالات ناشی از تنش وارد بر سنگ می‌باشد (Eggleton 1979، Eggleton & Buseck 1980، Bouchez *et al.* 1992، Fitzgerald & McLaren 1982).

۴- دگرشکلی کوارتز

کوارتزهای ماگمایی تجدید تبلور یافته در زون‌های برشی به تجمعی از دانه‌های پلی‌گونال قلوه‌مانند تبدیل شده‌اند و اکثراً خاموشی موجی نشان می‌دهند. اغلب کوارتزهای موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه به یکی از شکل‌های زیر دستخوش تجدید تبلور شده‌اند:

الف) تجدید تبلور بر اثر مهاجرت مرز دانه‌ها : در گرانیتوئیدهایی که متحمل دگرشکلی ضعیف شده‌اند، مرز دانه‌های کوارتز به داخل دانه‌های مجاور به خصوص کوارتزهای دیگر نفوذ کرده است. در اثر این تجدید تبلور، مرز دانه‌های کوارتز به شکل کنگره‌ای در آمده است (Trimby *et al.* 1998).

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 اندازهای تقریباً مساوی خرد و کوچک شده و با چرخیدن به موازات سطوح فولیاسیون قرار گرفته‌اند (شکل ۴c، Trimby *et al.* 1998).

ج) تجدید تبلور ایستایی: این تجدید تبلور، پس از کاهش یا توقف دگرشکلی اتفاق می‌افتد. کوارتزهایی که در حین دگرشکلی حاشیه‌های نامنظم و موجی پیدا کرده‌اند، ممکن است پس از افت نرخ دگرشکلی یا توقف آن، ناپایدار شوند و به تناسب شرایط حاکم بر محیط، متحمل تجدید تبلور گردند (Passchier & Trouw 1996). در شرایطی که دمای محیط پایین و یا آب آزاد در محیط وجود نداشته باشد، کوارتزها پس از توقف دگرشکلی همان شکل کشیده و جهت‌یافته اولیه خود را حفظ می‌کنند در حالی‌که 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 پلی‌گونال تبدیل شده‌اند (شکل ۴d). این تجدید تبلور، اصطلاحاً تجدید تبلور ایستایی نامیده می‌شود.

شرایط حاکم بر دگرشکلی زون‌های برشی حاشیه‌ای

بررسی ریز ساخت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی لخشک نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در دمای بالا و احتمالاً در آخرین مراحل تبلور ماگما، در حضور مقدار کمی مذاب باقیمانده دگرشکل شده‌اند. به عبارت دیگر به نظر می‌رسد که توده نفوذی لخشک، همزمان با تکتونیک به داخل فلیش‌های دگرگونی ائوسن منطقه تزریق شده و حاشیه آن در حین جایگزینی، دستخوش دگرشکلی دمای بالا شده است. شواهد مربوط به دگرشکلی دمای بالا و حضور کم مواد مذاب در حین دگرشکلی، در زیر ارائه شده‌اند:

الف) حاشیه دانه‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های میلونیتی منطقه کنگره‌ای و دندانه‌دار شده و به داخل دانه‌های مجاور از قبیل کوارتز، نفوذ نموده است (شکل ۳a). مطالعات تجربی نشان می‌دهد که دندانه‌دار شدن کناره پلاژیوکلازها در اثر مهاجرت مرز دانه‌ها و در دمایی حدود ۵۰۰°C اتفاق می‌افتد (Passchier & Trouw 1996، Tullis *et al.* 2000). در برخی از نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز در مقیاس میکروسکپی شکسته شده‌اند و این شکستگی‌ها که صرفاً در داخل فلدسپارها (کانی‌های ماگمایی دمای بالاتر) دیده می‌شوند، مجدداً توسط مجموعه کانی‌های ماگمایی پلی‌گونال و دانه‌ریز بیوتیت، پتاسیم‌فلدسپار وکوارتز پر شده‌اند (۳b). برخی از بلورهای پلاژیوکلازها نیز که در دماهای بالاتر دگرشکل شده‌اند، توسط بلورهای کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار با بافت گرانوفیری جانشین گردیده‌اند (۳c).

دانه‌های پتاسیم‌فلدسپار در اثر تحمل دگرشکلی به صورت عدسی‌های جهت‌یافته و چشمی‌شکل در آمده‌اند. گاهی این بلورها در اثر دگرشکلی خمیری، به صورت بودینی درآمده‌اند. با توجه به این که تجدید تبلور پتاسیم‌فلدسپار صرفاً در دماهای بالاتر از ۴۰۰°C روی می‌دهد (Tullis *et al.* 2000)، به نظر می‌رسد که دگرشکلی سنگ‌های میلونیتی حاشیه‌ی توده در دمایی بالاتر از ۴۰۰°C رخ داده باشد.

