Archive of SID

زمستان ۹۰، سال بیست و یکم، شماره ۸۲، صفحه ۱۷۳ تا ۱۸۰

بررسی ساختارهای مزوسکوپی شکننده و شکننده–شکل‌پذیر در منطقهٔ دگرگون شدهٔ جنوب خاور اقلید

رامین ارفع‌نیا[1*]

[1]گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی- واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۱/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۴/۱۵

چکیده

منطقهٔ مورد مطالعه در ۴۰ کیلومتری جنوب خاور شهرستان اقلید، در منطقه‌ای دگرگون‌شده، حد فاصل گسل اقلید و راندگی اصلی زاگرس واقع شده است و بخشی از پهنهٔ سنندج–سیرجان جنوب‌خاوری است. این منطقه شامل سنگ‌های به شدت دگرشکل‌شده‌ای است که آشکارا در یک پهنهٔ برشی راست‌گرد تکوین یافته‌اند. مطالعات انجام‌شده در این منطقه در مقیاس مزوسکوپی برای تعیین جهت تنش‌های دیرینه و تعیین تاریخ دگرشکلی انجام شده است. بر این اساس، گسل‌های مزوسکوپی، درزه‌ها و رگه‌ها بر پایهٔ مطالعات میدانی و روش‌های آماری بررسی و اندازه‌گیری شدند. سپس مدل مناسب در شکل‌گیری هر یک از ساختارها پیشنهاد شد. همچنین بر اساس مقیاس زمان نسبی، سن نسبی تشکیل ساختارهای بررسی شده، مورد توجه قرار گرفته است. با استفاده از نتایج به‌دست آمده، دو رویداد دگرشکلی مختلف در تکوین ساختارهای بررسی شده در این منطقه مؤثر بوده است.

کلید واژه‌ها: سنندج–سیرجان، درزه، رگه، گسل مزوسکوپی، گسل اقلید

***نویسنده مسئول:** رامین ارفع‌نیا

E-mail:arfania@khuisf.ac.ir

۱– مقدمه

پهنهٔ ساختاری سنندج - سیرجان ۱۵۰۰ کیلومتر درازا و تا ۲۰۰ کیلومتر پهنا دارد و از شمال باختری تا جنوب خاوری در باختر ایران گسترده شده است. عمده سنگ‌های رخنمون یافته در این پهنه مربوط به دوران دوم است. در حالی که نهشته‌های مربوط به دوران اول به ندرت در بخش شمال باختری پهنه برونزد دارند اما در بخش جنوب خاوری برونزد آنها بیشتر است (Berberian, 1977). پهنه سنندج – سیرجان، با سنگ‌های دگرگون‌شده دارای دگرشکلی‌های پیچیده، توده‌های نفوذی تغییرشکل یافته و نیز سنگ‌های آتشفشان دوران دوم شناخته می‌شود. توالی‌های رسوبی مزوزوییک بالایی– ترشیری پهنه سنندج – سیرجان، شبیه به ایران مرکزی است و اختلاف زیادی با زاگرس نشان می‌دهد (Tillman et al., 1981). مهم‌ترین اختلاف میان کمربند زاگرس و سنندج – سیرجان در وجود نهشته‌های آتشفشانی فراوان دگرگون‌شده با سن مزوزوییک در پهنه سنندج – سیرجان است که در حوضهٔ زاگرس مشاهده نمی‌شود. Stöcklin (1968) معتقد است وجه تمایز این پهنه با ایران مرکزی، روند چیره ساختاری آن است که به موازات کمربند کوهزایی زاگرس است. یک الگوی گسلی شبیه به ایران مرکزی با روند شمالی - جنوبی در این پهنه دیده می‌شود که روند غالب شمال باختری – جنوب خاوری این پهنه را قطع می‌کند. توده‌های نفوذی ژوراسیک پسین در پهنه سنندج – سیرجان و ایران مرکزی به فراوانی مشاهده می‌شود. برخی محققان سن دگرگونی‌های این پهنه را به پرکامبرین نسبت داده‌اند (برای مثال Taraz, 1974) اما تحقیقات بعدی نشان داده که بیشتر آنها در یک فاز دگرگونی در تریاس میانی-بالایی ایجاد شده‌اند (Alric & Virlogeux, 1977; Hoshmandzadeh & Sohili, 1990). پس از روی‌دادن این فاز دگرگونی، رسوبات ژوراسیک و کرتاسه، دگرگونی‌های سیمرین را می‌پوشانند. حرکات اواخر کرتاسه تا نئوژن، عامل چین‌خوردگی و گسلش سنگ‌های دگرگون شده است.

منطقهٔ مورد مطالعه (شکل ۱) در ۴۰ کیلومتری جنوب خاور اقلید در پهنهٔ سنندج– سیرجان قرار دارد. بر اساس مطالعهٔ انجام‌شده توسط هوشمندزاده و سهیلی (۱۳۶۹) سه فاز دگرگونی در منطقهٔ مورد مطالعه قابل تشخیص است. همچنین سنگ‌های دگرگون‌شده در منطقهٔ مورد مطالعه عبارتند از (جعفریان و حاج حسینی، ۱۳۸۱):

- واحد آهک متورق کرتاسهٔ زیرین: این واحد با رخنمون‌های نسبتاً گسترده در منطقه، همواره ستیغ‌های این پهنه را تشکیل می‌دهند. تورق موجود در این آهک‌ها ناشی از دگرگونی مکانیکی است که به ویژه در نزدیکی گسل‌های اصلی منطقه (گسل اقلید و گسل زاگرس) قابل مشاهده است.
- واحد ریولیت کمی دگرگون شده: این واحد با رخنمونی کوچک از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب ریولیت در نزدیکی گسل راندهٔ اقلید دیده می‌شود. با توجه به دگرگونی ملایم آنها، شکل‌گیری این واحد ممکن است به فعالیت‌های پس از تریاس بالایی وابسته باشد.
- واحد اسلیتی- شیستی: این واحد شامل سنگ‌های دگرگون شده از نوع شیست، فیلیت، اسلیت به رنگ خاکستری و گاهی سبز تیره است. برای این واحدها سن قبل از تریاس پسین در نظر گرفته شده است.
- واحد توف و ماسه‌سنگ توفی دگرگون‌شده: ترکیب این توف‌ها در حد داسیت تا آندزیت است.
- واحد سنگ آهک متبلور: متشکل از سنگ آهک نازک تا متوسط لایه دگرگون‌شده است.
- واحد دیوریت دگرگون‌شده: که برونزدی کوچک از سنگ‌های نفوذی نیمه‌ژرف (میکرو دیوریت) در این واحد دیده می‌شود و چنین به نظر می‌رسد که دارای بافت نیمه‌ژرف دولریتی باشد. دگرگونی این واحد ممکن است پیامد رویداد سیمرین پیشین باشد.

