



فردوسی مشهد

سال نهم، شماره ۴، زمستان، ۱۳۹۰، صفحه ۴۴۴ تا ۴۴۸



تکامل ساختاری، گرمایی و مکانیکی گسل‌های راستا لغز در توده‌ی توفالیتی ده نوه شرب مشهد، شمال شرقی ایران

بهنام رحیمی^{۱*}، حسین علی زاده

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوس مشهد

(دریافت مقاله: ۸۸۶۴، نسخه نهایی: ۸۹/۱۰/۲۸)

چکیده: توده‌ی توفالیتی ده نوه در غرب مشهد (شمال شرقی ایران)، مگر از قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی در مجموعه‌ی گرانیتوئیدهای مشهد است. این توده با چهار دسته شکستگی منظم قطع شده است. از میان آن‌ها دو دسته ویزگی‌های گسل یا جدایش راستا راست رو را می‌توان می‌داند. دسته‌ی A شامل گسل‌های راستا لغز راست رو با تدرج دولقی شیب لغز وارون و دسته‌ی B گسل‌های راستا لغز راست رو با دولقی گویک شیب لغز به‌عبارت دیگر. توفالیت در هسته‌ی گسل‌ها به میلولیت تقسیم یافته است. بررسی ویز ساختارها و بازنگری دینامیک ترمالعملی، کوآرتز در این میلولیت‌ها نشان می‌دهد که تشکیل میلولیت‌ها در دمای ۲۱۰-۲۳۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و تنش‌های ۵۹۳۱-۳۲۵۲ (Mpa) و تنش برشی بیشینه‌ی ۲۱۶۵-۳۱۳۷ (Mpa) روی داده است. نرخ کرنش در این تغییر ساختاری، $1.08 \times 10^{-11} S^{-1}$ و $7.3 \times 10^{-11} S^{-1}$ بوده است. برحسب‌های صحرائی و بررسی ویز ساختارها نشان داد که این دسته‌های گسلی در نتیجه‌ی افزایش دوباره روی حرزهای کششی و درزه‌های متناوب حاشیه‌ای آن‌ها تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گسل‌های راستا لغز، مشهد، نرخ کرنش، تنش، بازنگری دینامیک، کوآرتز

نسل جبر خوردگی طی دو نسل تغییرات ساختاری هم‌مخ‌در در گوه‌زایی سیرین است [۱]. مجموعه‌ی دگرگونی فیولیتی مشهد دستخوش دو رویداد دگرگونی نامیه‌ای تدریجی شیبت سبز شده است. [۲] توده‌های نفوذی یا تکرار و خاستگاه متفاوت در این مجموعه‌ی دگرگونی نفوذ کرده و ده‌هایی از دگرگونی در سنگ‌های دگرگونی قبولیتی مشهد را تشکیل داده‌اند. این توده‌های نفوذی که با نام گرانیتوئیدهای مشهد در زمین‌شناسی ایران شهرت یافته‌اند، توکم توفالیتی گرانیتوئیدها، مونزونیت، مودگوبت، بیولیت لوگوگوانیت و پگماتیت دارند. توده‌ی نفوذی ده نوه غرب مشهد (شکل ۱) یکی از قدیمی‌ترین توده‌های گرانیتوئیدی در این گروه است.

مقدمه

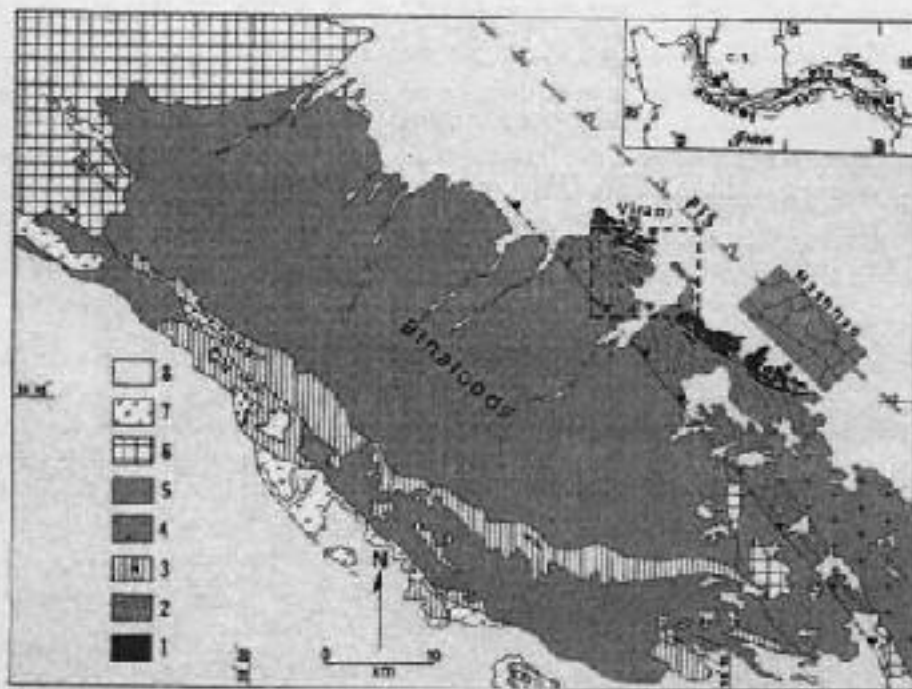
مجموعه‌ی دگرگونی-قبولیتی مشهد در دامنه‌های شمالی رشته کوه بینالود، در شمالی‌ترین بخش از حوضه زین ایران مرکزی (جنابور خط درز پالئوئینس) و بخشون یافته است (شکل ۱). این مجموعه از رسوب‌های دگرگون شده (اسلیت، شیلت شیبت و مرمر)، سنگ‌های انیولیتی دگرگون شده و بهشت‌های آبرآوری دگرگون شده تشکیل شده است [۱]. محدوده [۲] این مجموعه را بخشی از کمربند هرسیه‌نین دانسته و دگرگونی آن را سه گوه‌زایی هرسیه‌نین نسبت داده است. این مجموعه بقایای آلیتوس پالئوتینس بوده و تغییرات ساختاری در آن نتیجه‌ی تاثیر دو نسل گسلی واندگی و سه

* نویسنده مسئول. نام‌نشر: ۸۷۹۴۷۷۵، ۰۰۵۱۱، پست الکترونیکی: b-rahimi@ferdowsi.um.ac.ir

به سبب جایگاه زمین ساختی (توده یک به خط مفصل پالتوئیس)، مکان خوبی برای گسترش ساختارهای شکسته و شکل پذیر بوده است. فست‌های 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 (۵-۱۰)) گسل‌های راستا لغز بیش از ساختارهای دیگر مورد بررسی قرار گرفته است. گسل‌های راستا لغز در مقیاس رخنمون از ساختارهای چشمگیر توده‌های تونلینی نه‌تو است. در این مقاله ویژگی‌های ساختاری، شرایط دما و فشار هنگام تشکیل آن‌ها و نیز نرخ کرنش، صورت پست و بررسی قرار خواهد گرفت.

این توده ترکیب بودالیت، بیوتیت، دیوریت و گرانودیوریت دارد و کانی شناسی آن شامل پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی، کوارتز، اپوئید، هورنبلند، کانی‌های فرعی اپاتیت، زبرکان و ایلمنیت است. [۲] در این توده‌های نفوذی زمینیت‌هایی از جنس لسیت، کاپرو، پروتین، در اندازه‌های مختلف و نیز رسوب‌گرفتگی‌های کانت از جنس آلندین دیده می‌شوند. تعیین سن مطلق این توده به روش اورانیوم - سرب سن ۲۱۵۴ میلیون سال (آشکوب بورین از بورین سین) را برای این توده‌های نفوذی تعیین کرده است [۲]. بررسی‌های ژئوترمیمی این توده سنن دارد که توانایی ده تا حاصل ذوب بخشی پوسته‌های قاره‌ای بوده است [۲].