بودینی‌شدن و تغییرشکل دانه‌های پتاسیم‌فلدسپار به صورت عدسی‌های چشمی، دندانه‌دار شدن بلورهای پلاژیوکلاز، تشکیل نوارهای پلی‌مینرال و منومینرال کوارتز و تبدیل بیوتیت‌های دانه‌درشت به تجمعی از دانه‌های کوچکتر، نشانه وقوع دگرشکلی سنگ‌های حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک در دمای بالا، و احتمالاً در مراحل نهایی تزریق توده ماگمایی، می‌باشند.

ب) به نظر می‌رسد که دگرشکلی سنگ‌های حاشیه‌ی توده در شرایط فراسولیدوس و در حضور مذاب باقیمانده اتفاق افتاده باشد. پر شدن ترک‌های درون‌بلوری و مناطق بین بودین کانی‌های ماگمایی دمای بالا (از قبیل پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار) توسط مجموعه‌های پلی‌گونالی و دانه‌ریز بیوتیت، پتاسیم‌فلدسپار وکوارتز (۳b و ۳d)، وجود کانی‌های ماگمایی تاخیری در محل سایه فشار اطراف پرفیروکلاست‌های فلدسپار، و همرشدی کوارتز و ارتوکلاز در حاشیه بلورهای دگرشکل شده ارتوکلاز (۳e) همگی حکایت از حضور مقدار اندکی مذاب در حین دگرشکلی دارند. بوشه و همکاران (Bouchez *et al.* 1992) و تیکوف و دوسن‌بلانکا (Tikoff & de Saint Blanquat 1997) پر شدن شکستگی‌های

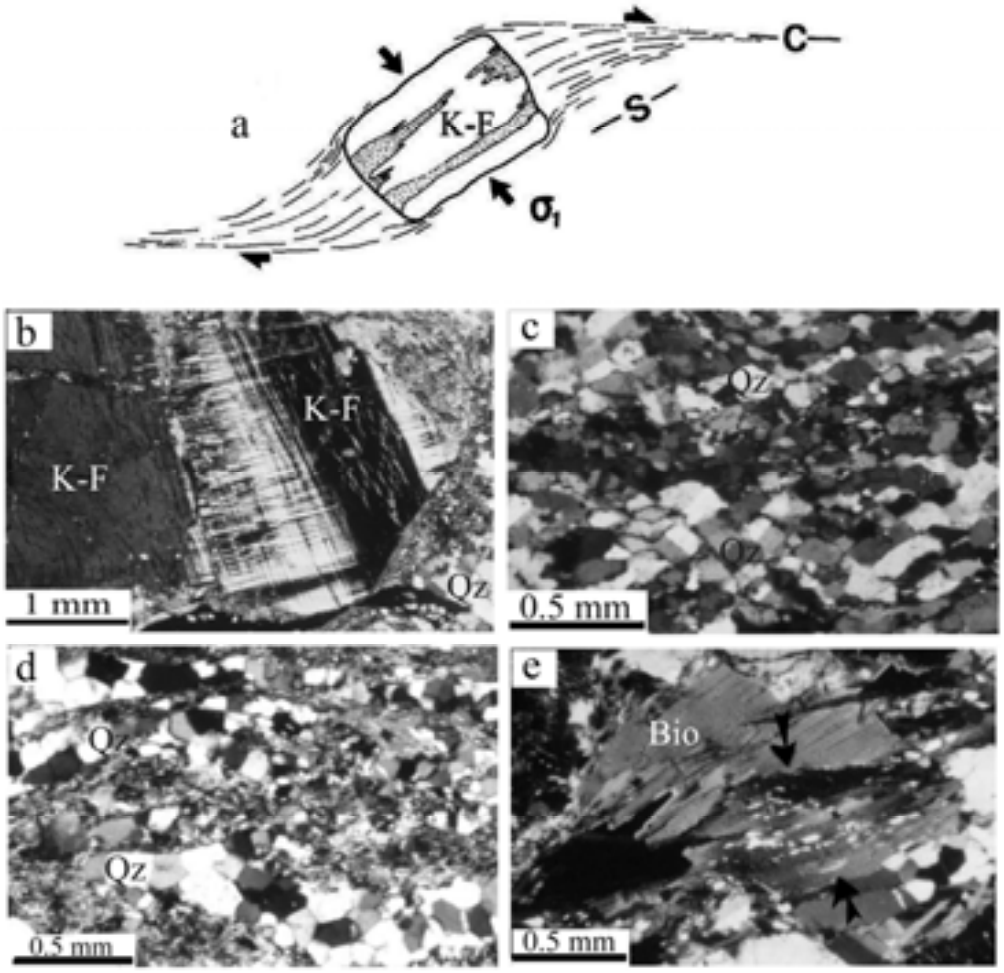
www.SID.ir

Archive of SID

داخل پلاژیوکلاز توسط کوارتز و ارتوکلاز را به وجود مقدار اندکی مذاب در بین بلورها در هنگام دگرشکلی مربوط می‌دانند.

