ریزساختارها و شرایط تغییرشکل در مجموعه‌های هسته دگرگونی موته- گلپایگان

احسان موسوی [۱*] و محمد محجل [۲]

[۱] دکترا، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
[۲] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۲/ ۱۱/ ۱۳۹۲ تاریخ پذیرش: ۰۶/ ۰۷/ ۱۳۹۳

چکیده

در مجموعه‌های هسته دگرگونی موته- گلپایگان (شامل مجموعه خاوری و باختری) در پهنه سنندج- سیرجان، ۲ رخداد دگرگونی ناحیه‌ای اصلی وجود دارد. در ارتباط با این دگرگونی‌ها، تغییر شکل‌هایی نیز در مقیاس دانه‌های سازنده در این سنگ‌ها رخ داده و ریزساختارهای مختلفی را ایجاد کرده است. ریزگسل‌ها در گروه ریزساختارهای ایجاد شده در شرایط شکنا هستند. در مجموعه خاوری، باز بلورین شدن بالجینگ در دانه‌های کوارتز و کمتر در دانه‌های فلدسپار، ساختار قفسه کتابی پورفیروکلاست‌های فلدسپار قطعه قطعه شده، دگرشکلی و شکل‌گیری پهنه‌های برشی را در شرایط دمای پایین نشان می‌دهند. در پهنه‌های برشی مجموعه خاوری، بافت گرانوبلاستیک چندوجهی در پورفیروکلاست‌های چند بلورین کوارتزی، بازپخت پس از میلونیتی شدن را در یک شرایط درجه متوسط مستند می‌کند. در مجموعه باختری، ریزدانه‌های کوارتزی صفحه شطرنجی، شرایط درجه بالا را در جریان دگرشکلی اول پیشنهاد می‌کنند، ولی خاموشی موجی آنها، شرایط درجه پایین را در دگرشکلی دوم آشکار می‌کند. بافت گرانوبلاستیک چندوجهی در دانه‌های فلدسپار دارای چین‌های جناغی نیز درست همین شرایط را در ۲ دگریختی یادشده تأیید می‌کند. به‌طور کلی با توجه به ریزساختارها و شرایط دگرشکلی در مجموعه‌های دگرگون شده موته- گلپایگان به ترتیب ۳ مرحله بازبلورین شدن شامل ۱) بازبلورین شدن ایستای درجه بالا پس از رخداد دگرگونی اولیه؛ ۲) بازبلورین شدن پویا و میلونیتی شدن وابسته در شرایط دگرگونی درجه پایین و به‌طور محلی درجه متوسط؛ ۳) بازبلورین شدن ایستای پس از میلونیتی شدن، در شرایط درجه متوسط قابل شناسایی است. توده‌های گرانیتوییدی شمال گلپایگان می‌توانند به عنوان عامل گرمایی بازپخت در سنگ‌های دگرگون شده مجموعه باختری این منطقه مورد توجه قرار گیرند؛ ولی عامل گرمایی بازپخت در مجموعه خاوری مشخص نیست.

کلیدواژه‌ها: ریزساختار، دگرشکلی، موته، گلپایگان.

***نویسنده مسئول:** احسان موسوی
Email: moosavi_eh@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

ریزساختارهای تغییر شکل در کانی‌ها و سنگ‌ها، عوارضی در مقیاس میکروسکوپی هستند که اثرات تغییر شکل‌های پایدار را درخود ثبت کرده‌اند که شامل تغییرات شکل و حجم است و پس از رفع تنش در آنها باقی می‌ماند (Blenkinsop, 2000). در پوسته بالایی، تغییر شکل شکنا در مقیاس دانه‌های سازنده سنگ در طی سازوکار جریان کاتاکلاستیک و در نرخ کرنش بالا رخ می‌دهد (Passchier & Trouw, 2005). ریزساختارهای رده اول (Blenkinsop, 2000)، حاصل تغییر شکل شکنا هستند و طی چرخش اجسام سخت، بدون ایجاد تغییر شکل دایمی در شبکه بلور و در اثر سازوکار کاتاکلاستیک و خردشدگی ایجاد می‌شوند. ریزگسل‌ها و پهنه‌های آرد سنگ (Gouge zones) و تاکیلیت‌های دروغین از این گروه هستند. ریزساختارهای تشکیل شده در سطوح پوسته‌ای ژرف‌تر عبارتند از ریزساختارهای رده دوم و سوم (Blenkinsop, 2000). ریزساختارهای رده دوم طی انحلال، جابه‌جایی و رسوب‌گذاری مواد، بدون ایجاد شکستگی یا تغییر شکل دایمی در شبکه بلور ولی ریزساختارهای رده سوم در اثر تغییر شکل دایمی شبکه بلور، طی سازکارهای بازبلورین شدن پویا (Dynamic recrystallization) و بازیابی (Recovery) و بی هیچ‌گونه شکستگی ایجاد می‌شوند.

در سنگ‌های کوارتز و فلدسپاردار، اختلاف رفتار دگرشکلی میان بلورهای کوارتز و فلدسپار، شرایط دگرشکلی را تعیین خواهد کرد. برای نمونه در کوارتزها در دمای ۵۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد (شرایط دمای متوسط) بافت گرانوبلاستیک چندوجهی یا بافت اسفنجی (Foam texture) تشکیل می‌شود (Trouw et al., 2010). در دمای ۴۵۰ تا ۶۰۰ درجه، فلدسپار بیشتر در اثر سازوکار بازبلورین شدن بالجینگ (Bulging)، ولی در بالاتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد بیشتر در اثر سازکار چرخش ریزدانه دگریخت می‌شود و ممکن است با رشد میرمکیت همراه باشد (Altenberger & Wilhelm, 2000).

مجموعه‌های هسته دگرگونی موته- گلپایگان (Verdel, 2009) در پهنه سنندج- سیرجان، شامل ۲ مجموعه خاوری در شمال موته و باختری در شمال گلپایگان، به‌طور چیره از سنگ‌های پرکامبرین دگرگون شده ساخته شده است (شکل ۱). ۲ دگرگونی ناحیه‌ای اصلی، یکی در رخساره آمفیبولیت در ژوراسیک پایانی (Rashidnejad -Omran et al., 2002) و دیگری بیشتردر رخساره شیست سبز در بازه زمانی کرتاسه- ائوسن (Moritz et al., 2006) در این سنگ‌ها وجود دارد. همگام با این دگرگونی‌ها، تغییر شکل‌هایی نیز در مقیاس دانه‌های سازنده رخ داده و ریزساختارهای تغییر شکل مختلفی را در این سنگ‌ها ایجاد کرده است. شماری از ریزساختارهای کمیاب پس از تغییر شکل (از جمله بافت اسفنجی) نیز به‌ویژه در دانه‌های کوارتز و فلدسپار وجود دارند که تا کنون مورد توجه قرار نگرفته و معرفی نشده‌اند. در این پژوهش به‌طور سیستماتیک به برخی از ریزساختارهای تغییر شکل در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از نمونه سنگ‌های مجموعه‌های دگرگون شده موته- گلپایگان و اهمیت آنها در برآورد شرایط دمایی در هنگام دگرگونی و تغییر شکل اشاره خواهد شد.

