



تحلیل ساختاری و تعیین شرایط دگرشکلی پهنه‌ی برشی کوه سرهنگی در گرانیت ده زمان، شمال باختری بلوک لوت

رضا نوزعیم^{۱*}، محمد محجل^{۱*}، علی یساقی^۱، محسن نصرآبادی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه بین‌المللی امام خمینی

(دریافت مقاله: ۹۱/۴/۱۸، نسخه نهایی: ۹۱/۷/۲۹)

چکیده: پهنه‌ی برشی کوه سرهنگی به عنوان بخش شمال خاوری پهنه‌ی زمین‌ساختی کاشمر-کرمان با راستای $N70^{\circ}E$ در شمال باختر بلوک لوت قرار دارد. چهار توده‌ی گرانیته‌ی پرکامبرین پسین- کامبرین آغازین در پهنه‌ی برشی کوه سرهنگی وجود دارند که در این میان، گرانیته ده‌زمان، متشکل از دو توده‌ی نیمه روشن و تمام سفید، بیش از سایر گرانیته‌های دگرریخت و برگوارگی میلونیتی با راستای میانگین جنوب خاوری ($S62^{\circ}E$) و با شیب حدود 80° به سمت شمال خاوری به خوبی در آن گسترش یافته است. روی میلونیتی برگوارگی، محور ریز چین‌های شکنجی با میل میانگین 75° و خطواره‌ی کشیده‌ی با میانگین زاویه‌ی افتادگی 35° به سمت خاور تا جنوب خاوری تشکیل شده است. شواهد میکروسکوپی و ریزساختاری نظیر برگوارگی مورب، پورفایروکلاست‌های نامتقارن، ماهی میکا و نوارهای برشی S-C و S-C' در مقاطع برشی عمود بر میلونیتی برگوارگی، و موازی خطواره‌ی کشیده، سازکار ساختار میلونیتی را طی برش چپگرد تایید می‌کند. برای تعیین شرایط دگرریختی تغییر شکل بلورهای کوارتز و فلدسپار استفاده شده است. تبلور دوباره‌ی دینامیکی بلورهای کوارتز بیشتر از نوع برآمدگی (BLG) و چرخش نیم بلور (SGR) است ولی تبلور دوباره‌ی دینامیکی بلورهای فلدسپار بیشتر از نوع برآمدگی (BLG) است. این شواهد مبین تشکیل ساختار میلونیتی ده‌زمان در دمای $300^{\circ}C - 500^{\circ}C$ است و می‌تواند دلیلی بر دگرریختی گرانیته ده‌زمان بعد از تشکیل آن نیز باشد.

واژه‌های کلیدی: تحلیل ساختاری؛ شرایط دگرریختی؛ گرانیته ده‌زمان؛ کوه سرهنگی؛ بلوک لوت.

مقدمه

حاشیه‌ی شمالی البرز (پالئوتتیس)، زاگرس و پیرامون خرده قاره‌ی ایران مرکزی (نئوتتیس) بروز دارند. بررسی‌های سنگ-شناسی، ساختاری و سال‌سنجی آنها کمک زیادی به شناخت موقعیت پالئوژئوگرافی دیرین زمین نگاری خرده قاره‌ی ایران مرکزی کرده است. شکی نیست که با داشتن داده‌های سنی و ساختاری از پهنه‌های برشی شکل‌پذیر (Ductile shear Zones) اطلاعات بسیار با ارزشی از چگونگی تکه‌پوهای

ایران مرکزی از جمله‌ی خرده قاره‌های کوهزایی کیمبرین است که طی جدایش از ابرقاره گندوانا و حرکت به سمت حاشیه‌ی جنوبی اوراسیا سبب بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال و پیدایش اقیانوس نئوتتیس در بخش جنوبی این خرده قاره شده است [۵-۱]. آثار و بقایای حوضه‌های اقیانوسی یاد شده بین بلوک‌های قاره‌ای بصورت مجموعه‌های افیولیتی در راستای

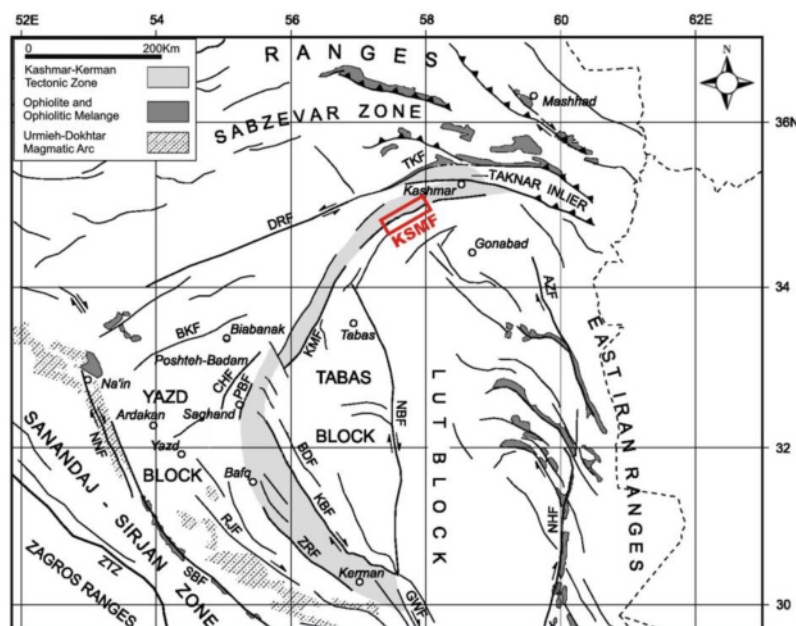
* نویسنده مسئول، تلفن: ۸۲۸۸۳۴۳۴ (۰۲۱)، نمابر: ۸۲۸۸۴۴۳۵ (۰۲۱)، پست الکترونیکی: mohajjel@modares.ac.ir

زمین‌ساختی در گذشته می‌توان به دست آورد. از جمله این موارد در خرده قاره‌ی ایران مرکزی می‌توان به پهنه‌ی زمین‌ساختی کاشمر- کرمان [۶] اشاره کرد (شکل ۱). از ویژگی‌های مهم این پهنه برونزد عبارتند از سنگ‌های آذرین و دگرگونی پرکامبرین بالایی که دستخوش دگرشکلی شدید شده‌اند. در این میان، منطقه‌ی کوه سرهنگی [۷] به عنوان یک منطقه‌ی نه چندان شاخه شده به صورت یک پهنه‌ی برشی راستالغز با راستای N70E در بخش شمال خاوری پهنه‌ی زمین‌ساختی کاشمر- کرمان قرار دارد. سنگ‌های آذرین و دگرگونی پرکامبرین بالایی-کامبرین زیرین در منطقه کوه سرهنگی رخنمون گسترده‌ای دارند. با توجه به دگرشکلی آشکار گرانیت ده‌زمان، در این پژوهش برای بررسی دقیق انتخاب شد. در این پژوهش سعی شده است که با بررسی ویژگی‌های هندسی- جنبشی و ریزساختاری گرانیت میلونیتی ده زمان، سازوکار برش طی تشکیل برگواره‌ی میلونیتی و شرایط حاکم بر دگرریختی آنها مورد بررسی قرار گیرند.