توده نفوذی ده‌تو همانند بسیاری از توده‌های گرانیتوئیدی

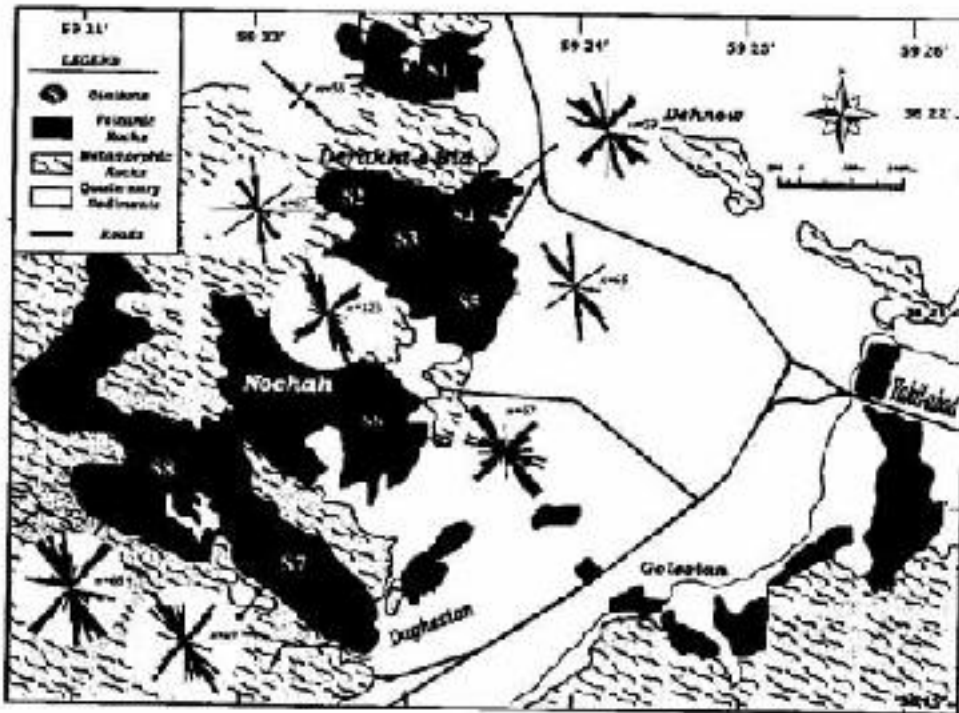


شکل ۱ نقشه خلاصه شعبه زمین‌شناسی بنگلود، موقعیت گسترده مورد بررسی با چهار گوشه خط چین نشان داده شده است. (۱) کانی‌شناسی پالتوئیس، (۲) نهشته‌های توریپیتی، (۳) نهشته‌های کربانی و سیلیس آواری پالتوئیس، (۴) سنگ‌های آبرین، حروچی و آواری، (۵) توده‌های گرانیتوئیدی متهد، (۶) سنگ‌های آتشفشانی و سیلیس آواری، (۷) سنگ‌های آتشفشانی و آبرواری همراه با نهشته‌های کربانی پالتوئیس، (۸) نهشته‌های کوارتز.

توصیف ساختاری شکستگی‌های منظم در نوده‌ها نو شکستگی‌های منظم در ۸ ایستگاه در نودهای توانایی در ۲۰ بررسی شدند (شکل ۲). در هر ایستگاه شکستگی‌ها دسته‌بندی و پارامترهایی نظیر مولفه‌های فضایی، فصل بندی، طول، مقدار پرتلاطمی، نوع برکنده، ویژگی‌های سطحی، نوع جابجایی در هر دسته بررسی و اندازه‌گیری شدند. بر پایه بررسی‌های ساختاری شکستگی‌های منظم در نوده‌ها نو در ۲ گروه قابل رده‌بندی هستند. این گروه‌ها در نمودارهای گل‌برخی (شکل ۳) قابل تفکیکند. شکستگی‌ها در این نوده تماماً شیب‌هایی نزدیک به قائم دارند. گروه شکستگی‌های A,B,C دارای جابجایی‌های راستا لغز بوده و روی سطح آن‌ها آثار خشک لغز دیده می‌شود.

چگونگی شکستگی در این نوده از سبک ۲ (لمزشی) بوده و در نوده‌های از به شده توسط [۱۱] سه عنوان گسل رده بندی می‌شوند. ابتدا این دسته‌های گسلی به ترتیب عبارتند از ۱۵- ۱۴ در جبهه ۱۸۰-۵۵ درجه و ۹۰-۱۱۵ مترجه (شکل ۳). نوده‌ها گسترش نداشتند داشته و دو رده دیگر در تمام نوده رخنمون یافته‌اند.

نوده‌های ۱ شکستگی‌هایی را شامل می‌شود که طولی کمتر از ۱۰ متر دارند. سطح شکستگی در آن‌ها صاف و دارای ساختاری بر مانند است. نوع شکستگی در این دسته از نوع ۱ (بزرگه) بوده و ویژگی‌های نوده‌های گسلی در تروف ارائه شده توسط [۱۱] را نشان می‌دهد.

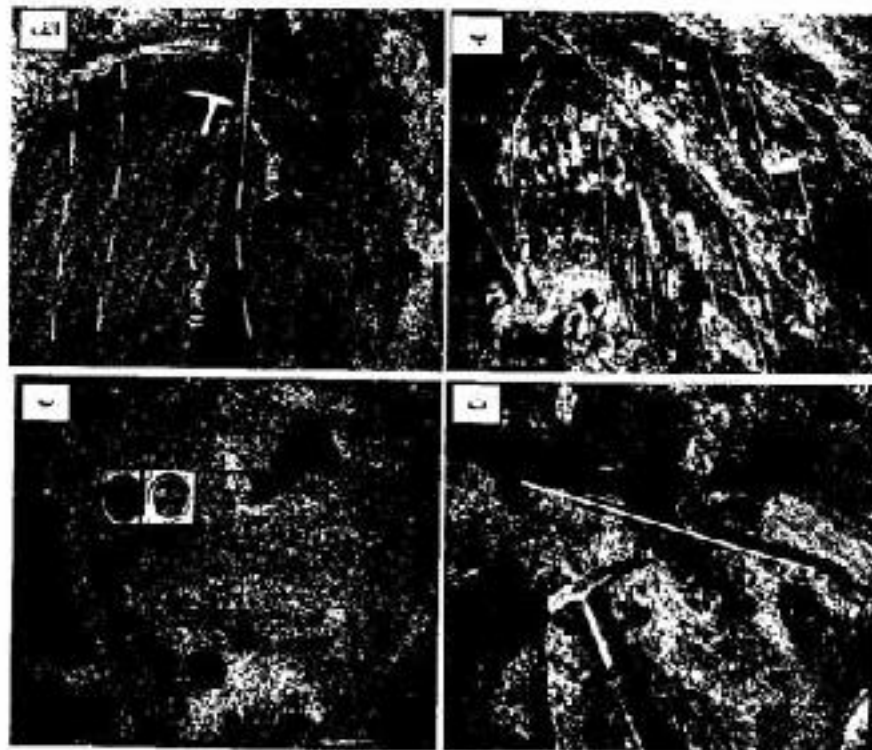


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی هسته‌های مورد بررسی نمودارهای گل‌برخی مستطیری رده‌های شکستگی‌های منظم در نودهای توانایی در سمت راست نشان می‌دهند.

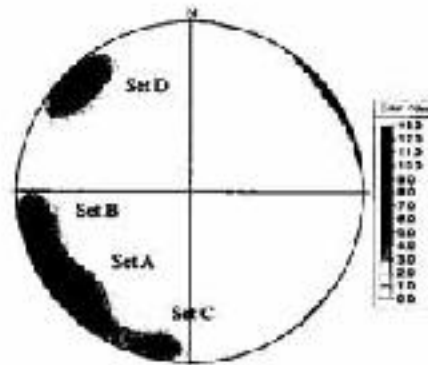
توصیف ساختاری گسل‌های راست‌التر

گسل‌های راست‌التر در نوده‌ی توانایی ده سو در دو راستای غالب، رده‌ی A و B گسترش یافته‌اند. رده‌ی A گسل‌های راست‌التری را شامل می‌شود که در سوتاسر نوده‌ی نوده‌ی گسترش دارند. طول آن‌ها بیش از ساختارهای دیگر بوده و از ۵ تا ۲۰ متر تغییر می‌کند. این گسل‌ها آرایش موازی و گاه پوششی دارند و اغلبی تکرار آن‌ها در ایستگاه‌های مورد بررسی، از ۶۰ تا ۱۰۰ متری تغییر می‌کند (شکل ۳ الف) و به موقعیت می‌تکن و راست‌الترین، در این دسته از گسل‌های راست‌التر 050/84 است (شکل ۳). گسل‌های رده‌ی A رگه‌های کوآرتز-تورمالین و برونیوم‌های موجود در نوده‌ی ده سو را قطع و جایزه کرده‌اند. میزان جدایش راستایی با سوی حرکت راست‌التر در آن‌ها از ۵ تا ۵۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۳ ب).