۲– روش مطالعه

منطقهٔ دگرگونی جنوب خاور اقلید، شامل سنگ‌های بسیار دگرشکل شده است. هدف از انجام بررسی های ساختاری مزوسکوپی در این منطقه، بازسازی برای تنش‌های دیرینه و تعیین سرگذشت دگرشکلی است. با توجه به ایجاد دگرگونی و همچنین رخداد فازهای شکل‌پذیر و شکنندهٔ متعدد در این منطقه، به نظر می‌رسد این پهنهٔ برشی، تحت شرایط دگرشکلی شکننده–شکل‌پذیر ایجاد شده باشد. برای به‌دست آوردن داده‌های مورد نیاز، ابتدا ساختارهای با مقیاس مزوسکوپی در منطقهٔ

www.SID.ir

Archive of SID

مورد مطالعه به‌صورت میدانی بررسی و فراگیرترین ساختارها شناسایی شده‌اند. سپس اندازه‌گیری‌های صحرایی به‌منظور انجام مطالعات آماری به صورت گسترده بر روی ساختارهای مزوسکوپی انتخاب‌شده، انجام شده است. پس از آن با توجه به نتایج به‌دست آمده از مطالعات آماری و همچنین ارتباط زمین‌ساختی میان ساختارهای مورد مطالعه، جهت تقریبی بزرگ‌ترین تنش اصلی برای هر دسته از ساختارهای مزوسکوپی بازسازی شد. در مرحلهٔ بعد بر اساس همسازی روند تنش تراکمی به‌دست آمده برای این ساختارها، دوره‌های دگرشکلی و ساختارهای مرتبط با آن دوره‌ها، با توجه به ویژگی‌های زایشی و با توجه به سن نسبی آنها بررسی شد. بر پایهٔ بررسی‌های میدانی انجام شده، ساختارهای زمین‌ساختی فراگیر با مقیاس مزوسکوپی که در این منطقه مطالعه شده‌اند عبارتند از: گسل‌های مزوسکوپی شامل گسل‌های رانده و امتدادلغز، درزه‌ها شامل درزه‌های کششی و برشی همزاد (مزدوج)، رگه‌ها شامل رگه‌های کششی، برشی، پوششی و زیگموییدی.

۳- مطالعات ساختاری مزوسکوپی

۳-۱. گسل‌ها

در این پهنه به علت عملکرد گسل‌های اصلی، در بیشتر رخنمون‌های سنگ آهک متورق، شکستگی‌های برشی متعددی قابل مشاهده است. بیشتر گسل‌های راندهٔ کوچک در این منطقه (شکل‌های ۲ – الف و ۲- ب) دارای امتداد تقریبی باختر-شمال‌باختر و خاور- جنوب‌خاور هستند و بیشترین فراوانی آنها در محدودهٔ $N80^0$-90^0W دیده می‌شود. همچنین با توجه به نمودار گل سرخی رسم شده (شکل ۳)، اغلب دارای وضعیت مشابه با گسل‌های اصلی منطقه (گسل زاگرس و گسل اقلید) هستند. همچنین در این منطقه، گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد با روند کلی شمالی-جنوبی و بیشترین فراوانی $N20^0$-30^0W قابل تشخیص است (شکل ۲-ج). با توجه به شواهد صحرایی، متأثر شدن دیگر عناصر زمین‌ساختی (خطواره‌ها، برگواره‌ها و درزه‌ها) نشان دهندهٔ وجود فعالیت‌های جوان در طول این گسل‌ها است و شکل‌گیری آنها به جوان‌ترین فاز دگرشکلی در منطقه مربوط می‌شود. به طور کلی نمودارهای گل سرخی گسل‌های منطقهٔ مورد مطالعه، نشان‌دهندهٔ جهت نیروی فشارشی وارد شده به این پهنه در جهت $N0^0$-10^0E در زمان تشکیل این گسل‌هاست. این نیروها سبب ایجاد ساختارهای رانده و امتدادلغز راست‌گرد در جوان‌ترین رویداد دگرشکلی این پهنه شده است (شکل ۴).

با توجه به روند گسترش گسل‌های امتدادلغز مزوسکوپی نسبت به امتداد گسل‌های اصلی منطقه (گسل زاگرس و گسل اقلید)، احتمالاً این گسل‌ها را می‌توان از نوع R (از شکستگی‌های برشی ریدل) قلمداد کرد.

۳-۲. درزه‌ها

تأثیر فاز شکستگی افزون بر ایجاد گسلش در این پهنه، موجب گسترش سیستم‌های درزه نیز شده است. این درزه‌ها به دو دستهٔ درزه‌های کششی (شکل ۵) و برشی همزاد (مزدوج) (شکل ۶- الف) تقسیم می‌شوند. درزه‌های برشی اغلب به‌صورت همزاد و با زاویهٔ حاده تشکیل می‌شوند و تنش بزرگ‌تر نیمساز این زاویه حاده است. بر اساس نمودارهای گل سرخی رسم شده برای درزه‌های و رگه‌های منطقهٔ مورد مطالعه (شکل ۷) که از سه رخنمون جداگانه برداشت شده است (شکل۱)، اغلب درزه‌های کششی روند $N0^0$-30^0E و در برخی موارد روند $N70^0$-90^0E را نشان می‌دهند. چنین به نظر می‌رسد که درزه‌های اخیر بر اثر عملکرد گسل‌های جوان امتدادلغز دچار چرخش شده باشند. درزه‌های برشی همزاد با امتدادهای $N60^0$-70^0E ، $N30^0$-40^0E و $N10^0$-20^0E ، $N30^0$-40^0E قابل مشاهده هستند. با توجه به نتایج به‌دست آمده می‌توان دریافت که شکستگی‌های کششی این منطقه در دو دسته با فراوانی متفاوت جای گرفته‌اند. به‌نظر می‌رسد درزه‌های کششی دارای امتداد تقریبی $N70^0$-90^0E که فراوانی کمتری نیز دارند فاقد ارتباط زمین‌ساختی با درزه‌های برشی همزاد باشند. در عوض درزه‌های کششی با امتداد $N0^0$-30^0E از نظر فراوانی و جهت با درزه‌های برشی همزاد مرتبط هستند. با توجه به‌زاویهٔ میان درزه‌های کششی با درزه‌های برشی همزاد، به‌نظر می‌رسد که این دو دسته درزه تحت تأثیر یک میدان تنش شکل گرفته‌اند (شکل ۶- ب). با استفاده از نمودارهای گل سرخی درزه‌ها می‌توان جهت نیروی فشارشی وارد شده به این پهنه را در زمان تشکیل این درزه‌ها تعیین کرد. بدین ترتیب، جهت تقریبی $N0^0$-30^0E نشان‌دهندهٔ جهت فشارش بیشینه در رویداد دگرشکلی در زمان تشکیل این درزه‌هاست.