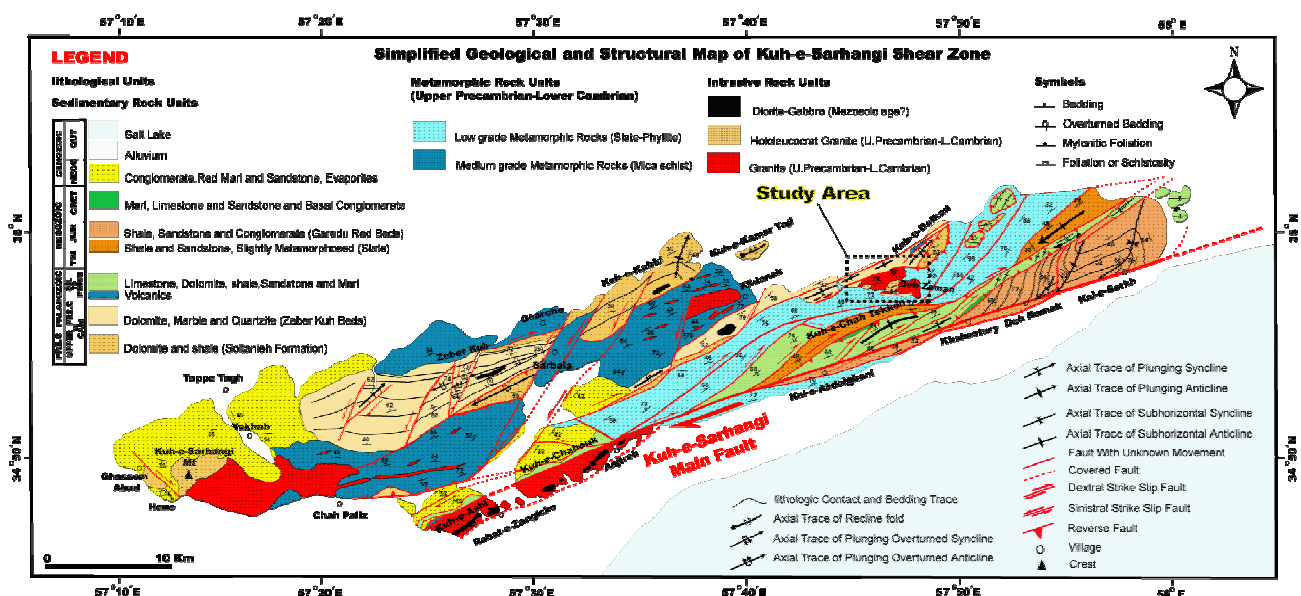
موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی

منطقه‌ی کوه سرهنگی به طول حدود ۷۵ کیلومتر و عرض بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر به صورت یک گوه‌ی کشیده در شمال باختری بلوک لوت و در حد فاصل ۱۰' ۵۷° الی ۵۸° طول خاوری و ۳' ۳۵° الی ۴۸' ۳۴° عرض شمالی قرار گرفته است (شکل‌های ۱ و ۲). این منطقه جزء ارتفاعات ایران مرکزی بوده و گوشه‌ی شمال خاوری پهنه‌ی زمین‌ساختی کاشمر- کرمان را شامل می‌شود. راه‌های دسترسی منطقه جاده‌ی عشق‌آباد - بردسکن (آسفالته) و جاده‌ی بردسکن - چاه مسافر (خاکی) است. از نظر سنگ‌شناسی در منطقه کوه سرهنگی انواع سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی را که به شدت طی مراحل مختلف کوهزایی دستخوش دگرریختی شده‌اند، با آرایش نواری و بعبارت بهتر به صورت یکسری دوگانه‌های راستالغز می‌توان مشاهده کرد (شکل ۲). قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه اسلیت-های معادل سری مراد [۸-۱۲] هستند که بیشتر در بخش میانی منطقه برونزد دارند ولی در مجاورت با توده‌های گرانیتی به صورت میکاشیست‌های گارنت و استارولیت‌دار مشاهده می‌شوند [۹،۸] (مانند میکاشیست‌های لاخ برقی و میکاشیست-های شمال کریم‌آباد). روی رشته‌ی دگرگون شده‌ی مراد، سازند سلطانیه (پرکامبرین بالایی) و زبرکوه (پرکامبرین پسین-

کامبرین آغازین) قرار می‌گیرند. این مجموعه طی شکل‌گیری-هایی کوهزایی کاتانگایی دستخوش دگرگونی و دگرشکلی شده است [۹]. مهمترین رخداد ماگماتیسم منطقه نیز به همین فاز کوهزایی وابسته است به طوری که سن ماگماتیسم گرانیتی جنوب باختری منطقه (گرانیت رباط زنگیچه) به روش اورانیم سرب 624 ± 5 میلیون سال گزارش شده است [۹]. اخیراً بر اساس یافته‌های نوین میانگین سن گرانیت‌های منطقه کوه سرهنگی به روش اورانیم-سرب، ۵۶۰ میلیون سال برآورد شده است [۸]. بیشتر رخنمون‌های سنگی منطقه‌ی مورد بررسی به سنگ‌های آذرین (گرانیت و گابرو- دیوریت)، سری دگرگون- شده مراد و واحدهای رسوبی پرکامبرین بالایی و کامبرین زیرین - میانی (سازندهای سلطانیه و زبرکوه) وابسته‌اند. برونزدهای گستره از واحدهای آتشفشانی آهن‌دار سیلورین [۸] در منطقه‌ی ده‌زمان وجود دارد که در حال حاضر کانسار آهن آن استخراج می‌شود (کانسار آهن ده‌زمان یا الله‌آباد). در جنوب باختری ده‌زمان واحدهای سیلورین بالایی تا پرمین بشدت دگرشکل شده و دستخوش دگرگونی بسیار ضعیفی نیز شده‌اند (شکل ۲). رانده شدن این واحدها روی شیل‌ها و ماسه‌سنگ سرخ سری گردو (با سن ژوراسیک میانی) و مشارکت مارن و آهک کرتاسه در این دگرریختی بیانگر تأثیر رخداد کوهزایی همزمان با لارامین (کرتاسه پسین- پالئوسن) در این بخش از ایران است [۸]. در زمان تریاس زیرین- میانی هیچ واحد سنگ چینه‌ای در منطقه کوه سرهنگی مشاهده نشده است. نبود رسوب‌های پالئوژن در منطقه‌ی کوه سرهنگی احتمالاً ناشی از فعالیت فازهای کوهزایی آلپی است. جوان‌ترین واحد سنگی منطقه، سنگ‌های تبخیری، کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز رنگ پلیوسن- پلئیسٹوسن است. این واحدها بیشتر در بخش جنوب باختری منطقه برونزد دارند و در بخش‌های شمال در زیر رسوب‌های کواترنر مدفون شده‌اند. با توجه به دگرشکلی شدید کنگلومرای نئوژن در منطقه رباط زنگیچه می‌توان چنین استنباط کرد که جوان‌ترین تکاپوی کوهزایی منطقه کوه سرهنگی به رخداد پاسادنین (پلیوسن- پلئیسٹوسن) وابسته است و در واقع معمار نهایی رخساره‌ی ریخت شناسی منطقه کوه سرهنگی است [۹،۸]. نقشه‌ی زمین‌شناسی و ساختاری ارائه شده در این پژوهش (شکل ۲ و ۳) حاصل جمع‌بندی بررسی‌های از قبل موجود [۹-۱۲] به انضمام تصحیحات انجام شده توسط نگارنده‌ی نخست این مقاله [۸] است.



شکل ۱ موقعیت گسل کوه سرهنگی (KSMF) در پهنه‌ی زمین ساختی کاشمر-کرمان. برای اطلاعات بیشتر رجوع شود به [۷].



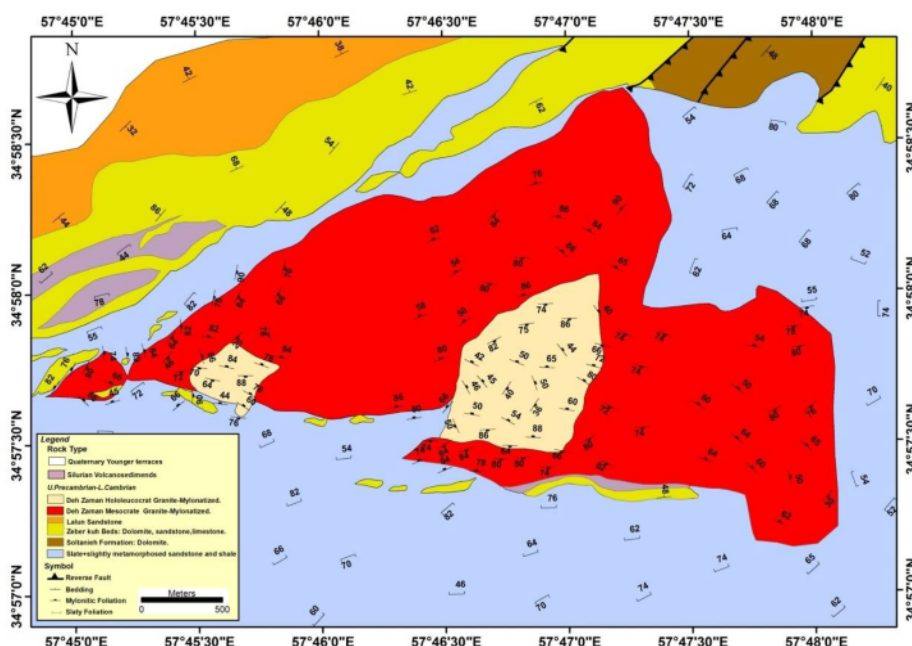
شکل ۲ نقشه‌ی ساده شده زمین شناسی و ساختاری منطقه‌ی کوه سرهنگی و موقعیت پهنه‌ی برشی کوه سرهنگی.