رده‌ی B گسل‌های راست‌التری هستند که طولی کوتاه‌تر از رده‌ی A داشته و اغلبی تکرار در آن‌ها کمتر از ۱۵ سانتی‌متر است. این گسل‌ها آرایش موازی داشته و در اغلبی میان گسل‌های دسته‌ی A گسترش یافته‌اند (شکل ۳ الف و ب). موقعیت مقدار و راستای شیب می‌تکن در آن‌ها 070/84 است (شکل ۳). 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 ساختارگه‌زا و به‌همین سه اندازه ۱۵ تا ۲۵ درجه، می‌سازند (شکل ۳ الف و ب). میزان لغزش راستایی در این گسل‌ها کمتر از ۲ تا ۱۵ سانتی‌متر تغییر می‌کند. سمت و سوی جدایش راستایی در این گسل‌ها مشابه رده‌ی A و راست‌التر است (شکل ۳ ت).



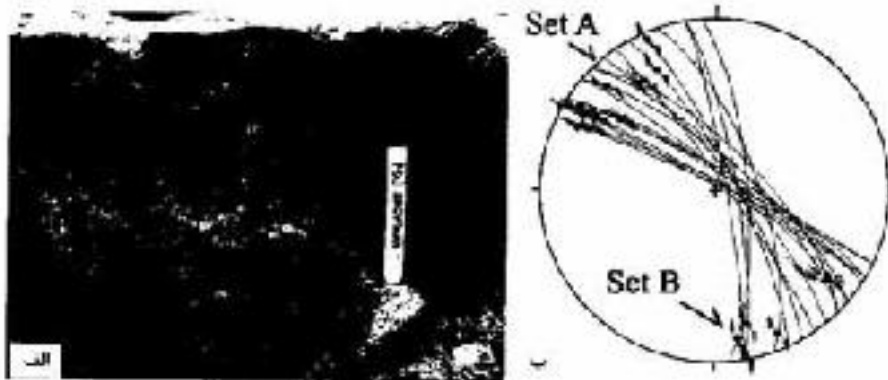
شکل ۳ الف و ب آرایش گسل‌های راست‌التر در رده‌های A و B. گسل‌های رده‌ی B در فاصله‌ی میان گسل‌های رده‌ی A گسترش یافته‌اند. ج. تصویر یکی از گسل‌های رده‌ی A. جدایش راستایی رو با حباب‌جایی، رگه‌ی کوآرتز-تورمالین (پیکن سیاه) مشخص است. د. گسل‌های رده‌ی B. جدایش راستایی رو در این گسل‌ها با جایزه‌های برونیوم کاملاً مشخص است.



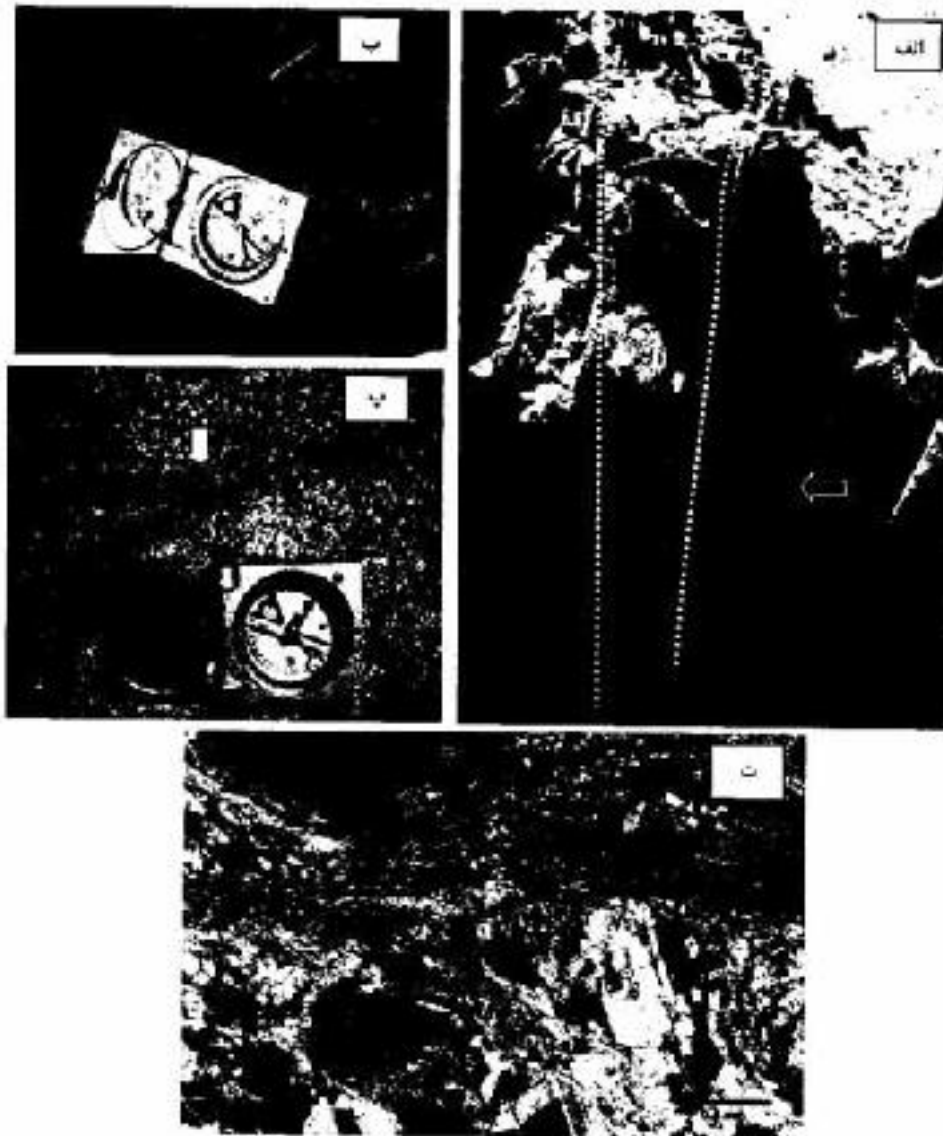
شکل 4 برجسته نگاشتی از تراکم راستا و مندر شیب شکستگی‌های منظم در توده‌ی توده‌ی ۴-ا.

حاشیه‌ی هسته‌ی گسل مس‌ساز (شکل ۶ ب و ۶ ج) یعنی هسته‌ی گسل در گسل‌های رده‌ی A سفت‌تر است و از چند میلیمتر تا ۳۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۶ الف و ۶ ب). ولی این پهنا در گسل‌های رده‌ی B کمتر بوده و در بیشترین شواهد به ۱۰ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۶ ب). سرز میان بلوک‌های گسل و میزبیت کفلاً مشخص است و میان عناصر موجود در در پهنا ۴-۶ سانتی‌متری گمانی دیده می‌شود (شکل ۶ ت).

روی سطح گسل‌های راستا لغز، خشن لغزهایی با زاویه‌ی ازدگی برابر 25° + 5° دیده می‌شوند (شکل 5) با توجه به زاویه‌ی افتادگی بردار لغزش و نیز سمت و سوی چسبش راستایی این گسل‌ها با افتادگی لغزش شبیهی از نوع نرمال هستند هسته‌ی گسل (Peak core) در گسل‌های رده‌های A و B از میزبیت تشکیل شده است. نوازن در این مکان به دلیل اثر فیلو و دما هنگام لغزش با گسترش بر کواری میزبیتی به میزبیت تغییر یافته است. این برگزیده زاویه‌ی 20°-30° فرجه یا



شکل 5 الف) تصویر از سطح اولیه گسل در یکی از گسل‌های رده‌ی A بردار لغزش با زاویه‌ی افتادگی 25W روی این سطح دیده می‌شوند. مولفه راستایی راست رو و مولفه‌ی شیب معکوس است. نگه به سمت شمال شرقی. ب) برجسته نگاشتی شماتی از سطوح گسلی رده‌ی A و B مولفیت خشن لغزها روی سطوح نشان داده شده است. لغزش راستایی در همه‌ی گسل‌ها از نوع رلیت رو است. لغزش شبیهی در گسل‌های رده‌ی A معکوس و در گسل‌های رده‌ی B نرمال است.