از جمله شواهد دیگری که می‌تواند نشانه دگرشکلی گرانیتوئیدها در حضور مقدار کمی مذاب باقیمانده باشد، به حضور مجموعه‌های دانه‌ریز کوارتز و فلدسپار در بین کلیواژهای بیوتیت می‌توان اشاره نمود (شکل ۴e). حضور مقدار کمی مذاب در بین ورقه‌های بیوتیت موجب لغزش آسان ورقه‌ها در هنگام دگرشکلی شده (Vernon *et al.* 2004) و پس از انجماد، مجموعه‌ای از بلورهای دانه‌ریز را در بین ورقه‌های بیوتیت به وجود می‌آورد (شکل ۴e).

با توجه به توضیحات فوق می‌توان تصور نمود که دگرشکلی سنگ‌های میلونیتی حاشیه‌ای باید در دمای بالاتر از ۴۰۰°C و در حضور مقدار اندکی مذاب اتفاق افتاده باشد، و مقدار مذاب در حین دگرشکلی گرانیتوئیدها به اندازه‌ای بوده است که توانسته با کاهش اصطکاک در امتداد مرز دانه‌ها به دگرشکلی کمک کند، البته مقدارش هم آن چنان زیاد نبوده که توانسته باشد مانع از تماس دانه‌ها با هم گردد (van der Molen & Paterson 1979 ،Rosenberg & Handy 2000).



شکل ۴: a) موقعیت پرتیت‌های جانشینی نسبت به جهت تنش‌های اصلی و صفحات C و S (Hippertt 1998). b) عمود بر هم قرار گرفتن ماکل‌های آلبیت و پرکلین و ایجاد طرح شطرنجی در ارتوکلاز (نور پلاریزه). c) دانه‌های کوارتزهای خرد شده با تجدید تبلور چرخشی (نور پلاریزه). d) دانه‌های کوارتز که دچار تجدید تبلور ایستایی شده‌اند (نور پلاریزه). e) حضور دانه‌های کوارتز در بین کلیواژ بیوتیت (که توسط پیکان مشخص شده است) می‌تواند نشانه حضور مقداری مذاب در بین ورقه‌های این کانی در زمان دگرشکلی باشد (نور پلاریزه). Bio: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، K-F: پتاسیم‌فلدسپار، Qz: کوارتز.

نتیجه‌گیری

چنانچه در بحث فوق ذکر شد سنگ‌های گرانیتوئیدی لخشک در محل همبری با سنگ‌های میزبان و به موازات همبری توده، متحمل دگرشکلی خمیری شده و فابریک‌های میلونیتی به خود گرفته‌اند. بررسی‌های میکروسکپی نشان می‌دهد که:

۱) دانه‌های کوارتز و فلدسپار سنگ‌های گرانیتوئیدی در محل همبری با سنگ‌های میزبان، جهت‌یابی پیدا کرده و ضمن تبدیل‌شدن به ذرات ریزتر، باعث توسعه بافت اولترامیلونیتی در این سنگ‌ها گردیده‌اند. لغزش ورقه‌های بیوتیت در امتداد سطوح کلیواژ، فولیاسیون بارزی را در این سنگ‌ها ایجاد نموده است.

www.SID.ir

Archive of SID

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 چشمی‌شکل و نوارهای پلی‌مینرال و منومینرال تغییر شکل یافته و یک بافت پروتومیلونیتی را در سنگ ایجاد نموده است. فولیاسیون پروتومیلونیت‌ها از وضوح بارزی برخوردار نیست و ورقه‌های بیوتیت موجود در آن‌ها کمتر دگرشکل گردیده‌اند.

۲) تغییر شکل خمیری فلدسپار و مهاجرت مرز دانه‌های پلاژیوکلاز به داخل بلورهای همجوار، از دگرشکلی در شرایط دمای بالا حکایت می‌کند. جانشینی سودومورف کوارتز و فلدسپار به صورت بافت گرانوفیری، به جای بلورهای پلاژیوکلاز و همچنین پرشدن ترک‌های پلاژیوکلاز با کانی‌های دمای بالا نظیر بیوتیت، فلدسپار و کوارتز، نشان می‌دهد که دگرشکلی این بلورها در دمای بالاتر از $400^{\circ}C$ اتفاق افتاده است.

۳) رشته‌های پرتیت موجود در میلونیت گرانیت‌ها، به موازات فولیاسیون 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) توسط بیوتیت، پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز، تشکیل بافت گرانوفیری در اطراف بلورهای ارتوکلاز و حضور مجموعه‌های دانه‌ریز ارتوکلاز و کوارتز در بین ورقه‌های بیوتیت معلوم می‌شود که دگرشکلی در حضور مقدار کمی مذاب شروع شده و احتمالاً تا بعد از انجماد کامل مذاب ادامه داشته است. بدیهی است که تجدید تبلور و رشد دانه‌ها در آخرین مراحل دگرشکلی، مقداری از شواهد دگرشکلی اولیه را محو نموده است.