برداشت های صحرایی

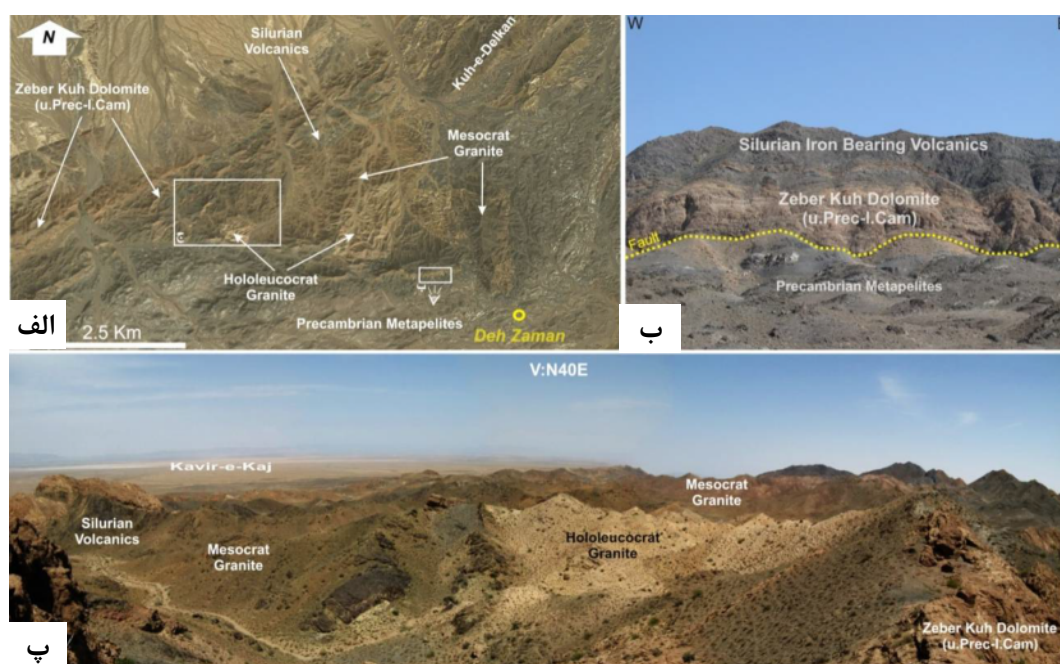
در منطقه‌ی کوه سرهنگی چهار توده گرانیتی وابسته به پرکامبرین پسین-کامبرین زیرین [۹،۸] رخنمون دارند (شکل ۲) که از سمت شمال خاوری به سمت جنوب باختری عبارتند از: گرانیت ده‌زمان، گرانیت لاخ برقی‌شی یا کلیدانک، گرانیت رباط زنگیچه و گرانیت یخاب. در بین گرانیت‌های نام برد. در گرانیت ده‌زمان برگوارگی میلونیتی بخوبی گسترش

یافته و شواهد دگربرخی‌شی شکل پذیر^۱ در آن مشهود است. گرانیت ده‌زمان از دو توده‌ی گرانیتی‌نیمه روشن^۲ (بزرگتر) و تمام سفیدوش^۳ (کوچکتر) تشکیل شده است (شکل ۳، ۴ الف و پ) که از روی تغییر رنگ در صحرا به آسانی تشخیص داده

- 1 - Ductile deformation
- 2 - Mesocrat
- 3 - Hololeucocrat



شکل ۳ نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین شناسی - ساختاری گرانیت ده‌زمان در پهنه‌ی برشی کوه سرهنگی (برای محل آن به شکل ۲ رجوع شود).



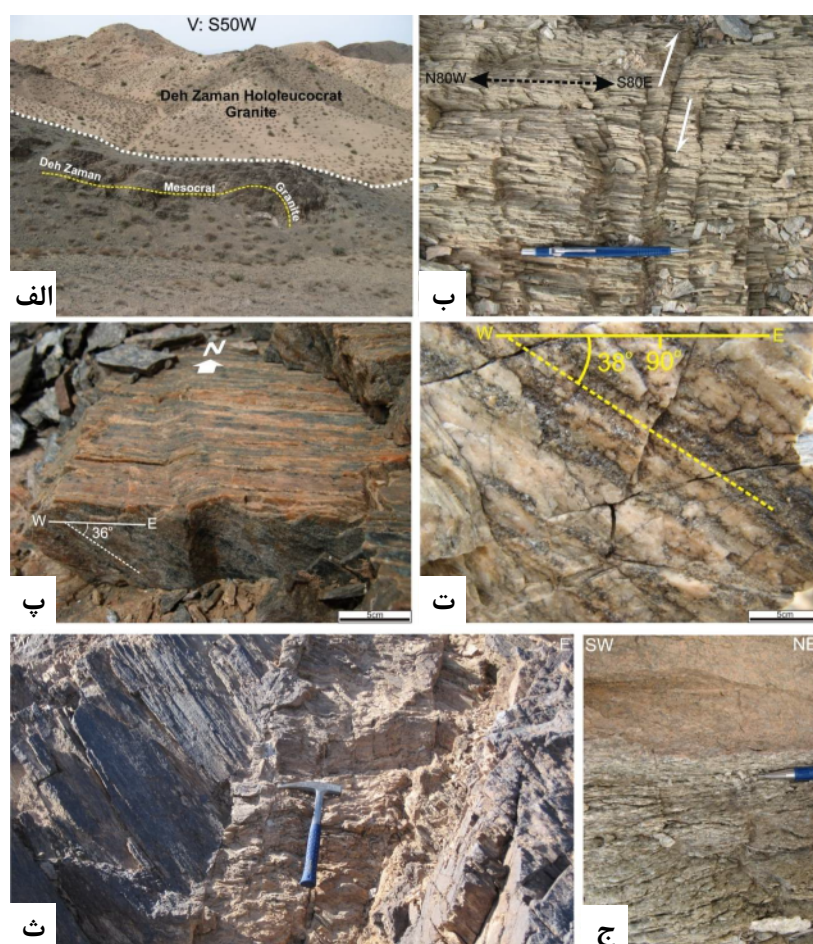
شکل ۴ الف: نمای ماهواره‌ای از منطقه‌ی مورد بررسی و گرانیت ده‌زمان. ب: دنباله‌ی کامبرین زیرین و آتشفشانی‌های آهن‌دار سیلورین در بخش جنوبی گرانیت ده‌زمان. پ: نمایی صحرایی از گرانیت نیمه روشن و تمام سفید ده‌زمان و سایر واحدهای سنگی مجاور.

ماهوره‌ای گستره‌ی مورد بررسی پیداست (شکل ۳ و ۴-الف)، مرز شمالی آن به واحدهای رسوبی پرکامبرین بالایی-کامبرین زیرین (سری زیرکوه) و مرز جنوبی آن به اسلیت‌های پرکامبرین محدود می‌شود. در این بخش واحدهای سری زیرکوه نیز برونزد داشته به صورت محدود بر روی آنها رسوب-های آهن‌دار سیلورین قرار گرفته است [۱۴،۹] (شکل ۴ ب).