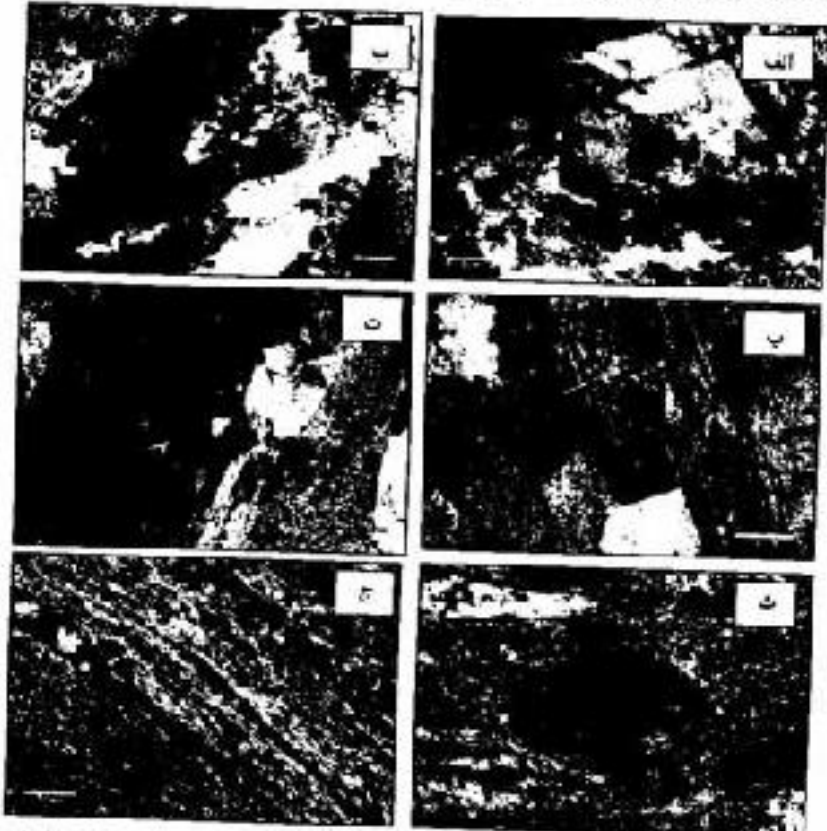


شکل ۶. نقشه تصویری از زون گسلی در گسل‌های راست‌الته رو در رده‌ی A. سمت راست و چپ حرکت با ظهور تصویر انعکاسی از نوک پیکان و سترده‌ی نمای از سه پیکان مشخص شده است. به نمای نزدیک از میانگین‌ها در زون گسلی در تصویر الف، برگ وارد می‌گردد. در این تصویر با پیکان نشان داده شده است. به زون گسلی در گسل‌های رده‌ی B. پیکان این زون در مقایسه با زون گسلی در رده‌ی A کمتر است. برگ‌های می‌بوستی در این زون‌های گسلی به خوبی دیده می‌شوند. در تصویر میکروسکوپی، از هر زون‌های گسلی رده‌ی A، زون‌های گسلی در گسل‌های گسلی مورد نیاز با سنگ‌های دوازده دارند. در این جز آثاری از پوشش شش دیده نمی‌شود.

ساختار میکروسکوپی میاونیت‌ها

پهنا سنگ‌های میاونیتی در هسته‌ی گسلی گسل‌های راستا لغز در توده‌ی توتالشی ۵۰ م در مزارش میکروسکوپی از نو بخش پورفیر کلاست‌های کوارتز، فلدسپار و بیوتیت در زمینه‌ی تان دانه‌های کوارتز و فلسیات باز برابر یافته تشکیل شده است. در نتیجه سخت‌گیری کترهای کوارتز و فلسیات پارالینور یافته میونیت و گریست برگوار میونیتی به شکل C-S در این میاونیت‌ها گسترش یافته است. ساز نیلور دینامیکی خاموشی و دانه‌ای و چاربی گسترش دانه‌های زمینه‌ای (شکل ۷ الف) و به برده‌های تغییر شکلی و ریزه‌های کوارتز (شکل ۷ ج) از

ریز ساختمانهای متداول کوارتز در این زون‌های میاونیتی هستند. باوره‌های فلسیات در این میونیت‌ها ریز ساختمانهایی نظیر ماکل‌های انیتر شکلی (شکل ۷ ب) خاموشی سوچی، خمیدگی ماکل‌ها و پارالینور دینامیکی را نشان می‌دهند. ریز ساختمانهای نامتقارن معروف سمت و سوی برش در این میونیت‌ها دیده می‌شوند. این ریز ساختمانها شامل نوره‌های پوشر C-S، ماکلهای پولکه مسطح (شکل ۷ د) کلاست‌های پوشش، پارالینور نوع A هستند که معروف سمت و سوی برش راستا، و در این زون‌های گسلی هستند.



شکل ۷ ریز ساختمانهای موجود در میونیت‌های زون‌های گسلی مورد بررسی (نور XPPL) الف) خاموشی و سطحی در کوارتز و پارالینور دینامیکی در حاشیه‌ها و در تماس دانه‌ها یا یکدیگر. ب) خاموشی چاربی در کوارتز گسترش یافته زمینه‌ها پارالینور دینامیکی در حاشیه‌ی دانه‌های کوارتز. ج) ماکل تغییر شکلی در پاروهای فلسیات. د) تشکیل برآمدگی در حاشیه کوارتز و فلسه‌های تغییر شکلی در کوارتز. ه) راستای یکساز شدن (C-S) استای آتاهی پولکی در میونیت‌های زون‌های گسلی مسوره بررسی ج) تصویر میکروسکوپی از نوره‌های کوارتز

پازتیلور دینامیکی کوآرتز در میلیویت‌ها

کوآرتز یک کانی مناسب برای بررسی پازتیلور دینامیکی است. فرآیند این کانی در انواع سنگ‌های پوسته و پایداری آن در اقلیم‌های متفاوت دگرگونی از یک سو و از سوی دیگر دارای بودن زیر ساختارهای مشخص و معرف شرایط تغییر ساختاری. این کانی را برای پژوهش‌های پازتیلور دینامیکی مناسب کرده است. چگونگی تغییرات ساختاری این کانی در رژیم‌های متفاوت هوا و فشار و نیز نوع ریز ساختارها در آن، موضوعی است که هم در بررسی‌های آزمایشگاهی [۱۲-۱۴] و هم در میلیویت‌ها در نمونه‌های طبیعی [۱۵-۱۶] مورد بررسی قرار گرفته است.

در این پژوهش برای بررسی شرایط مکانیکی و دمایی زون‌های گسل‌های مورد بررسی به بررسی پازتیلور دینامیکی در خانه‌های کوآرتز پرداخته شده است. برای بررسی ریز ساختارهای موجود در زون‌های میولیت‌های پازتیلور دینامیکی بر طوره‌های کوآرتز، ۸ نمونه سمپت‌گیری شده از میولیت‌های زون‌های گسل‌های مورد بررسی برداشت شده‌اند. این نمونه‌ها در جهت عمود بر برکوره‌های میولیت‌های موازی با خط زده‌ها پخش داده شده و مقاطع نازکی از آن‌ها تهیه شدند. علاوه بر بررسی‌های کانی ریز ساختارهای موجود برای تحلیل کمی آن‌ها، با تصویر برداری و تحلیل کمی تصویر با نرم افزار imageJ پارامترهایی نظیر مساحت، محیط، طول قطر بزرگ و کوچک، دانه‌های پازتیلور یافته کوآرتز اندازه‌گیری شدند.

