

تکامل ساختاری، گرمایی و مکانیکی گسل‌های راستا لغز در توده‌ی تونالیتی ده نو، غرب مشهد، شمال شرقی ایران

بهنام رحیمی^{*}، حسین علیزاده

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

(دریافت مقاله: ۸۹/۶/۲، نسخه نهایی: ۸۹/۱۰/۱۸)

چکیده: توده‌ی تونالیتی ده نو در غرب مشهد (شمال شرقی ایران)، یکی از قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی در مجموعه‌ی گرانیتوئیدهای مشهد است. این توده با چهار دسته شکستگی منظم قطع شده است. از میان آن‌ها دو دسته ویژگی‌های گسل با جدایش راستایی راست رو را نشان می‌دهند. دسته‌ی A شامل گسل‌های راستا لغز راست رو با انک مولفه‌ی شب لغز وارون و دسته‌ی B گسل‌های راستا لغز راست رو با مولفه‌ی کوچک شب لغز بهتگارند. تونالیت در هسته‌ی گسل‌ها به میلیونیت تغییر یافته است. بررسی ریز ساختارها و بازتابلور دینامیکی دردانه‌های کوارتز در این میلیونیت‌ها نشان می‌دهد که تشکیل میلیونیت‌ها در دمای ۴۳۰-۴۱۰ سانتی‌گراد و تنش تفاضلی $S^{-1} \times 10^{12} - 1.08 \times 10^{15}$ و تنش برشی بیشینه‌ی (Mpa) ۴۲/۵۴-۵۹/۳۱ بوده است. پی‌جوبی‌های صحرایی و بررسی ریز ساختارها نشان داد که این دسته‌های گسلی در نتیجه‌ی لغزش دوباره روی درزهای کششی و درزهای نامتقارن حاشیه‌ای آن‌ها تشکیل شده‌اند.

واژه‌ای کلیدی: گسل‌های راستا لغز؛ مشهد؛ تنش؛ بازتابلور دینامیکی؛ کوارتز.

نسل چین خوردگی طی دو نسل تغییرات ساختاری هم محور در کوهزایی سیمیرین است [۱]. مجموعه‌ی دگرگونی افیولیتی مشهد، دستخوش دو رویداد دگرگونی ناحیه‌ای تا رخساره‌ی شیست سبز شده است [۳]. توده‌های نفوذی با ترکیب و خاستگاه متفاوت در این مجموعه‌ی دگرگونی نفوذ کرده و هاله‌هایی از دگرگونی در سنگ‌های دگرگونی-افیولیتی مشهد را تشکیل داده‌اند. این توده‌های نفوذی که با نام "گرانیتوئیدهای مشهد" در زمین‌شناسی ایران شهرت یافته‌اند، ترکیب تونالیت، گرانوپیوریت، مونزونیت، موسکوویت، بیوتیت لوکوگرانیت و پگماتیت دارند. توده‌ی نفوذی ده نو در غرب مشهد (شکل ۱) یکی از قدیمی‌ترین توده‌های گرانیتوئیدی در این گروه است.

مقدمه

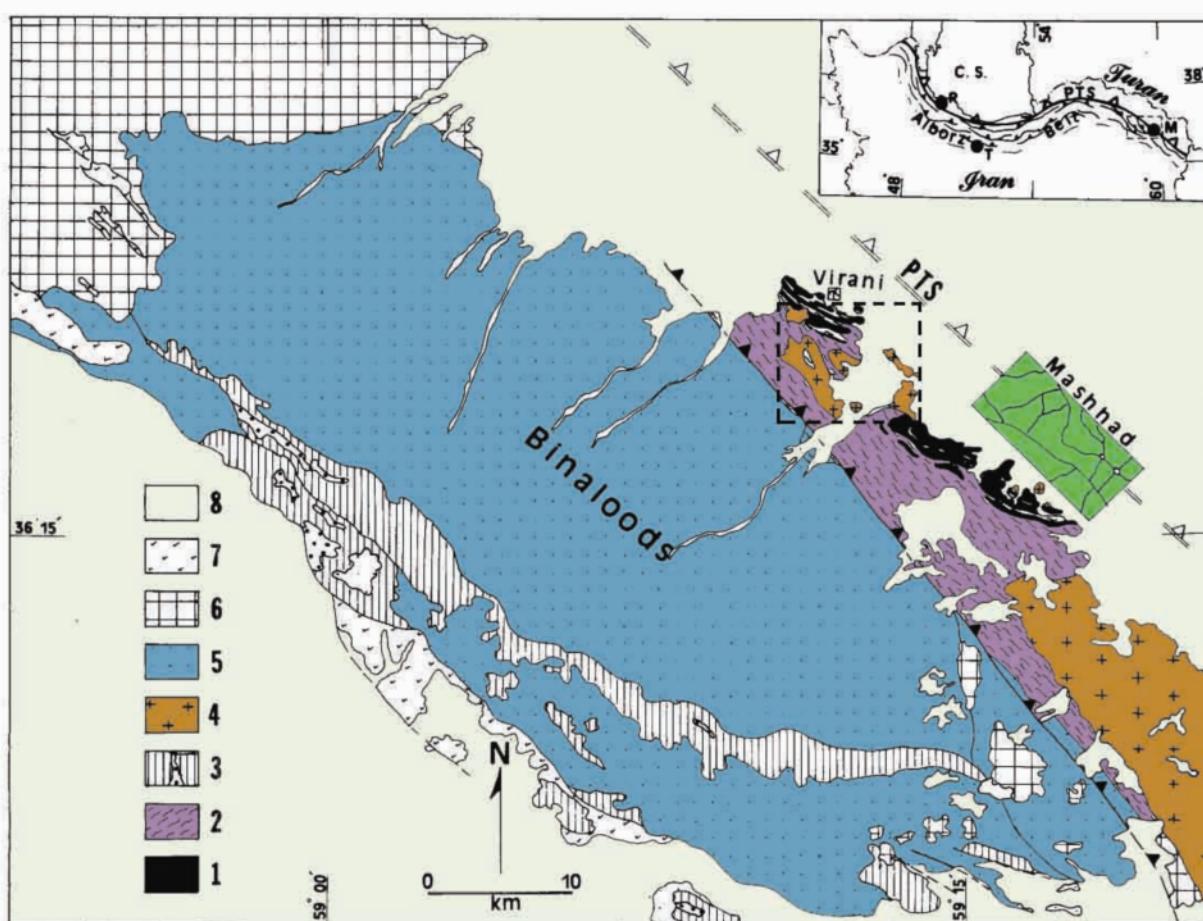
مجموعه‌ی دگرگونی-افیولیتی مشهد در دامنه‌های شمالی رشته کوه بینالود، در شمالی‌ترین بخش از خرد ورق ایران مرکزی (مجاور خط درز پالئوتیس) رخمنون یافته است (شکل ۱). این مجموعه از رسوب‌های دگرگون شده (اسلیت، فیلیت شیست و مرمر)، سنگ‌های افیولیتی دگرگون شده و نهشته‌های آذرآواری دگرگون شده تشکیل شده است [۱]. مجیدی [۲] این مجموعه را بخشی از کمربند هرسی نین دانسته و دگرگونی آن را به کوهزایی هرسینین نسبت داده است. این مجموعه بقایای اقیانوس پالئوتیس بوده و تغییرات ساختاری در آن، نتیجه‌ی تاثیر دو نسل گسلش راندگی و سه

* نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۰۵۱۱ ۸۷۹۷۷۷۵، پست الکترونیکی: b-rahimi@ferdowsi.um.ac.ir

به سبب جایگاه زمین‌ساختی (نژدیک به خط مفصل پالئوتیس)، مکان خوبی برای گسترش ساختارهای شکننده و شکل‌پذیر بوده است. دسته‌های متعدد شکستگی، گسل‌های راستا لغز و زون‌های برشی در این توده گسترش یافته‌اند. در سالیان اخیر بررسی‌های زیادی در مقیاس رخنمون، روی زون‌های برشی و گسل‌ها در توده‌های گرانیت‌وئیدی صورت گرفته است (برای مثال [۱۰-۵]) گسل‌های راستا لغز بیش از ساختارهای دیگر مورد بررسی قرار گرفته است. گسل‌های راستا لغز در مقیاس رخنمون از ساختارهای چشمگیر در توده‌ی تونالیتی ده نو است. در این مقاله ویژگی‌های ساختاری، شرایط دما و فشار هنگام تشکیل آن‌ها و نیز نرخ کرنش، مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.

این توده ترکیب تونالیت، بیوتیت دیوریت و گرانو‌دیوریت دارد و کانی‌شناسی آن شامل پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیابی، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکان و ایلمینیت است [۳]. در این توده‌ی نفوذی زینولیت‌هایی از جنس اسليت، گابرو، پریدوتیت در اندازه‌های مختلف و نیز زینوکریستهای گارنت از جنس آلماندین دیده می‌شوند. تعیین سن مطلق این توده به روش اورانیوم - سرب سن 215 ± 4 میلیون سال (آشکوب نورین از تریاس پسین) را برای این توده‌ی نفوذی تعیین کرده است [۴]. بررسی‌های ژئوشیمیایی این توده نشان داد که تونالیت ده نو حاصل ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای بوده است [۴].