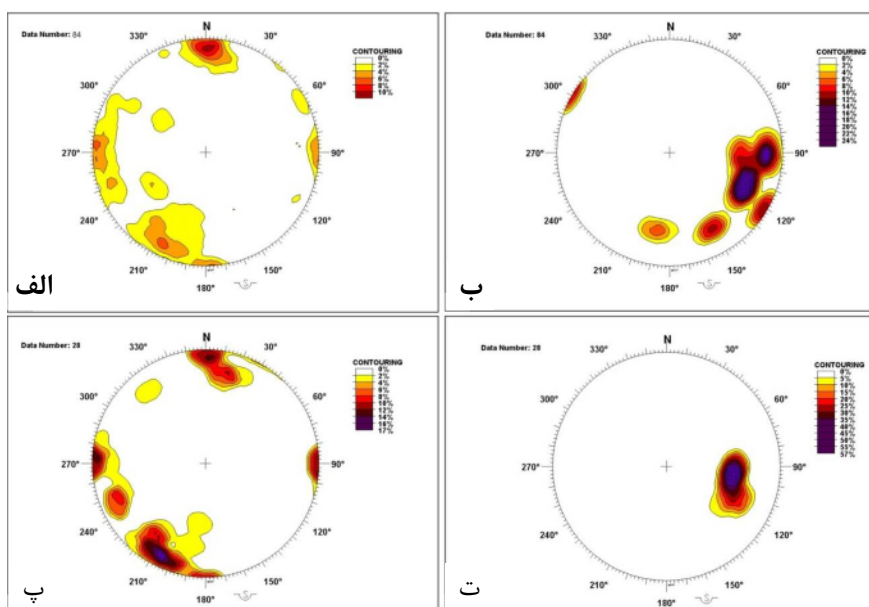
می‌شوند (شکل ۵ الف). گرانیت نیمه روشن رخنمون وسیعتری داشته و چنین به نظر می‌رسد که گرانیت تمام سفید وش را در بر گرفته است و در مجموع حدود ۵ کیلومتر مربع رخنمون دارند. بررسی‌های ژئوشیمیایی انجام گرفته روی مجموعه‌ی گرانیت ده‌زمان، آن را از نوع I و همزمان با کوهزایی معرفی می‌کند [۱۳،۸]. چنانکه از نقشه‌ی زمین‌شناسی و شکل

صحرایی متمایز می‌سازد حضور خطواره‌ی کشید روی برگواره است [۱۵-۱۷]. آنچه که در گرانیته ده‌زمان به روشنی نشان می‌دهد انتظام خطواره‌ی کشیده با زاویه‌ی افتادگی 30° - 40° درجه به سمت خاور تا جنوب خاوری (E-SE) روی برگواره میلوئیتی است (شکل ۵، پ، ت و ۶، ب، ت). برگوارگی میلوئیتی حالت پرشیب داشته و راستای آن خاور تا جنوب خاوری است (شکل ۶ الف، پ). از دیگر ساختارهای بسیار مهم گرانیته ده‌زمان چین‌خوردن برگواره میلوئیتی است. به‌صورت محدود چین‌هایی در مقیاس متر و سانتی‌متر با میل محوری به سمت جنوب باختری مشاهده می‌شوند (شکل ۵ الف) ولی در بیشتر موارد چین‌خوردگی حالت نوار شکنجی دارد. راستای صفحه‌ی محوری آنها به سمت شمال باختری بوده و میل محور بین 70° تا 80° به سمت خاور تا جنوب‌خاوری است. (شکل ۵، پ، ت و ۶).

در اثر عملکرد فازهای مختلف کوهزایی، همبری اکثر واحدهای سنگی در این منطقه به صورت گسلی بوده و گاهی ارتباط ساختاری و چینه‌شناسی آنها با همدیگر بسیار پیچیده است (شکل ۴ پ). یافته‌های سنی جدید [۸] به روش اورانیوم-سرب سن تشکیل مجموعه گرانیته ده‌زمان را در حدود ۵۶۰ میلیون سال نشان می‌دهد که می‌تواند به کوهزایی کاتانگایی در ایران مرکزی وابسته باشد. در بررسی‌های پیشین، از گرانیته ده‌زمان با نام گنیس یادشده است [۹، ۱۰، ۱۱، ۱۳، ۱۴] اما شواهد ساختاری بیانگر حضور یک گرانیته میلوئیتی شده را تایید می‌کند که در بیشتر موارد دستخوش دگرریختی شده است (شکل ۵). برگوارگی میلوئیتی بخوبی گسترش یافته و فاصله بین برگواره‌ها کمتر از یک سانتی‌متر است و این امر به سنگ ظاهری کاملاً برگوار می‌دهد (شکل ۵ ب). مهمترین عاملی که یک گرانیته میلوئیتی را از یک گنیس در بازدید



شکل ۵ الف: برگواره‌ی میلوئیتی چین‌خورده در گرانیته نیمه روشن ده‌زمان. ب: گسترش شدید برگوارگی میلوئیتی در گرانیته تمام سفید و ده‌زمان در راستای $S80^{\circ}W$. پ: برگوارگی میلوئیتی چین‌خورده و محور تقریباً قائم در گرانیته نیمه روشن ده‌زمان. به خطواره‌ی کشیدگی دقت شود. ت: خطواره‌ی حاصل از کشیدگی در شرایط دگرشکلی خمیری در گرانیته تمام سفید و ده‌زمان. ث: تشکیل چین شکنجی (Kink Band) در برگواره‌ی میلوئیتی. ج: تغییر در میزان گسترش برگواره‌ی میلوئیتی با توجه به تغییر در جنس و ترکیب گرانیته.



شکل ۶ الف: نمودار پربندی (Contour Diagram) قطب برگواهی میلونیتهی در گرانیت مزو کرات ده زمان. ب: نمودار پربندی خطواره کشیدگی بر روی برگواهی میلونیتهی گرانیت مزو کرات ده زمان. پ: نمودار پربندی قطب برگواهی میلونیتهی در گرانیت تمام سفید ده زمان. ت: نمودار پربندی خطوارگی کشیده بر روی برگواهی میلونیتهی گرانیت تمام سفید ده زمان.

میکروسکوپی به موازات خطواره‌ی کشیده و عمود بر برگوارگی میلونیتهی تهیه و بررسی شدند. در بیشتر گرانیت‌های میلونیتهی بلورهای فلدسپار بعلت مقاومت بیشتر، پورفیروکلاست‌ها^۶ یا ساختار هسته‌ای^۷ را می‌سازند و بلورهای کوارتز و میکا عموماً در راستای برگوارگی کشیده شده، تبلور دوباره یافته و زمینه^۸ را می‌سازند؛ البته در دمای پایین گاهی بلور کوارتز نیز پورفیروکلاست می‌سازد [۱۷-۱۵]. اما نباید از نظر دور داشت که علاوه بر دمای حاکم بردگرریختی، مقدار شاره‌ها (بوژه آب) و نرخ کرنش از عوامل مهم و موثر بر نوع و میزان دگرریختی کانی‌ها هستند [۱۵]. بعنوان مثال در دمای کمتر از ۳۰۰°C مقاومت برشی^۹ فلدسپار از کوارتز کمتر است اما در دماهای بالاتر، این نسبت معکوس شده و مقاومت فلدسپار از کوارتز بیشتر می‌شود. این را می‌توان به حضور شکافت^{۱۰} در فلدسپار نسبت داد [۱۵]. از دیگر عواملی که باید در این راستا به آن توجه کرد اندازه‌ی اولیه بلورهای^{۱۱} یک سنگ است. به عنوان مثال اگر بلورهای سنگی اساساً ریز دانه^{۱۲} باشند، ممکن است چنین برداشت شود که کلیه بلورها در اثر دگرشکلی در شرایط

لازم به یاد آوری است که برگوارگی میلونیتهی در کل توده‌ی گرانیتی قابل مشاهده نیست. به خصوص در توده‌ی گرانیتی تمام سفید و ش به علت تغییر در ترکیب کانی‌شناسی سنگ، در قسمت‌هایی که میزان کانی‌های فیلولسیلیکاتی (نظیر میکا) کم می‌شود و درصد کوارتز و فلدسپار افزایش می‌یابد، از گسترش برگوارگی میلونیتهی کاسته می‌شود و گاهی قابل مشاهده نیست (شکل ۵ چ). تحلیل برجسته نگاری صورت گرفته روی قطب برگوارگی میلونیتهی گرانیت نیمه روشن ده زمان، میانگین راستای شمال باختری- جنوب خاوری با شیب ۷۰°-۹۰° درجه را نشان می‌دهد (شکل ۶ الف). در همین موقعیت زاویه میل^۴ خطواره کشیدگی روی برگواهی میلونیتهی حدود ۳۵° به سمت خاور تا جنوب خاوری است (شکل ۶ ب). به همین ترتیب نتایج تقریباً مشابه برای گرانیت تمام سفید و ش ده زمان بر آورد شده است (شکل ۶ پ، ت).