اقلیم‌های پازتیلور دینامیکی کوآرتز

برای تعیین اقلیم‌های پازتیلور دینامیکی در بلورهای کوآرتز، مقاطع میکروسکوپی تهیه و سه دایره بررسی شدند. ریزساختارهای موجود در کوآرتز براساس رده‌بندی ارائه شده توسط [۱۷] مورد ارزیابی و شناسایی قرار گرفته‌اند. بر مبنای این مشاهدات دو اقلیم پازتیلور دینامیکی کوآرتز در میولیت‌های زون‌های گسل مورد بررسی، شناسایی شدند.

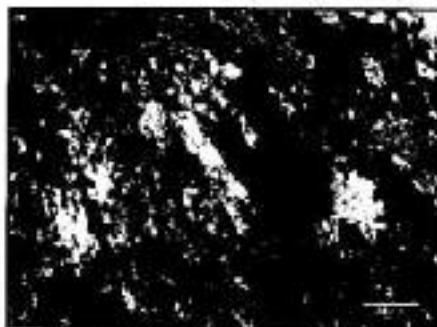
پازتیلور دینامیکی (Blage recrystallization) BLG

کوآرتز در این اقلیم پازتیلور دانه درشت، دارای دانه‌های زمینه‌ای درشت، خاموشی موحی و وسیله‌ای و تیغه‌های نمبر شکلی هستند (شکل ۷ الف، سه ش). حاشیه دانه‌های کوآرتز به دلیل انفعال موزی به صورت برآمده و دندانه‌ای دیده می‌شود و

برآمدگی‌های گسلی^۱ در اندازه‌های ۲۰ تا ۲۰۰ میکرومتر در آن‌ها دیده می‌شوند (شکل ۷ ب). پازتیلور دینامیکی تقریباً ۱۰٪ دانه‌های کوآرتز را شامل شده و بیشتر در حواشی و نقاط اتصال، حال سه دانه آن‌ها روی دانه است (شکل ۷ الف). ریز ساختارهای کوآرتز در این اقلیم مشابه اقلیم ۱ و ابتدای اقلیم ۲ از رده بندی ارائه شده توسط [۱۲] هستند. این اقلیم پازتیلور در بلوک‌های گسل‌های نزدیک به هسته‌های گسل گسترش یافته و با حیر شدن از هسته‌های گسل‌ها از شدت آن کاسته می‌شود.

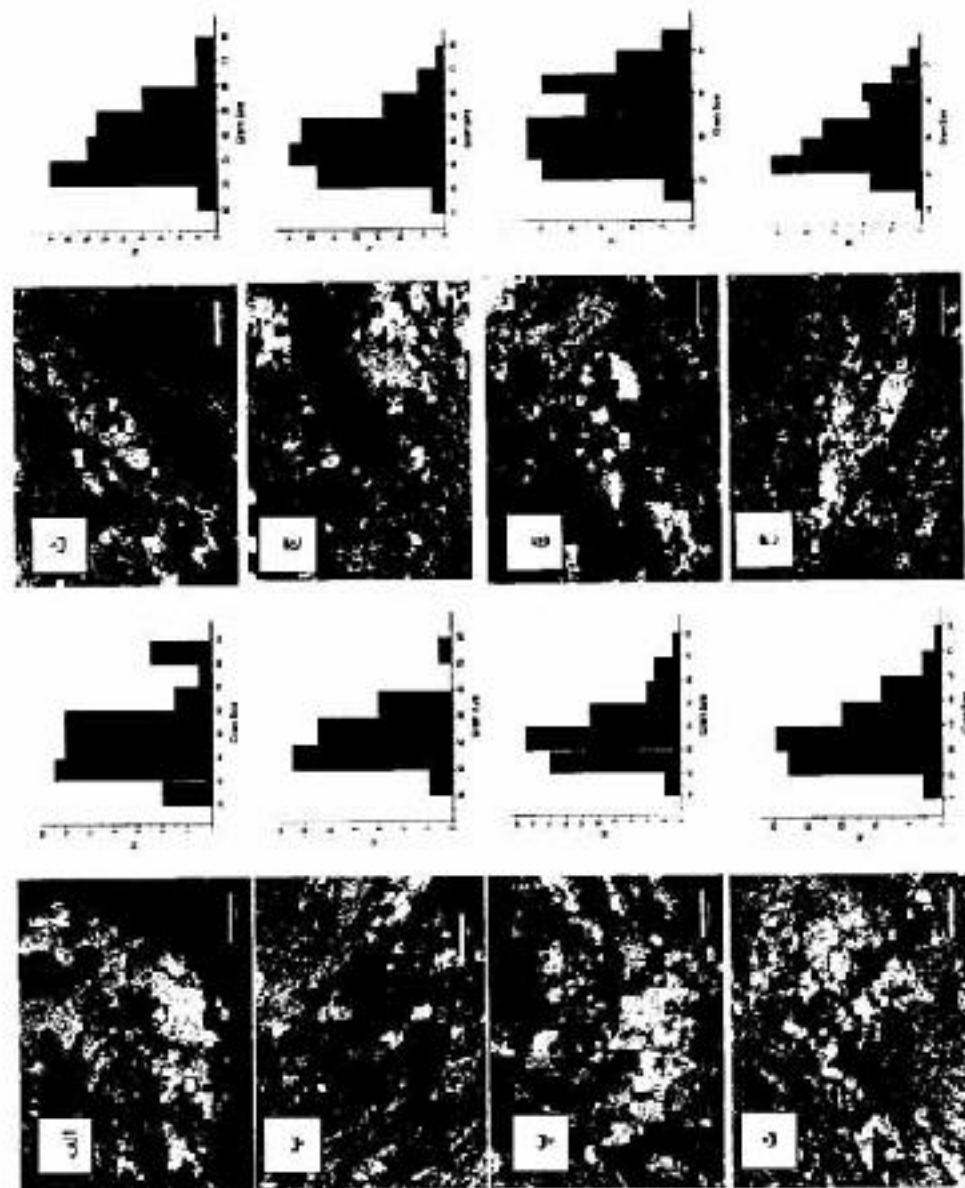
پازتیلور دینامیکی (Grain rotation recrystallization) SGR

دانه‌های کوآرتز در این اقلیم با خاموشی موحی جابجایی به صورت ریزساختارهای گسسته و سمپت‌گیری شده‌اند و دانه‌های پازتیلور یافته کوآرتز در حواشی آن‌ها هم دیده می‌شوند (شکل ۸ و ۹). گسترش پازتیلور دینامیکی در حواشی دانه‌های کوآرتز، ریز ساختار سه - گوشه را در این کانی ایجاد کرده است (شکل ۸). مقدار پازتیلور دینامیکی در این اقلیم ۹-۶۰ درصد بلورهای کوآرتز را شامل می‌شود. دانه‌های پازتیلور یافته یک، سمپت‌گیری ترجیحی نسبت به برگواگی میولیت‌ها نشان می‌دهند. پازتیلور دینامیکی در این اقلیم نتیجه‌ای برگشت آ و چرخش دانه‌های زمینه‌ای بوده است. این اقلیم گسل بهیسی هسته را در گسل‌های راست‌الته مورد بررسی در بر م‌س می‌گیرند. ویژگی‌های ریز ساختاری این اقلیم بسیار مشابه ریز ساختارهایی است که در میولیت‌های زون‌های گسل‌های دیگر شناسایی شده‌اند (برای مثال [۱۵، ۱۷، ۱۸]).



شکل ۸. ریزساختار هسته و گوشه در بلورهای کوآرتز در میلیویت‌های هسته‌های گسل‌های مورد بررسی. این ساختار مراحل ابتدایی اقلیم پازتیلور دینامیکی SGR را نشان می‌دهد.

- 1- Blage
- 2- Recovery



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی از بازتاب نور ذرات سنگین در نمونه‌های مورد بررسی از هر حالت XPL. نمودارهای ستونی فرآیند روش‌های گسل‌های گسل‌های بازتاب یافته راستا به اندازه‌ی تابعها (بر حسب میکرومتر) از هر نمونه نشان می‌دهند (برای مشاهده مقادیر به جدول ۱ مراجعه شود).