۳-۳. رگه‌ها

با توجه به ارتباط میان درزه‌های جوان و قدیمی‌تر، به‌نظر می‌رسد که درزه‌های قدیمی‌تر در بسیاری موارد، به‌خصوص در رخنمون‌های آهکی توسط کانی کلسیت پر شده و رگه‌های کلسیتی را تشکیل می‌دهند. همچنین در برخی موارد به‌ویژه در رخنمون‌های اسلیتی و دیوریت‌های دگرگون شده، این درزه‌ها توسط کانی‌های سیلیسی پر شده‌اند. بر اساس بررسی‌های انجام شده در این منطقه، بیشتر رگه‌ها به‌صورت برشی (شکل‌های ۸ و ۹-الف) و کمتر به شکل موازی کششی (شکل ۹-ب) قابل مشاهده هستند. رگه‌های برشی، بر اثر پرشدگی درزه‌های برشی قدیمی تشکیل شده‌اند و اغلب به‌صورت همزاد دیده می‌شود. با توجه به بررسی‌های آماری انجام شده بر روی رگه‌های کلسیتی و سیلیسی (شکل ۱۰) مشخص شد که رگه‌های برشی در دو دسته با روند $N10^0$-40^0E و $N60^0$-90^0E قابل مشاهده هستند. همچنین رگه‌های کششی با روند $N10^0$-40^0W در هر دو رخنمون قابل تشخیص است. با توجه به نبود ارتباط میان جهت‌های به‌دست آمده برای رگه‌های برشی و رگه‌های کششی منطقه، به‌نظر می‌رسد که این دو سیستم در دو میدان تنش متفاوت تشکیل شده‌اند. شواهد صحرایی حاکی بر قدیمی‌تر بودن رگه‌های کششی نسبت به حرکات برشی در این منطقه است و حرکات برشی جوان‌تر، رگه‌های کششی ایجاد شده در فاز زمین‌ساختی قدیمی‌تر را تحت تأثیر قرار داده‌اند. با توجه به اطلاعات به‌دست آمده، شکستگی‌های برشی جوان‌تر، در بیشتر موارد حرکت راست‌گرد را به نمایش می‌گذارند (شکل ۱۱). به‌طور کلی، حرکات برشی جوان‌تر در منطقهٔ مورد مطالعه، بر اساس مدل برش سادهٔ راست‌گرد قابل توجیه است (شکل ۱۲). همچنین ساختارهای چرخیده (شکل ۱۳) و ارتباط رگه‌های بر هم سوار شده و بالشتکی (بودین شده) (شکل ۱۴) نیز مؤید این تغییر شکل در منطقه و تأثیر آن بر روی رگه‌های کششی قدیمی‌تر است.

رگه‌های پوششی نیز یکی از ساختارهای موجود در منطقهٔ مورد مطالعه است (شکل ۱۵). با استفاده از این ساختارهای مهم زمین‌ساختی، با تعیین جهت کشش و یا فشارش، می‌توان سوی برش را در هر زمان و مکان به‌دست آورد. رگه‌های پوششی در پهنه‌های برشی شکننده - شکل‌پذیر (Srivastava et al., 1995) و یا نیمه‌شکننده (Ramsay & Huber, 1987) ایجاد می‌شوند. این رگه‌ها که با زاویهٔ تقریبی ۴۵ درجه نسبت به مرز منطقهٔ برشی تشکیل می‌شوند، با چرخش در جهت محور نهایی کشش همگرا می‌شوند. این رگه‌ها در واتنش بالا با ادامهٔ چرخش با زاویهٔ کوچکی نسبت به مرز برش قرار می‌گیرند (Williams et al., 1994). این ساختارها در پهنهٔ دگرگونی جنوب خاور اقلید بیشتر در کنار گسل‌های اصلی این منطقه دیده می‌شوند. بنابراین، می‌توان تشکیل آنها را در نتیجهٔ تنش‌های ایجاد کنندهٔ این گسل‌ها دانست. در منطقهٔ مورد مطالعه، رگه‌های پوششی، بیشتر از کلسیت و گاه از سیلیس تشکیل شده‌اند و اغلب آنها، جهت برش راست‌گرد را نشان می‌دهند. رگه‌های قدیمی‌تر بر اثر پیشرفت دگرشکلی به‌صورت زیگموییدی در آمده‌اند (شکل ۱۶). شکل‌گیری رگه‌های زیگموییدی نشان‌دهندهٔ مراحل متوالی غیر هم محور کشیدگی است (Durney & Ramsay, 1973; Ramsay & Huber, 1987). در منطقهٔ جنوب خاور اقلید رگه‌های پوششی توسعهٔ فراوانی یافته‌اند، اما بهترین توسعه‌یافتگی در سنگ‌آهک‌های دگرگون‌شده مشاهده می‌شود. رگه‌های پوششی، برگواره‌های

www.SID.ir

موجود در اسلیت‌های منطقه را قطع کرده‌اند، بنابراین جوان‌تر از آنها هستند. نمودار گل سرخی امتداد رگه‌های پوششی این منطقه (شکل ۱۷) روند توسعهٔ آنها را در جهت شمال‌خاور–جنوب‌خاور ($N50^0$-70^0E) نشان می‌دهد. با توجه به این نمودار، برخی از رگه‌های پوششی با امتداد شمال‌باختر–جنوب‌خاور ($N20^0$-40^0W) که در جهت امتداد گسل‌های منطقه است، نشان‌دهندهٔ تأثیر عملکرد گسل‌ها در شکل‌گیری این رگه‌هاست. بنابراین تنش بیشینه فشارشی برای ایجاد این رگه‌ها روند شمال‌خاور–جنوب‌باختر داشته است.