توده نفوذی ده نو همانند بسیاری از توده‌های گرانیت‌وئیدی



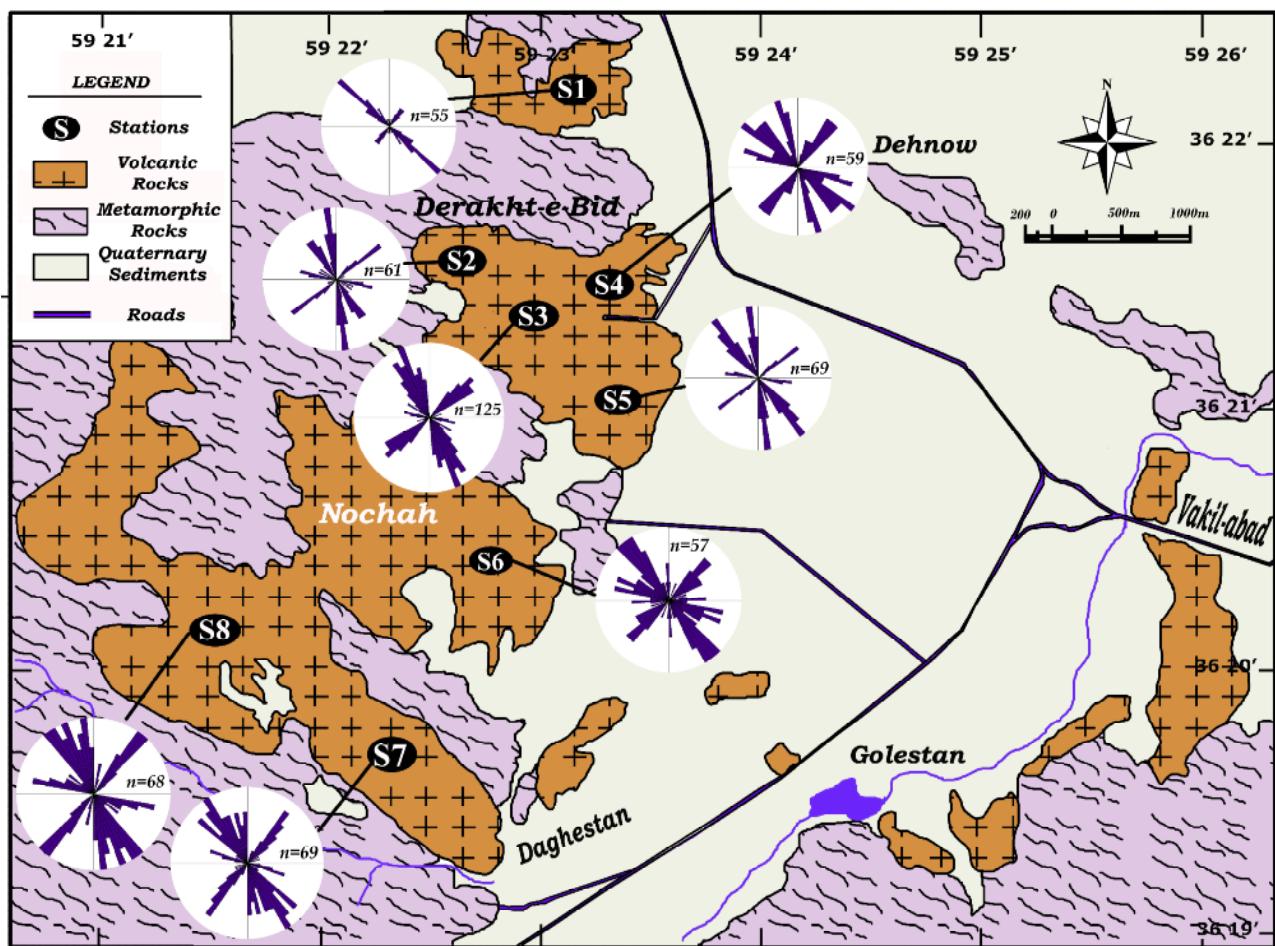
شکل ۱ نقشه‌ی خلاصه شده‌ی زمین‌شناسی بینالود. موقعیت گستره مورد بررسی با چهارگوشه خط چین نشان داده شده است. (اقتباس از [۱]): ۱) بقایای افیولیتی پالئوتیس. ۲) نهشته‌های توربیدیتی عمیق دگرگون شده. ۳) نهشته‌های کربناتی و سیلیسی آواری پالئوزوئیک پایانی همراه با سنگ‌های آذرین خروجی و درونی. ۴) توده‌های گرانیت‌وئیدی مشهد. ۵) کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل کمی دگرگون شده تریاس بالایی. ۶) نهشته‌های کربناتی و سیلیسی آواری ژوراسیک میانی - کرتاسه. ۷) سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری همراه با نهشته‌های کربناتی پالئوزن. ۸) نهشته‌های کواترنری.

چگونگی شکستگی در این رده از سبک ۲ (لغزش) بوده و در تعریف‌های ارایه شده توسط [۱۱] به عنوان گسل رده بندی می‌شوند. امتداد این دسته‌های گسلی به ترتیب عبارتند از ۱۵۰-۱۲۰ درجه، ۱۸۰-۱۵۵ درجه و ۱۱۵-۱۰۹ درجه (شکل ۲). رده‌ی C گسترش اندک داشته و دو رده‌ی دیگر در تمام توده رخنمون یافته‌اند.

دسته‌ی D شکستگی‌هایی را شامل می‌شود که طولی کمتر از ۱۰ متر دارند. سطح شکستگی در آن‌ها صاف و دارای ساختاری پر مانند است. نوع شکستگی در این دسته از نوع ۱ (باشده) بوده و ویژگی‌های درزه‌های کششی در تعریف ارائه شده توسط [۱۱] را نشان می‌دهند.

توصیف ساختاری شکستگی‌های منظم در توده‌ی ده نو شکستگی‌های منظم در ۸ ایستگاه در توده‌ی تونالیتی ده نو بررسی شدند (شکل ۲). در هر ایستگاه شکستگی‌ها دسته‌بندی و پارامترهایی نظیر موقعیت فضایی، فاصله‌بندی، طول، مقدار بازشدگی، نوع پرکننده‌ها، ویژگی‌های سطحی، نوع جابجایی در هر دسته بررسی و اندازه‌گیری شدند. بر پایه بررسی‌های صحرایی شکستگی‌های منظم در توده‌ی ده نو در ۴ گروه قابل رده‌بندی هستند. این گروه‌ها در نمودارهای گل‌سرخی (شکل ۲) قابل تفکیک‌اند. شکستگی‌ها در این توده تماماً شیب‌هایی نزدیک به قائم دارند.

گروه شکستگی‌های A,B,C دارای جابجایی‌های راستا لغز بوده و روی سطح آن‌ها آثار خش لغز دیده می‌شود.

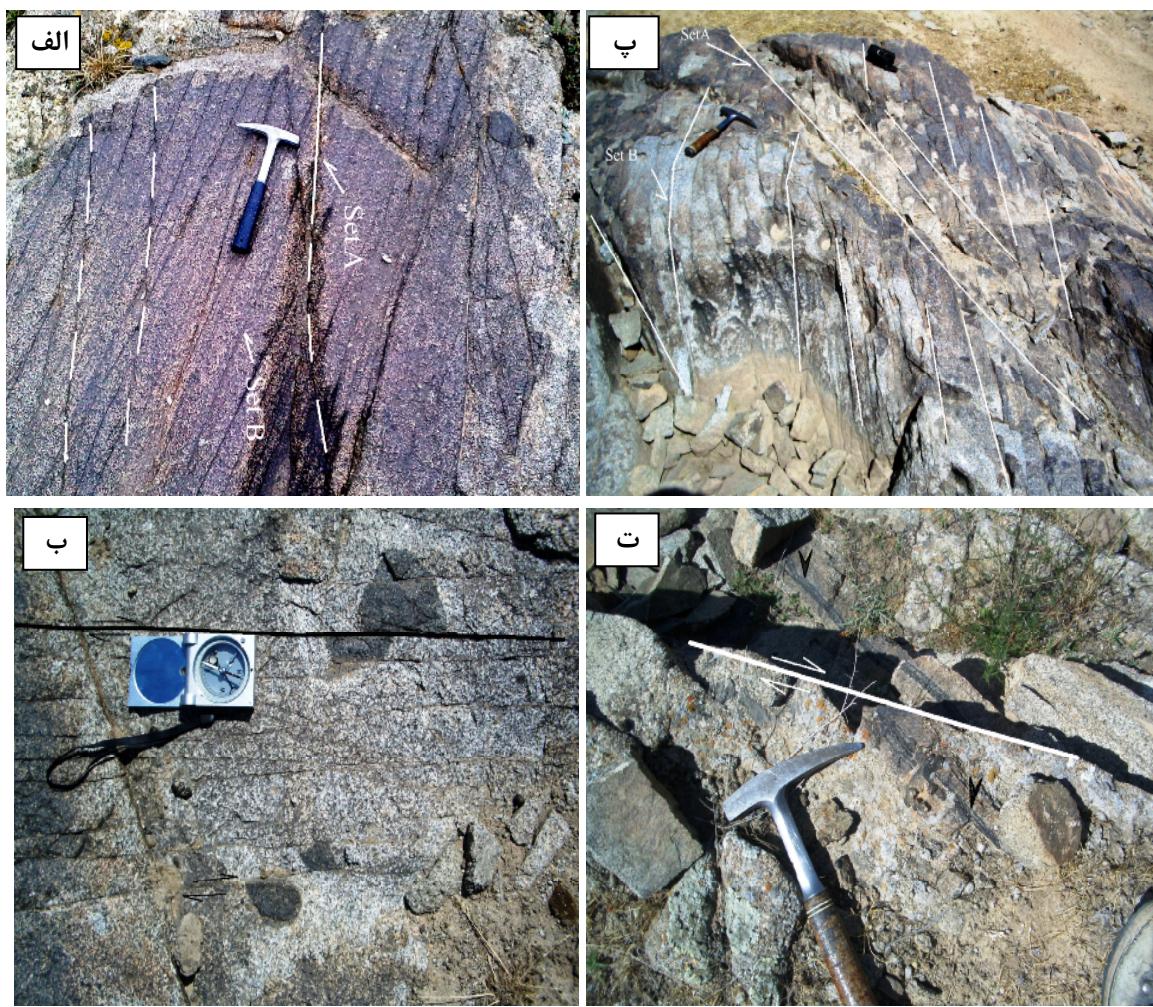


شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی. نمودارهای گل‌سرخی سمت‌گیری رده‌های شکستگی‌های منظم در توده‌ی تونالیتی درخت بید را نشان می‌دهند.

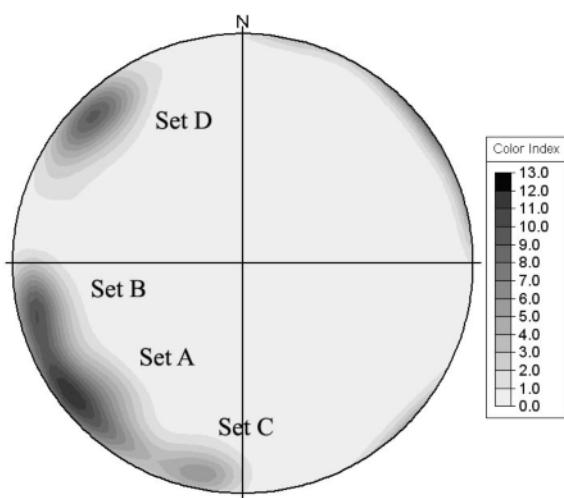
ردهی B گسل‌های راستا لغزی هستند که طولی کوتاه‌تر از ردهی A داشته و فاصله‌ی تکرار در آن‌ها کمتر (۵ تا ۱۵ سانتی‌متر) است. این گسل‌ها آرایش موازی داشته و در فاصله‌ی میان گسل‌های دسته‌ی A گسترش یافته‌اند (شکل ۳ الف و ب). موقعیت مقدار و راستای شیب میانگین در آن‌ها ۰۷۰/۸۴ است (شکل ۴). گسترش این دسته از گسل‌ها کاملاً به میزان لغزش در ردهی A وابسته بوده و با آن نسبت مستقیم دارد. گسل‌های ردهی B با گسل‌های ردهی A، ساعت‌گرد زاویه‌هایی به اندازه ۱۵ تا ۲۵ درجه، می‌سازند (شکل ۳ الف و ب). میزان لغزش راستایی در این گسل‌ها کمتر و از ۲ تا ۱۵ سانتی‌متر تغییر می‌کند. سمت و سوی جدایش راستایی در این گسل‌ها مشابه ردهی A و راست رو است (شکل ۳ ت).