۲- جایگاه زمین‌ساختی و زمین‌شناسی

گستره مورد بررسی در پهنه‌بندی ساختاری- رسوبی ایران جزیی از پهنه سنندج- سیرجان است (شکل ۱- الف). روند ساختاری عمومی پهنه سنندج- سیرجان شمال باختری- جنوب خاوری بوده و همانند روند کمان ماگمایی ارومیه- دختر و کوهزاد زاگرس است. مجموعه دگرگون شده موته- گلپایگان به شکل یک خمیدگی ساختاری دارای روند عمود بر پهنه ساختاری سنندج - سیرجان است (شکل ۱). مطابق بررسی‌های چند سال گذشته، روند بی‌همتای خمیدگی ساختاری موته- گلپایگان به کشش عمود بر کمان (ارومیه- دختر) در ائوسن نسبت داده شده است

(Verdel, 2009). با استناد به شواهد زمین‌شناسی- دیرینه‌جغرافیایی، فرورانش تتیس جوان در بخش‌هایی از پهنه سنندج- سیرجان از ژوراسیک میانی- پایانی آغازشده است (Ricou et al., 1977; McCall & Kidd, 1982; Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2005; Ghasemi & Talbot, 2006). گامه فشاری کوهزایی هم‌ارز لارامید در کرتاسه پسین- پالئوسن با سازوکار ترافشارش راست‌بر، دگرگونی رخساره شیست سبز، گسلش راندگی با گرایش جنوب باختر و رخ‌های کنگره‌ای فراگیر مشخص است (Mohajjel & Fergusson, 2000; Sarkarinejad et al., 2008). فرایندهای اخیر سبب ستبر شدگی پوسته پهنه سنندج- سیرجان شد (Moritz et al., 2006; Mohajjel et al., 2003; Berberian & King, 1981).

در ناحیه موته- گلپایگان، ماگمازایی ائوسن به گامه کششی اواخر کوهزاد هم‌ارز لارامید نسبت داده شده است (Moritz et al., 2006). با توجه به شواهد زمین‌زمان‌سنجی ایزوتوپی، به‌طورکلی در ناحیه موته- گلپایگان، دگرگونی ناحیه‌ای رخساره آمفیبولیت در ژوراسیک بالایی (Rashidnejad -Omran et al., 2002) و دگرگونی رخساره شیست سبز در بازه زمانی کرتاسه تا ترشیری آغازین (Moritz et al., 2006) رخ داده است. تشکیل پهنه‌های برشی، نه تنها در کشش پایانی کوهزاد هم‌ارز لارامید، بلکه درگامه فشاری آن نیز دیده می‌شود (موسوی، ۱۳۹۱).

به‌طور کلی در ناحیه مورد بررسی، پهنه‌های برشی در زیر گسل جداکننده‌ای جا دارند که سنگ‌های پی‌سنگ دگرگون شده پوسته زیرین را از سنگ‌های کم دگرگون، دگرگون نشده و سنگ‌نهشته‌های پرکننده حوضه‌های رسوبی در پوسته بالایی جدا می‌کند. سنگ‌های پی سنگ دگرگون شده به‌طور چیره شامل میکاشیست، آمفیبولیت (و به‌طو فرعی آمفیبول‌شیست)، گنایس،گارنت- استارولیت میکاشیست و مرمر به سن پرکامبرین پسین هستند. سنگ‌های پوشش رسوبی روی هم رفته از اسلیت، فیلیت، دولومیت، شیل، ماسه‌سنگ و کنگلومرا به سن پرمین- تریاس، ژوراسیک زیرین و کرتاسه میانی ساخته شده‌اند. حوضه‌های رسوبی روی گسل جداکننده در هنگام کشش ایجاد شده و به‌طور چیره از سنگ‌نهشته‌های تخریبی شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ و برش پرتگاه گسل به سن ائوسن و الیگومیوسن ترکیب یافته است (شکل ۱- ب). برای کوتاه شدگی در گامه فشارشی کوهزاد هم‌ارز لارامید، شمال خاوری- جنوب باختری است. کشش زمین‌ساختی در گامه کششی اواخر کوهزاد هم‌ارز لارامید تقریباً موازی با روند کلی خمیدگی مجموعه هسته دگرگونی موته- گلپایگان، یعنی شمال خاوری- جنوب باختری است (Moritz et al., 2006; Verdel, 2009). گرانیت‌های پرکامبرین پسین (Hassanzadeh et al., 2008) و گرانیتوییدهای کرتاسه- پالئوسن شامل توده‌های گرانیتی، سینیتی و دیوریتی، درون پی‌سنگ دگرگون شده موجود در فرودیواره گسل جداکننده نفوذ کرده‌اند (شکل ۱- ب). توده‌های پرکامبرین دگرگونی رخساره‌های آمفیبولیت و شیست سبز و توده‌های کرتاسه- پالئوسن بیشتر اثرات دگرگونی رخساره شیست سبز را نشان می‌دهند.

۳- روش کار

به منظور برآورد شرایط دمایی دگرشکلی روش‌های مختلفی از جمله بررسی میکروسکوپی ریزساختارها، تعیین جهت‌یافتگی محور C کانی کوارتز، تعیین کانی‌های همراه و دما- فشارسنجی کانی‌های دگرگونی وجود دارد (Passchier & Trouw, 2005). در اینجا ریزساختارهای میکروسکوپی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان بررسی شده و شرایط دمایی دگرگونی در هنگام تشکیل ریزساختارهای موجود در هر مقطع نازک به‌طور نسبی به دست آمده است. محل و شماره نمونه‌های مقاطع نازک تهیه شده برای بررسی ریزساختارها در شکل ۱- ب نشان داده شده است.

در ادامه، ریزساختارهای بررسی شده در مجموعه هسته دگرگونی خاوری و سپس مجموعه باختری ارائه خواهند شد.

۴- ریزساختارهای بررسی شده در مجموعه خاوری

در مجموعه هسته دگرگونی خاوری، ریزساختارهای دگرشکلی در گنایس‌ها در ۲ منطقه مجزا یکی در معدن موته و دیگری در منطقه چاه‌باغ بررسی شده است. در منطقه چاه‌باغ، در بیشتر تصاویر میکروسکوپی، بازپخت پس از میلونیتی شدن (Post- mylonitization annealing) با شکل‌گیری بافت گرانوبلاستیک چند وجهی در دانه‌های کوارتز بدون کرنش موجود در کلاست‌های چندبلورین مشخص است (شکل ۲- الف). از دیگر ویژگی‌های این بافت وجود میانبارهای به دام افتاده در دانه‌های کوارتز است (Trouw et al., 2010). بافت گرانوبلاستیک چندوجهی یا بافت اسفنجی دانه‌های کوارتز، ویژگی سازوکار کاهش سطح مرز دانه (GBAR) است. دراینجا این بافت شرایط دمای متوسط را پس از میلونیتی شدن نشان می‌دهد (Trouw et al., 2010). در شکل‌های ۲- الف و ب بازبلورین شدن بالجینگ در دانه‌های کوارتز و کمتر در دانه‌های فلدسپار، نشان‌دهنده شرایط دمای پایین (۲۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) در خلال بازبلورین شدن پویاست. کلاست چندبلورین کوارتز در شکل ۲- الف، نشانگر سوی برش راست‌بر در راستای شمال باختری- جنوب خاوری در مقطع نازک است. در شکل ۲- ب، بودین‌شدگی فلدسپارها در راستای کشش نیز شرایط درجه پایین را در طول بازبلورین شدن پویا و تشکیل پهنه‌های برشی پیشنهاد می‌کند.

در تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک منطقه موته (شکل‌های ۲- ج و د)، بازبلورین شدن بالجینگ در دانه‌های کوارتز (BLG در شکل ۲- د) و وجود ساختار قفسه کتابی در قطعات فلدسپار (در شکل ۲- د) شرایط دمای پایین را نشان می‌دهند (Passchier & Trouw, 2005). در شکل ۲- ج، پله‌شدگی پیرامون پورفیروکلاست فلدسپار در بالا و سمت چپ شکل، سوی برش چپ‌بر را در مقطع نازک ارائه می‌کند. بلورهای فلدسپار، بدون خاموشی موجی و ماکل دگرشکلی هستند و شرایط دمای پایین را در طی بازبلورین شدن پویا پیشنهاد می‌کنند. بافت گرانوبلاستیک چندوجهی به‌طور جزیی در دانه‌های کوارتز دیده می‌شود و بازبلورین شدن ایستا را در شرایط دمای متوسط طی سازوکار کاهش سطح مرز دانه (GBAR در شکل ۲- الف) نشان می‌دهد.

۵- ریزساختارهای بررسی شده در مجموعه باختری

در مجموعه باختری، ریزگسل‌ها از رایج‌ترین ریزساختارهای رده اول (Blenkinsop, 2000) هستند. این ریزساختارها نتیجه فرانهادگی تغییر شکل گامه شکنا روی ساختارهای گامه شکل‌پذیر هستند. در منطقه موته- گلپایگان این فرایند در خلال روبرداری (Exhumation) سنگ‌های دگرگون شده رخ داده است (Moritz et al., 2006). در شکل ۳- الف نمونه‌ای از ریزگسل‌های عادی مزدوج دیده می‌شود. درون این ریزگسل‌ها با کانی‌های رسی و اکسیدآهن پر شده است.

رخ‌های کنگره‌ای و پورفیروبلاست‌های گارنت پیش از زمین‌ساخت دارای سایه‌های کرنش در پیرامون خود (شکل ۳- ب) و فرینج‌های کلریت پیرامون بلورهای پیریت در میکاشیست‌ها (شکل ۳- ج) و ریزرگه‌های فیبری دارای رشد هم‌محور در مرمرها (شکل۳- د) از جمله ریزساختارهای رده دوم (Blenkinsop, 2000) هستند.

رخ‌های کنگره‌ای نتیجه انحلال و پورفیروبلاست‌ها، سایه‌های کرنش، فرینج‌ها و ریزرگه‌ها نتیجه رسوب‌گذاری هستند. این ریزساختارها به‌طور معمول تغییر شکل‌هایی را در رخساره شیست سبز و بالاتر نشان می‌دهند (Blenkinsop, 2000). در بیشتر جاها، چین‌های کنگره‌ای موجود در مجموعه باختری در مرحله تکامل ابتدایی هستند، چون سطح رخ کنگره‌ای تکامل نیافته است. این ریزکنگره‌ها از چین‌خوردگی نوارهای ترکیبی ایجاد شده‌اند. در شکل ۳- ب سایه‌های کرنش بیشتر از کانی کوارتز ساخته شده‌اند و در اثر تغییر شکل دوم چین خورده و ریزکنگره‌ها را ساخته‌اند؛ در حالی که رخ کنگره‌ای تکامل نیافته است. در شکل ۳- ج، فرینج‌های

کلریت پیرامون پیریت از نوع "تحت کنترل جابه‌جایی" هستند؛ از این رو می‌توانند به عنوان نشانگر سوی برش به کار روند (Blenkinsop, 2000). شکل دوخمه S مانند آن، سوی برش راست‌بر را در مقطع میکروسکوپی نشان می‌دهد. ریزرگه‌های فیبری می‌توانند در بررسی تاریخچه حرکت گسل‌ها به کار روند. آنها ممکن است در سطوح گسل‌ها نیز ایجاد شوند (Ramsay & Huber, 1983). در ریزرگه فیبری دارای رشد هم‌محور در شکل ۳- د، احتمالاً ابتدا کشش عمود بر دیواره رگه و سپس برش چپ‌بر موازی با آن عمل کرده است.

خاموشی موجی، ماکل‌های تغییر شکل، ریزدانه‌ها و نودانه‌ها از جمله ریزساختارهای رده دوم در مجموعه باختری هستند. خاموشی موجی جارویی (Sweeping undulatory extinction) به گونه هم‌آهنگ از یک سوی بلور شروع و تا سوی دیگر ادامه می‌یابد (Blenkinsop, 2000). در شکل ۴- الف خاموشی موجی جارویی در بلور فلدسپار (ارتوکلاز) نشانه تغییر شکل درون بلورین در دمای پایین تا متوسط (۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه) است. فلدسپارهای دگریخت شده ولی بازبلورین نشده و کوارتزهایی که به گونه کامل بازبلورین نشده‌اند نشانه رخساره شیست سبز درجه بالا هستند (Trouw et al., 2010).