۴– نتیجه‌گیری

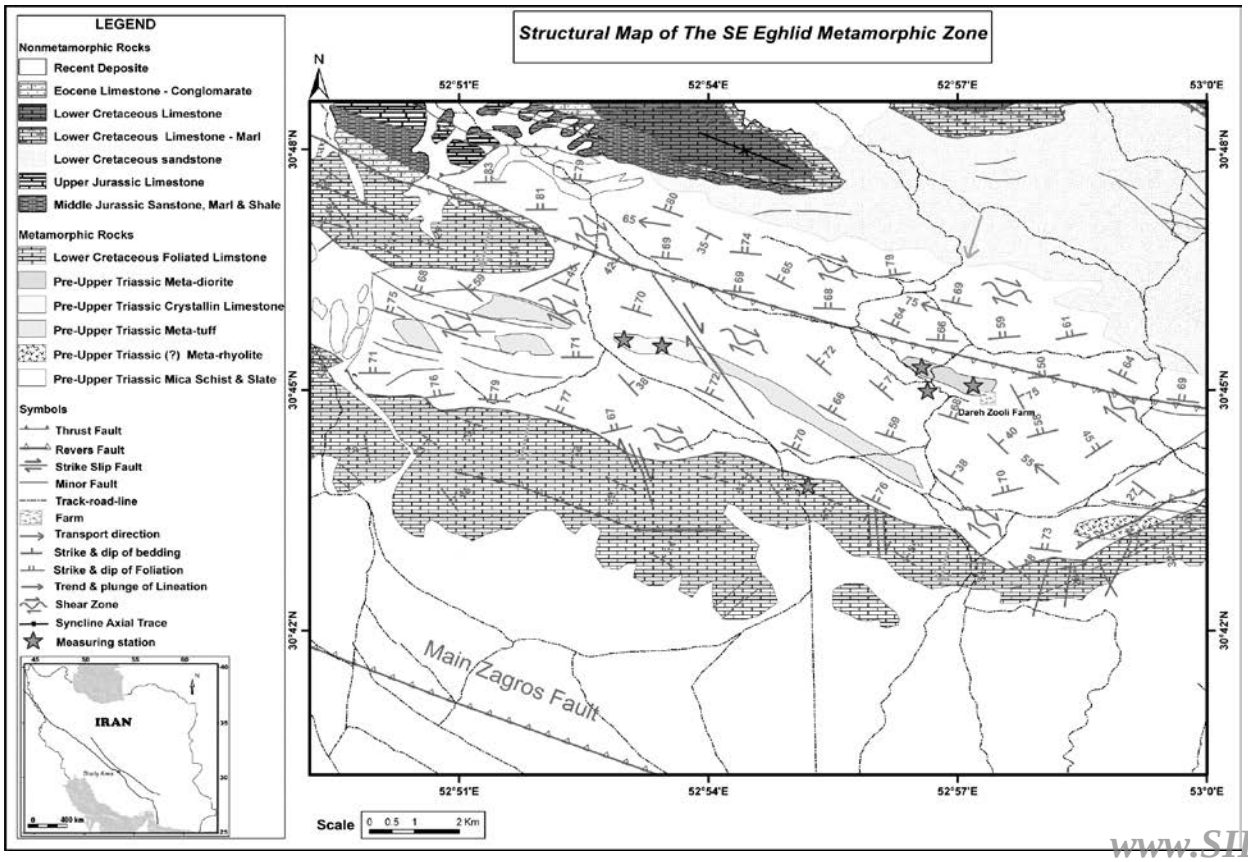
با استفاده از نتایج به‌دست آمده از بررسی‌های مزوسکوپی ساختارهای زمین‌ساختی منطقهٔ مورد مطالعه، دو رویداد دگرشکلی در شکل‌گیری این ساختارها مؤثر بوده‌اند:

– فاز اول دگرشکلی (D_1): در این فاز توسعهٔ شکستگی‌های کششی و برشی روی داده که موجب گسترش درزه‌های منظم در منطقه شده است. این شکستگی‌ها، اغلب توسط کلسیت و در برخی موارد توسط سیلیس، پر شده و رگه‌ها را تشکیل داده‌اند. اغلب رگه‌های دارای روند شمال‌خاور–جنوب‌باختر، رگه‌های کششی هستند که در جهت تنش بزرگ‌تر ایجاد شده‌اند. رگه‌های سیستماتیک دیگری که در این منطقه دیده می‌شود، رگه‌های برشی است. به طور کلی نمودارهای گل سرخی رگه‌های کششی و برشی ایجاد شده در این فاز کوهزایی (D_1) نشان‌دهندهٔ اعمال نیروهای فشارشی با روند تقریبی $N40^0$-60^0E است.

– فاز دوم دگرشکلی (D_2): در این فاز دگرشکلی بر اثر عملکرد فاز بسیار مهم فشارشی، توسعهٔ شکستگی‌های کششی و برشی در نزدیکی راندگی‌های بزرگ روی داده است. در منطقهٔ مورد مطالعه، گسل‌های راندهٔ فرعی با امتداد خاوری–باختری و شمال‌باختر–جنوب‌خاور مشاهده می‌شوند که وضعیتی تقریباً مشابه با گسل‌های اصلی منطقه دارند. همچنین تأثیر فاز شکستگی، افزون بر ایجاد گسل‌های راندهٔ فرعی، موجب گسترش درزه‌های سیستماتیک در منطقه شده است. اغلب درزه‌های دارای روند شمال‌خاور– جنوب‌باختر، درزه‌های کششی هستند که در جهت تنش بیشنه و عمود بر امتداد گسل‌های راندهٔ اصلی منطقه ایجاد شده‌اند. درزه‌های سیستماتیک دیگری که در این منطقه دیده می‌شوند، درزه‌های سیستماتیک برشی همزاد (مزدوج) هستند که بر اثر عملکرد تنش بیشنه ایجادکنندهٔ گسل‌های رانده و به‌صورت مایل نسبت به این گسل‌ها قرار می‌گیرند. به‌طور کلی، نمودارهای گل سرخی گسل‌های راندهٔ فرعی، درزه‌های کششی و برشی همزاد ایجادشده در این فاز دگرشکلی، نشان‌دهندهٔ اعمال نیروهای فشارشی با روند تقریبی $N0^0$-20^0E است. همچنین در منطقهٔ مورد مطالعه گسل‌های فرعی با امتداد $N15^0$-30^0W مشاهده می‌شوند که بررسی‌های صحرایی نشان‌دهندهٔ جابه‌جایی راستالغز راست‌گرد در امتداد آنهاست. حرکات راستالغز راست‌گرد در منطقهٔ مورد مطالعه، موجب گسترش درزه‌های سیستماتیک زیگموییدی پوششی به‌صورت محلی شده‌اند. تشکیل این درزه‌ها را می‌توان به دگرشکلی‌های برشی شکننده–شکل‌پذیر نسبت داد. براثر این جابه‌جایی‌های برشی، برخی از رگه‌های قدیمی نیز تحت‌تأثیر قرار گرفته و بودیناژها و رگه‌های برهم سوار شده را تشکیل داده‌اند. بنابراین گسل‌های امتداد لغز راست‌گرد، یکی از جوان‌ترین ساختارهای زمین‌ساختی تشخیص داده شده، در منطقهٔ مورد مطالعه است.

سپاسگزاری

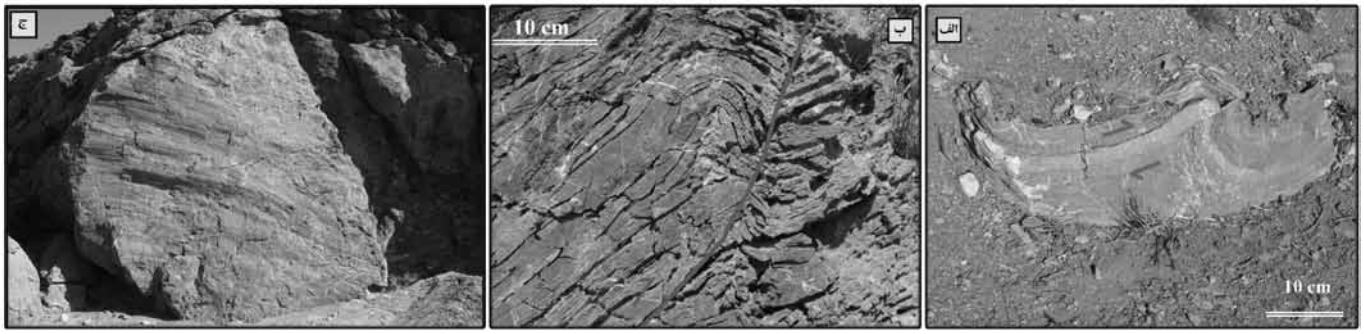
نگارنده بدین وسیله مراتب قدردانی خود را از دکتر علی همدانی و دکتر همایون صفایی از دانشگاه اصفهان ابراز می‌دارد.