توصیف ساختاری گسل‌های راستا لغز

گسل‌های راستا لغز در توده‌ی تونالیتی ده نو در دو راستای غالب (ردهی A و B) گسترش یافته‌اند. ردهی A گسل‌های راستا لغزی را شامل می‌شود که در سرتاسر توده‌ی نفوذی گسترش دارند. طول آن‌ها بیش از ساختارهای دیگر بوده و از ۵ تا ۷۰ متر تغییر می‌کند. این گسل‌ها آرایش موازی و گاه پوششی دارند و فاصله‌ی تکرار آن‌ها در ایستگاههای مورد بررسی از ۲۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متر تغییر می‌کنند (شکل ۳ الف و ب)، موقعیت میانگین و راستا شیب در این دسته از گسل‌های راستا لغز ۰۵۰/۸۴ است (شکل ۴). گسل‌های ردهی A رگه‌های کوارتز-تورمالین و برونبوم‌های موجود در توده‌ی ده نو را قطع و جابجا کرده‌اند. میزان جدایش راستایی با سوی حرکت راست رو در آن‌ها از ۵ تا ۵۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۳ پ).



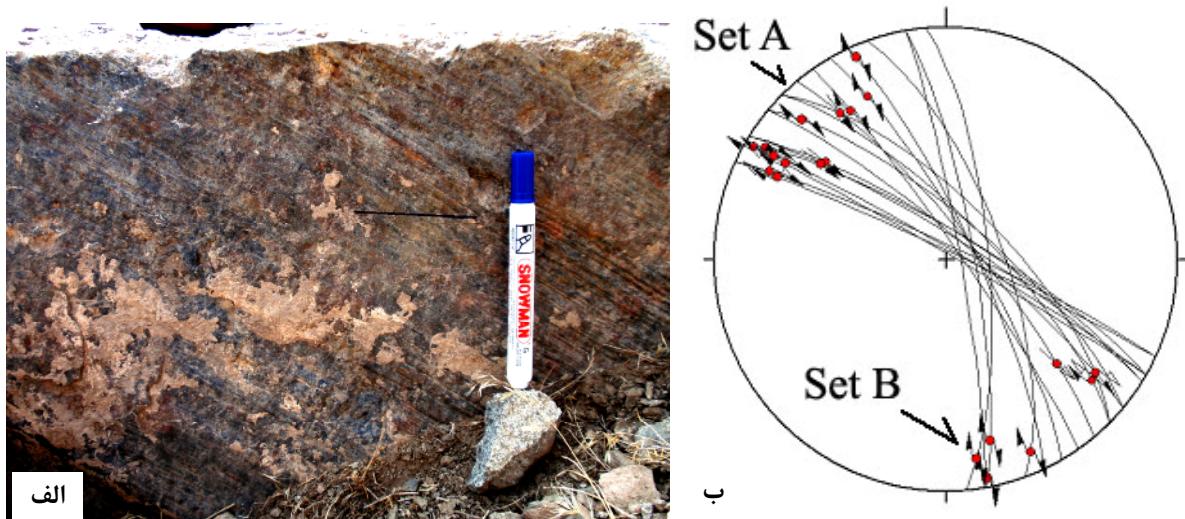
شکل ۳ الف و ب آرایش گسل‌های راستا لغز راست رو در رده‌های A و B. گسل‌های ردهی B در فاصله‌ی میان گسل‌های ردهی A گسترش یافته‌اند. پ) تصویر یکی از گسل‌های ردهی A. جدایش راستایی راست رو با جابه‌جایی رگه‌ی کوارتز-تورمالین (پیکان سیاه) مشخص است. ت) گسل‌های ردهی B. جدایش راستایی راست رو در این گسل‌ها با جابه‌جایی برونبیوم کاملاً مشخص است.



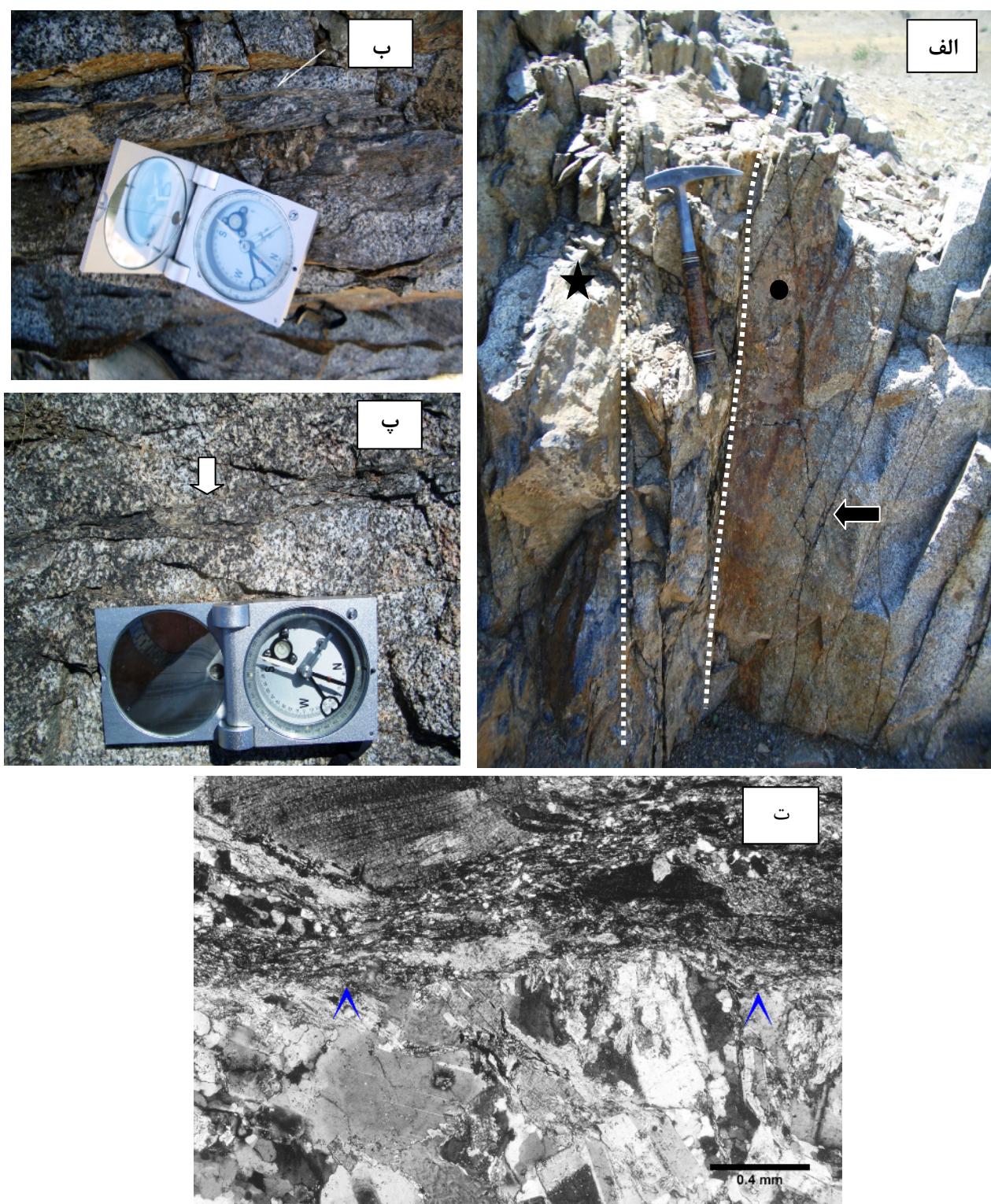
شکل ۴ بر جسته نگاشتی از تراکم راستا و مقدار شیب شکستگی‌های منظم در توده‌ی نفوذی ده نو.

حاشیه‌ی هسته‌ی گسل می‌سازد (شکل ۶ ب و پ). پهنه‌ی هسته‌ی گسل در گسل‌های رده‌ی A بیشتر است و از چند میلیمتر تا ۳۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۶ الف و ب)، ولی این پهنا در گسل‌های رده‌ی B کمتر بوده و در بهترین شرایط به ۱۰ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۶ پ). مرز میان بلوك‌های گسلی و میلونیت کاملاً مشخص است و میان عناصر موجود در دو پهنه گسیختگی کاملی دیده می‌شود (شکل ۶ ت).

روی سطح گسل‌های راستا لغز، خش لغزهایی با زاویه‌ی افتادگی برابر ۲۵ - ۵ دیده می‌شوند (شکل ۵). با توجه به زاویه‌ی افتادگی بردار لغزش و نیز سمت و سوی جدایش راستایی، این گسل‌ها با اندک لغزش شبیه، از نوع نرمال هستند. هسته‌ی گسل (Fault core) در گسل‌های رده‌های A و B از میلونیت تشکیل شده است. توازن در این مکان به دلیل اثر فشار و دما هنگام لغزش با گسترش برگواره‌ی میلونیتی به میلونیت تغییر یافته است. این برگواره زاویه‌ی ۳۰-۲۰ درجه با



شکل ۵ (الف) تصویری از سطح آبینه گسلی در یکی از گسل‌های رده‌ی A. بردار لغزش با زاویه‌ی افتادگی ۲۵W روی این سطح دیده می‌شوند. مولفه راستایی راست رو و مولفه‌ی شبیه معکوس است. نگاه به سمت شمال شرق. (ب) بر جسته نگاشت تعدادی از سطوح گسلی رده‌ی A و B موقعیت خش لغزها روی سطوح نشان داده شده است. لغزش راستایی در همه‌ی گسل‌ها از نوع راست رو است. لغزش شبیه در گسل‌های رده‌ی A معکوس و در گسل‌های رده‌ی B نرمال است.