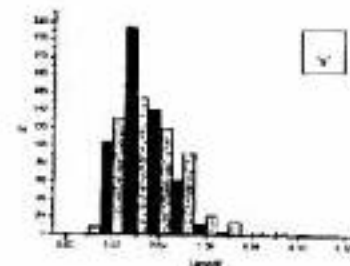
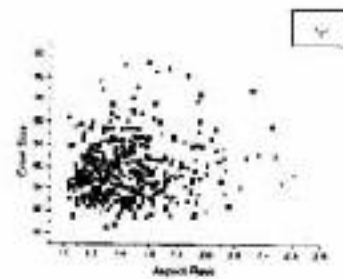
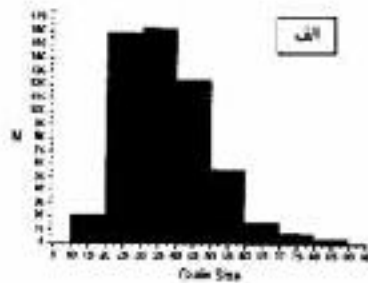
انرژی دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز

بررسی کمی دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز در نمونه‌های مورد نظر با پردازش تصاویر میکروکامپی با نرم افزار imageJ در قالب بازتبلور دیجیتال (SGR) انجام شده است. مقادیر این اندازه‌گیری در جدول ۱ نشان داده شده‌اند. فراوانی میانگین قطر دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز در نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای شکل ۹ تبیین می‌شوند. قطر میانگین دانه‌های کوارتز بازتبلور یافته در نمونه‌های میسوپیت از ۱۷٫۴۳ تا ۸۷٫۲۱ میکرون

میکرومتر تقسیم می‌کند (شکل ۱۰ الف). قطر موزیک دانه‌ها از ۰٫۱۷ تا ۰٫۲۵ میلی متر و قطر کوچک آن‌ها از ۰٫۰۱ تا ۰٫۰۲ میلی متر تقسیم است (جدول ۱ و شکل ۱۰ ب). سیت شکل از ۱-۲ تا ۲-۷ در دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز در نمونه‌ها تقسیم می‌کند. نمودار نسبت شکل نسبت به قطر میانگین دانه‌های بازتبلور یافته نشان می‌دهد که دانه‌های با اندازه بزرگتر نسبت شکل بیشتر دارند (شکل ۱۰ ب).

جدول ۱ نتایج حاصل از اندازه‌گیری ویژگی‌های هندسی دانه‌ها بازتبلور یافته کوارتز در نمونه‌های از میسوپیت‌های مورد مطالعه (شکل ۹)

نمونه	شکل (Aspect Ratio)			حجم (Volume)			مساحت (Area)			طول (Length)		
	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean	Max	Min	Mean
a	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
b	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
c	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
d	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
e	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
f	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
g	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
h	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱



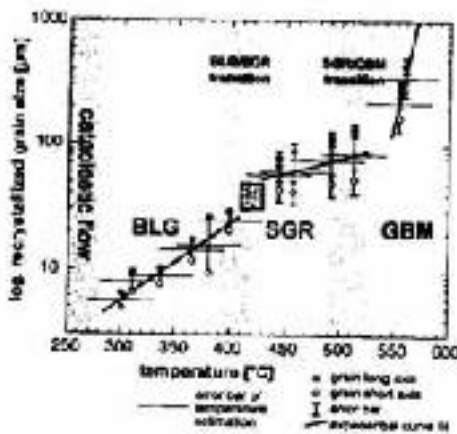
شکل ۱۰ الف) نمودار ستونی فراوانی اندازه‌های دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز از دست میکروگراف در سلسله نمونه‌های مورد بررسی. ب) نمودار ستونی فراوانی طول محور بلند و کوتاه دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز از دست میکروگراف در نمونه‌های مورد بررسی. ستون‌های تیره به محور بلند و ستون‌های روشن به محور کوتاه وابسته‌اند. ج) نمودار نسبت شکل نسبت به قطر میانگین دانه‌های بازتبلور یافته کوارتز از دست میکروگراف در نمونه‌های مورد بررسی.

$$\sigma = Bt^{-4.58} \quad (1)$$

در رابطه‌ی بالا σ تنش، t تنش نامعکس هنگام تغییر ساختاری، B قطر میلگرد، t دانه‌های بلزنیور یافته کوارتز و B ثابت است. برای ۵۵ برای کوارتز، رابطه‌ی دیگری نیز با بررسی‌های تجربی روی کوارتزیت، در شرایط خشک و مرطوب توسط [۲۵] برای نمایش روابط میان دو پارامتر بالا ارائه شده است.

$$\sigma = Aa^{-0.5} \quad (2)$$

در این رابطه نیز σ تنش نامعکس هنگام تغییر ساختاری، A قطر میلگرد، a دانه‌های بلزنیور یافته کوارتز، A مقادیر ثابت برابر ۲۰۹۰ و ۱۸ ثابت دیگری برابر ۱۰۱۱- برای کوارتزیت یا کوارز دانه‌های میلگرد شده‌ی بلزنیور یافته کوارتز نمونه‌های مورد بررسی در روابط بالا، مقدار تنش نامعکس هنگام لغزش و تشکیل میلوریت‌ها تعیین شده و در جدول ۲ آورده شده‌اند. مقادیر تنش نامعکس معادله ۲ شده برای میلوریت‌ها در هسته گسل‌های مورد بررسی از رابطه (۱) ۲۲،۵۴ تا ۵۹،۲۱ و از رابطه (۲) ۵،۳۹۶ تا ۹۲،۸۱۵ مکانیکال تعیین شده است.



شکل ۱: نمودار تغییرات اندازه‌ی دانه‌های بلزنیور یافته کوارتز نسبت به دما هنگام تغییر ساختاری در میلوریت‌ها (انتقال) با تغییر از [۱۸] چهار گنشی خاکستری، گمشده‌ی میلگرد شده‌ی بلزنیور یافته در روتن‌های گسلی مورد بررسی، نشان شده است.

دما هنگام لغزش در گسل‌های راست‌انحراف

در ساختارهای کوارتز در میولیت‌های هسته گسل‌های راست‌انحراف مورد بررسی، بلزگر اقدام بلزنیور نینمایی SGR است. این اقدام بلزنیور نشان می‌دهد که دما هنگام لغزش در راستای این گسل‌ها ۲۲۰-۵۱۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. این اقدام دما با ویژگی ساختارهای موجود در بلورهای نینماییات و میکا نیز تولید می‌شود (بر اساس رده بندی رایج ارائه شده در [۲۶]). شکل ۱۱ رابطه میان قطر دانه‌های بلزنیور یافته کوارتز و دما را در اقیماهای مختلف بلزنیور نشان می‌دهد. این نمودار با بررسی میلوریت‌ها در زون گسلی راست‌انحراف نواره در تریسینو شکل ایتالیا توسط [۱۸] ارائه شده است. در این نمودار قطر دانه‌های بلزنیور کوارتز در نمونه‌های مورد بررسی، دمای ۲۱۰ تا ۲۲۰ درج به سانتی‌گراد را برای تغییر ساختاری در زون‌های گسلی مورد بررسی نشان می‌دهد. این نتایج با نتایج حاصل از بررسی ویژگی ساختارها در کوارتز همخوانی کامل دارد.

تنش نامعکس هنگام لغزش در گسل‌های راست‌انحراف

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

بررسی‌های آزمایشگاهی توسط پژوهشگران معادله معجزه به رابطه‌ی متنوعی برای توصیف ارتباط میان اندازه‌ی دانه‌های بلزنیور یافته کوارتز و تنش نامعکس هنگام تغییر ساختاری شده است. در این راستا، رابطه‌ی رایج شده توسط [۲۳، ۲۲] استفاده بوده و بیش از ده‌بار 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 مسائل‌های دیگر به شرایط طبیعی تشکیل میلوریت شباهت بیشتری دارد.

نوسط [۲۱] برابر $Q = 135 \text{ KJmol}^{-1}$ و $n = 3.1$ $A = 6.3095 \times 10^{-12} (\text{Mpa}^{-n} \text{s}^{-1})$ است.