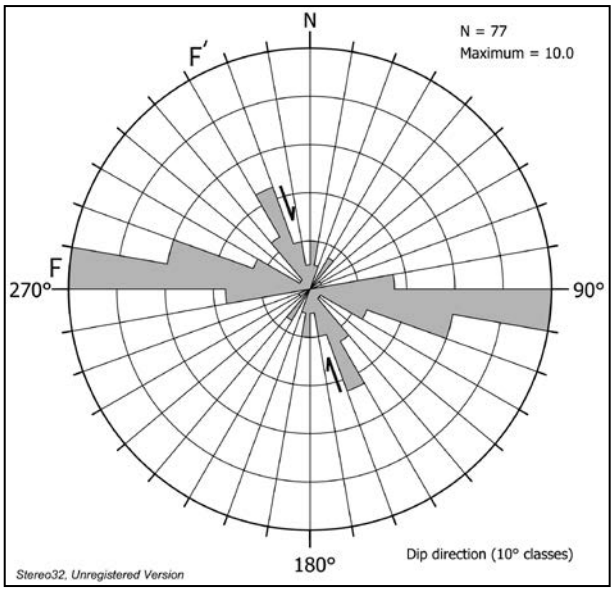
www.SID.ir

شکل ۱– نقشهٔ ساختاری منطقهٔ جنوب خاور اقلید. (رسم شده بر پایهٔ GSI, 2001، حاجی حسینلو، ۱۳۸۲ و ۱۳۸۷ و مطالعات صحرایی انجام‌شده)

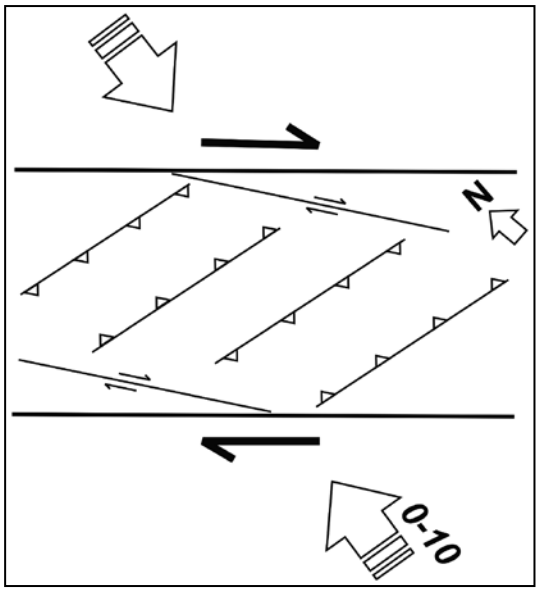
Archive of SID



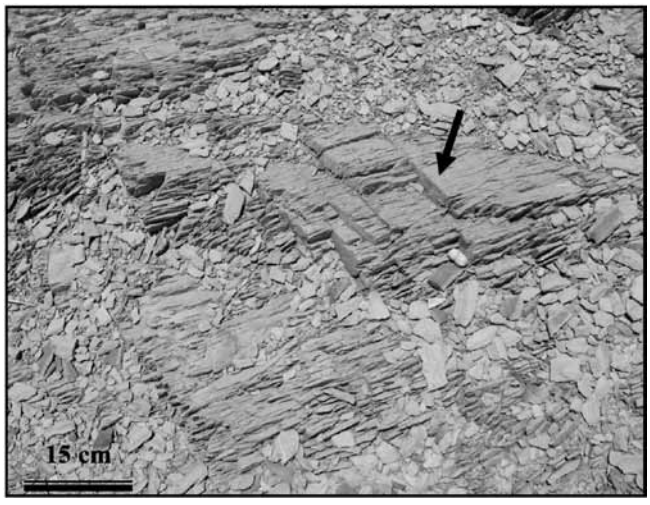
شکل ۲- الف) گسلش رانده در رخنمون آهک متورق در نزدیکی گسل اقلید. ب) گسلش وارون در رخنمون آهک متورق در نزدیکی گسل اقلید.ج) گسلش امتدادلغز راست گرد در رخنمون آهک متبلور در منطقه دگرگونی جنوب خاور اقلید.



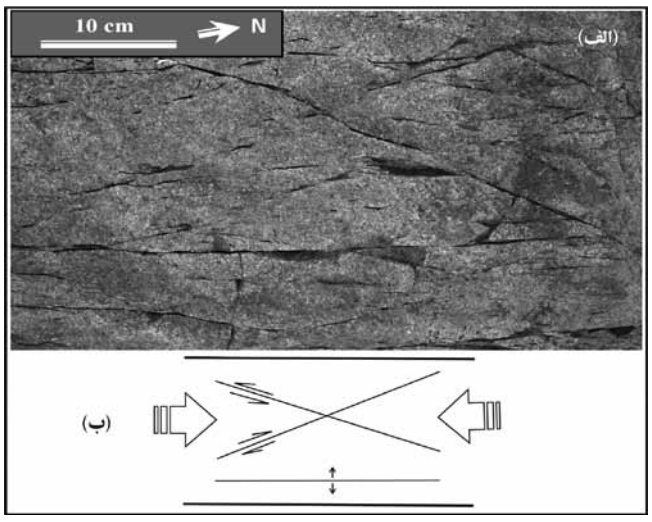
شکل ۳- نمودار گل سرخی برای امتداد گسل‌های مزوسکوپی منطقهٔ دگرگونی جنوب خاور اقلید. گسل‌های رانده (F) دارای فراوانی بزرگ‌تر و گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد (F')، فراوانی کمتری را نشان می‌دهند.