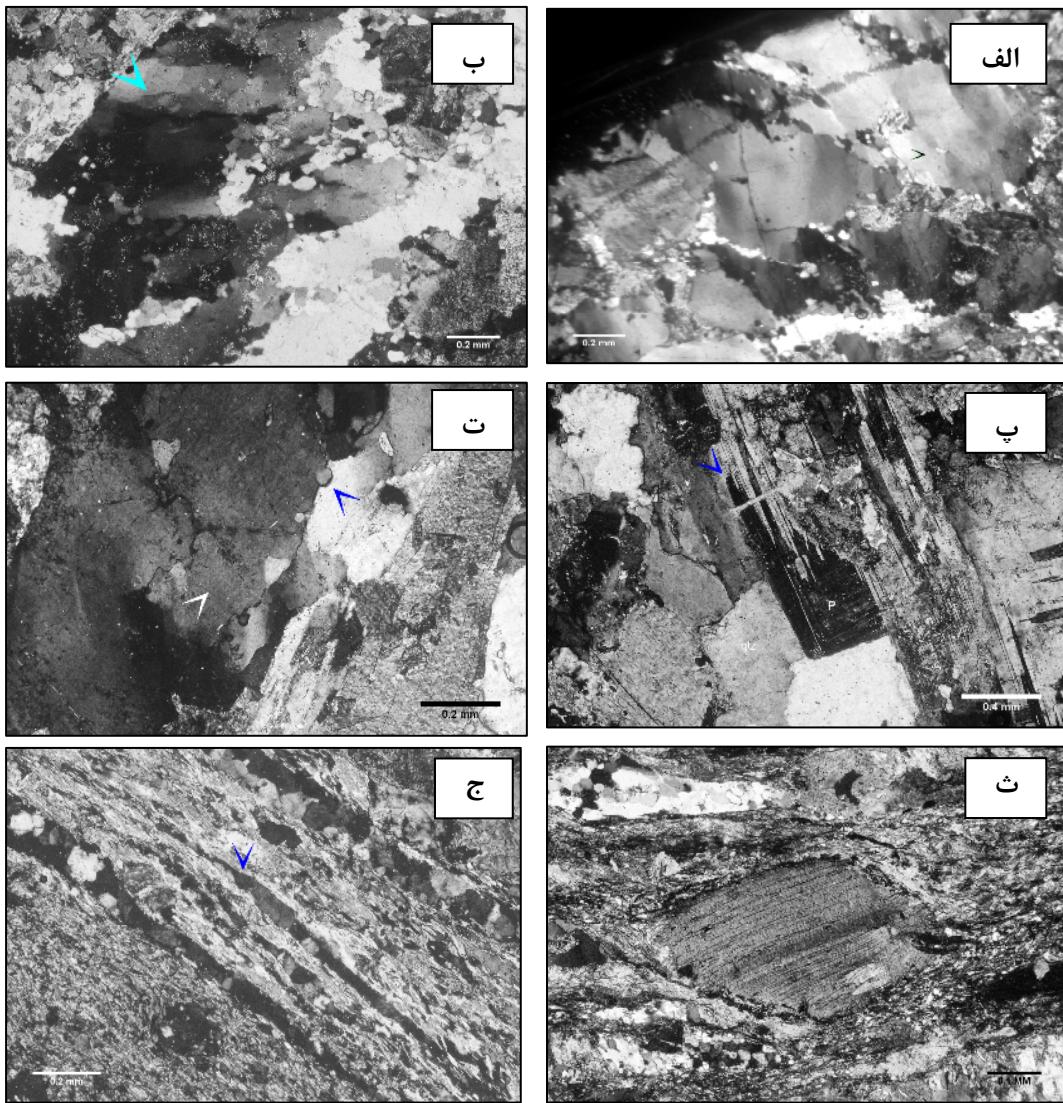


شکل ۶ الف) تصویری از زون گسلی در گسل‌های راستا لغز راست رو در رده‌ی A. سمت و سوی حرکت با دایره توپر نمادی از نوک پیکان و ستاره‌ی نمادی از ته پیکان مشخص شده است. ب) نمای نزدیک از میلونیت‌ها در زون گسلی در تصویر الف. برگ واره میلونیتی در این تصویر با پیکان نشان داده شده است. پ) زون گسلی در گسل‌های رده‌ی B. پهنه‌ای این زون در مقایسه با زون گسلی در رده‌ی A کمتر است. برگواره میلونیتی در این زون‌های گسلی به خوبی دیده می‌شوند. ت) تصویر میکروسکوپی از مرز زون‌های گسلی رده‌ی A. زون میلونیتی در هسته‌ی گسلی مرز تیز با سنگ‌های دیواره داردند. در این مرز آثاری از برشی شدن دیده نمی‌شود.

ریز ساختارهای متداول کوارتز در این زون‌های میلدونیتی هستند. بلورهای فلدسپات در این میلدونیت‌ها ریز ساختارهایی نظیر ماکلهای تغییر شکلی (شکل ۷ ب)، خاموشی موجی، خمیدگی ماکلهای بازتابلور دینامیکی را نشان می‌دهند. ریز ساختارهای نامتقارن معرف سمت و سوی برش در این میلدونیت‌ها دیده می‌شوند. این ریز ساختارها شامل نواهای پوششی پورفیروی نوع ۵ هستند که معرف سمت و سوی برش راست رو در این زون‌های گسلی هستند.

ساختار میکروسکوپی میلدونیت‌ها

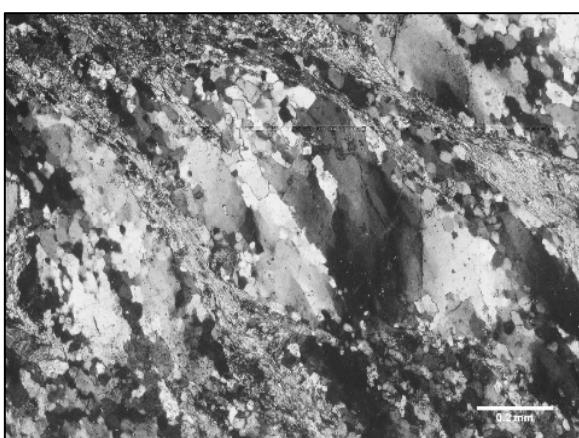
بافت سنگ‌های میلدونیتی در هسته‌ی گسل‌های راستالغز در توده‌ی تونالیتی ده نو در مقیاس میکروسکوپی از دو بخش پورفیرو کلاسترهای کوارتز، فلدسپات و بیوتیت در زمینه‌ای از دانه‌های کوارتز و فلدسپات بازتابلور یافته تشکیل شده است. در نتیجه سمت‌گیری کانی‌های کوارتز و فلدسپات بازتابلور یافته، بیوتیت و کلریت برگواره میلدونیتی به شکل C-S در این میلدونیت‌ها گسترش یافته است. بازتابلور دینامیکی، خاموشی وصله‌ای و جاروبی، گسترش دانه‌های زمینه‌ای (شکل ۷ الف و ب)، تیغه‌های تغییر شکلی و روبان‌های کوارتز (شکل ۷ ج) از



شکل ۷ ریز ساختارهای موجود در میلدونیت‌های زون‌های گسلی مورد بررسی (نور XPL): (الف) خاموشی وصله‌ای در کوارتز و بازتابلور دینامیکی در حاشیه‌ها و در تماس دانه‌ها با یکدیگر. (ب) خاموشی جاروبی در کوارتز گسترش دانه‌ی زمینه‌ها بازتابلور دینامیکی در حاشیه‌ی دانه‌های کوارتز (پ) ماکل تغییر شکلی در بلورهای فلدسپات. (ت) تشکیل برآمدگی در حاشیه کوارتز و تیغه‌های تغییر شکلی در کوارتز (در راستای پیکان سفید). (ث) میکائی [اماکی پولکی] در میلدونیت‌های زون‌های گسلی مورد بررسی. (ج) تصویر میکروسکوپی از نواهای کوارتز.

برآمدگی‌های گبدهی^۱ در اندازه‌های ۲۰ تا ۳۰ میکرومتر در آن‌ها دیده می‌شوند (شکل ۷ ت). بازتبلور دینامیکی تقریباً ۱۰٪ دانه‌های کوارتز را شامل شده و بیشتر در حواشی و نقاط اتصال سه گانه آن‌ها روی داده است (شکل ۷ الف). ریز ساختارهای کوارتز در این اقلیم مشابه اقلیم ۱ و ابتدای اقلیم ۲ از رده بندی ارایه شده توسط [۱۲] هستند. این اقلیم بازتبلور در بلوكهای گسلی و نزدیک به هسته‌ی گسل گسترش یافته و با دور شدن از هسته‌ی گسل‌ها از شدت آن کاسته می‌شود.

(Batziblour dinamikي) SGR دانه‌های کوارتز در این اقلیم با خاموشی موجی جارویی به صورت زمینه‌های کشیده و سمت‌گیری شده‌اند و دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز در حواشی آن‌ها، هم بعد دیده می‌شوند (شکل ۸ و ۹). گسترش بازتبلور دینامیکی در حواشی دانه‌های کوارتز، ریز ساختار هسته - گوشه را در این کانی ایجاد کرده است (شکل ۸). مقدار بازتبلور دینامیکی در این اقلیم ۶۰-۴۰٪ است (شکل ۸). دانه‌های بازتبلور یافته در صد بلورهای کوارتز را شامل می‌شود. دانه‌های بازتبلور یافته یک سمت‌گیری ترجیه‌ی نسبت به برگوارگی میلیونیتی نشان می‌دهند. بازتبلور دینامیکی در این اقلیم نتیجه‌ی برگشت^۲ و چرخش دانه‌های زمینه‌ها بوده است. این اقلیم کل پهنه‌ی هسته را در گسل‌های راست لغز مورد بررسی در بر می‌گیرند. ویژگی‌های ریز ساختاری این اقلیم بسیار مشابه ریز ساختارهایی است که در میلیونیت‌های زون‌های گسلی دیگر شناسایی شده‌اند (برای مثال [۱۵, ۱۷, ۱۸]).



شکل ۸ ریز ساختار هسته و گوشه در بلورهای کوارتز در میلیونیت‌های هسته‌ی گسل‌های مورد بررسی. این ساختار مراحل ابتدایی اقلیم بازتبلور دینامیکی SGR را نشان می‌دهد.

1- Bluge

2- Recovery

بازتبلور دینامیکی کوارتز در میلیونیت‌ها

کوارتز یک کانی مناسب برای بررسی بازتبلور دینامیکی است. فراوانی این کانی در انواع سنگ‌های پوسته و پایداری آن در اقلیم‌های متفاوت دگرگونی از یک سو، و از سوی دیگر دارا بودن ریز ساختارهای مشخص و معرف شرایط تغییر ساختاری، این کانی را برای پژوهش‌های بازتبلور دینامیکی مناسب کرده است. چگونگی تغییرات ساختاری این کانی در رژیم‌های متفاوت دما و فشار و نیز نوع ریز ساختارها در آن، موضوعی است که هم در بررسی‌های آزمایشگاهی [۱۴-۱۲] و هم در میلیونیت‌ها در نمونه‌های طبیعی [۱۹-۱۵] مورد بررسی قرار گرفته است.