شواهد میکروسکوپی

بررسی شواهد ریزساختاری کانی‌های اصلی سازنده گرانیت‌ها (کوارتز، فلدسپار و میکا) می‌تواند کمک چشمگیری در شناخت سمت و سوی برش^۵ ثبت شده و دما و فشار حاکم بر دگرریختی در اختیار بگذارد [۱۵]. بدین منظور مقاطع

6 -Porphyroclast
7 -Core Structures
8 -Matrix
9 -Shear strength
10 -Cleavage
11 -Grain size
12 -Fine grain

2- Plunge
5 -Shear sense

صورت گیرد، بر این اساس، زمان تشکیل و شرایط دگرریختی آنها می‌تواند متفاوت با شرایط دگرریختی سنگ میزبان باشد. بنابراین دگرریختی همه‌ی رگه‌های سیلیسی مانند هم نیست. چنانکه در شکل ۵ پ مشاهده می‌شود، بلورهای کوارتز نسبتاً نیمه شکل‌دار بوده و تبلور دوباره بیشتر در مرز آنها متمرکز است و بیشتر مراحل ابتدایی تبلور دوباره‌ی دینامیکی به صورت برآمدگی^{۲۰} (BLG) [۲۰-۱۸] برای آن در نظر گرفت. نوع برش تعیین شده در این رگه‌ها به صورت راستالغز چپگرد است.

بلورهای شکسته شده و جابه‌جا شده^{۲۱}

دانه‌ها و بلورهای گسلیده از جمله ساختارهایی هستند که می‌توان از آنها برای تعیین نوع برش استفاده کرد. در گرانیته‌ها، بلورهای فلدسپار بعثت مقاومت برشی بالا، بیشتر از کانی‌ها دیگر در دگرریختی شکنا^{۲۲} قرار می‌گیرند. در گرانیته‌ده‌زمان اندازه‌ی بلورهای فلدسپار تا حد ۲ سانتی‌متر و حتی بیشتر نیز می‌رسد. چنانکه در شکل ۷ ت مشاهده می‌شود، تغییرشکل بلورهای فلدسپار بیشتر از نوع شکناست که جابه‌جایی بلور میانی شکل تا حد ۲/۵ میلی‌متر می‌رسد و برش چپگرد را نشان می‌دهد. لایه‌ی بلورهای فلدسپار حالت گرد شدگی نشان داده و بین قطعات فلدسپار بازتبلور دینامیکی به صورت برآمدگی (BLG) منجر به تشکیل ریز بلورهای جدید شده است و خاموشی موجی و لکه‌ای^{۲۳} تا حدی بچشم می‌خورد.

ماهی میکا

در گرانیته میلونیتی ده‌زمان ماهی میکا به ندرت بچشم می‌خورد زیرا اکثر ترکیب سنگ را کانی‌های تکتوسیلیکاتی نظیر فلدسپار و کوارتز تشکیل می‌دهند و درصد کانی فیلسیلیکاتی کمتر است. مسکوویت مقاوم‌تر از بیوتیت بوده در میلونیت‌ها بیشتر ماهی میکا می‌سازد و با توجه به اینکه بیوتیت در دمای بالای ۲۵۰°C ماهی میکا می‌سازد، بنابراین تشکیل ماهی میکا از مسکوویت با توجه به مقاومت بالاتر آن نسبت به بیوتیت باید در دمای حدود ۳۰۰°C و بیشتر از آن صورت گیرد [۲۱، ۱۵]. با این حال از ساختارهای بسیار مهم برای مشخص کردن سمت و سوی برش است. ماهی میکا به ۶ گروه اصلی تقسیم شده است [۲۱، ۱۶، ۱۵] که بر این اساس ماهی میکای شکل ۷ ث برش چپگرد را نشان می‌دهد.

دمای بالا^{۱۳} به ریز بلور جدید^{۱۴} تبدیل شده‌اند. بنابراین در بررسی‌های میکروسکوپی، با توجه به رفتار متفاوت کانی‌های مختلف در شرایط یکسان، به منظور بررسی شاخص‌های حرکتی و بر آورد شرایط حاکم بردگرریختی، باید ریزساختارهای مجموع کانی‌ها با هم بررسی شوند تا نتیجه‌ی مطلوب حاصل آید. به همین دلیل برای تعیین شرایط حاکم بر دگر ریختی، بررسی تغییر شکل و ریزساختارهای بلورهای کوارتز و فلدسپار و کانی‌های موجود دیگر باید به صورت همزمان و باهم انجام پذیرند. عدم توجه به این امر موجب می‌شود که در سنگ‌های ریز بلور احتمال خطا افزایش یابد [۱۶، ۱۵]. در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده در گرانیته‌ده‌زمان، برای تعیین نوع برش و شرایط دگرریختی از مجموعه ریز ساختار بلورهای کوارتز، فلدسپار و میکای موجود در بافت گرانیته و ریزساختار بلورهای کوارتز رگه‌های سیلیسی تزریق شده به موازات میلونیتی برگوار استفاده شده است. به‌منظور تعیین نوع برش از ساختارهایی نظیر برگوارگی‌طورب^{۱۵}، نوارهای برشی، ماهی میکا^{۱۶}، پورفیروکلاست‌های نامتقارن^{۱۷} و ساختارهای دومینوئی^{۱۸} استفاده شد. در ادامه به تشریح ریزساختارهای مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی گرانیته ده‌زمان می‌پردازیم.

برگوارگی مورب

از ساختارهای موجود در گرانیته ده‌زمان، تزریق رگه‌های سیلیسی به موازات میلونیتی برگوار است (شکل ۷ الف). اندازه‌ی این رگه‌ها از حد میلی‌متری تا بیش از ده سانتی‌متر است. مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از رگه‌های سیلیسی یاد شده نشانگر رشد و تجدید تبلور بلورهای کوارتز در راستای کشش و تشکیل برگوارگی مورب است (شکل ۷ ب). اندازه‌ی بلورهای کوارتز متنوع بوده تا حد یک میلیمتر نیز می‌رسد. بلورهای کوارتز خاموشی موجی داشته و حاشیه‌ی نامنظم آنها بیانگر تبلور مجدد تا حد نوع چرخش نیم بلور^{۱۹} (SGR) است [۱۶، ۱۵] (شکل ۷ ب). زمینه از مجموعه بلورهای کوارتز و فلدسپار ریز بلور تشکیل شده و مرز آنها با رگه‌های سیلیسی به صورت موج‌دار است. با توجه به اینکه تولید رگه‌های سیلیسی می‌تواند در بازه‌ی گسترده‌ای از شرایط دگرگونی و ماگماتیسیم

- 13 -High grade
- 14-New grain
- 15-Oblique foliation
- 16-Mica fish
- 17-Asymmetric porphyroclasts
- 18-Domino structures
- 19-Subgrain rotation recrystallisation

- 20- Bulging recrystallisation
- 21- Broken and displaced grains
- 22- Brittle deformation
- 23- Sweeping and patchy unolose extinction

برگوارای چین خورده

چین خوردن نامتقارن برگوارای میلونیتی دور پورفیروکلاست‌ها نیز می‌تواند بخوبی برای تعیین سمت و سوی برش مورد استفاده قرار گیرد. در شکل ۷ چ بر اساس چرخش نامتقارن برگوارای میلونیتی حول بلور فلدسپار، برش چپگرد بیشتر برای آن متصور است. بلور فلدسپار در زمینه‌ای ریز بلور از بلورهای کوارتز قرار گرفته است و خاموشی موجی نشان می‌دهد. وجود شکستگی‌های داخلی در بلور فلدسپار و خاموشی موجی در مرز این کانی به علت دگرریختی شکل‌پذیر درون بلوری است.

ساختارهای دومینوئی

ساختارهای دومینوئی به دو صورت همسو و ناهمسو با برش تشکیل می‌شوند. این ساختار در سنگ‌های میلونیتی دانه‌ای مقاوم و در شرایط تغییر شکل شکننا بوجود می‌آید. اینکه ساختار دومینو بصورت همسو یا ناهمسو تشکیل شود بستگی به زاویه و جهت شکستگی‌های بلور نسبت به صفحه‌ی برش و نوع برش دارد [۲۲، ۱۶، ۱۵]. در نمونه‌های میکروسکوپی بررسی شده در گرانیته ده‌زمان از جمله ساختارهای موجود در بلورهای فلدسپار، ساختار دومینو است. در شکل ۸ الف، ب دو بلور درشت فلدسپار مشاهده می‌شوند. جابه‌جایی در راستای شکستگی آنها تا حد ۶ میلی‌متر نیز می‌رسد. نوع جابه‌جایی آنها به صورت چپگرد و همسو با جهت برش اصلی است. رشد بلورهای کوارتز و فلدسپار و تشکیل برگوارگی مورب بین دو بلور فلدسپار در شکل ۸ الف خود تاییدی دیگر بر جابه‌جایی چپگرد دو قطعه بلور فلدسپار است. بلورهای کوارتز در زمینه خاموشی موجی داشته و در حاشیه به ریزبلورهای جدید تبدیل شده‌اند. بعضی از بلورهای درشت نیز علاوه بر موارد فوق به نیم بلور تبدیل شدند. بلورهای فلدسپار در حاشیه دستخوش گردشگری گشته و علاوه بر تشکیل ریزشکستگی در آنها، خاموشی موجی نیز مشاهده می‌شود. مجموعه‌ی این شواهد بیانگر تبلور دوباره‌ی دینامیکی از نوع چرخش نیم بلور (SGR) برای بلورهای کوارتز و بلور دوباره دینامیکی شده به صورت برآمدگی (BLG) در بلورهای فلدسپار است.