شکل ۴- مدل پیشنهادی برای ایجاد گسل‌های مزوسکوپی در منطقه دگرگونی جنوب خاور اقلید

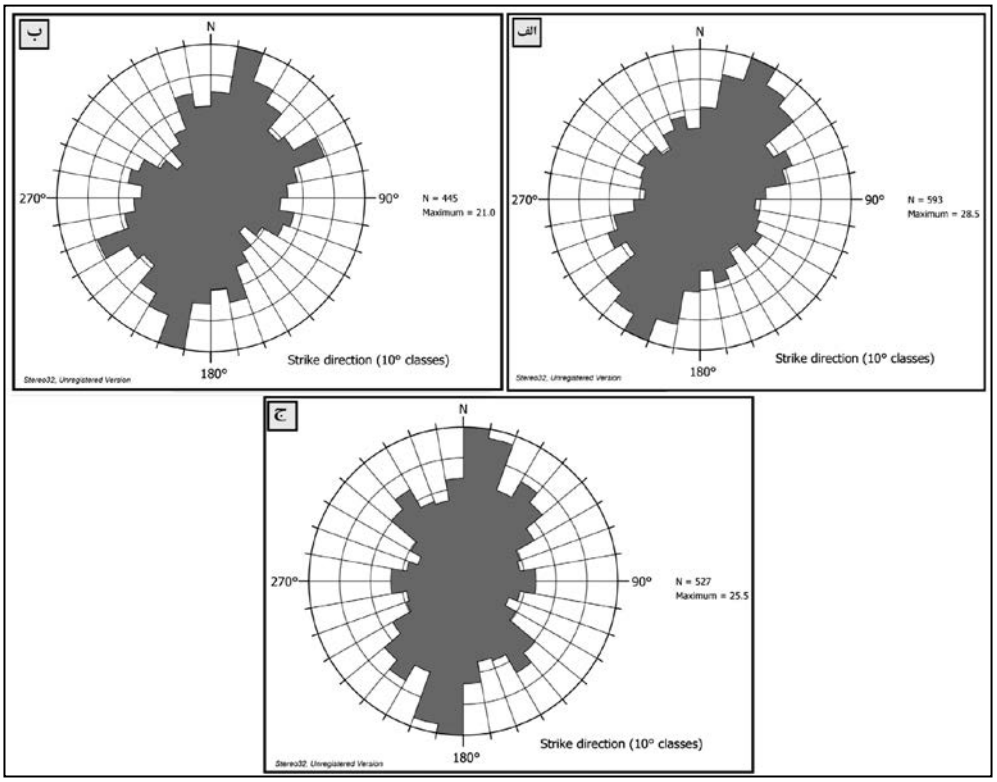


شکل ۵- درزه‌های کششی در رخنمون آهک تورق یافته در منطقه دگرگونی جنوب خاور اقلید.

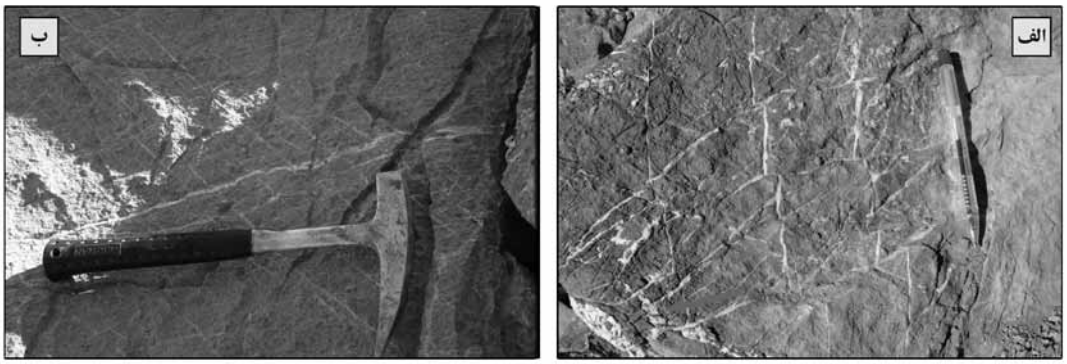


شکل ۶- مدل پیشنهادی برای ایجاد دسته درزه‌های کششی و برشی همزاد (مزدوج) همزمان در منطقه مورد مطالعه.الف) نمای تقریباً افقی درزه‌های موجود در دیوریت دگرگون‌شده. ب) مدل پیشنهادی برای تشکیل همزمان این درزه‌ها

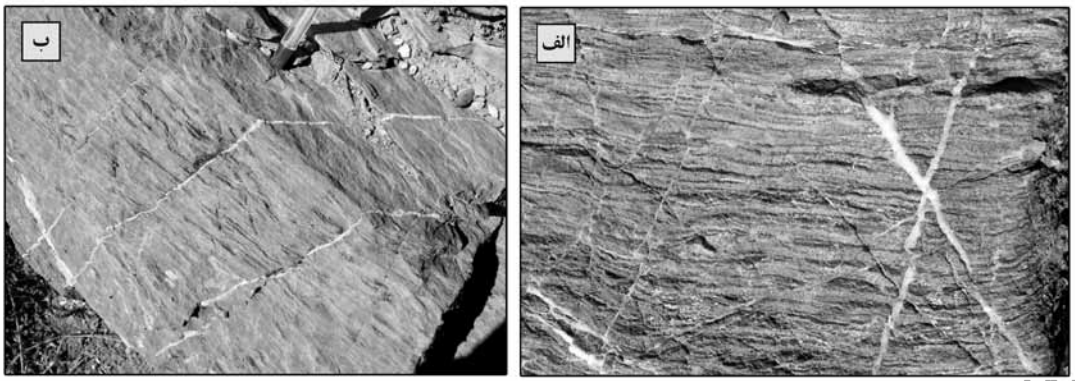
www.SID.ir



شکل ۷- الف) نمودار گل سرخی برای درزه‌های رخنمون اسلیتی. ب) نمودار گل سرخی برای درزه‌های رخنمون آهک متبلور. ج) نمودار گل سرخی برای درزه‌های رخنمون دیوریت دگرگون‌شده.



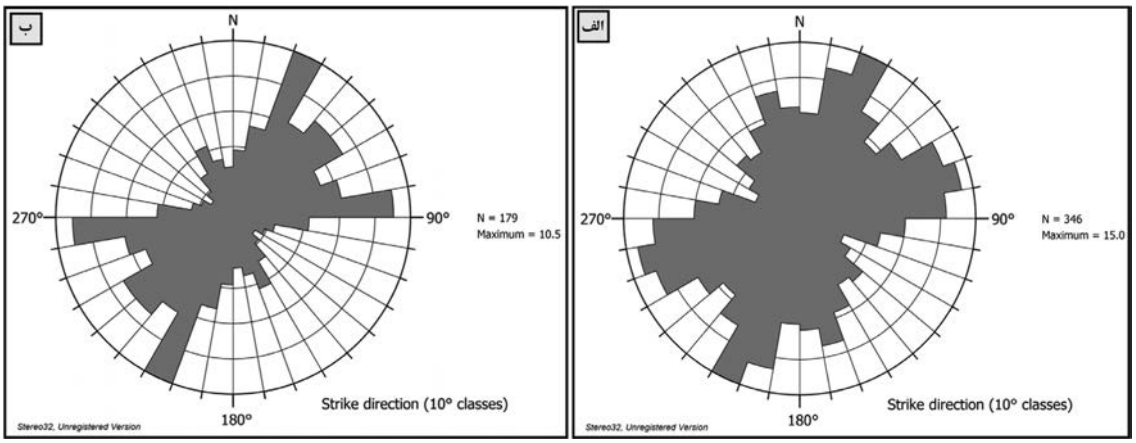
شکل ۸- الف) رگه‌های برشی در رخنمون آهک دگرگون‌شده. پیکان نشان‌دهندهٔ قطع شدن رگه‌های کششی توسط رگه‌های برشی جوان است. ب) رگه‌های برشی در رخنمون دیوریت دگرگون‌شده.