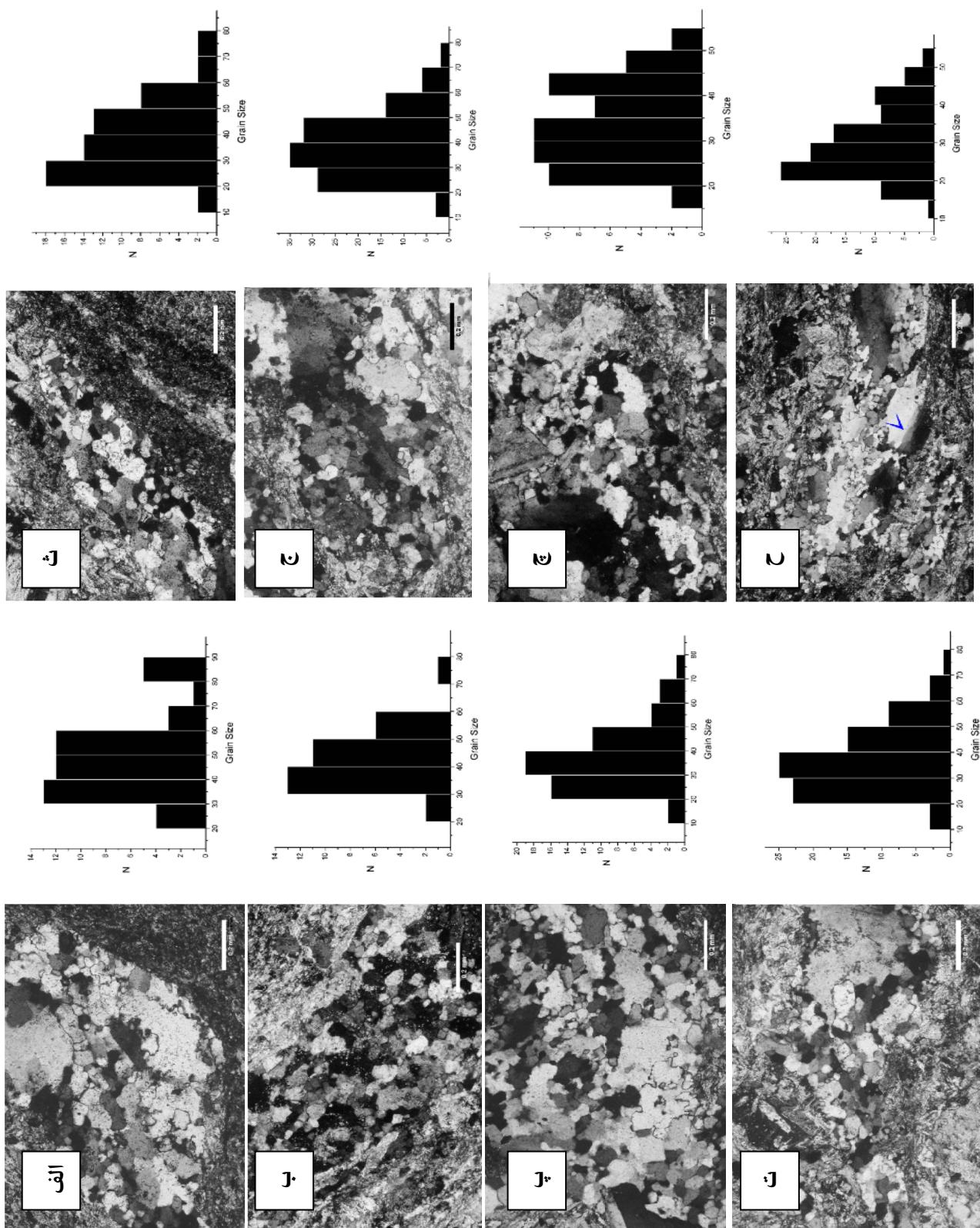
در این پژوهش برای بررسی شرایط مکانیکی و دمایی زون‌های گسلی مورد بررسی به بررسی بازتبلور دینامیکی در دانه‌های کوارتز پرداخته شده است. برای بررسی ریز ساختارهای موجود در زون‌های میلیونیتی و بازتبلور دینامیکی در بلورهای کوارتز، ۸ نمونه سمت‌گیری شده از میلیونیت‌های زون‌های گسلی مورد بررسی برداشت شده‌اند. این نمونه‌ها در جهت عمود بر برگواره‌ی میلیونیتی و موازی با خط واره‌ها برش داده شده و مقاطع نازکی از آن‌ها تهیه شدند. علاوه بر بررسی‌های کیفی ریز ساختارهای موجود برای تحلیل کمی آن‌ها، با تصویربرداری و تحلیل کمی تصاویر با نرم افزار ImageJ، پارامترهای نظیر مساحت، محیط، طول قطر بزرگ و کوچک دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز اندازه‌گیری شدند.

اقلیم‌های بازتبلور دینامیکی کوارتز

برای تعیین اقلیم‌های بازتبلور دینامیکی در بلورهای کوارتز، مقاطع میکروسکوپی تهیه و به دقت بررسی شدند. ریز ساختارهای موجود در کوارتز براساس رده‌بندی ارایه شده توسط [۱۸] مورد ارزیابی و شناسایی قرار گرفته‌اند. بر پایه‌ی این مشاهدات دو اقلیم بازتبلور دینامیکی کوارتز در میلیونیت‌های زون‌های گسلی مورد بررسی، شناسایی شدند.

بازتبلور دینامیکی BLG

کوارتز در این اقلیم بازتبلور دارای درشت، دارای دانه‌های زمینه‌ی درشت، خاموشی موحی و وصله‌ای و تیغه‌های تغییر شکلی هستند (شکل ۷ الف، ب، ت). حاشیه دانه‌های کوارتز به دلیل انتقال مرزی، به صورت برآمده و دندانه‌ای دیده می‌شود و



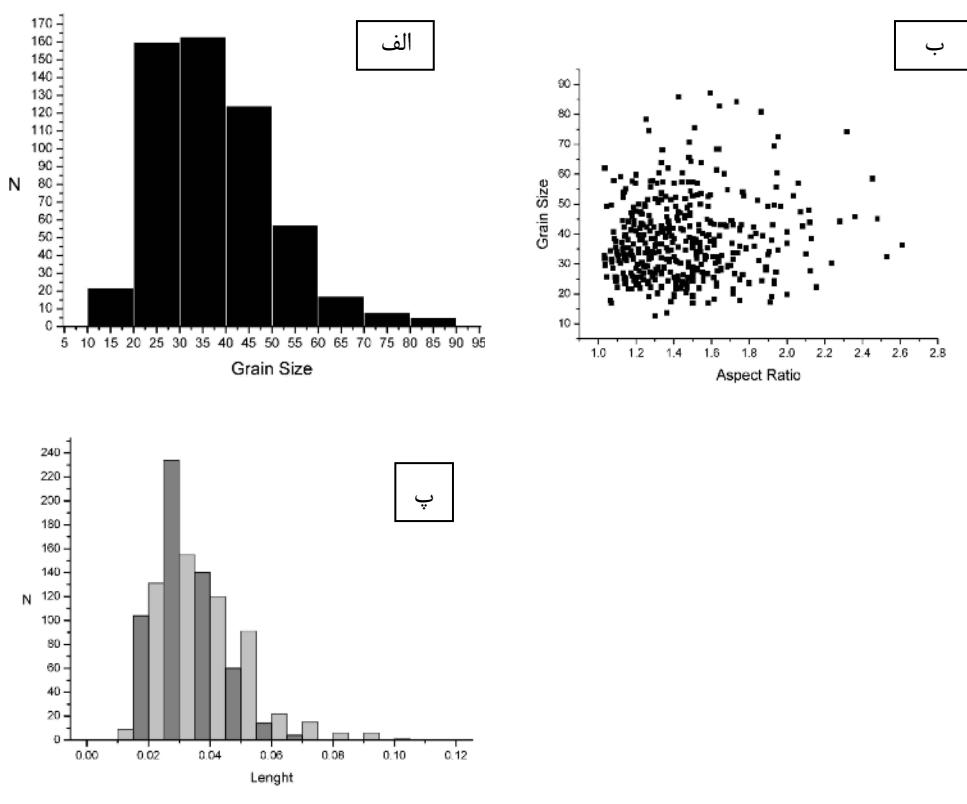
شکل ۹ تصاویر میکروسکوپی از بازتابلور دینامیکی در نمونه‌های مورد بررسی (نور در حالت XPL. نمودارهای سنتونی فراوانی دانه‌های کوارتز بازتابلور یافته را نسبت به اندازه‌ی دانه‌ها (بر حسب میکرومتر) در هر نمونه نشان می‌دهند (برای مشاهده مقادیر به جدول ۱ مراجعه شود).

میکرومتر تغییر می‌کند (شکل ۱۰ الف). قطبزیرگ دانه‌ها از ۰,۰۱۳ تا ۰,۱۰۲ میلی متر و قطر کوچک آن‌ها از ۰,۰۱۰ تا ۰,۰۶۸ در تغییر است (جدول ۱ و شکل ۱۰ پ). نسبت شکل از ۱,۰۳ تا ۲,۶ در دانه‌های بازبلور یافته کوارتز در نمونه‌ها تغییر می‌کند. نمودار نسبت شکل نسبت به قطر میانگین دانه‌های بازبلور یافته نشان می‌دهد که دانه‌های با اندازه بزرگتر نسبت شکل بیشتر دارند (شکل ۱۰ پ).

اندازه‌ی دانه‌های بازبلور یافته کوارتز بررسی کمی دانه‌های بازبلور یافته کوارتز در نمونه‌های مورد نظر با پردازش تصاویر میکروسکوپی با نرم افزار ImageJ در اقلیم بازبلور دینامیکی SGR انجام شده است. مقادیر این اندازه‌گیری در جدول ۱ نشان داده شده‌اند. فراوانی میانگین قطر دانه‌های بازبلور یافته کوارتز در نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای شکل ۹ دیده می‌شوند. قطر میانگین دانه‌های کوارتز بازبلور یافته در نمونه‌های میلیونیتی از ۱۲,۷۳ تا ۸۷,۲۱

جدول ۱ نتایج حاصل از اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی دانه‌ها بازبلور یافته کوارتز در نمونه‌هایی از میلیونیت‌های مورد مطالعه (شکل ۹).