نوارهای برشی و پورفیروکلاست‌های نامتقارن

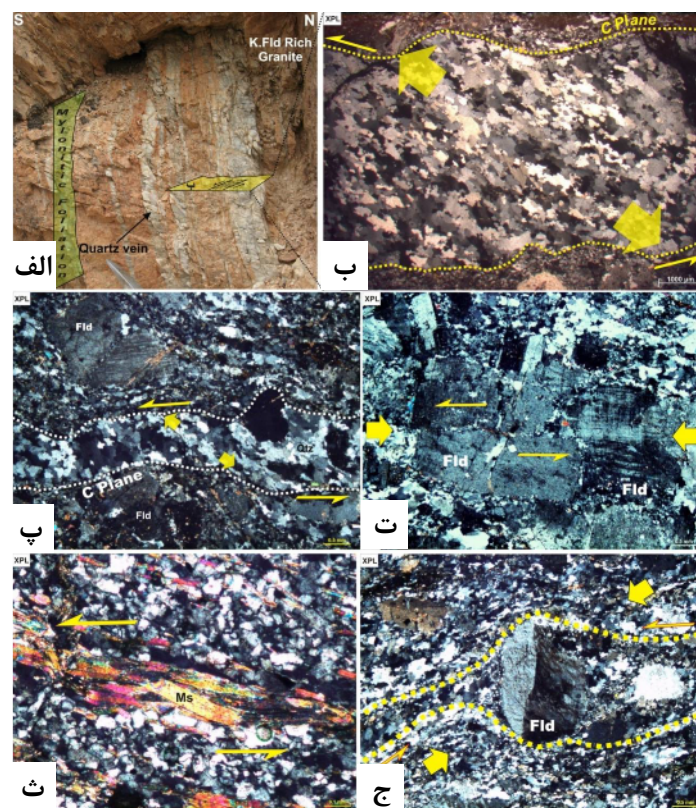
شاید بتوان نوارهای برشی و پورفیروکلاست‌های نامتقارن را مهمترین شاخص سوی برش در میلونیت‌ها در نظر گرفت. نوارهای برشی به دو نوع اصلی تقسیم می‌شوند که عبارتند از S-C و S-C' که زاویه بین آنها حدود ۱۵ تا ۳۵ درجه است [۲۳، ۱۶، ۱۵]. رشد و سمت‌یابی کانی‌ها در اثر کشیدگی،

برش و پهن‌شدگی نسبت به‌همدیگر ظاهری برگوار و موج‌دار^{۲۴} به سنگ می‌دهد. این عارضه در اثر تشکیل صفحات برش S-C بوجود می‌آید. برش روی صفحات C متمرکز شده و در صفحات S پهن‌شدگی اعمال می‌شود، به عبارت دیگر موقعیت صفحات S در صفحه‌ی XY بیضوی کرنشی است [۲۳]. نوار برشی S-C' معمولاً در سنگ‌های میلونیتی که برگوارگی در آنها بشدت گسترش یافته و یا در میکا شیبست‌های میلونیتی شده تشکیل می‌شود و در سنگ‌های میلونیتی دانه‌ای^{۲۵} کمتر گسترش می‌یابد [۱۵]. پورفیروکلاست‌های نامتقارن در میلونیت‌ها که دمای بیشتر از ۴۰۰°C را تحمل کرده و دگرریختی شکل‌پذیر درون بلوری در آنها گسترش یافته باشد، از شاخص‌های قابل اطمینان برای تعیین سمت و سوی برش در سنگ است. در پورتومیلونیت‌ها و یا در میلونیت‌هایی (از نقطه‌نظر درصد درشت دانه به زمینه ریز دانه) که مقدار برش و دمای دگرریختی در آنها کم (کمتر از ۳۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) باشد و بلورهای مقاوم (نظیر فلدسپار) آرایش نامنظمی داشته باشند؛ پورفیروکلاست‌ها شاخص‌های حرکتی قابل اطمینانی نیستند زیرا در این شرایط مقدار چرخش و کرنش هر پورفیروکلاست در طول دگرریختی به جهت قرارگیری اولیه آن نسبت به جهت محورها اصلی تنش و کرنش. در این حالت باید با بررسی آماری سمت و سوی برش را تعیین کرد. اما در مقادیر برش زیاد پورفیروکلاست‌ها در اثر برش چرخیده و شاخص‌های حرکتی^{۲۶} آنها باهم سازگار است و بیشتر آنها در سمت و سوی محورها اصلی کرنش قرار می‌گیرند. باتوجه به این نکات نوارهای برشی و پورفیروکلاست‌های گرانیته ده‌زمان مورد بررسی قرار گرفتند. گرچه در پورفیروکلاست‌های فلدسپار بیشتر دگرریختی شکننا حاکم است، اما در قسمت‌هایی که دمای دگرریختی بالاتر رفته و به حد متوسط رسیده است، پورفیروکلاست‌های فلدسپار دستخوش تبلور دوباره‌ی دینامیکی شده‌اند و همخوانی جهت کشیدگی آنها با نوارهای برشی S-C معرف برش چپگرد در راستای خطواره‌ی کشیدگی است (شکل ۸ پ). در میلونیت‌هایی که دمای دگرریختی در آنها درحد متوسط و بالا بود، پورفیروکلاست‌های فلدسپار به نیم بلور تبدیل شده و خاموشی موجی پیدا کرده است و دگرریختی شکل‌پذیر در آنها مشهود است (شکل ۸ ت). در چنین شرایطی نوارهای برشی از نوع S-C' گسترش یافته‌اند که برش چپگرد را نشان می‌دهند.

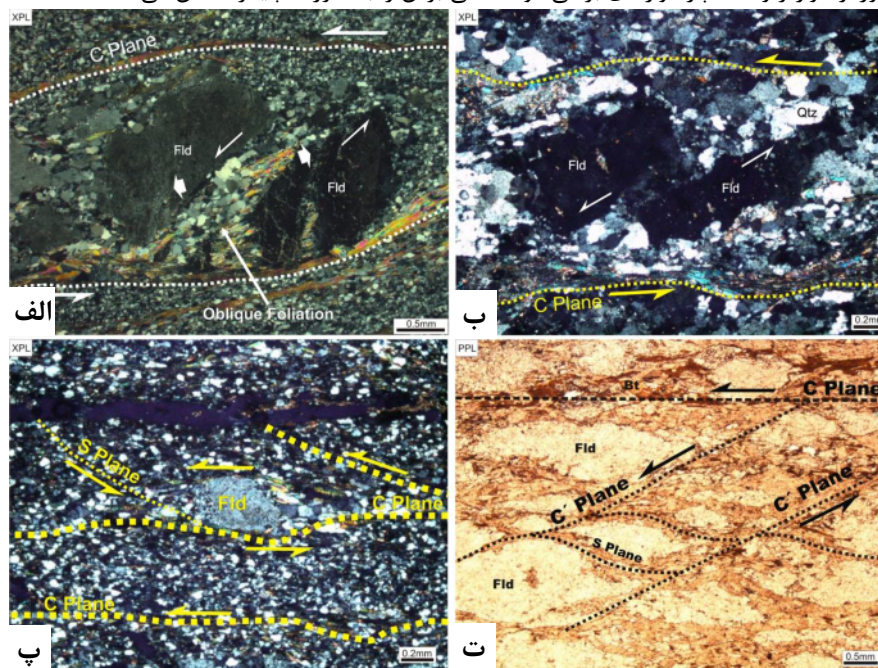
24- Sigmoidal foliation

25- Granular

26- Kinematic indicators



شکل ۷ الف: تزریق رگه‌های کوارتز در میان برگواره‌ی میلونیتی گرانیته ده‌زمان با راستای تقریبی خاوری-باختری. به جهت و موقعیت تهیه برش میکروسکوپی دقت کنند. ب و پ: رشد بلورهای کوارتز در راستای کشیدگی. به تبلور دوباره‌ی بلورهای ریز کوارتز در زمینه دقت شود. ت: مانند قبل به انضمام تبلور مجدد نوع BLG و گردشگی لبه‌های بلور فلدسپار. ث: تشکیل ماهی میکا همسو با جهت برش ج: گسترش برگوارگی میلونیتی در زمینه ریز بلور از کوارتز و فلدسپار. نوارهای برشی مولفه افقی برش را به صورت چپگرد نشان می‌دهند.