www.SID.ir

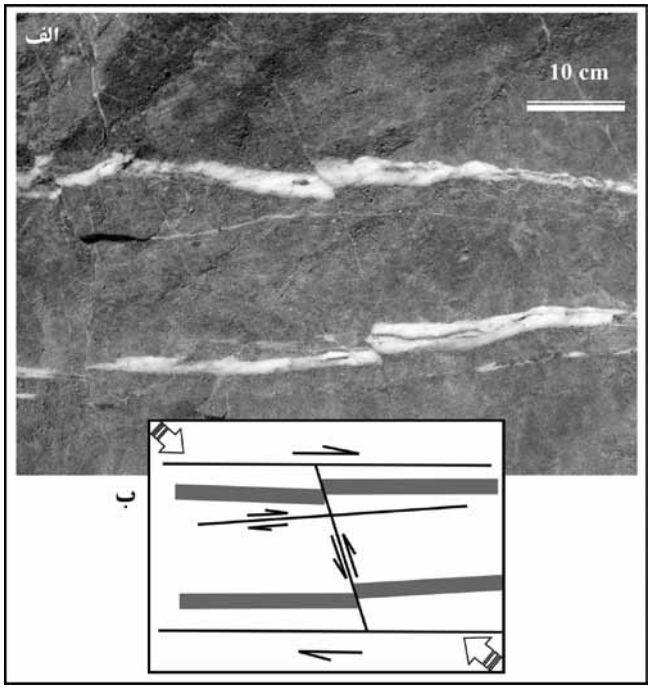
شکل ۹-الف) رگه‌های برشی در آهک متورق و قطع برگواره‌های میلونیتی توسط آنها. ب) رگه‌های کششی در اسلیت‌ها و قطع شدن برگواره‌های اسلیتی توسط آنها.

Archive of SID

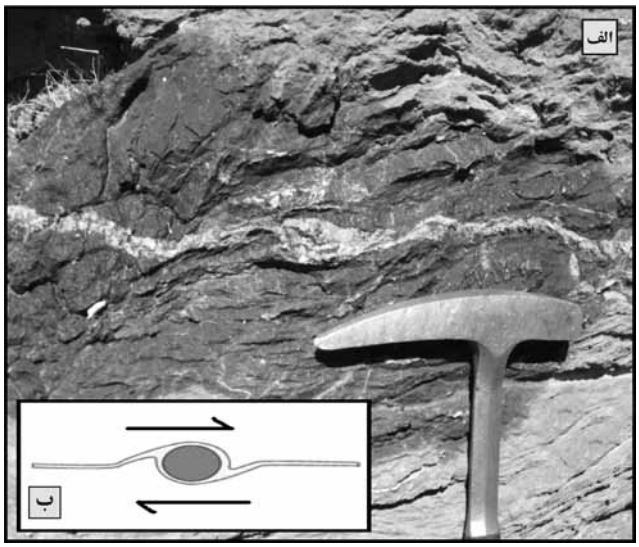


شکل ۱۰- الف) نمودار گل سرخی برای رگه‌های رخنمون آهک دگرگون شده در منطقهٔ مورد مطالعه. ب) نمودار گل سرخی برای رگه‌های رخنمون دیوریت دگرگون شده در منطقه مورد مطالعه.

شکل ۱۱- الف) رگهٔ سیلیسی برهم سوار شده بر اثر فشارش ناشی از برش راست‌گرد. ب) رگهٔ آهکی که در حرکت برشی راست‌گرد قطعات بالشتکی بر روی هم سوار شده‌اند. ج) جابه‌جایی راست‌گرد در شکستگی‌های برشی جوان‌تر که رگه‌های کششی را تحت تأثیر قرار داده است.



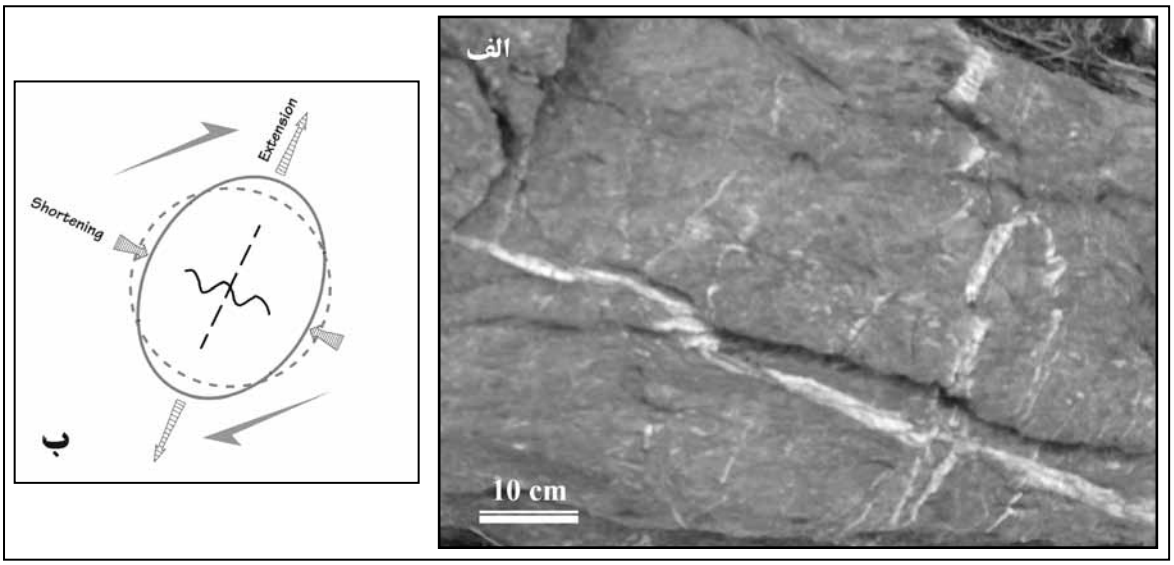
شکل ۱۲- الف) جابه‌جایی چپ‌گرد و راست‌گرد در رگه‌های برشی جوان‌تر که رگه‌های کششی را تحت تأثیر قرار داده است. ب) مدل پیشنهادی بر پایه حرکت برشی راست‌گرد.