شماره نمونه	محور طولی (mm)			محور کوتاه (mm)			اندازه دانه‌ها (μm)			نسبت شکل (Aspect ratio)			تعداد
	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	
a	۰,۰۵۳	۰,۱۲	۰,۰۲۳	۰,۰۳۷۳	۰,۰۶۸	۰,۰۱۹	۴۹,۳۶	۸۲,۲۲	۲۲,۹۱	۱,۴۴	۱,۱۸	۱,۹۴	۵۰
b	۰,۰۰۴۵	۰,۰۸	۰,۰۲۷	۰,۰۳۲	۰,۰۵۴	۰,۰۲۱	۴۲,۵	۷۰,۶۶	۲۷,۰۵	۱,۳۶	۱,۰۷	۱,۸۲	۳۳
c	۰,۰۳۸	۰,۰۸	۰,۰۱۹	۰,۰۲۹	۰,۰۵۸	۰,۰۱۴	۳۶,۸۳	۷۵,۴۴	۱۹,۰۹	۱۳,۴۲	۱,۰۳۴	۲,۰۸	۵۸
d	۰,۰۴	۰,۰۷۹	۰,۰۱۸	۰,۰۲۷	۰,۰۶۳	۰,۰۱۲	۳۶,۹۱	۷۸,۳	۱۶,۳	۱,۵	۱,۰۳۴	۲,۴۵	۷۹
e	۰,۰۴۳	۰,۰۹۵	۰,۰۱۵	۰,۰۲۸	۰,۰۵	۰,۰۱۱	۳۹,۲۳	۷۴,۱۶۶	۱۳,۶۹	۱,۵۷	۱,۰۳۲	۲,۶۱	۶۰
f	۰,۰۴۳	۰,۰۹۵	۰,۰۱۵	۰,۰۲۹	۰,۰۵	۰,۰۱۱	۳۹,۵۲	۷۴,۱۷	۱۳,۶۹	۱,۵۱	۱,۰۳۲	۲,۶۱	۱۲۱
g	۰,۰۳۶	۰,۰۵۸	۰,۰۲	۰,۰۲۶	۰,۰۴۴	۰,۰۱۳	۳۳,۹۸	۵۲,۲	۱۸,۱۴	۱,۳۹	۱,۰۳۴	۲,۱۲	۶۰
h	۰,۰۳۲	۰,۰۵۸	۰,۰۱۳	۰,۰۲۳	۰,۰۴۴	۰,۰۱	۳۰,۲۸	۵۲,۲	۱۲,۷۳	۱,۴۲	۱,۰۳۴	۲,۵۳	۶۲



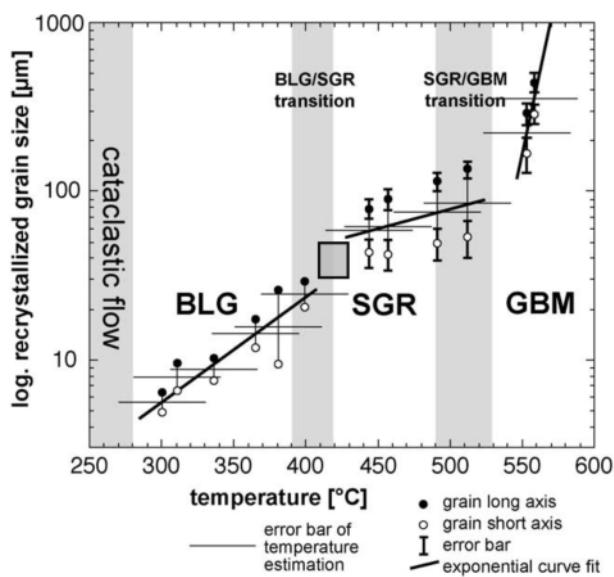
شکل ۱۰ الف) نمودار ستونی فراوانی اندازه‌ی دانه‌های بازبلور یافته کوارتز (بر حسب میکرومتر) در تمامی نمونه‌های مورد بررسی. ب) نمودار ستونی فراوانی طول محور بلند و کوتاه دانه‌های بازبلور یافته کوارتز (بر حسب میلی متر) در نمونه‌های مورد بررسی. ستون‌های تیره به محور بلند و ستون‌های روشن به محور کوتاه وابسته‌اند. پ) نمودار نسبت شکل نسبت به اندازه‌ی دانه‌های بازبلور یافته کوارتز (بر حسب میکرومتر) در نمونه‌های مورد بررسی.

$$\sigma = Bd^{-0.68} \quad (1)$$

در رابطه‌ی بالا σ تنش تفاضلی هنگام تغییر ساختاری، d قطر میانگین دانه‌های بازتابلور یافته کوارتز و B ثابتی است برابر ۰/۵ برای کوارتز. رابطه‌ی دیگری نیز با بررسی‌های تجربی روی کوارتزیت در شرایط خشک و مرطوب توسط [۲۵] برای نمایش ریاضی ارتباط میان دو پارامتر بالا ارایه شده است.

$$\sigma = Ad^{-n} \quad (2)$$

در این رابطه نیز σ تنش تفاضلی هنگام تغییر ساختاری، d قطر میانگین دانه‌های بازتابلور یافته کوارتز، A مقداری ثابت برابر ۰/۹۰ و n ثابت دیگری برابر ۱/۱۱ برای کوارتزیت. با قرار دادن میانگین اندازه‌ی دانه‌های بازتابلور یافته کوارتز نمونه‌های مورد بررسی در روابط بالا، مقدار تنش تفاضلی هنگام لغزش و تشکیل میلونیت‌ها تعیین شده و در جدول ۲ آورده شده‌اند. مقادیر تنش تفاضلی محاسبه شده برای میلونیت‌ها در هسته گسل‌های مورد بررسی از رابطه (۱)، ۴۲/۵۴ تا ۵۹/۳۱ و از رابطه (۲) ۵۳/۹۶ تا ۹۲/۸۱ مگاپاسکال تعیین شده است.



شکل ۱۱ نمودار تغییرات اندازه‌ی دانه‌های بازتابلور یافته کوارتز نسبت به دما هنگام تغییر ساختاری در میلونیت‌ها (اقتباس با تغییرات [۱۸]). چهار گوشه‌ی خاکستری گستره‌ی دمایی میلونیت‌ها در زون‌های گسلی مورد بررسی رانشان می‌دهد.

دما هنگام لغزش در گسل‌های راستا لغز

ریزساختارهای کوارتز در میلونیت‌های هسته گسل‌های راستا لغز مورد بررسی، بیانگر اقلیم بازتابلور دینامیکی SGR است. این اقلیم بازتابلور نشان می‌دهد که دما هنگام لغزش در راستای این گسل‌ها ۴۴۰-۵۱۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. این اقلیم دما با ریز ساختارهای موجود در بلورهای فلدسپات و میکانیز تایید می‌شود (بر اساس رده بندی ارایه شده در [۲۱]). شکل ۱۱ ارتباط میان قطر دانه‌های بازتابلور یافته کوارتز و دما را در اقلیم‌های مختلف بازتابلور نشان می‌دهد. این نمودار با بررسی میلونیت‌ها در زون گسلی راستا لغز توناله در ترنتینو شمال ایتالیا توسط [۱۸] ارائه شده است. در این نمودار قطر دانه‌های بازتابلور کوارتز در نمونه‌های مورد بررسی، دمای ۴۱۰ تا ۴۳۰ درج یه سانتی‌گراد را برای تغییر ساختاری در زون‌های گسلی مورد بررسی نشان می‌دهند. این نتایج با نتایج حاصل از بررسی ریز ساختارها در کوارتز همخوانی کامل دارد.

تنش تفاضلی هنگام لغزش در گسل‌های امتداد لغز

در سال‌های اخیر بررسی‌های بسیاری روی ریز ساختارهای کوارتز و نقش آن‌ها در برآورد و تحلیل تنش هنگام تغییر ساختاری انجام شده است. این بررسی‌های روش‌های متنوعی را برای برآورد تنش تفاضلی هنگام تغییر ساختاری فراهم آورده‌اند که از میان آن‌ها می‌توان به کاربرد چگالی انتقال در کوارتز [۲۲]، اندازه‌ی دانه‌های زمینه‌ها [۲۳]، اندازه‌ی دانه‌های بازتابلور یافته [۱۴، ۲۴] اشاره کرد.

بررسی‌های آزمایشگاهی توسط پژوهشگران مختلف منجر به ارایه روابط متنوعی برای توصیف ارتباط میان اندازه‌ی دانه‌های بازتابلور یافته کوارتز و تنش تفاضلی هنگام تغییر ساختاری شده است. در این راستا، رابطه‌ی ارایه شده توسط [۲۳، ۲۴] مناسب‌تر بوده و بیش از روابط دیگر به کار گرفته شده است [۲۰]. این رابطه بر پایه‌ی نتایج حاصل از بررسی‌های تجربی تغییرات ساختاری کوارتزیت در شرایط مرطوب حاصل شده است. شرایط آزمایش در مقایسه با مدل‌های دیگر به شرایط طبیعی تشکیل میلونیت شباهت بیشتری دارد.

$n = 3.1$ $Q = 135KJmol^{-1}$ توسط [۳۱] برابر $A = 6.3095 \times 10^{-12} (Mpa^{-n}s^{-1})$ ، با قرار دادن تنش تفاضلی و دما در رابطه‌ی (۱) و (۲) و اعمال مقادیر ثابت در آن‌ها، نرخ کرنش برای تشکیل میلونیت‌ها هنگام لغزش در گسل‌های راستا لغز مورد بررسی تعیین شده‌اند. گستره‌ی دمای تنش و نرخ کرنش در میلونیت‌های مورد بررسی در مدل‌های نام برده در شکل ۱۲ نشان داده شده است. میانگین نرخ کرنش محاسبه شده از مدل [۳۰] برابر $4.13 \times 10^{-15} S^{-1}$ و از مدل [۳۱] برابر $1.21 \times 10^{-12} S^{-1}$ تعیین شده است. این مقادیر در بازه نرخ کرنش در تغییرات ساختاری طبیعی ($S^{-1} 10^{-15} - 10^{-12}$) قرار دارند.

بحث و برداشت

گسل‌های راستا لغز راست رو در دو دسته کاملاً مشخص در توده‌ی تونالیتی ده نو گسترش یافته‌اند. گسترش فراوان این گسل‌ها آن‌ها را به بارزترین ساختار در این توده‌ی نفوذی تبدیل کرده‌اند. چگونگی تشکیل گسل‌های راستالغز در سنگ‌های مختلف پوسته از مسائل پژوهشی مهمی است که در سالیان اخیر زمین‌شناسان ساختاری به آن‌ها پرداخته‌اند [۱۱، ۱۲، ۷، ۸]. این پژوهش‌ها روش‌ساخته است که گسل‌های راستا لغز نتیجه‌ی لغزش دوباره بر روی سطوح ضعیف از پیش موجود نظیر رگه‌ها، درزه‌ها و گسل‌های قدیمی هستند.