ماکل‌های تغییر شکل از دیگر نشانه‌های تغییر شکل درون بلورین هستند که در کلسیت و فلدسپارها رایج هستند. در شکل ۴- ب، تغییر شکل درون بلورین در فلدسپار به ۳ شکل خمیدگی (Kinking)، نوک‌تیزشدگی (Tapering) و شاخه‌شاخه شدن (Branching) ماکل دیده می‌شود؛ در حالی که بازبلورین شدن فلدسپار دیده نمی‌شود. در این شکل نیز فلدسپار در آستانه دگریختی خود در شرایط دمای پایین تا متوسط قرار دارد. ماکل‌های تغییر شکل در کلسیت به ماکل‌های نشانگر دما معروفند (Burkhard, 1993). ماکل‌های غیر عادی کلسیت (نوع سوم و چهارم) خمیده و عدسی‌شکل و ماکل‌های عادی (نوع اول و دوم) مستقیم هستند. ماکل‌های نوع اول عادی مستقیم و نازک‌تر از یک میلی‌متر هستند (برای نمونه در بخش پایین شکل ۴- ج) در حالی که ماکل‌های نوع دوم (برای نمونه در مرکز شکل ۴- ج) ستبرترند و دمای میان ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (Ramsay & Huber, 1983). این دما نماینده تغییر شکل درون‌بلورین در شرایط رخساره شیست سبز است. مهاجرت مرزدانه‌ها در کوارتزها سبب ایجاد مرزهای دندانه‌دار می‌شود که در آن بالجینگ مرز ریزدانه‌ها دیده می‌شود (BLG در شکل‌های ۴- د و ه). در این شکل فلدسپار بازبلورین نشده است. این نوع مهاجرت مرز دانه‌ها را نوع دماپایین گویند (Passchier & Trouw, 2005). تشکیل نودانه‌های کوارتز، نتیجه دو سازوکار مهاجرت مرز دانه‌ها و چرخش ریزدانه‌ها و نشانه‌ای از بازبلورین شدن پویا یا بازبلورین شدن همزمان با زمین‌ساخت در دانه‌های کوارتز است (Blenkinsop, 2000). در شکل ۴- ه نودانه‌ها (که با حرف N نمایش داده شده‌اند.) با موقعیت خاموشی متفاوت خود در مرز و درون نوارهای کشیده شده کوارتزی در گنایس‌ها مشخص هستند. در نوعی از ریزدانه‌های کوارتزی، به‌نام ریزدانه‌های صفحه شطرنجی، ریزدانه‌ها هم در طول و هم در قاعده دانه اصلی دیده می‌شوند. این ریزدانه‌ها به عنوان یک ریزساختار فشار- دماسنج تغییر شکل مورد توجه (Blenkinsop, 2000) و نشانه دگرشکلی در میدان پایداری کوارتز بتا هستند (Kruhl, 1996). ریزدانه‌های صفحه شطرنجی، دماهای بالاتر از ۵۷۳ درجه سانتی‌گراد در فشار صفرکیلوبار تا ۸۲۵ درجه در فشار ۱۰ کیلو بار (Gross & Van Heege, 1973) را نشان می‌دهند. ریزدانه‌های صفحه شطرنجی در منطقه مورد بررسی کمیاب هستند. در شکل ۴- و نمونه‌ای از این ریزدانه‌ها در گنایس‌ها دیده می‌شود. ریزدانه‌های صفحه شطرنجی به گونه محلی شرایط درجه بالا را در طول دگرشکلی اولیه در مجموعه باختری پیشنهاد می‌کند، در حالی که خاموشی موجی موجود در دانه‌های کوارتز این ریزدانه‌ها، دگرشکلی جوان‌تر را در شرایط درجه پایین نشان می‌دهد.

۶- ریزساختارهای نماینده بازپخت پس از تغییر شکل

در مجموعه هسته دگرگونی خاوری، آثار بازپخت به گونه محلی در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود (به ریزساختارهای مجموعه خاوری مراجعه شود.). در مقاطع میکروسکوپی گنایس‌های نواری در مجموعه باختری، آثار بازپخت در نوارهای کوارتزی به شکل فابریک شکل دانه دمابالا (شکل ۵- الف) و در نوارهای فلدسپار به شکل بافت اسفنجی (شکل‌های ۵- الف و ب) دیده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی گنایس‌های دمابالا و کمی میلونیتی شده در مجموعه باختری در شمال اسفاجرد، نوارهای ترکیبی تک‌کانی و درشت‌بلور مجزایی از کوارتز و فلدسپار دیده می‌شود. آثار بازپخت پس از دگرگونی در نوارهای درشت‌بلور و تک‌کانی فلدسپار به شکل بافت گرانوبلاستیک چندوجهی (بافت اسفنجی) در دانه‌های دارای ماکل دگرشکلی بعدی (در دمای پایین‌تر) دیده می‌شود. در نوارهای کوارتزی، شواهد بازبلورین شدن پویا با وجود خاموشی موجی و مهاجرت مرز دانه‌ها مشخص است. در شکل ۵- ب بافت اسفنجی شرایط دمای بالا را طی یک بازبلورین شدن ایستا، پیش از تشکیل چین‌های جناغی در بلورهای فلدسپار پیشنهاد می‌کند.

در مرمرهای شمال اسفاجرد به‌گونه‌ای محلی، قطعات کرنش بالاتر کلسیت درون زمینه ریزدانه بازبلورین شده و بدون کرنش دیده می‌شود (شکل ۵- ج). قطعات درشت دارای ماکل‌های تغییر شکل هستند؛ در حالی که در زمینه، بازبلورین شدن ایستا با شکل‌گیری بافت اسفنجی در بلورهای کلسیت دیده می‌شود. در شکل ۵- د، ساخت ماهی‌شکل بیوتیت، سوی برش چپ بر را در مقطع میکروسکوپی پیشنهاد می‌کند. آثار بازبلورین شدن بالجینگ در بلورهای کوارتز دیده می‌شود و نشان‌دهنده شرایط دمای پایین طی دگرشکلی است. بلورهای مسکوویت پس از میلونیتی شدن به خرج بیوتیت رشد کرده و رشد تصادفی و بدون کرنش نشان می‌دهند. سوی رخ‌ها در بلورهای مسکوویت به‌طور کامل متفاوت است.

۷- بحث و نتیجه‌گیری

در مجموعه دگرگونی موته- گلپایگان نمونه‌هایی از ریزساختارهای دگرشکلی شکنا (رده اول، شکل ۳- الف)، شکل‌پذیر (رده دوم و سوم، شکل‌های ۲، ۳ و ۴) و همچنین ریزساختارهای پس از دگرشکلی (شکل ۵) وجود دارند. ریزگسل‌ها مهم‌ترین ریزساختارهای رده اول هستند که در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های دگرگون شده شمال گلپایگان دیده شده‌اند. این ریزساختارها از دید سن نسبی ممکن است هم‌زمان یا پس از روبرداری سنگ‌های دگرگونی ایجاد شده باشند. نمونه‌های جهت‌دار فرینج‌ها و رگه‌های فیبری می‌توانند در بررسی تاریخچه دگرشکلی مفید باشند (Trouw et al., 2010). در میان ریزساختارهای رده دوم، سایه‌های کرنش پیرامون پورفیروبلاست‌ها (شکل ۳- ب) در سنگ‌های دگرگون شده ناحیه مورد بررسی رایج‌ترند. ریزساختارهای نشانگر پلاستیسیته درون‌بلورین از جمله مهم‌ترین و رایج‌ترین ریزساختارهایی هستند که می‌توانند در بررسی شرایط فیزیکی دگرشکلی در ناحیه، مورد استفاده قرار گیرند.