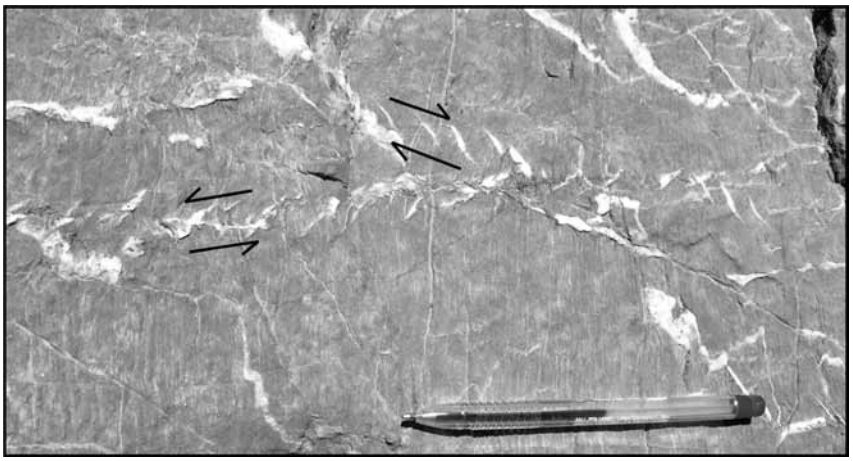
شکل ۱۳- الف) حرکت برشی راست‌گرد که رگه‌های سیلیسی قدیمی‌تر را تحت تأثیر قرار داده است. ب) مدل پیشنهادی بر پایه حرکت برشی راست‌گرد.

www.SID.ir

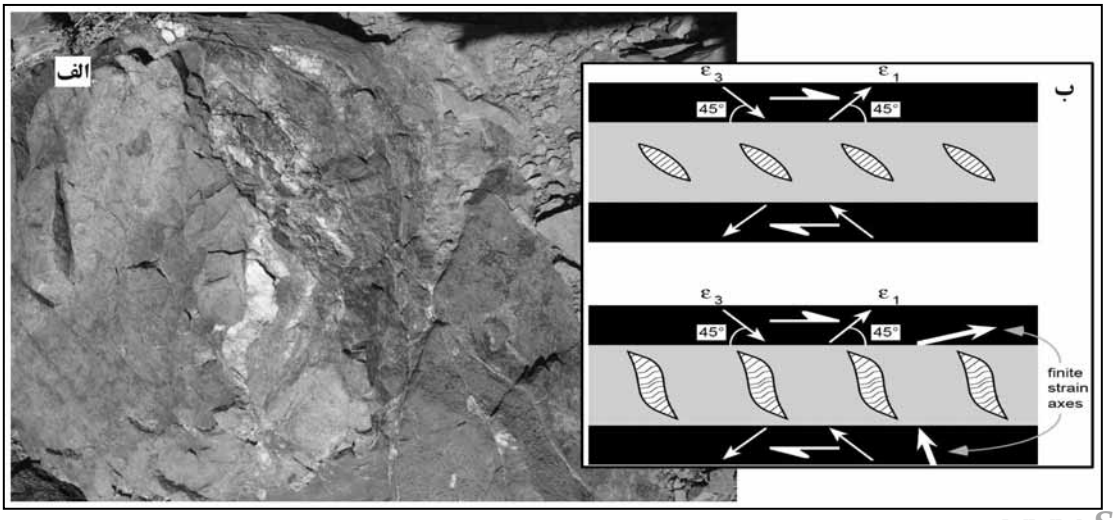
Archive of SID



شکل ۱۴- الف) ارتباط میان رگه‌های بر هم سوار شده و بالشتکی مربوط به رگه‌های کششی قدیمی‌تر. ب) توجیه سازوکار تعیر شکل بر پایه حرکات برش ساده راست‌گرد.



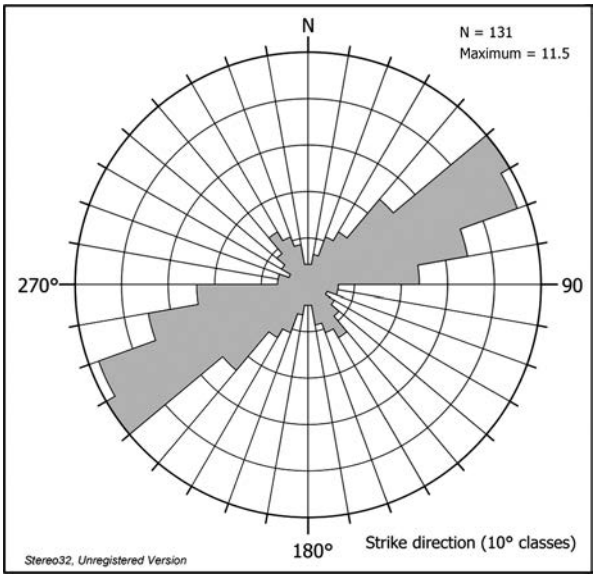
شکل ۱۵- رگه‌های پوششی کلسیتی راست‌گرد و چپ‌گرد در رخنمون آهک دگرگون‌شده.



شکل ۱۶- الف) رگه زیگموییدی سیلیسی راست‌گرد در رخنمون دیوریت دگرگون‌شده. ب) توجیه سازوکار تغییرشکل بر پایه حرکات برش ساده راست‌گرد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۷- نمودار گل سرخی برای رگه‌های پوششی رخنمون آهک دگرگون‌شده در منطقه مورد مطالعه.

کتابنگاری

هوشمندزاده، ع.، سهیلی، م.، ۱۳۶۹- شرح نقشهٔ زمین شناسی چهارگوش اقلید ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی ایران. ۱۶۰ صفحه.

حاجی حسینلو، ح.، ۱۳۸۷- تحلیل ساختاری و ریز ساختاری پهنه برشی اقلید، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی ۱۸، (۶۹) ۱۳-۲۶.

References

Alric, G. & Virlogeux, D., 1977- Petrographie et geochimie des roches metamorphiques et agmatiques de la region de Deh Bid-Bawanat, chaine de Sanandaj Sirjan, Iran. These, 3eme cycle, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, Grenoble.

Berberian, M., 1977- Three Phases of Metamorphism in the Hadji-Abad Quadrangle (Southeastern Extremity of the Sanandaj-Sirjan Zone); A Paleotectonic Discussion. In: Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part III (ed. M. Berberian). Geol. Min. Surv. Iran, 40, 239-262.

Durney, D. W., & Ramsay, J. G., 1973- Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In: Gravity and Tectonics (edited by K. A. De Jong & R. Scholten).67-96.

GSI., 2001- Geological Map of Quadrangle Eghlid, 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Haji Hosseinlou, H., 2003- Structural Analysis of Eqhlid Fault Shear Zone, southwest of Iran, M.Sc. Thesis, University of Shiraz, Shiraz, Iran.

Hoshmandzade, A. & Sohili, M., 1990- Description of Geological Map of Eqhlid Sheet, Geological map of Iran. 1:250000 Series sheet G10, Geological survey of Iran.

Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1987- The techniques of modern structural geology, 2: Folds and Fractures. Academic Press, 391 pp.

Srivastava, H., Hudleston, P. & Earley III, D., 1995- Strain and possible volume-loss in a high-grade ductile shear zone. Journal of Structural Geology 17, 1217±1231.

Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52, 1229–1258.

Taraz, H., 1974- Description of Geological Map of Surmagh-Deh Bid Area. Report no. 37, Geological Survey of Iran, Tehran.

Tillman, J. E., Poosti, A., Rossello, S. & Eckert A., 1981- Structural evolution of Sanandaj-Sirjan Ranges near Esfahan, Iran. AAPG Bulletin; 65; no. 4; p. 674-687.

Williams, P. F., Goodwin, L. B. & Ralser, S., 1994- Ductile deformation processes: in P.L. Hancock, editor, Continental deformation, Pergamon Press, p. 1-27.

www.SID.ir