شکل ۸ الف و ب: تشکیل ساختارهای دومینوی همسو با برش در بلورهای فلدسپار. به تبلور دوباره از نوع BLG و خاموشی موجی ضعیف در بلورهای فلدسپار دقت شود. پ: تشکیل نوار برشی (S-C Shear band cleavage) در زمینه‌ی ریزبلور از کوارتز و فلدسپار. به پورفایروکلاست تغییر شکل‌یافته فلدسپار و تبلور دوباره در حاشیه‌ی آن دقت شود. ت: کشیدگی بلورهای فلدسپار به موازات نوارهای برشی نسل دوم (C₂-Plane).

بحث

تحلیل ساختاری و تعیین شرایط دگرریختی گرانیته‌ها و توده‌های ماگمایی دیگر در شرق ایران توسط پژوهشگران در سال‌های اخیر مورد توجه قرار گرفته است که در آنها از ریز ساختارهای کانی‌های کوارتز و فلدسپار استفاده شده است [۲۰، ۱۹]. در تعیین گرانیته ده‌زمان (پرکامبرین پسین-کامبرین آغازین) از دو توده نیمه روشن و تمام سفید و ش تشکیل شده است. شواهد صحرایی مبین آن است که هر دو توده گرانیته مانند هم دستخوش دگرریختی شده‌اند و در هردوی آنها برگوارگی میلونیتی به صورت یکسان گسترش یافته‌اند. برداشت ساختاری انجام شده روی ساختار میلونیتی توده‌های گرانیته ده‌زمان حاکی از گسترش برگوارگی با راستای میانگین $S62^{\circ}E, 80^{\circ}NE$ است (شکل ۹ الف، پ) در همین راستا زاویه‌ی افتادگی خطواره‌ی کشیدگی روی برگوارگی میلونیتی حدود 35° و میل محور چین‌های شکنجی حدود 75° به سمت خاور تا جنوب خاوری است (شکل ۹ ب، پ). شیب زیاد برگواره‌ی میلونیتی، میل کم خطواره کششی و میل نسبتاً زیاد محور ریز چین‌های موجود در روی برگواره میلونیتی، مبین حاکم بودن ساز کار غالب راستالغز است و شواهد میکروسکوپی و ریزساختاری تشریح شده در این پژوهش نظیر برگواره‌ی مورب، برگواره‌ی چین خورده، ماهی میکا، ساختارهای دومینو و نوارهای برشی مبین تشکّل ساختار میلونیتی ده‌زمان طی برش چپگرد است. از طرف دیگر راستای کنونی برگوارگی میلونیتی و خطواره کشیدگی گرانیته ده‌زمان نسبت به راستای گسل کوه سرهنگی، این امر را بیشتر تایید می‌کند (شکل ۹ پ). بررسی ریزساختارهای بلورهای کوارتز و فلدسپار شاخص مناسبی برای تعیین درجه‌ی دمای دگرریختی است. تبلور دوباره‌ی دینامیکی کانی‌ها با افزایش دما و نرخ کرنش از تبلور دوباره‌ی به صورت برآمدگی (BLG) به تبلور دوباره از نوع مهاجرت مرز دانه (GBM) تمایل پیدا می‌کند [۱۶] (شکل ۱۰ الف). چنانکه در متن تشریح شد، دامنه‌ی تغییرات تبلور دوباره‌ی دینامیکی بلورهای کوارتز از تبلور دوباره به صورت برآمدگی (BLG) تا چرخش نیم بلور (SGR) در نوسان است (شکل ۱۰ ب). بلورهای فلدسپار بیشتر رفتار شکنا داشته و در بعضی موارد نشانه‌های دگرریختی شکل پذیر مانند خاموشی موجی و لکه‌ای در آنها بچشم می‌خورد. این شواهد نشانگر تبلور دوباره‌ی دینامیکی تا نوع برآمدگی (BLG) است (شکل ۱۰ ب). بر این اساس حداکثر دمای دگرریختی گرانیته ده‌زمان را تا دمای حدود $500^{\circ}C$ و بیشتر در گستره‌ی دمایی

رخساره‌ی شیست سبز تا آمفیبولیت زیرین می‌توان در نظر گرفت (شکل ۱۰ ب). بر اساس رده بندی‌های موجود در مورد دمای تشکیل میلونیت‌ها [۱۷، ۱۶]، گرانیته ده‌زمان را می‌توان جزء میلونیت‌های درجه‌ی پایین تا متوسط رده بندی کرد که در این میان، بازه غالب با میلونیت‌های درجه پایین است. عبارت دیگر فرایند میلونیتی شدن گرانیته ده‌زمان بیشتر در دمای زیر $500^{\circ}C$ و بعد از سرد شدن توده‌ی گرانیته صورت گرفته است. با توجه به شواهد میکروسکوپی، سن دگرریختی همزمان با ماگماتیسم نیست زیرا در این حالت باید در گرانیته ده‌زمان ساختارهای مربوط به دگرشکلی در دمای بالا (مانند مهاجرت مرز دانه در فلدسپارها) مشاهده می‌شد در حالی که شواهد میکروسکوپی مبین دگرریختی در دمای $300^{\circ}C - 500^{\circ}C$ است. بنابراین می‌توان چنین در نظر گرفت که احتمالاً سن میلونیت-زایی گرانیته ده‌زمان جوانتر از سن ماگماتیسم آن است. قبول یا رد این ادعا نیازمند سال‌سنجی به روش $Ar^{40/39}Ar$ روی مسکوپیت‌های رشد یافته بر روی صفحات برشی میلونیت‌هاست. گذشته از اینکه سن دگرریختی شکل‌پذیر در گرانیته ده‌زمان چه زمانی باشد، راستای برگوارگی میلونیتی و خطواره کشیدگی و نیز بررسی‌های میکروسکوپی مبین حاکم بودن حرکت راستا لغز چپگرد در زمان تشکیل این ساختار است. گرچه در حال حاضر اطلاع دقیقی از سن میلونیت‌زایی در دست نیست اما آنچه مسلم است این است که گسل کوه سرهنگی در گذشته حرکت راستالغز چپگرد داشته است.

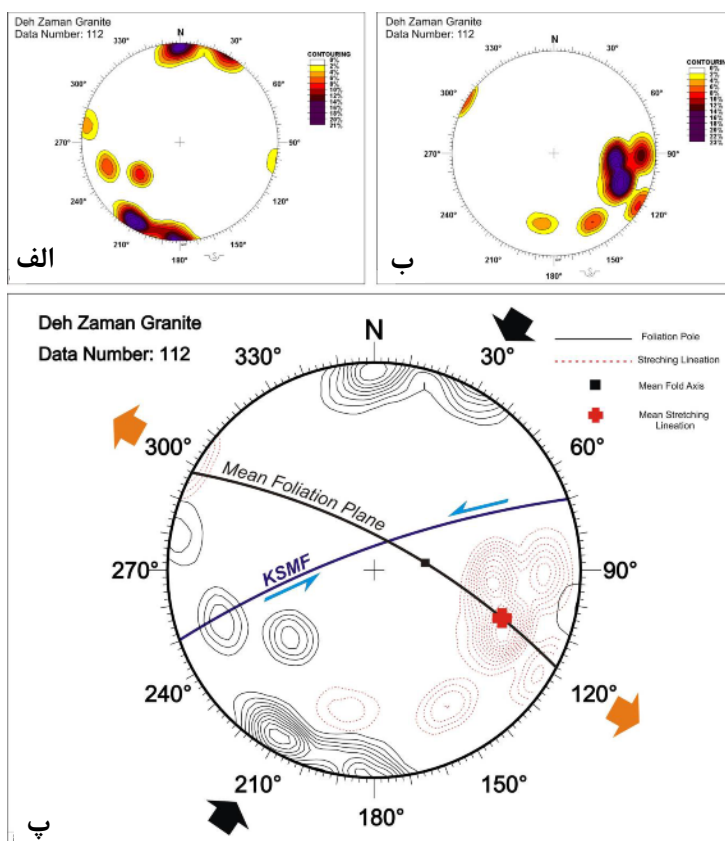
برداشت

نتایج حاصل از برداشت‌های صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده روی گرانیته میلونیتی ده‌زمان را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