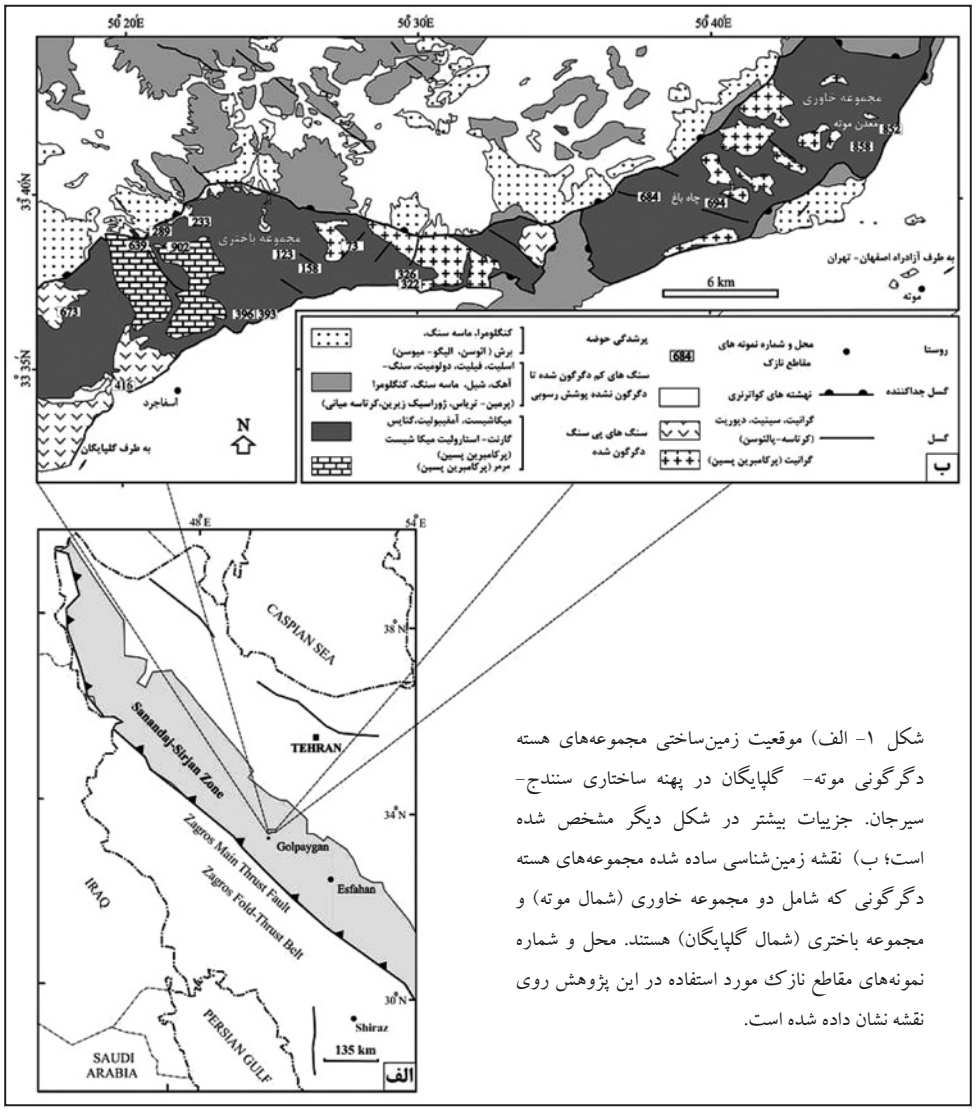
در مجموعه خاوری، بازبلورین شدن بالجینگ در دانه‌های کوارتز و وجود ساختار قفسه کتابی در پورفیروکلاست‌های فلدسپار (شکل ۲)، دگرشکلی و شکل‌گیری پهنه های برشی را در شرایط دمای پایین (۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد) نشان می‌دهد (Passchier & Trouw, 2005). بازپخت پس از میلونیتی‌شدن با شکل‌گیری بافت گرانوبلاستیک چندوجهی در دانه‌های کوارتز، نشانه شرایط دمای متوسط (Trouw et al., 2010) در پایان میلونیتی‌شدن و شکل‌گیری پهنه‌های برشی در مجموعه خاوری است (شکل ۲). به‌طور کلی ۲ مرحله بازبلورین شدن در سنگ‌های دگرگون شده مجموعه خاوری دیده می‌شود؛ ۱) مرحله بازبلورین شدن پویا و میلونیت‌زایی در شرایط درجه پایین؛ ۲) مرحله بازبلورین شدن ایستا (پس از میلونیت‌زایی) در شرایط درجه متوسط.

در مجموعه باختری، خاموشی موجی و ماکل‌های دگرشکلی در بلورهای فلدسپار و کلسیت، خاموشی موجی و بازبلورین شدن بالجینگ گسترده در دانه های کوارتز، همچنین خاموشی موجی در ریزدانه‌های کمیاب صفحه شطرنجی نشان‌دهنده شرایط دمای پایین و به‌گونه‌ای محلی درجه متوسط در طول بازبلورین شدن پویا است (شکل‌های ۴- الف تا ه). بازبلورین شدن ایستا و بازپخت پس از دگرگونی اصلی در نوارهای ترکیبی کوارتز و فلدسپار جدا شده دید می‌شود (شکل‌های ۵- الف و ب). بافت گرانوبلاستیک چندوجهی در دانه‌های فلدسپار بدون کرنش، شرایط دمای بالا را در پایان دگرگونی اولیه نشان می‌دهد. چین‌خوردگی جناغی و دگرشکلی در بلورهای فلدسپار و همچنین بازبلورین شدن بالجینگ در دانه‌های نوارهای کوارتز تک‌کانی و تشکیل نشدن دانه‌های جدید فلدسپار در پیرامون دانه‌های دیرین، بیشتر شرایط دمای پایین را در زمان بازبلورین شدن پویای بعدی پیشنهاد می‌کند. همچنین آثار رشد بدون کرنش دانه‌های مسکوویت تشکیل شده به خرج بیوتیت، در پایان میلونیتی شدن در مجموعه باختری دیده می‌شود (شکل ۵- د).

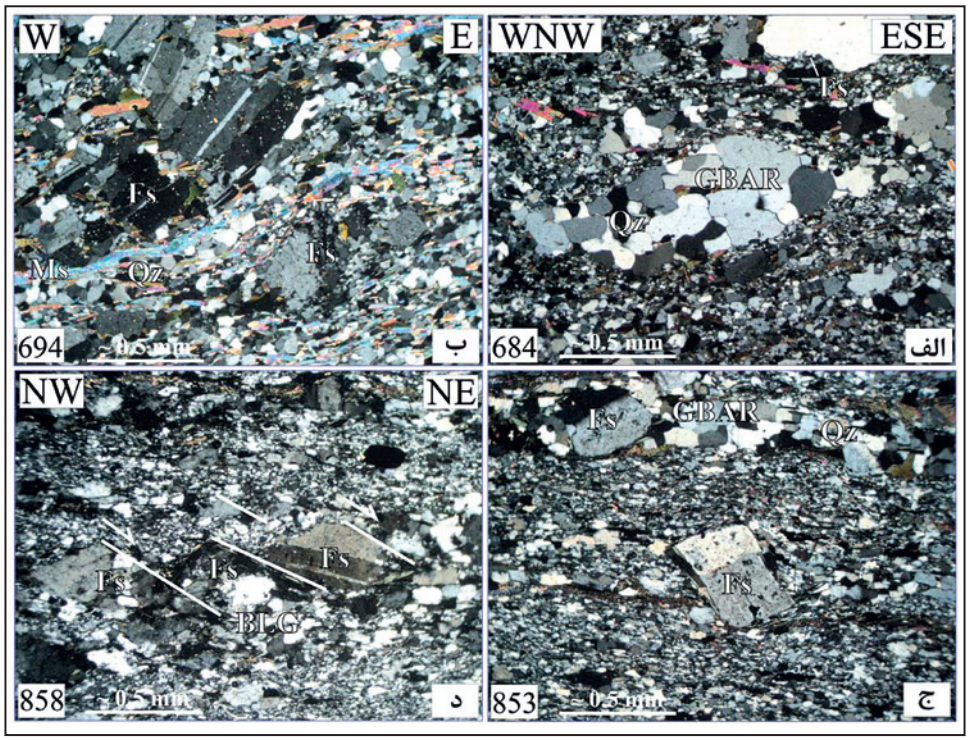
روی هم رفته، با توجه به ریزساختارهای موجود در مجموعه‌های دگرگون شده موته- گلپایگان ۳ مرحله بازبلورین شدن از دید زمانی قابل شناسایی است؛ ۱) بازبلورین شدن ایستا (بازپخت) پس از دگرگونی، در شرایط درجه بالا؛ ۲) بازبلورین شدن پویا و میلونیتی شدن در شرایط رخساره درجه پایین و به‌طور محلی متوسط؛ ۳) بازبلورین شدن ایستا (بازپخت) پس از میلونیتی شدن، در شرایط دگرگونی درجه متوسط.