با قرار دادن تنش فاضالی و دما در رابطه‌های (۱) و (۲) و اعمال مقادیر ثابت در آن‌ها نرخ کرنش برای تشکیل میلوئیت‌ها هنگام لغزش در گسل‌های راست‌الغز مورد بررسی تعیین می‌شود. این مقادیر برای دو روش یاد شده در جدول ۲ آورده شده‌اند. گستره‌ی دمای تنش و توج کرنش در میلوئیت‌های مورد بررسی در منظرهای نام برده در شکل ۱۲ نشان داده شده است. میانگین نرخ کرنش محاسبه شده از مدل [۲۰] برابر $1.21 \times 10^{-12} \text{ s}^{-1}$ و از مدل [۳۱] برابر $4.13 \times 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ تعیین شده است. این مقادیر در پاره نرخ کرنش مرتب‌تر است. ساختاری طبیعی $(10^{-13} - 10^{-11})$ قرار دارند.

بحث و برداشت

گسل‌های راست‌الغز راست رو در دو دسته کاملاً مشخص در توده‌ی توانستی ده نو گسترش یافته‌اند. گسترش فراوانی این گسل‌ها آن‌ها را به ساززومین ساختار در این توده‌ی لغزونی تبدیل کرده‌اند. چگونگی تشکیل گسل‌های راست‌الغز در سنگ‌های مختلف پوسته از مسائل پژوهشی مهمی است که در سالین اخیر زسبر شناسان ساختاری به آن‌ها پرداخته‌اند [۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴]. این پژوهش‌ها روشن ساخته است که گسل‌های راست‌الغز نتیجه‌ی لغزش دوباره بر روی سطوح تهیقه‌ای از پیش موجود نظیر رگه‌ها، درزها و گسل‌های اولیه هستند.

بررسی بازنظیر دینامیکی کوارتز در زون‌های گسل‌ی دورکنده نشان داده است که تنش تانژنسی هنگام تشکیل میلوئیت‌ها ۱-۲۵ مگاپاسکال بوده است [۱۵، ۱۶، ۱۷]. برپایه‌ی این مشاهدات و نیز همخوانی بیشتر رابطه‌ی (۱) با شرایط طبیعی تشکیل میلوئیت‌ها، مقدر به دست آمده از این رابطه برآورد بهتری برای تنش تانژنسی در زون‌های گسل‌ی مورد بررسی هستند. براین اساس می‌توان گفت که میلوئیتی شدن در گسل‌های راست‌الغز مورد بررسی در شرایط حداقل میانگین تنش تانژنسی ۴۹-۵۹ مگاپاسکال و تنش برشی (۳۱-۲۹ مگاپاسکال) روی داده است.

نرخ کرنش هنگام لغزش در گسل‌های امتداد لغز

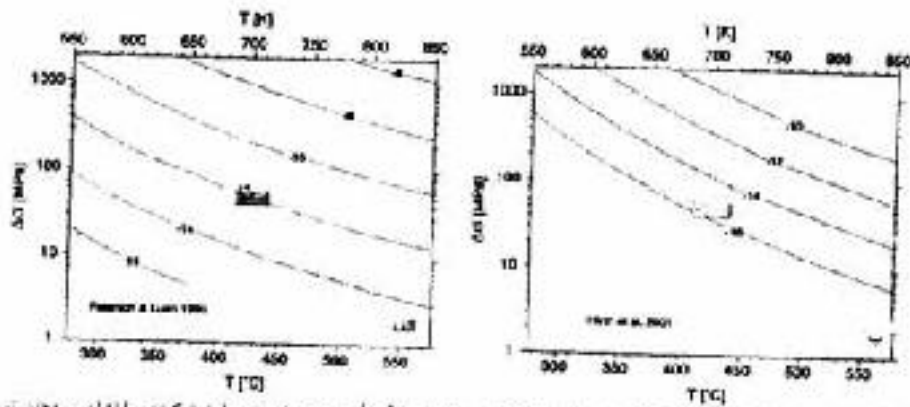
نرخ کرنش در میلوئیت‌ها به میزان تنش و دما هنگام تغییر ساختار وابسته است. بسیاری از پژوهشگران رابطه‌ی میان این پارامترها را بررسی کرده و مدل‌هایی را برای توصیف نرخ کرنش در تغییرات ساختاری کوارتزیت‌ها ارائه کرده‌اند [۲۵-۲۸]. همگی مدل‌های ارائه شده از رابطه‌ی زیر بهره‌ی می‌کنند و تنها تفاوت میان آن‌ها در مقادیر ثابت است.

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^n \exp(-Q/RT) \quad (۳)$$

در رابطه‌ی بالا $\dot{\epsilon}$ نرخ کرنش، Q تنش فاضالی، T دما، $\exp(-Q/RT)$ جمله آرنیوس، R ثابت جهانی گازها، n و A مقادیر ثابت هستند. مقادیر ثابت در مدل ارائه شده توسط [۲۰] برابر $Q = 135 \text{ KJmol}^{-1}$ و $n = 3.1$ ، $A = 6.3095 \times 10^{-12} (\text{Mpa}^{-n} \text{s}^{-1})$ و در مدل پیشنهادی

جدول ۲ جدول تنش تانژنسی (در حسب مگاپاسکال) و نرخ کرنش در نمونه‌های میلوئیتی زون‌های گسل‌ی مورد مطالعه تنش فاضالی در ستون ۱ بر اساس رابطه ارائه شده در [۱۳، ۱۴] و تنش تانژنسی در ستون ۲ بر اساس رابطه ارائه شده توسط [۲۵] محاسبه شده است. نرخ کرنش در ستون ۳ (با استفاده از داده‌های تنش در ستون ۱ و رابطه ارائه شده توسط [۲۰]) و نرخ کرنش در ستون ۴ (با قرار دادن تنش از ستون ۱ در رابطه ارائه شده توسط [۳۱]) محاسبه شده است.

نرخ کرنش (۱/س)	تنش تانژنسی (Mpa) (۲)	تنش تانژنسی (Mpa) (۱)	شماره نمونه
۱.۱۲۷۵E-۱۵	۵.۷۸۱۳E-۰۳	۲۱.۵۶۶۶E-۰۱	a
۳.۸۴۹۹E-۱۵	۱.۳۰۷E-۰۲	۲.۱۰۰۰E-۰۱	b
۲.۷۲۵۵E-۱۵	۱.۲۵۸۲E-۰۲	۵.۱۳۱۳E-۰۱	c
۳.۲۹۸۲E-۱۵	۱.۳۵۲۸E-۰۲	۵.۱۳۴۴E-۰۱	d
۳.۵۱۱۷E-۱۵	۱.۱۰۱۸E-۰۲	۲.۲۲۱۳E-۰۱	e
۳.۵۲۴۹E-۱۵	۱.۰۸۸۷E-۰۲	۲.۲۹۱۱E-۰۱	f
۵.۲۰۰۷E-۱۵	۱.۳۱۵۱E-۰۲	۵.۸۲۲۱E-۰۱	g
۳.۲۷۹۷E-۱۵	۱.۸۰۱۵E-۰۲	۵.۲۰۰۷E-۰۱	h
۲.۱۳۳۱E-۱۵	۱.۳۱۳۵E-۰۲	۵.۰۸۵۱E-۰۱	Average



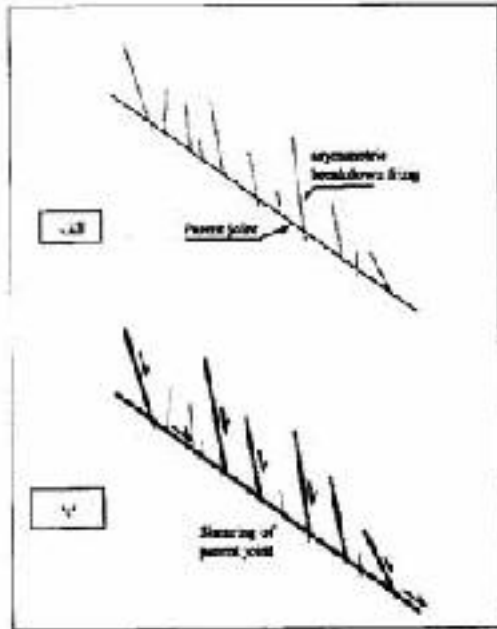
شکل ۱۱. حودار تنش لغزشی - مسا و نرخ کرنش در میلویت‌ها (تخمین با تغییر از ۱۲۰٪) مشخص‌ها در نمودار نرخ کرنش را نشان می‌دهند. نمودار (الف) بر پایه مدل ارائه شده توسط (۱۲) و حودار (ب) بر پایه مدل ارائه شده توسط (۱۶) رسم شده‌اند. چهار گوشه‌ها گسترده‌ی نرخ کرنش را در میلویت‌های مورد بررسی در تم مدل (۳۰، ۴۱) نشان می‌دهند.