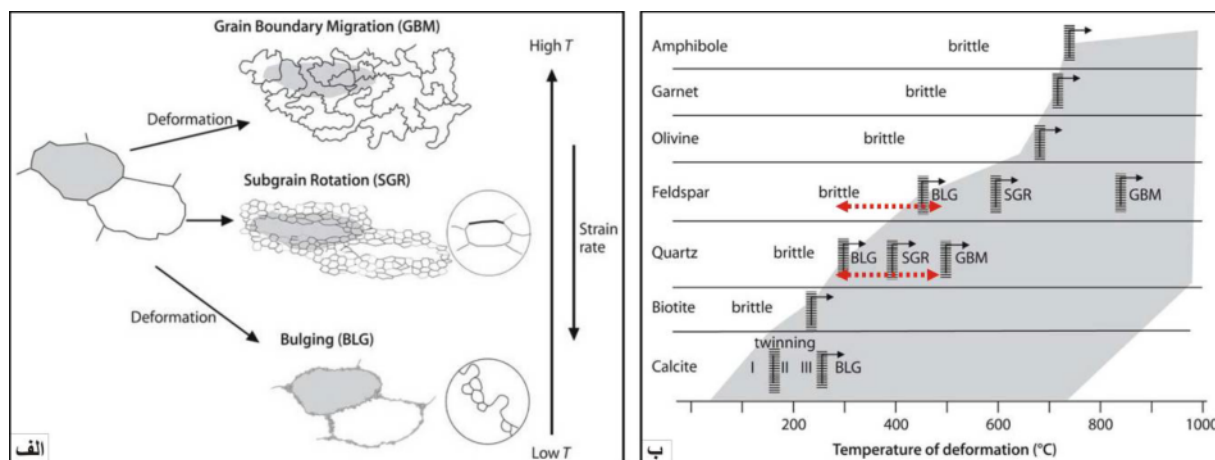
- ۱- راستای میانگین برگواره‌ی میلونیتی به صورت $S62^{\circ}E, 80^{\circ}NE$ است میانگین و زاویه‌ی افتادگی خطواره کشیدگی روی برگواره‌ی میلونیتی 35° و میانگین میل محور چین‌های شکنجی 75° به سمت خاور تا جنوب خاوری است.
- ۲- شواهد ریز ساختاری مبین تشکیل ساختار میلونیتی طی ساز و کار برشی چپگرد است.
- ۳- دگرریختی بلورهای کوارتز از نوع برآمدگی (BLG) و چرخش نیم بلور (SGR) است.
- ۴- بلورهای فلدسپار بیشتر دگرریختی شکنا داشته و تا حد دگرریختی از نوع برآمدگی (BLG) نیز در آنها مشاهده می‌شود.

۵- بر اساس تغییرشکل بلورهای کوارتز و فلدسپار، دمای دگرریختی گرانیت ده زمان 300°C - 500°C برآورد می‌شود.

۶- گرانیت ده زمان یک میلونیت درجه پایین تا متوسط (Low-medium to grade mylonite) است.



شکل ۹ الف: نمودار پربندی قطب برگوارگی میلونیتی گرانیت ده‌زمان. ب: نمودار پربندی خطوارگی کشیدگی در گرانیت میلونیتی ده‌زمان. پ: شکل استریوگرافیک چند منظوره (Synoptic stereogram) از ساختارهای برداشت شده در گرانیت ده‌زمان. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود. بردارهای با رنگ مشکی و نارنجی به ترتیب موقعیت محورهای تنش فشارشی و کششی نسبت به برگوارگی میلونیتی و گسل کوه سرهنگی (KSMF) نشان می‌دهد. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.



شکل ۱۰ الف: انواع تبلور دوباره‌ی دینامیکی براساس تغییرات دما و نرخ کرنش از [۱۵]. ب: نمودار انواع تبلور دوباره‌ی دینامیکی کانی‌های مهم در سنگ‌های مختلف و گستره‌ی دمای وابسته به آنها. گستره‌ی خاکستری نشان دهنده دگرریختی شکل‌پذیر درون بلوری است. بردارهای سرخ گستره‌ی دمای دگرریختی بلورهای کوارتز و فلدسپار گرانیت ده‌زمان را نشان می‌دهد.

مراجع

- [۱۳] صفری م., "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های ماگمایی کوه سرهنگی، با نگرشی بر پتانسیل اقتصادی منطقه"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۱).
- [14] Momenzadeh M., Wasuschkuhn A., "The Allahabad Iron deposit, A Iran, Lead and Turquoise occurrences in the Zeber-kuh-Sarhangi mountains, SW Kashmar, NE Iran", (1983) final report of geodynamic project in Iran, No51, 349-356.
- [15] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Microtectonics", second ed., Springer, Berlin (2005).
- [16] Trouw R.A.J., Passchier C.W., "Atlas of Mylonites", second ed., Springer, Berlin (2009).
- [17] Vernon R.H., "A Practical Guide to Rock Microstructure", (2004) Cambridge University Press.
- [۱۸] محجل م., "میکروتکتونیک"، انتشارات دانشگاه تربیت مدرس. (۱۳۸۸) ۶۴۰ صفحه.
- [۱۹] رحیمی ب., علی زاده، "تحلیل ساختاری، خاستگاه و شرایط دگرشکلی زونهای برشی شکل پذیر در توده‌ی گرانیوئیدی ده نو- غرب مشهد"، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال هجدهم (۱۳۸۹)، شماره ۳.
- [۲۰] رحیمی ب., علی زاده، "تکامل ساختاری، گرمایی و مکانیکی گسل‌های راستا لغز در توده تونالیتی ده نو، غرب مشهد"، شمال شرقی ایران. مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال نوزدهم (۱۳۹۰)، شماره ۴.
- [21] ten Grotenhuis. S.M., Trouw R.A.J., Passchier C.W., "Evolution of mica fish in mylonitic rocks", Tectonophysics (2003) 372:1-21.
- [22] Ramsay J.G, Huber M.I., "The techniques of modern structural geology, V:2: Folds and fractures", ((1987) Academic Press, London.
- [23] Blenkinsop T.G., Treloar P.J., "Geometry, classification and kinematics of S-C fabrics" (1995). Journal of Structural Geology V:17. Pages 397-408.
- [24] Berthier D., Choukroune P., Jegouzo P., "Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone", (1979) Journal of structural geology. V: 1. Pages: 31-24.
- [25] Blenkinsop T.G., "Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks", (2000) Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150 pp.
- [1] Sengör A.M.C., "Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting", Annual Review of Earth and Planetary Sciences 15 (1987) 213-244.
- [2] Stampfli G. M., "Tethyan oceans. In: Bozkurt E., Winchester G. A., Piper G. D. A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area", Geological Society of London, Special Publication (2000) pp. 1-23.
- [3] Stampfli G. M., Borel G. D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons", Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
- [4] Brunet M., Korotaev M. V., Ershov A. V., Nikishin A. M., "The south Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modelling", Sedimentary Geology 156 (2003) 119-148.
- [5] Bagheri S., Stampfli G. M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics 451 (2008) 123-155.
- [6] Ramezani J., Tucker R.D., "The Saghand region, central Iran", U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. American Journal of Science 303 (2003) 622-665.
- [۷] هوشمندزاده ع., نبوی م.ح., "نقشه‌ی ۱/۲۵۰۰۰۰ پهنه‌های دگرگونی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۶۵).
- [۸] نوزعیم ر., "تحلیل دگربرختی گستره کوه سرهنگی در شمال باختر بلوک لوت"، رساله‌ی دکتری، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۹۱).
- [۹] سهندی م.ر., قاسمی م.ر., اختیار آبادی ی., "نقشه زمین-شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ قاسم/آباد"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۹).
- [10] Ruttner A., Nabavi M.H., "Geological map of Ozbak kuh mountain", (1970) scale:1/100000.
- [11] Eftekharneshad J., Ruttner A., Nabavi M.H., "Geological map of Ferdows", (1977), scale:1/250000.
- [12] Sahandi M.R., Baumgartner S., Schmidt K., "Contributions to stratigraphy and tectonics of Zeber-kuh range (East of Iran)", (1983) final report of geodynamic project in Iran, No51, 185-204.