توده‌های نفوذی گرانیتوییدی درمنطقه موته- گلپایگان از دید سن ۲ دسته اصلی هستند. توده‌های نفوذی دیرین‌تر سن اورانیم- سرب در بلورهای زیرکن برابر پرکامبرین پسین (Hassanzadeh et al., 2008) دارند. این توده‌ها در بیشتر جاها هم دگرگونی رخساره آمفیبولیت و هم رخداد میلونیتی شدن بعدی را دچار شده‌اند (موسوی، ۱۳۹۱). دسته دوم توده‌های نفوذی، گرانیتوییدی شمال گلپایگان هستند (شکل ۱- ب). توده‌های نفوذی اخیر پس از دگرگونی اصلی نفوذ و برگوارگی اولیه موجود در میکاشیست‌های گارنت- استارولیت‌دار را قطع کرده‌اند و دچار رخداد میلونیتی شده‌اند (موسوی، ۱۳۹۱). توده‌های گرانیتوییدی شمال گلپایگان می‌توانند به عنوان عامل بازپخت در سنگ‌های دگرگون شده این منطقه مورد توجه قرارگیرند؛ ولی عامل بازپخت در مجموعه خاوری مشخص نیست.

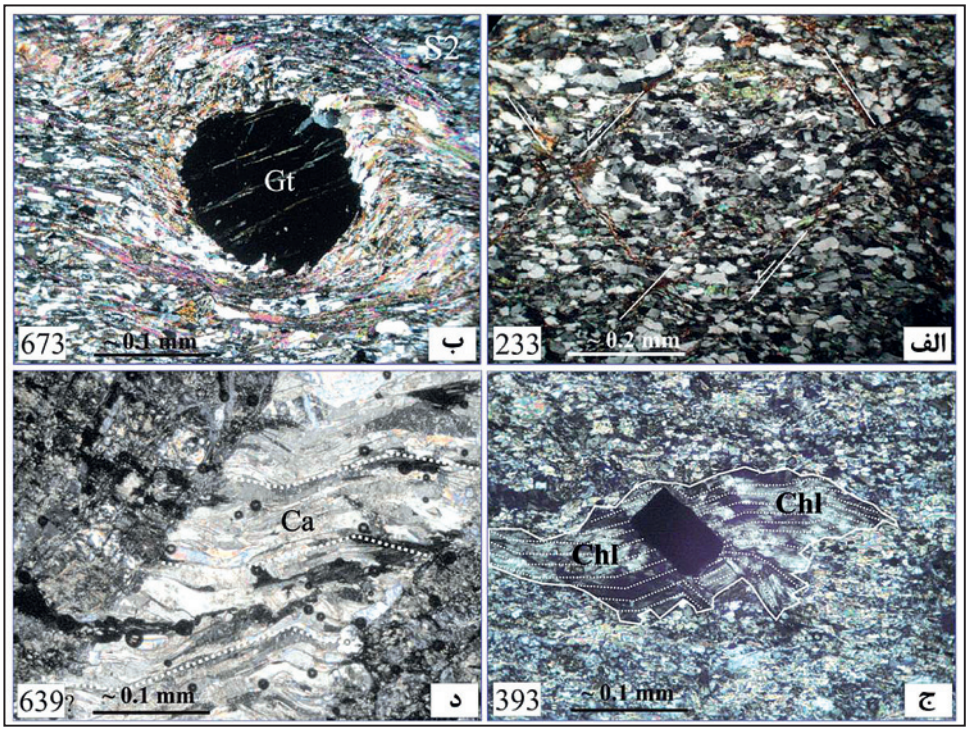
فرایند بازپخت به پیدایش نوع ویژه‌ای از میانبارها با ابعاد کوچک‌تر از ده‌ها میکرون در سنگ‌ها می‌انجامد. این نانومیانبارها در خلال رشد بلور به دام افتاده‌اند (Goltrant et al., 1991). فرایند بازپخت می‌تواند شواهدی را در مورد مسیر دما- زمان سنگ در اختیار ما قرار دهد (Borthwick & Piazolo, 2010). ازآنجا که نمونه‌های طبیعی از سنگ‌های غنی از کوارتز بازپخت شده در طبیعت کمیاب است (Augensteine & Burg, 2011)، میلونیت‌های کوارتز- فلدسپار بازپخت شده مجموعه هسته دگرگون موته- گلپایگان می‌توانند به عنوان نمونه‌های طبیعی برای بررسی پدیده بازپخت پس از بازبلورین شدن پویا در بلورهای کوارتز و فلدسپار و نیز بررسی مسیر دما- زمان در این سنگ‌ها مورد توجه قرار گیرند.