بازنویس SGR هستند بررسی آس بازنویس گوارتا در نمونه‌های میلویت‌های زون‌های گسلی نشان داده است که تفسیرات ساختاری هنگام لغزش در این گسل‌ها در شرایط تنش لغزشی ۴۲-۵۳ مگا پاسکال انجام شده است. و نرخ کرنش در طول تغییر ساختاری تقریباً 10^{-11} - 10^{-12} بوده است. با ترسیم مددیر دما و نرخ کرنش معارصه شده برای نمونه‌های میلویت در نمودار شکل ۱۲ می‌توان دریافت که شرایط کرنش در این زون‌های گسلی مشابه شرایطی است که از بررسی نمونه‌های طبیعی میلویت‌ها در نقاط دیگر جهان گزارش شده است. شرایط تنش و دما در این گسل‌ها مشابه دما و فشار در شرایط دگرگونی نیست. سبز اسفند سن مطلق توده‌ی توانایی ده تا 215 ± 4 میلیون سال (نورین از توماس پسین) تعیین شده است (۹). تشکیل شکستگی‌های کششی و تجدید حیات آن‌ها به شکل گسل‌های راست لغز، حوداتی هستند که پس از تشکیل این توده توانایی روی دامنه‌های گوهزایی سمورین پسین در ژوراسک میانی با دگرگونی پهنه‌های سازند شمشک در کوه‌های بیلقود و تبدیل آن‌ها به قابلیت همراه بوده است. در این هنگام اعمال تنش برتنی روی شکستگی‌های کششی که حامل سرد شدن توده بوده‌اند، تشکیل سیستم گسلی مورب‌نظر را در توده‌ی توانایی سبب شده است. بنابراین تشکیل این گسل‌ها و شرایط مکانیکی و فیزیکی آن‌ها می‌تواند نتیجه تاثیر روپند گوهزایی سمورین پسین بر این توده‌ی توانایی باشد.

در مدل ارائه شده توسط (۸) تشکیل گسل‌های راست لغز با ذوب تحریر، استقرار نتیجه‌ی حرکت روی شکستگی‌های کششی و شکستگی‌های نامستقر حاشیه‌ای وابسته به آن‌هاست. چنانچه در این شکستگی‌ها در نتیجه تغییر موقعیت آن‌ها نسبت به تنش‌های اصلی و یا تغییر سمت‌های اصلی تنش در منطقه‌ی، سیستمی از گسل‌های راست لغز و انشعاب‌های آن‌ها را ایجاد خواهد کرد که ساختار نامستقر دارند (شکل ۱۳). سمت و سوی حرکت در مدلی گسل‌ها یکسان خواهد بود. چگونگی آرایش گسل‌های راست لغز در توده‌ی توانایی است و سوی حرکت یکسان، زاویه‌ی کوچک میان دو دسته گسل راست لغز، تماس نیز مشخص هست میلویت‌های بلوک‌های گسلی و نیز عدم حضور سنگ‌های کاتکلاستیک در مرز میان هست میلویت‌های دوباره‌ی بلوک‌های گسلی، همه مویب آن است که سیستم گسل‌های راست لغز در نتیجه لغزش بر روی شکستگی‌های کششی از پیش موجود تشکیل شده‌اند.

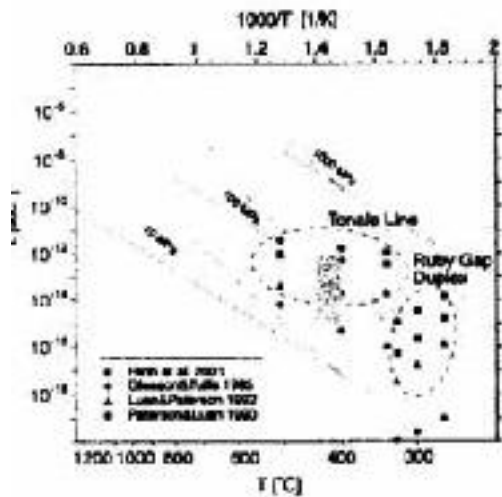
بررسی ویر ساختارها در میلویت‌های این سیستم گسلی بر اساس مدل گرمایی ارائه شده نشان داده است که دما هنگام لغزش در این سیستم گسلی برابر ۴۱-۴۲ درجه‌ی سانتی-گراد بوده است. این گستره دما با ریز ساختارهای موجود در دامنه‌ی گوارتا نیز نایب می‌شود. بازنویس دینامیکی در دامنه‌ی گوارتا در هست میلویت‌های گسل‌ها ویژگی‌های تفسیر

3- Asymmetric damage zone
4- Asymmetric brecciated frings



شکل ۱۳ مراحل شکل گیری گسل‌های امتداد کمز در نودم توالی، دو تو (تغییر با تصویر از (A) (الف) شکل ها با آرایش نشانگان در جلوه سه کنش روی شکستگی‌های کششی و شکستگی‌های جانبی و تشکیل که

گسلی درزه‌های کششی و شکستگی-
بل‌های راست کمز راست رو.



شکل ۱۴ نمودار تغییرات نرخ کوهش نسبت دما و تنش لغزشی مستطیل خاکستری رنگ گسسته‌ها-نرخ ک
راست‌گسز در توالی، دو تو را نشان می‌دهد. چنان که در شکل دیده می‌شود این گسسته‌ها توسط گسسته‌های (که
نمودار در برتینو، شمال ایالت آریزونا، آمریکا) در (تغییر با تصویر از (A) (الف) شکل

دقت منوطند در رون‌های گسلی
نده برای میولیت‌ها در زون گسلی

- [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 pizometer for quartz", *Geophysical Research Letters*, 30(2003), 2084, 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 pizometer", *Journal of Geophysical Research* 111(2006), B04201, doi 10.1029/2005JB003452.
- [15] Dunlap W. J., Hirth G., Teysier C., "Thermomechanical evolution of a ductile diapir", *Tectonics*, 16(1997), 983-1000.
- [16] Stockert B., Brix M. R., Kleinschrodt R., Harford 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 quartzfeldspathic rocks at supra- and infrastructural levels (Bohemian Massif)", *Tectonophysics*, 332(2001), 211-237.
- [18] Stipp M., Sklitz 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., Kunz 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., Sklitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., "Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. In: De Meer, D., Driess, 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 Paleozoic remnants in northeastern Iran", *Geological Society of America Bulletin*, 103(1991), 981-992.
- [2] Majidi D., "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 Paleozoic Collision-Related Granitoids from Akshhad, Iran", *Journal of Science, Islamic Republic of Iran*, 17(2006), 127-145.
- [4] Karimpour M.H., Stein C.R., Farmer G.L., "Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analysis, and petrogenetic study of the Dehsoh chlorite and Kuhshang 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 Albat 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), 947-956.
- [8] Flodin E., Aydin A., "Faults with asymmetric damage zones in sandstone, Valley 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 Tuzgözü 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.

مراجع

- [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: *KMP&E. 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. I., "An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks", *International Journal of Earth Sciences*, 50(2001), 77-87.
- [32] Ord A., Christie J. M., "Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites of the Moine Thrust zone, Assyri 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 *Sierra Nevada Mountains, California*", *Tectonics*, 11 (1992) 36-46.
- [21] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Microtectonics", second ed., Springer, Berlin (2005).
- [22] Greife 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 DC 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., Carter N. L., "Experimentally induced natural intragranular flow in quartz and quartzite", *American Journal of Science*, 266 (1968) 1-42.
- [27] Parrish D. K., Kriviz A. L., Carter N. L., "Finite-element folds of sinistral geometry", *Tectonophysics*, 32(1976), 183-207.