بررسی بازتابلور دینامیکی کوارتز در زون‌های گسلی رورانده نشان داده است که تنش تفاضلی هنگام تشکیل میلونیت‌ها ۱۰-۲۵ مگاپاسکال بوده است [۳۳، ۳۲، ۱۵]. برپایه‌ی این مشاهدات و نیز همخوانی بیشتر رابطه‌ی (۱) با شرایط طبیعی تشکیل میلونیت‌ها، مقادیر به دست آمده از این رابطه برآورد بهتری برای تنش تفاضلی در زون‌های گسلی مورد بررسی هستند. براین اساس می‌توان گفت که میلونیتی شدن در گسل‌های راستا لغز مورد بررسی در شرایط حداقل میانگین تنش تفاضلی ۴۲-۵۹ مگاپاسکال و تنش برشی ۲۱-۲۹.۵ مگاپاسکال روی داده است.

نرخ کرنش هنگام لغزش در گسل‌های امتداد لغز

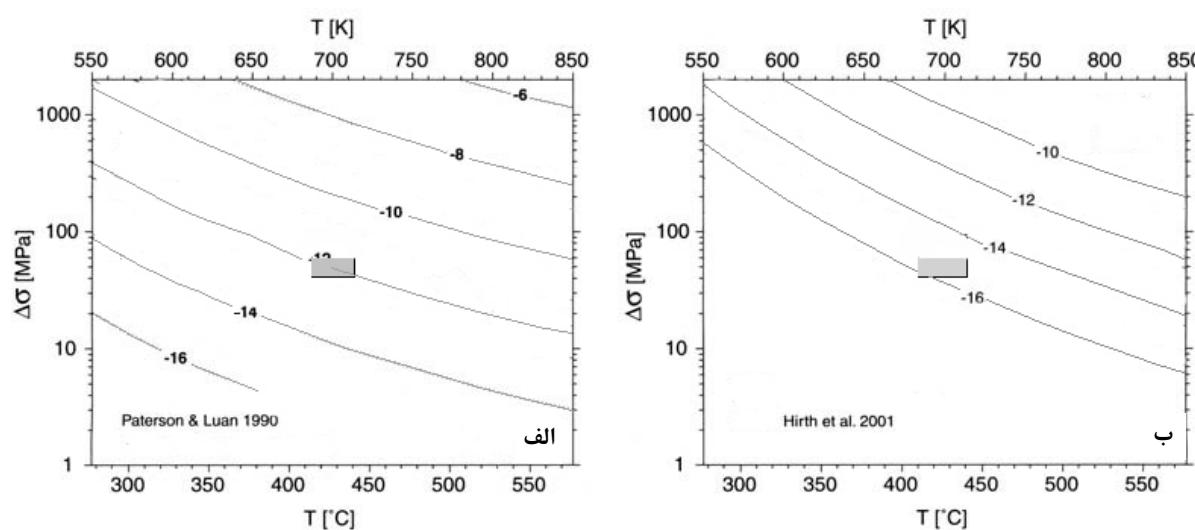
نرخ کرنش در میلونیت‌ها به میزان تنش و دما هنگام تغییر ساختار وابسته است. بسیاری از پژوهشگران رابطه‌ی میان این پارامترها را بررسی کرده و مدل‌هایی را برای توصیف نرخ کرنش در تغییرات ساختاری کوارتزیت‌ها ارائه کرده‌اند [۲۵-۳۱]. همه‌ی مدل‌های ارائه شده از رابطه‌ی زیر پیروی می‌کنند و تنها تفاوت میان آن‌ها در مقادیر ثابت است.

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n \exp(-Q/RT) \quad (3)$$

در رابطه‌ی بالا $\dot{\epsilon}$ نرخ کرنش، σ تنش تفاضلی، T دما، $(Q/RT) \exp(Q/RT)$ جمله آرنیوس (R ثابت جهانی گازها)، n مقادیر ثابتاند. مقادیر ثابت در مدل ارایه شده توسط [۳۰] برابر $n = 3.1, Q = 135KJmol^{-1}$ و در مدل پیشنهادی $A = 6.5 \times 10^{-8} (Mpa^{-n}s^{-1})$ ،

جدول ۲ جدول تنش تفاضلی (بر جسب مگا پاسکال) و نرخ کرنش در نمونه‌های میلونیتی زون‌های گسلی مورد مطالعه. تنش تفاضلی در ستون ۱ بر اساس رابطه ارائه شده در [۲۴، ۲۳] و تنش تفاضلی در ستون ۲ بر اساس رابطه ارائه شده توسط [۲۵] محاسبه شده اند. نرخ کرنش در ستون ۱ با استفاده از داده‌های تنش در ستون ۱ و رابطه ارائه شده در ستون ۱ در رابطه ارائه شده توسط [۳۱] محاسبه شده است.

شماره نمونه	تنش تفاضلی(Mpa) (۱)	تنش تفاضلی(Mpa) (۲)	نرخ کرنش (۱/۱)	نرخ کرنش (۲/۱)
a	۴۲,۵۴۶۸۶۷	۵۳,۹۶۰۶۱۵	۶,۷۸۹۲E-۱۳	۱,۹۲۷E-۱۵
b	۴۷,۱۰۴۰۴۷	۶۲,۷۱۰۵۸۵	۹,۳۰۷E-۱۳	۲,۸۹۴۹۷E-۱۵
c	۵۱,۹۲۱۲۹۶	۷۴,۶۸۶۰۳۴	۱,۲۵۸۶۴E-۱۲	۴,۲۷۳۵۹E-۱۵
d	۵۱,۸۴۴۷۴۵	۷۴,۵۰۶۳۷۲	۱,۲۵۲۸۹E-۱۲	۴,۲۴۸۴۴E-۱۵
e	۴۹,۷۳۹۵۹۴	۶۹,۶۳۱۶۹۸	۱,۱۰۱۸۱E-۱۲	۳,۵۹۷۳۱E-۱۵
f	۴۹,۴۹۱۱۰۸	۶۹,۰۶۴۷۶	۱,۰۸۴۸۳E-۱۲	۳,۵۲۷۹۳E-۱۵
g	۵۴,۸۴۴۲۱۱	۸۱,۶۷۰۵۲۸	۱,۴۹۱۵۴E-۱۲	۵,۳۲۰۲۷E-۱۵
	۵۹,۳۱۶۶۶۱	۹۲,۸۱۹۷۲۸	۱,۹۰۱۸۵E-۱۲	۷,۲۷۹۷۷E-۱۵
Average	۵۰,۸۵۱۰۶۶	۷۲,۵۰۶۲۹	۱,۲۱۲۶۵E-۱۲	۴,۱۳۳۹۱E-۱۵



شکل ۱۲ نمودار تنش تفاضلی- دما و نرخ کرنش در میلونیت‌ها (اقتباس با تغییر از [۲۰]). منحنی‌ها در نمودار نرخ کرنش را نشان می‌دهند. نمودار (الف) بر پایه مدل ارائه شده توسط [۳۰] و نمودار (ب) بر پایه مدل ارائه شده توسط [۳۱] ترسیم شده‌اند. چهار گوشه‌ها گستره‌ی نرخ کرنش را در میلونیت‌های مورد بررسی در دو مدل [۳۱، ۳۰] نشان می‌دهند.

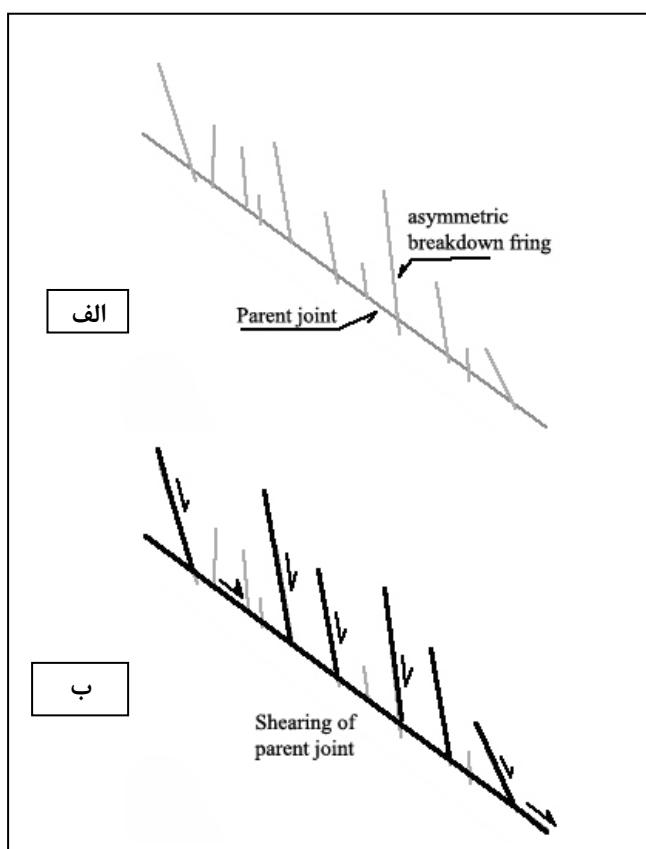
بازتبلور SGR هستند. بررسی کمی بازتبلور کوارتز در نمونه‌های میلونیتی زون‌های گسلی نشان داده است که تغییرات ساختاری هنگام لغزش در این گسل‌ها در شرایط تنش تفاضلی ۵۳-۴۲ مگا پاسکال انجام شده است و نرخ کرنش در طول تغییر ساختاری تقریباً 10^{-12} - 10^{-15} بوده است. با ترسیم مقادیر دما و نرخ کرنش محاسبه شده برای نمونه‌های میلونیت در نمودار شکل ۱۴ می‌توان دریافت که شرایط کرنش در این زون‌های گسلی مشابه شرایطی است که از بررسی نمونه‌های طبیعی میلونیت‌ها در نقاط دیگر جهان گزارش شده است. شرایط تنش و دما در این گسل‌ها مشابه دما و فشار در شرایط دگرگونی شیست سبز است. سن مطلق توده‌ی تونالیتی ده نو ± 215 میلیون سال (نورین از تریاس پسین) تعیین شده است [۴]. تشکیل شکستگی‌های کشنیدنی و تجدید حیات آن‌ها به شکل گسل‌های راستا لغز، حوادثی هستند که پس از تشکیل این توده تونالیتی روی داده‌اند. کوه‌زایی سیمرین پسین در ژوراسیک میانی با دگرگونی نهشته‌های سازند شمشک در کوه‌های بینالود و تبدیل آن‌ها به فیلیت همراه بوده است. در این هنگام اعمال تنش برشی روی شکستگی‌های کشنیدنی که حاصل سرد شدن توده بوده‌اند، تشکیل سیستم گسلی مورد نظر را در توده‌ی تونالیتی سبب شده است. بنابراین تشکیل این گسل‌ها و شرایط مکانیکی و دمایی حاکم بر آن‌ها می‌تواند نتیجه تاثیر رویداد کوه‌زایی سیمرین پسین بر این توده‌ی تونالیتی باشد.