۵) شواهد صحرایی و میکروسکپی حکایت از دگرشکلی دمای بالای سنگ‌های حاشیه‌ی توده نفوذی لخشک به موازات همبری سنگ‌های میزبان دارد. بر اساس داده‌های پتروگرافی می‌توان نتیجه گرفت که توده مزبور احتمالاً به صورت همزمان با تکتونیک به داخل مجموعه سنگ‌های دگرگونی درجه ضعیف منطقه تزریق شده است.

قدردانی

این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی "پتروژنز و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی لخشک و دایک‌های آن (شمال‌غرب زاهدان)" به شماره پرونده "۶/۰۱ک/۶۱۰۵۰۲۶" است که با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه تهران انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌گردد.

منابع:

Behruzi A. 1993: Geological map of Zahedan 1:250000 survey sheet. Geological Survey of Iran. Tehran.

Bell T.H., Johnson S.E. 1989: The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe Thrust mylonite zone, central Australia. *J. Meta. Geo.* **7:** 151–168.

Bons P.D., Jessell M.W. 1999: Micro-shear zones in experimentally deformed octachloropropane. *J. Struc. Geo.* **21:** 323–334.

Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Ne'de'lec A., Cuney M. 1992: Submagmatic microfractures in granites. *Geo.* **20:** 35–38.

Brown W.L., Parsons I. 1989: Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behavior diagrams for igneous rocks. *Min. Mag.* **53:** 25–42.

Drury M.R., Urai J.L. 1990: Deformation-related recrystallisation processes. *Tectonophys.* **172:** 235–253.

Eggleton R.A. 1979: The ordering path for igneous K-feldspar megacrysts. *American Mineralogist.* **64:** 906–911.

Eggleton R.A., Buseck P.R. 1980: The orthoclase–microcline inversion: a high-resolution TEM study and strain analysis. *Con. Min. Petrol.* **74:** 123–133.

Fitzgerald J.G., McLaren A.C. 1982: The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites. *Con. Min. Petrol.* **80:** 219–229.

Hippertt J.F. 1988: Breakdown of feldspar, volume grain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. *J. Struc. Geo.* **20:** 175-193.

Johnson S.E., Vernon R.H., Upton P. 2004: Foliation development and progressive strain-rate partitioning in the crystallizing carapace of a tonalite pluton: microstructural evidence and numerical modeling. *J. Struc. Geo.* **26:** 1845–1865.

Passchier C.W., Trouw R.A.J. 1996: Micro tectonics. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.

Pryer L.L., Robin P.Y.F. 1995: Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. *J. Meta. Geo.* **14:** 645–658.

Rosenberg C.L., Handy M.R. 2000: Syntectonic melt pathways during simple shearing of a partially molten rock analogue (Norcamphor–Benzamide). *J. Geophys. Res.* **105:** 3135–3149.

Shelly D. 1993: Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Cambridge University Press, Cambridge.

Stocklin J. 1968: Geology of the central coastal Makran area (Iranian oil Company). Unpublished Report GR91c, National Iranian Oil Company, Tehran.

Tikoff B., de Saint Blanquat M. 1997: 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

www.SID.ir

Archive of SID

melt segregation to emplacement fabrics. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands. Pp. 231–252.
Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E. 1983: The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94:** 134-150.
Trimby P.W., Prior D.J., Wheeler J., 1998: Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite. *J. Struc. Geol.* **20:** 917–935.
Tullis J., Stünitz H., Teyssier C., Heilbronner R. 2000: Deformation microstructures in quartzo-feldspathic 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**.
Urai J.L., Means W.D., Lister G.S. 1986: Dynamic recrystallisation of minerals. In Hobbs B.E. & Heard H.C. (Eds.) Mineral and Rock deformation: Laboratory Studies. *Union Geophy. Monograph.* **36:** 161-199.
Van der Molen I., Paterson M.S. 1979: Experimental deformation of partially melted granite. *Con. Min. Petrol.* **70:** 299–318.
Vernon R.H. 1977: Micro fabric of mica aggregates in partly recrystallized biotite. *Con. Min. Petrol.* **61:** 175–185.
Vernon R.H. 1999: Flame perthite in metapelitic gneisses in the Cooma Complex, SE Australia. *Amer. Min.* **84:** 1760–1765.
Vernon R.H., Johnson S.E., Melis E.A. 2004: Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San Jose´ tonalite, Baja California, Mexico. *J. Struc. Geol.* **26:** 1867–1884.

www.SID.ir