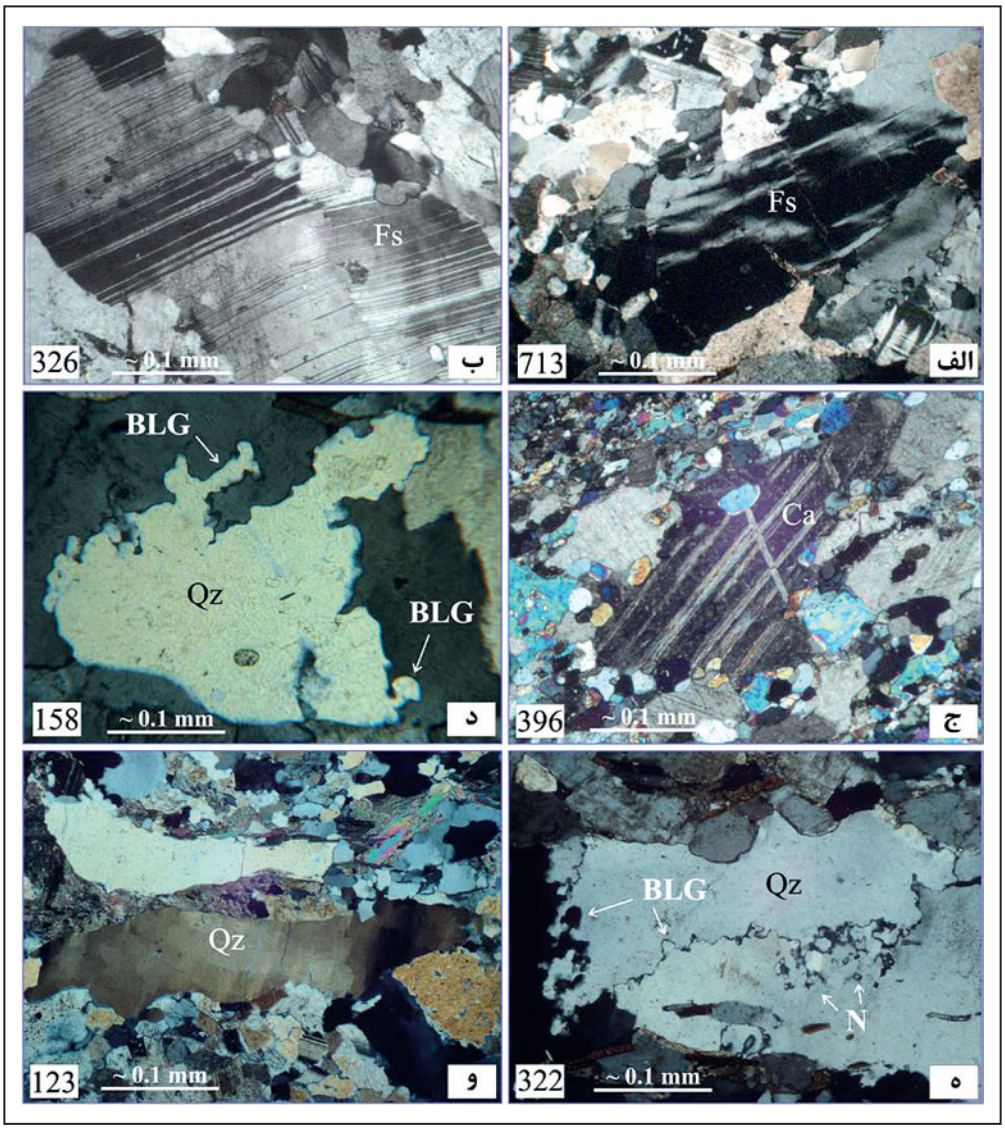
شکل ۱- الف) موقعیت زمین‌ساختی مجموعه‌های هسته دگرگونی موته- گلپایگان در پهنه ساختاری سنندج- سیرجان. جزییات بیشتر در شکل دیگر مشخص شده است؛ ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده مجموعه‌های هسته دگرگونی که شامل دو مجموعه خاوری (شمال موته) و مجموعه باختری (شمال گلپایگان) هستند. محل و شماره نمونه‌های مقاطع نازک مورد استفاده در این پژوهش روی نقشه نشان داده شده است.



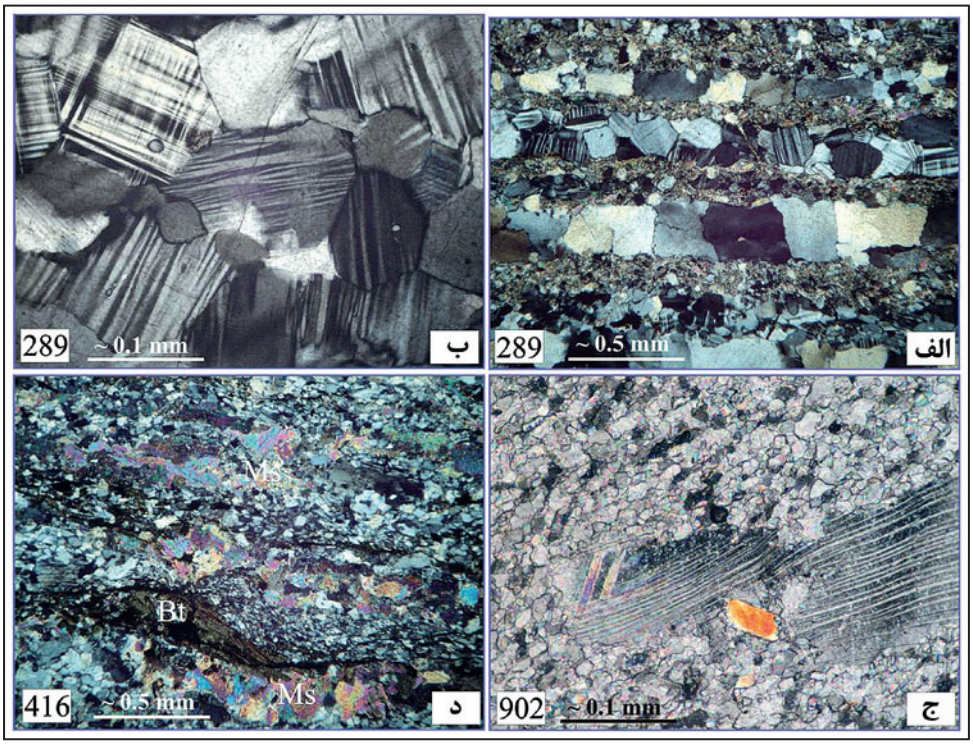
شکل ۲- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک نمونه‌های گنایس‌های میلونیتی منطقه چاه باغ؛ ج و د) تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک گنایس میلونیتی منطقه معدنی موته. بر چسب‌های سمت چپ و پایین هر شکل محل نمونه‌برداری را نشان می‌دهند (به شکل ۱ مراجعه شود). برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود. تصاویر در حالت نیکل‌های عمود بر هم تهیه شده است. نشانه‌های اختصاری به کار رفته عبارتند از: Qz = کوارتز، Fs = فلدسپار، Ms = مسکوویت، Gt = گارنت، Chl = کلریت، Ca = کلسیت، N= نودانه، BLG = بالجینگ، GBAR = کاهش سطح مرز دانه، S2 = برگوارگی نسل دوم (کنگره‌ای).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی برخی از ریزساختارهای دگرشکلی رده اول و دوم در مجموعه باختری. الف) دسته ریزگسل‌های عادی هم‌بوغ در شمال اسفاجرد (سطح مقطع قائم است)؛ ب) رخ کنگره‌ای و پورفیروبلاست گارنت پیش از زمین‌ساخت در میکاشیست‌های گارنت‌دار؛ ج) فرینج تحت کنترل جابه‌جایی در میکاشیست‌ها، که از رشته‌های کلریت پیرامون بلور پیریت ساخته شده است؛ د) رگه فیبری پر شده از کلسیت ثانوی در مرمرهای شمال اسفاجرد. بر چسب‌های سمت چپ و پایین هر شکل محل نمونه‌برداری را نشان می‌دهد (به شکل ۱ مراجعه شود). همه تصاویر در حالت نیکل‌های عمود بر هم تهیه شده‌اند (نشانه‌های اختصاری همانند شکل ۲).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی شماری از ریزساختارهای نشانگر پلاستیسیته درون بلوری در مجموعه باختری. الف) خاموشی موجی جارویی در ارتوز؛ ب) ماکل دگرشکلی پلاژیوکلاز در آمفیبول شیست‌های شمال اسفاجرد؛ ج) ماکل نوع دوم (عادی ستبر) در بلورهای کلسیت درون آمفیبول شیست؛ د) بازبلورین شدن بالجینگ کوارتز در میکاشیست‌های مجموعه باختری؛ ه) بازبلورین شدن پویای دانه‌های کوارتز در گنایس با بازبلورین شدن بالجینگ و شکل‌گیری نودانه‌ها مشخص است؛ و) ریزدانه صفحه شطرنجی در گنایس. همه تصاویر در حالت نیکل‌های عمود تهیه شده‌اند. بر چسب‌های سمت چپ و پایین هر شکل محل نمونه‌برداری را نشان می‌دهد (به شکل ۱ مراجعه شود؛ نشانه‌های اختصاری همانند شکل ۲).