در مدل ارایه شده توسط [۸] تشکیل گسل‌های راستا لغز با زون تخریب نامتقارن^۳ نتیجه‌ی حرکت روی شکستگی‌های کشنیدنی و شکستگی‌های نامتقارن حاشیه‌ای^۴ وابسته به آن-هاست. جایجایی در این شکستگی‌ها در نتیجه‌ی تغییر موقعیت آن‌ها نسبت به تنش‌های اصلی و یا تغییر سمت‌های اصلی تنش در منطقه‌ی سیستمی از گسل‌های راستا لغز و انشعاب‌های آن‌ها را ایجاد خواهد کرد که ساختار نامتقارن دارند (شکل ۱۳). سمت و سوی حرکت در تمامی گسل‌ها یکسان خواهد بود. چگونگی آرایش گسل‌های راستا لغز در توده‌ی تونالیتی، سمت و سوی حرکت یکسان، زاویه‌ی کوچک میان دو دسته گسل راستا لغز، تماس تیز و مشخص هسته میلونیتی و بلوك‌های گسلی و نیز عدم حضور سنگ‌های کاتاکلاستیکی در مرز میان هسته میلونیتی و دیواره‌ی بلوك‌های گسلی، همه موید آن است که سیستم گسل‌های راستا لغز در نتیجه لغزش بر روی شکستگی‌های کشنیدنی از پیش موجود تشکیل شده‌اند.

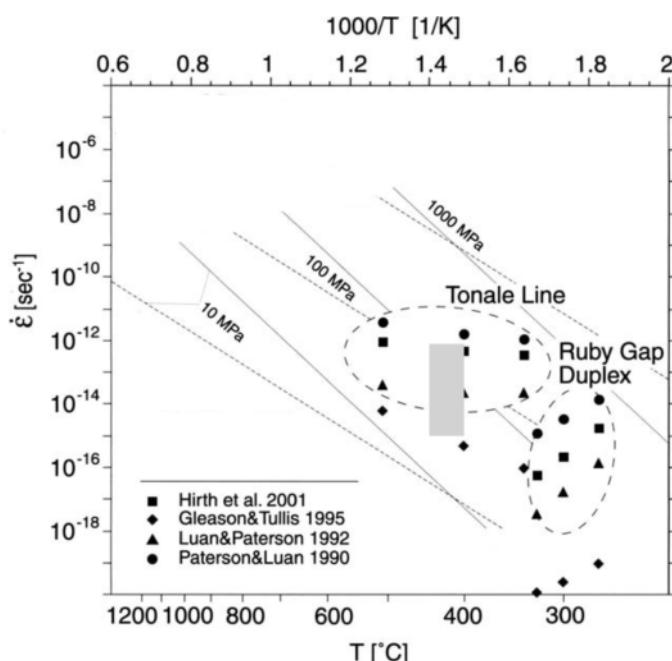
بررسی ریز ساختارها در میلونیت‌های این سیستم گسلی براساس مدل گرمایی ارائه شده نشان داده است که دما هنگام لغزش در این سیستم گسلی برابر ۴۱۰-۴۳۰ درجه‌ی سانتی-گراد بوده است. این گستره دما با ریز ساختارهای موجود در دانه‌های کوارتز نیز تایید می‌شود. بازتبلور دینامیکی در دانه‌های کوارتز در هسته میلونیتی گسل‌ها ویژگی‌های اقلیم

3- Asymmetric damage zone

4- Asymmetric breakdown fringe



شکل ۱۳ مراحل شکل‌گیری گسل‌های امتداد لغز در تونالیتی ده نو (اقتباس با تغییر از [۸]) (الف) شکل‌گیری درزهای کششی و شکستگی‌ها با آرایش نامتقارن در حاشیه. ب) لغزش روی شکستگی‌های کششی و شکستگی‌های حاشیه‌ای و تشکیل گسل‌های کششی راستا لغز راست رو.



شکل ۱۴ نمودار تغییرات نرخ کرنش نسبت دما و تنش تفاضلی مستطیل خاکستری رنگ گستره‌ی دما-نرخ کرنش میلیونیت‌ها در زون‌های گسلی راستالغز در تونالیت ده نو را نشان می‌دهد. چنان که در شکل دیده می‌شود این گستره خوبی با گستره‌ی ارائه شده برای میلیونیت‌ها در زون گسلی توناله در ترنتینو، شمال ایتالیا همخوانی دارد (اقتباس با تغییر از [۲۰]).

مراجع

- [12] Hirth G, Tullis J., "Dislocation creep regimes in quartz aggregates", *Journal of Structural Geology*, 14 (1992), 145–159.
- [13] Stipp M., Tullis J., "The recrystallized grain size piezometer for quartz.", *Geophysical Research Letters* 30(2003), 2088, doi: 10.1029/2003GL018444.
- [14] Stipp M., Tullis J., Behrens H., "Effect of water on dislocation creep microstructure and flow stress of quartz and implications for the recrystallized grain size piezometer", *Journal of Geophysical Research* 111(2006), B04201, doi: 10.1029/2005JB003852.
- [15] Dunlap W. J., Hirth G., Teyssier C., "Thermomechanical evolution of a ductile duplex", *Tectonics*, 16(1997), 983-100.
- [16] Stockert B., Brix M. R., Kleinschrodt R., Hurford A. J., Wirth R., "Thermochronometry and microstructures of quartz – a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle-plastic transition", *Journal of Structural Geology*, 21(1999), 351-369.
- [17] Zulauf G., "Structural style, deformation mechanisms and paleodifferential stress along an exposed crustal section; constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra- and infrastructural levels (Bohemian Massif)", *Tectonophysics*, 332(2001), 211-237.
- [18] Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., "The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250° to 700°C ", *Journal of Structural Geology* 24(2002a), 1861–1884.
- [19] Stipp M., Kunze K., "Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates", *Tectonophysics*, (2008) doi:10.1016/j.tectono.2007.11.041.
- [20] Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., "Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions.In: De Meer, D., Drury, M.R., De Bresser, J.H.P., Pennock, G.M. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives. Geological Society of London, Special Publication*", (2002b), 170–190.
- [1] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", *Geological Society of America Bulletin*, 103(1991): 983-992.
- [2] Majidi B., "The geochemistry of ultra basic and basic lava flows occurrences in northeastern Iran, In Geodynamic project in Iran", *Geological Survey of Iran*, 51(1983), 463-477.
- [3] Karimpour M.H., Farmer L., Ashori C., Saadat S, "Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-Related Granitoids from Mashhad, Iran", *Journal of Science,Islamic Republic of Iran*,17(2006),127-145.
- [4] Karimpour M.H., Stern C.R., Farmer G.L., "Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(2010), 384-393.
- [5] Segall P., Pollard D.D., "Nucleation and growth of strike slip faults in granite", *Journal of Geophysical Research*, 88(1983), 555-568.
- [6] Martel S.J., "Development of simple strike-slip fault zones,Mount Abbot Quadrangle,Sierra Nevada,California.", *Geological society of America Bulletin*, 100(1988), 1451-1465.
- [7] Myers R., Aydin A., "The evolution of faults formed by shearing across joint zone in sandstone", *Journal of structural geology*, 26(2004), 947-966.
- [8] Flodin E., Aydin A., "Fault with asymmetric damage zones in sandstone,Vally of Fire State Park, southern Nevada", *Journal of structural geology*,26(2004)983-988.
- [9] Pennacchioni G., "Control of the geometry of precursor brittle structures on the type of ductile shear zone in the Adamello tonalites, Southern Alps (Italy)", *Journal of Structural Geology* 27(2005), 627-644.
- [10] Isik V., "The ductile shear zone in granitoid of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey: Implications for the origins of the Tuzgölü basin during the Late Cretaceous extensional deformation",*Journal of Asian Earth Sciences*, 34(2008), 507-521.
- [11] Pollard D.D., Aydin A., "Progress in understanding jointing over past century.", *Geological society of America Bulletin*, 100(1988), 1181-1204.

- [28] Kronenberg A., Tullis J., "Flow strengths of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening", *Journal of Geophysical Research*, 89(1984), 4281-4297.
- [29] Luan F. C., Paterson M. S., "Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz", *Journal of Geophysical Research*, 97(1992), 301-320.
- [30] Paterson M. S., Luan F. C., "Quartzite rheology under geological conditions. In: KNIPE, R. J. & RUTTER, E. H. (eds) Deformation mechanisms, rheology and tectonics.", Geological Society London, Special Publication, 54 (1990), 299-307.
- [31] Hirth G., Teyssier C., Dunlap W. J., "An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks", *International Journal of Earth Sciences*, 90(2001), 77-87.
- [32] Ord A., Christie J. M., "Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites of the Moine Thrust zone, Assynt area", *Scotland Journal of Structural Geology*, 6 (1984) 639-654.
- [33] Hacker B. R., Yin A., Christie J. M., Davis G. A., "Stress magnitude, strain rate, and rheology of extended middle continental crust inferred from quartz grain sizes in the Whipple Mountains, California", *Tectonics*, 11 (1992) 36-46.
- [21] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Microtectonics", second ed., Springer, Berlin (2005).
- [22] Goetze C., Kohlstedt D. L., "Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine", *Journal of Geophysical Research*, 78 (1973), 5961-5971.
- [23] Twiss R. J., "Static theory of size variation with stress for subgrains and dynamically recrystallized grains. In: USGS (ed) Proceedings of the IX. Conference,Magnitude of Deviatoric Stresses in the Earth's Crust and Upper Mantle", Open File Report, 80-625. Menlo Park, California. (1980) 665-683.
- [24] Twiss R. J., "Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer", *Pure and Applied Geophysics*, 115(1977), 227-244.
- [25] Koch P. S., "Rheology and Microstructures of Experimentally Deformed Quartz Aggregates.", PhD thesis, University of California,Los Angeles(1983).
- [26] Heard H. C., Carte N. L., "Experimentally induced 'natural intragranular flow in quartz and quartzite'", *American Journal of Science*, 266 (1968), 1-42.
- [27] Parrish D. K., Krivz A. L., Carter N. L., "Finite-element folds of similar geometry", *Tectonophysics*, 32(1976), 183-207.