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی شماری از ریزساختارهای پس از دگرشکلی در مجموعه باختری. الف) گنایس نواری. نوارهای فلدسپار بدون کرنش، بافت اسفنجی اولیه و دگرشکلی بعدی نشان می‌دهند؛ در حالی که نوارهای کوارتزی، بازبلوین شدن بالجینگ را به نمایش می‌گذارند؛ ب) دید نزدیک از بافت اسفنجی یا بافت گرانوبلاستیک چندوجهی در نوارهای فلدسپار دارای چین‌های جناغی بعدی؛ ج) بازپخت پس از دگرشکلی در بلورهای کلسیت پیرامون کلاست اولیه در مرمر که ماکل‌های دگرشکلی را حفظ کرده است؛ د) رشد تصادفی و بدون کرنش در بلورهای مسکوویت پس از میلونیتی شدن در میکاشیست میلونیتی شده. همه تصاویر در حالت نیکل‌های عمود بر هم هستند. بر چسب‌های سمت چپ و پایین هر شکل محل نمونه‌برداری را نشان می‌دهد (به شکل ۱ مراجعه شود؛ نشانه‌های اختصاری همانند شکل ۲).

کتابنگاری

موسوی، ا.، ۱۳۹۱- بررسی ساختاری پهنه های برشی شکل پذیر ناحیه موته- گلپایگان (پهنه سنندج- سیرجان)، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۲۲۴ صفحه.

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences, 94, 401-419.

Altenberger, U. & Wilhelm, S., 2000- Ductile deformation of K-feldspar in dry eclogite facies shear zones in the Bergen Arcs, Norway. Tectonophysics, 320, 107-121.

Augensteine, C. & Burg, J. P., 2011- Natural annealing of dynamically recrystallized quartzite fabrics: Example from the Cevennes, SE French Massif Central. Journal of Structural Geology, 33, 244-254.

Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, National Research Council of Canada. Canadaian Journal of Earth Sciences 18, 210-265.

Blenkinsop, T. G., 2000- Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 125.

Borthwick, V. E. & Piazolo, S., 2010- Post-deformational annealing at the Subgrain scale: Temperature dependent behaviour revealed by in-situ heating experiments on deformed single crystal halite. Journal of structural geology, 32, 982-996.

Burkhard, M., 1993- Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. Journal of structural geology, 15, 351-368.

Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran)». Journal of Asian Earth Sciences, 26, 683-693.

Goltrant, O., Cordier, P. & Doukhan, J. C., 1991- Planar deformation features in shocked quartz: a transmission electron microscopy investigation. Earth Planet. Sci. Lett, 106, 103-115.

Gross, A. F. K. & Van Heege, J. P. T., 1973- The high-low quartz transition up to 10 kb pressure. J. Geol., 81, 717-724.

Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. & Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of Late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implication for paleogeography, magmatism, and exhumation history of basement. Tectonophysics, 451, 71-96.

Kruhl, J. H., 1996- Prism and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer, J. metam. Geol. 14, 581-589.

McCall, G. J. H. & Kidd, R. G., 1982- The Makran South-eastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from the Cretaceous to present. In: Leggett, J. k. (Ed.), Trench- Fore-arc Geology. Geological Society of London Special Publication, 10, 387-397.

Mohajjel, M. & Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Journal of Structural Geology, 22, 1125-1139.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, eastern Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 21, 397-412.

Moritz, R., Ghazban, F. & Singer, B. S., 2006- Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj- Sirjan tectonic zone, eastern Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen. Economic Geology, 101, 14 97-1524.

Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J., 2005- Microtectonics. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 352.

Ramsay, J. F. & Huber, M. I., 1983- The techniques of modern structural geology volume 1: strain analysis. Academic Press, London, P. 296.

Rashidnejad -Omran, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. & Pique, A., 2002- Lithostragraphie et histoire Paléozoïque à Paléocène des complexes métamorphiques de la Région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran Méridional). Comptes rendus Géoscience, 334, 1185-1191.

Ricou, L. E., Braud, J. & Brunnj, H., 1977- Le Zagros. Mémoire Hors-série N° 8 de la. Société Géologique de France, 8 33-52.

Sarkarinejad, K., Faghih, A. & Grasemann, B., 2008- Transpressional deformations within the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt (Zagros Mountains, Iran). Journal of Structural Geology, 30, 818-826.

Trouw, R. A. J., Passchier, C. W. & Wiersma, D. J., 2010- Atlas of mylonites and related microstructures. Springer, P. 322.

Verdel, C., 2009- I) Cenozoic geology of Iran: an integrated study of extensional tectonics and related volcanism II) Edicaran stratigraphy of the North American Cordillera: new observation from eastern California and northern Utah. PhD thesis, California Institute of Technology, P. 287.

Deformation Microstructures and Conditions in Muteh-Golpayegan Metamorphic Core Complexes

E. Moosavi [1*] & M. Mohajjel [2]

[1] Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

[2] Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 2014 February 01 Accepted: 2014 September 28

Abstract

Two main regional metamorphic events have occurred within Muteh-Golpayegan metamorphic core complexes (including eastern and western complexes) in the Sanandaj-Sirjan zone. Also, some grain-scale deformations happened in relation to these metamorphisms which have produced various deformation microstructures. Microfaults are among the microstructures that were formed during brittle conditions. In the eastern complex, bulging recrystallization of quartz and rarely feldspar grains, along with the bookshelf structure of the fragmented feldspar porphyroclasts indicate various deformation and formation of shear zones under low-temperature conditions. Polygonal granoblastic texture of polycrystalline quartz porphyroclasts documents post-mylonitization annealing at medium-grade conditions in the shear zones of the eastern complex. Chessboard pattern quartz subgrains propose high-grade metamorphic conditions during the first deformation. However, their undulatory extinction reveals low-grade conditions during the second deformation. Polygonal granoblastic texture of chevron folded feldspar grains also exactly supports these conditions during the two mentioned deformations. In general, considering deformation microstructures and conditions, three stages of recrystallization are respectively recognizable in the Muteh-Golpayegan metamorphic complexes including: 1- high-grade static recrystallization subsequent to early metamorphic event, 2- dynamic recrystallization and related mylonitization under low-grade to locally medium-grade conditions, 3-post-mylonitization static recrystallization in medium-grade conditions. The north Golpayegan granitoid bodies can be considered as the heat source of annealing in the metamorphic rocks for the western complex but the cause of annealing is not evident in the eastern complex.

Keywords: Microstructure, Deformation, Muteh, Golpayegan.

For Persian Version see pages 33 to 40

*Corresponding author: E. Moosavi; E-mail: moosavi_eh@yahoo.com

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional