



فصلنامه زمین‌ساخت

تابستان ۱۳۹۸، سال سوم، شماره ۱۰

ریزساختارهای دگرشکلی دینامیک در کانی‌های گنایس چشمی منطقه توتک، پهنه سنندج - سیرجان، ایران

مریم بندخت^۱، ناهید شبانیان بروجنی^{۲*}، علیرضا داوودیان دهکردی^۲، حسین عزیزی^۳، محسن کریمی^۴

- ۱- دانشجوی دکتری پترولوژی دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد.
- ۲- عضو هیأت علمی دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد، شهرکرد.
- ۳- عضو هیأت علمی گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج.
- ۴- دانش آموخته مقطع کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه بیرجند، بیرجند.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۶/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۳/۲۷



چکیده

کمپلکس کوه سفید توتک با روند شمال غرب-جنوب شرق بخشی از پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان جنوبی است و شامل توالی‌هایی است که در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت زیرین دگرگون شده‌اند. گنایس‌های چشمی به‌عنوان یکی از مهم‌ترین واحدهای دگرگونی در این کمپلکس توسط ترکیب کانی‌شناسی کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، آلانیت، اپیدوت، بیوتیت، مسکویت، زیرکن، آپاتیت، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت مشخص می‌شود. رفتار متفاوت بلورهای فلدسپات آلکالن (بیش‌تر شکنا) و پلاژیوکلاز (بیش‌تر شکل‌پذیر) ظاهراً باعث ایجاد بافت چشمی در این گنایس‌ها می‌شود. شواهد دگرشکلی نظیر ماکل‌های دگرشکلی، خاموشی موجی، نوارهای دگرشکلی، چین‌خوردگی و ریزساختاری مانند ماهی میکایی، Window و Bookshelf، Flanking در این گنایس‌ها نشان دهنده تجدید تبلور دینامیک در شرایط دگرشکلی شکل‌پذیر است. هم‌چنین وجود ریزساختارهایی مانند Kinking و مهاجرت مرزانه‌ای مستطیلی شرایط دگرشکلی شکل‌پذیر-شکنا را نشان می‌دهد. شواهد صحرایی و پتروگرافی مانند درشت‌بلورهای متقارن و نامتقارن، برگوارگی، خط‌وارگی، چندرنگی قوی در بیوتیت، بافت ساززینی در بیوتیت، عدم حضور منطقه‌بندی در بلور پلاژیوکلاز، مهاجرت مرزهای دانه‌ای بیان‌کننده تأثیر دگرگونی درجه متوسط در شرایط رخساره آمفیبولیت زیرین و شاید شیست سبز و هم‌چنین بافت پرتیتی، میانبارهایی از کانی‌های آپاتیت و زیرکن در بیوتیت و وجود کانی آلانیت نشانه‌های خوبی برای بیان گنایس‌های با منشأ آذرین (گنایس‌های چشمی) همراه با تأثیر دگرشکلی دینامیک در منطقه است.

کلید واژه‌ها: گنایس چشمی، دگرشکلی شکل‌پذیر، ریزساختار، کوه سفید توتک، پهنه سنندج-سیرجان.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی، بخشی از پهنه ساختاری دما پایین-فشار بالا سنندج-سیرجان است که در بردارنده سنگ‌های رسوبی و ماگمایی است که تحت تأثیر فازهای دگرگونی بعدی قرار گرفته‌اند (شکل ۱). کمپلکس دگرگونی-آذرین کوه سفید توتک که در حدود ۲۵۰ کیلومتری شمال شرق شیراز بین روستاهای هوابرجان و سروستان در حدود 30° تا 53° طول شرقی و 21° تا 30° عرض شمالی واقع شده است، در بردارنده منطقه مورد مطالعه است (شکل ۲). این مجموعه دگرگونی به عبارتی دیگر یک پنجره ساختاری از کمپلکس دگرگونی در کمربند کوه‌زایی زاگرس است که در پهنه جوش خورده، طی برخورد قاره عربی-آفریقا با خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده است و بین دو کمربند افیولیتی خوی-نیریز و نائین-بافت قرار گرفته است (Ghasmi and Tal-bot, 2006).

به طور کلی، پهنه سنندج-سیرجان بخش تکتونوماگمایی و دگرگونی کمربند کوه‌زایی زاگرس است (Stocklin, 1968; Agard et al., 2005) که از رسوبات پالئوزویک تا کرتاسه و سنگ‌های دگرگونی فشار بالا-دمای پایین و فشار پایین-دمای بالا در جنوب خرده قاره ایران تشکیل شده است (Mouthere, 2011). این پهنه به عنوان یک حاشیه فعال در ارتباط با منشور برافزایشی بعد از زمان تریاس در نظر گرفته می‌شود (Sheikholeslami et al., 2008; Hassanzadeh and Wernicke, 2016) و بیش‌ترین شباهت را به هسته‌های دگرگونی پهنه برخوردی آلپ-همیالیا دارد، اما گسترش و توزیع سنگ‌های دگرگونی نسبتاً پراکنده و ناپیوسته است.

اکثر کمپلکس‌های دگرگونی پهنه سنندج-سیرجان به سن پرکامبرین، پالئوزویک (برای بخش‌های پایینی) و حتی مزوزویک نسبت داده شده است (Mohajjel and Fergosen, 1993; Sabzehei, 2000) که در ژوراسیک دگرگون شده‌اند (برای مثال: Davoudian et al., 2016). در این پهنه درجه دگرگونی در حد رخساره شیست سبز و آمفیبولیت پایینی تا بالایی (Berberian and King, 1981) و درجه دگرگونی فشار بالا (Davoudian et al., 2008) گزارش شده است. سنگ‌های رخساره آمفیبولیت کمپلکس‌های دگرگونی طی دگرگونی برگشتی تحت تأثیر یک دگرگونی و دگرشکلی پسرورنده در شرایط رخساره شیست سبز قرار گرفته (برای مثال کمپلکس دگرگونی توتک (Alizadeh et al., 2010)، کمپلکس

پهنه سنندج-سیرجان در حاشیه شمالی صفحه عربی بخشی از کمربند کوه‌زایی زاگرس در ایران است که چندین مرحله دگرگونی، دگرشکلی و ماگماتیسم را در طول نئوپروتروزویک-فانروزویک متحمل شده است (برای مثال: Mohajjel et al., 2003; Shabanian et al., 2018; Tavakoli et al., 2019). دگرگونی و دگرشکلی‌های متفاوتی در نقاط مختلف این کمربند گزارش شده است، از آن جمله: سنگ‌های دگرگونی درجه بالا و میلونیتی واحد یکه چاه در شمال شرق گلپایگان که باتوجه به پدیده میگماتیسی شدن دچار یک مرحله افزایش دما تا رسیدن به ذوب بخشی شده‌اند و سپس دگرگونی پسرورنده را طی سردشدگی پشت سر گذاشته‌اند (هاشمی و همکاران، ۱۳۹۸)، ارتوگنایس‌های کمپلکس دگرگونی شمال شهرکرد که براساس سن‌سنجی به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ کانی مسکویت فنزیتی سن دگرگونی $\text{Ma } 162/8$ را نشان می‌دهد و با توجه به ترکیب شیمیایی مسکویت فنزیتی، روابط ریزساختاری و ترکیب کانی‌شناسی سنگ سن به دست آمده نشان دهنده زمان میلونیتی شدن و هم‌چنین زمان دگرگونی رخساره آمفیبولیت پس از اوج دگرگونی فشار بالا است (داودیان و همکاران، ۱۳۹۶)، توده گرانیتی پل نوغان در شمال غربی شهرستان بوئین میان دشت که دگرشکلی شکل‌پذیر را پشت سر گذاشته و ساختارهای میلونیتی مانند برگوارگی و خطوارگی در آن گسترش یافته است و براساس زمین‌دماسنجی صورت گرفته بر روی کانی‌های بیوتیت و کلریت دمایی بین $398-549^{\circ}\text{C}$ و $231-252^{\circ}\text{C}$ به دست آمده است (عطایی فرد و همکاران، ۱۳۹۴)، این دما با ریزساختارهای ناشی از دگرشکلی موجود در سنگ مانند: مهاجرت مرز دانه‌ای کوارتز از نوع مهاجرت مرز دانه‌ای، چین‌خوردگی در بیوتیت، خاموشی موجی از نوع صفحه شطرنجی، انحلال فشاری در دانه‌های کوارتز و بالشتک دومینویی تطابق دارد (عطایی فرد و همکاران، ۱۳۹۴). منطقه مورد مطالعه براساس تاریخ تکتونیکی پیچیده اعمال شده بر سرزمین ایران دگرگونی و دگرشکلی گوناگونی را متحمل شده است. از آنجایی که بررسی دقیقی بر روی شواهد ریزساختارهای دگرشکلی در سنگ‌های گنایس چشمی منطقه توتک صورت نگرفته است، بنابراین در این پژوهش هدف این است که مکانیزم تشکیل و منشأ این سنگ‌ها در منطقه مورد مطالعه با استفاده از تحولات کانی‌شناسی، ریزساختاری و دگرشکلی موجود مورد بررسی قرار گیرد.



کوه سفید توتک را در برگرفته‌اند و در قسمت‌های زیرین دربرگیرنده متادلریت و رگه‌های سیلیسی است. این شیست‌ها در قسمت‌های فوقانی به آمفیبولیت شیست تغییر می‌یابند. مرمرها دور تا دور منطقه را با توپوگرافی شدید و صخره‌ساز در برگرفته‌اند. واحدهای آمفیبولیت و شیست توپوگرافی بارزی را ایجاد نکرده‌اند. گنایس‌ها نیز متحمل فرسایش شدید شده و ایجاد خاک‌های آرنی کرده‌اند و عمدتاً به‌صورت تپه ماهوری نمود یافته‌اند. توده گنایسی به‌صورت بیضوی کشیده تنها در بخش مرکزی کمپلکس کوه سفید رخنمون دارد که قطعاتی از شیست‌های سیاه رنگ را به‌صورت آنکلاو با ابعاد ۵ Cm تا ۲۰ دربردارند. محل تماس این سنگ‌ها با میکاشیست‌های به‌صورت ناگهانی و غالباً نامشخص است. هم‌چنین رخنمون‌هایی از گرانیت‌های-میلونیتی منتسب به ژوراسیک و دایک‌های آپلیتی نیز در منطقه مشهود است که گنایس‌ها و میکاشیست‌ها را مورد نفوذ قرار داده‌اند (حسینی و همکاران، ۱۳۹۰). گنایس‌ها تحت تأثیر عملکرد نیروهای زمین‌ساختی ناشی از پهنه‌برشی، دگرشکل و میلونیتی شده است که شدت این دگرشکلی متغیر بوده و به‌سمت مرکز توده بیش‌تر می‌شود. این دگرشکلی و میلونیتی‌شدن منجر به ایجاد برگوارگی، خطوارگی میلونیتی، فابریک‌های C و S/C، نوارهای کوارتز و درشت‌بلورهای چشمی در اندازه‌های متغیر از ۲-۵/۰ Cm شده است و ایجاد گنایس‌های چشمی کرده است. عموماً کانی فلدسپار به‌صورت درشت‌بلور نقش درشت‌بلورهای چشمی را ایفا می‌کند. این درشت‌بلورها از نوع S هستند که توسط برگوارگی از بیوتیت و مسکویت فزیتی و نوارهای کوارتز دور زده می‌شوند و جهت حرکت راست‌بر را نشان می‌دهند (شکل ۳ الف). درشت‌بلورهای دیگری از نوع Φ و δ نیز دیده می‌شوند که به‌علت تقارن باله‌ها برای تعیین جهت و نوع حرکت در پهنه‌برشی مناسب نیستند (شکل ۳ ب). در اطراف توده‌های گنایسی رخنمون‌های گسترده‌ای از متاگرانیت‌های میلونیتی نیز مشاهده می‌شود که دارای برگوارگی و خطوارگی هستند. این متاگرانیت‌ها در بخش‌هایی از منطقه همراه با متابازیت‌ها و شیست‌ها یافت می‌شود که دارای مرز مشخص و مستقیم هستند که مورد نفوذ یک گرانیت آپلیت تورمالین‌دار قرار گرفته‌اند (شکل ۳ ج، د). براساس اندازه‌گیری‌های صحرائی صورت گرفته بر روی خطواره میلونیتی سنگ‌های مورد مطالعه، این خطواره‌ها همگی راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق را نشان می‌دهند (جدول ۱) که مشابه با روند ساختاری کمربند کوه‌زایی زاگرس و پهنه سنندج-سیرجان است.

دگرگونی شمال شهرکرد (Davoudian et al., 2008)). در مجموعه توتک نیز رخساره شیست سبز پسروده سبب از بین رفتن و محوشدگی خصوصیات بافتی و کانی‌شناسی رخساره آمفیبولیت شده است (Houshmandzadeh and Soheili, 1990a) و این دو فاز دگرگونی از نوع باروین (فشار متوسط) تشخیص داده شده‌اند (Alric and Virlogeux, 1977; Houshmandzadeh and Soheili, 1990a). فرض بر این است که دگرگونی رخساره آمفیبولیت حوادث کوه‌زایی سیمین زیرین (تریاس میانی-بالایی) و دگرگونی رخساره شیست سبز حوادث کوه‌زایی سیمین بالایی را ثبت کرده است (Houshmandzadeh and Soheili, 1990a) ولی بر مبنای ژئوکرونولوژی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی کانی مسکویت سن دگرگونی 180 Ma به‌دست آمده است که برابر با ژوراسیک زیرین است که در ارتباط با حوادث کوه‌زایی تشکیل کمربند کوه‌زایی زاگرس است (Alizadeh et al., 2010).

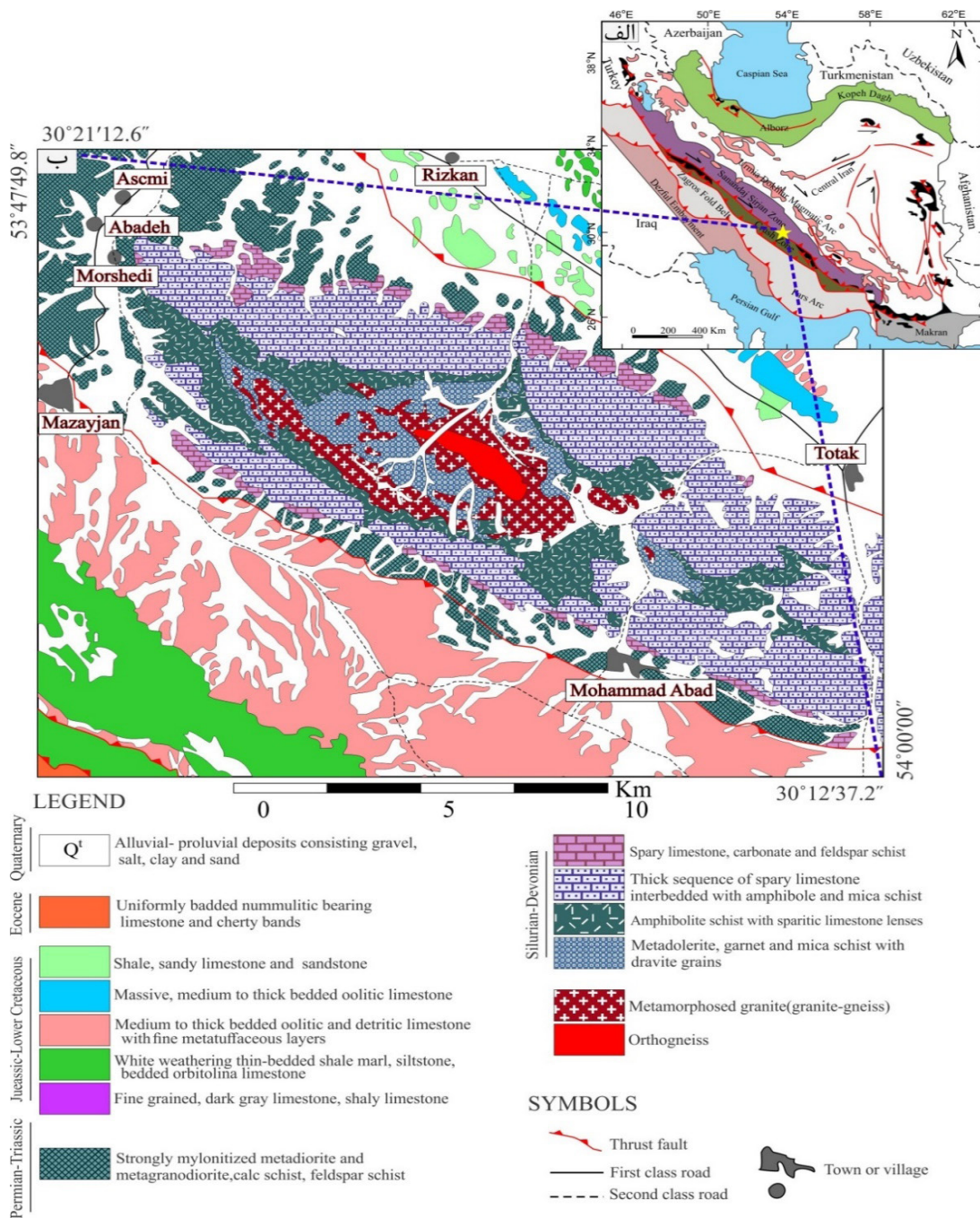
سنگ‌های دگرگونی توتک حاصل دگرگونی در سکانس‌های سنگی رسوبی و ماگمایی است که اکنون به‌صورت توالی شیست، مرمر، آمفیبولیت و گنایس دیده می‌شوند. گنایس‌های چشمی، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در منطقه است که در مرکز کمپلکس قرار دارد و براساس سن‌سنجی U-Pb سن آن 514 ± 24 Ma (کامبرین) است (Hosseini et al., 2012). درجه دگرگونی شیست‌های گارنت-بیوتیت دار منطقه براساس روش‌های زمین‌دما-فشارسنجی در حد رخساره آمفیبولیت تعیین شده است (حسینی و همکاران، ۱۳۹۴). از طرف دیگر بررسی‌های ساختاری بر روی پهنه برشی توتک نشان دهنده یک جهت حرکت راست بر می‌باشد (Alizadeh et al., 2013).

ویژگی‌های صحرائی گنایس توتک

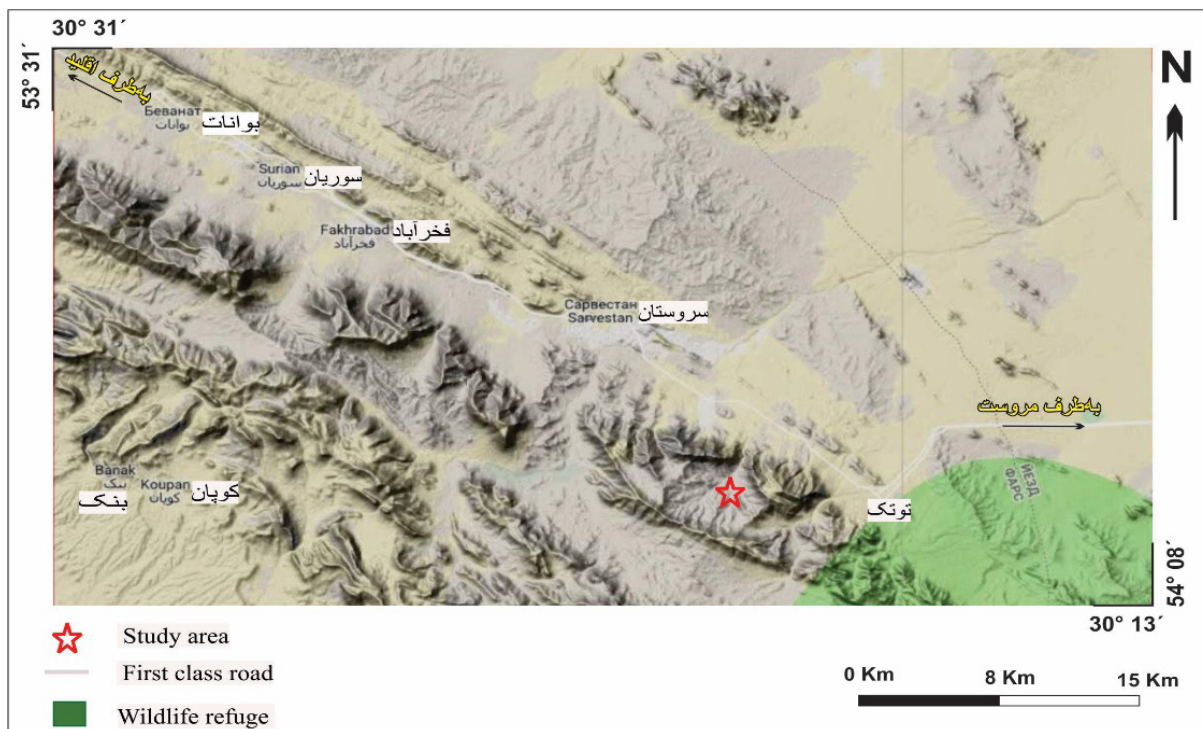
کمپلکس کوه سفید توتک یک پهنه‌برشی است که بین دو گسل مزایجان در جنوب و گسل سوریان در شمال قرار گرفته است. نیروهای زمین‌ساختی مرتبط با پهنه‌های برشی باعث ایجاد برگوارگی و خطوارگی در سنگ‌های منطقه شده است که با اندازه‌گیری شیب و امتداد این ساختارها می‌تواند روند ساختاری پهنه‌برشی را مشخص کرد. سنگ‌های دگرگونی این کمپلکس به ترتیب از پایین به بالا شامل: گنایس و گرانیت گنایس‌ها، میکاشیست‌های سیاه، آمفیبولیت و در نهایت مرمرهای سفید رنگ هستند. میکاشیست‌ها بیش‌ترین وسعت کمپلکس

جدول ۱. خطواره‌های اندازه‌گیری شده در ارتوگنایس‌های منطقه مورد مطالعه.

شماره	زاویه شیب	جهت شیب
۱	۳۵	۲۱۵
۲	۳۵	۰۴۰
۳	۱۵	۰۲۰
۴	۱۰	۰۳۹
۵	۲۰	۲۲۰
۶	۱۰	۰۶۰
۷	۳۵	۰۶۰



شکل ۱. الف) نقشه زمین‌شناسی ایران برگرفته از (Stocklin, 1968)، ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از (اویسی، ۱۳۸۲).



شکل ۲. الف) تصویر DEM راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

پتروگرافی

بر اساس مطالعات پتروگرافی سنگ‌های گنایسی مورد مطالعه دارای بافت لیپوگرانولاستی هستند. ترکیب کانی‌شناختی این سنگ‌ها شامل کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت و کانی‌های فرعی زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، اپیدوت، آپاتیت، زیرکن، آلانیت و اسفن است. کانی‌های بیوتیت و مسکویت بر گوارگی اصلی سنگ را تشکیل می‌دهد. محدوده کلیواژ (M-Domain) شامل: کانی‌های میکا (بیوتیت و مسکویت فزیتی) و محدوده میکرولیتون (Q-Domain) شامل: کانی‌های کوارتز، فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز است. بر گوارگی در آن‌ها از نوع فاصله‌دار با شکل ناهموار و حالت آناستاموزینگ هستند (شکل ۳ه، و). در گنایس‌های مورد مطالعه علاوه بر وجود درشت‌بلورهای نوع S که مناسب تعیین جهت حرکت در زون برشی هستند، شاخص‌های دیگری نظیر ماهی میکایی نیز مشاهده می‌شود که از نوع متوازی‌الاضلاع هستند، اما به تنهایی برای تعیین جهت حرکت مناسب نیستند.

کوارتز: از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ است که دارای اندازه‌های نسبتاً متغیر و متفاوت می‌باشد. گذر از اندازه بزرگ به سمت دانه‌های ریز کوارتز به علت افزایش

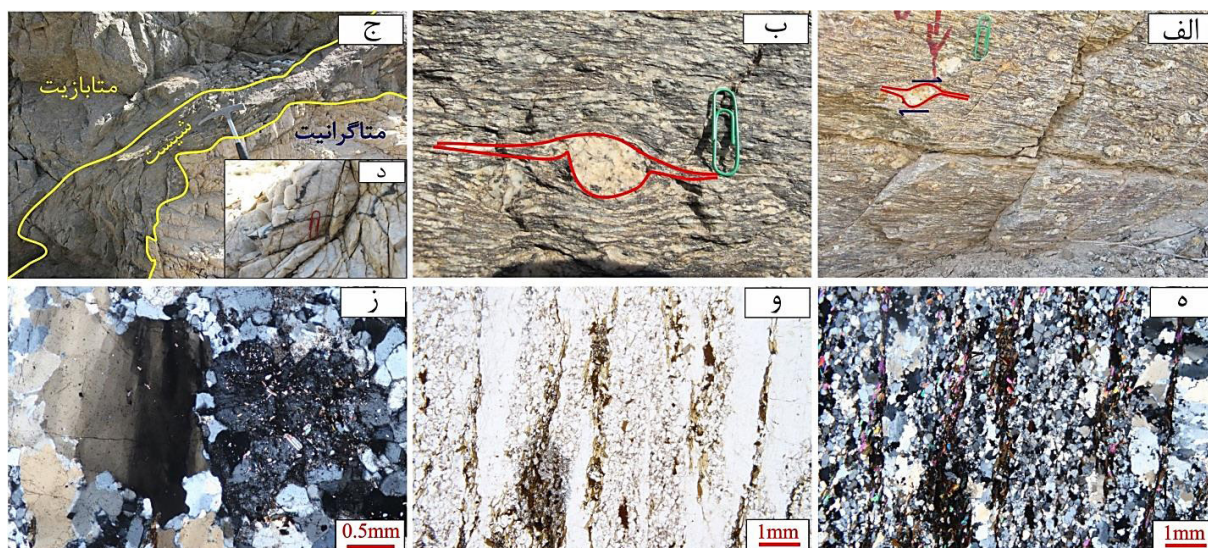
دگرشکلی و تبلور مجدد دینامیکی است (Law et al., 1986). این بلورها خاموشی موجی و خاموشی موجی صفحه شطرنجی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۳ ز). مکانیسم بازسازی و ریزساختارهای تجدید تبلور گوناگون مشاهده شده در کانی کوارتز، به عنوان تابعی از شرایط دگرشکلی، بیان‌کننده گسترش فرآیند تجدید تبلور پلاستیکی یا دینامیکی در این کانی‌ها است. این مکانیسم‌ها ابزار مناسبی برای بررسی تاریخ دگرشکلی، بازسازی ناشی از تغییر شکل اندازه‌ی دانه‌ها، اشکال یا جهت‌گیری‌هایی است که همراه با مقدار کم یا بدون تغییر ترکیب شیمیایی صورت می‌گیرد (Guiloupe and Poirier, 1979).

فلدسپات آلکالن: به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار پرتیت و میکروکلین در اندازه ریز تا متوسط دانه مشاهده می‌شود که دچار تجزیه رسی شده‌اند. میکروکلین با ماکل شبکه یک کانی معمول در سنگ‌های مورد مطالعه است (شکل ۴ الف) که به صورت بلورهای بزرگ، سبب ایجاد بافت چشمی در این گنایس‌ها می‌شود. بلورهای بزرگ‌تر، پرتیتی و معمولاً بی‌شکل هستند (شکل ۴ ب). وجود یک حاشیه از دانه‌های دوباره تبلور شده در اطراف درشت‌بلورها متداول‌ترین شکل دگرشکلی در این بلورها است (شکل ۴ ج). دانه دانه شدن



نسل در سنگ دیده می‌شود: نسل اول به صورت بلورهای بی‌شکل الیگوکلاز با انکلوزیون‌هایی از مسکویت، بیوتیت، کلینوزوئیزیت که فاقد منطقه‌بندی هستند (شکل ۴ و). نسل دوم پلاژیوکلازهایی هستند که باندهای دگرشکلی و یا تشکیل ریزدانه و دانه‌های تجدید تبلور یافته جدید در مرز دانه‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۵ الف). باندهای دگرشکلی و خاموشی موجی مشاهده شده در پلاژیوکلاز به دلیل تخریب شبکه بلورین است که در نتیجه دگرشکلی شدید ایجاد می‌شوند (Barker, 1990). در این بلورها ماکل‌های پلی‌سننتیک دیده می‌شود که دارای انتهای مخروطی و شکسته شده است (شکل ۵ الف).

حاشیه بلور یک ویژگی معمول است؛ ریز دانه‌ها پرتیتی نیستند، و اغلب همراه میرمکیت هستند. چشم‌های فلدسپات آلکالن در حاشیه و یا در طول شکستگی‌های درون بلور توسط بافت میرمکیت جایگزین می‌شود (شکل ۴ د). هم‌رشدی میرمکیتی در ارتباط با دگرشکلی در حالت جامد تشکیل می‌شود (Vernon, 2004; Simpson and Wintsch, 1989). مهاجرت مرزهای دانه‌ای نیز یکی دیگر از فابریک‌های دگرشکلی گسترده در دانه‌های فلدسپات آلکالن است. مرز دانه‌های فلدسپات با مقاومت بیش‌تر به سمت دانه‌های میکا با مقاومت کم‌تر مهاجرت کرده و دانه‌های مستطیلی یا مثلثی شکل را ایجاد کرده است (شکل ۴ ه). پلاژیوکلاز: در اندازه ریز تا متوسط و به صورت دو



شکل ۳. الف) درشت بلورهای چشمی نوع σ ، ب) درشت بلور چشمی نوع δ ، ج) مرز واضح بین متاگرانیت، شیست و متابازیت که مورد نفوذ یک گرانیت آپلیت واقع شده‌اند، د) نمایی نزدیک از گرانیت آپلیت تورمالین‌دار، ه) بر گوارگی فضا‌دار از نوع ناهموار، XPL، و) همان عکس در PPL، ز) خاموشی موجی در کوارتز، XPL.

(شکل ۵ و)، خمیده و حالت Kinking نشان می‌دهند (شکل ۶ الف) (Wilson, 1980; Lister and Snoke, 1984; Bell et al., 1986b). میکاهای سفید برخی اوقات حالت ماهی‌میکایی از نوع متوازی‌الاضلاع را نشان می‌دهند. اپیدوت در سنگ‌های مورد مطالعه به چندین صورت دیده می‌شود:

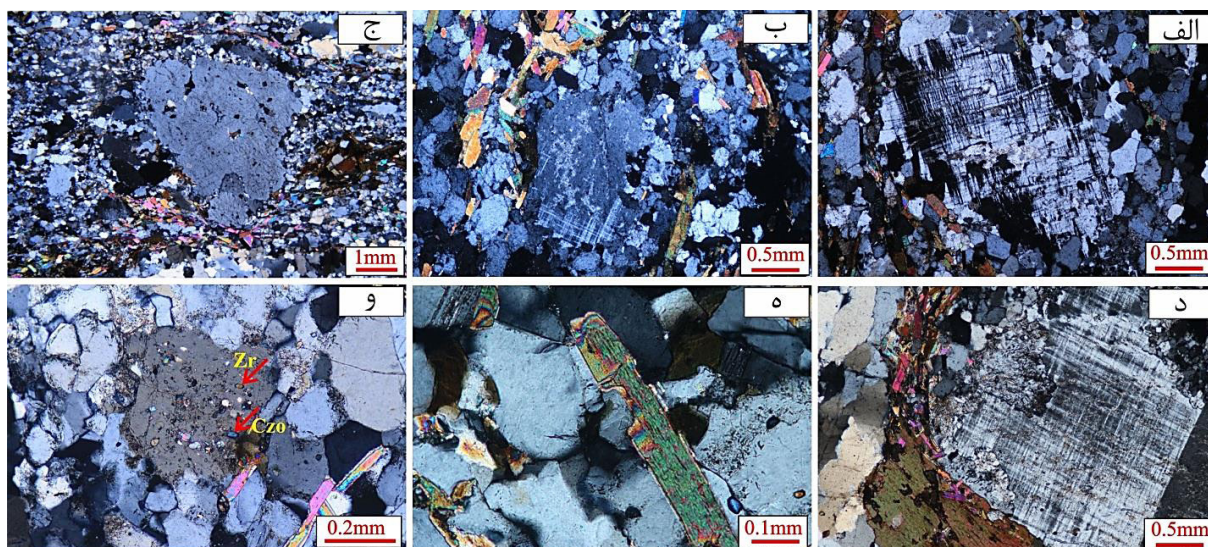
- ۱) به صورت کانی‌های تجزیه‌ای دیده می‌شوند که معمولاً در ارتباط با کانی‌های مافیک است.
- ۲) جایی که حالت نواری وجود دارد اپیدوت در محدوده‌های مافیک فراوان دیده می‌شود که بیان‌کننده بر گوارگی میلونیتی

میکا: به صورت ورقه‌های با اندازه متوسط و گاهی دارای یک دسته رخ خوب هستند. این کانی‌ها ظاهری کشیده دارند و دارای جهت‌یافتگی موازی با بر گوارگی میلونیتی اصلی هستند. بیوتیت‌ها با چندرنگی قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره مایل به قرمز مشاهده می‌شوند. برخی از بیوتیت‌ها حاوی سوزن‌های ریز روئیل هستند که با زاویه حدود 60° یکدیگر همدیگر را قطع نموده‌اند و ایجاد بافت سازئیتی کرده‌اند (شکل ۵ ب) و گاهی به کلریت از نوع پنین تبدیل شده است (شکل ۵ ج، د). بیوتیت‌ها و میکاهای سفید دگرشکل شده شواهد فراوانی از مکانیسم‌های تطابقی مانند خاموشی موجی (شکل ۵ ه)، حالت چین‌خورده



قابل تشخیص هستند. در اطراف آن بلورهای کلینوزویتیزیت دیده می‌شود (شکل ۶ ج). این کانی یکی از کانی‌های فرعی خانواده اپیدوت‌هاست که دارای Fe^{+2} به‌عنوان یکی از سازندگان اصلی است (Deer et al., 1992) و معمولاً در محدوده وسیعی از سنگ‌های دگرگونی و آذرین ایجاد می‌شود (برای مثال: $Gi-$ (Sorensen and Sorensen, 2004)). تبادل شیمیایی آن با کلینوزویتیزیت و اپیدوت باعث می‌شود محل مناسبی برای تجمع عناصر نادر خاکی (REE) در فرآیندهای خاص ماگمایی و دگرگونی باشد (Deer et al., 1986; Pal et al., 2011).

است.
۳) دانه‌های کوچک کلینوزویتیزیت درون بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن (شکل ۴ و)
۴) گزنوبلاست‌های کلینوزویتیزیت یا اپیدوت در آگرگات‌های کوارتز و فلدسپات
۵) بلورهای نسبتاً متوسط یا ایدوبلاست‌هایی در ارتباط با بیوتیت و تیتانیت (شکل ۶ ب)
آلانیت: به‌صورت بلورهای بی‌شکلی است که منطقه‌بندی نشان می‌دهد و با پلئوکروئیسزم قرمز-قهوه‌ای تیره تا روشن



شکل ۴. الف) ماگل مشبک میکروکلین، XPL، ب) میکروکلین پرتیتی، XPL، ج) درشت‌بلور فلدسپات با حاشیه متبلور شده، XPL، د) بافت میرومیکیت در اطراف بلور فلدسپات، XPL، ه) مهاجرت مرز دانه‌ای به‌صورت مستطیلی شکل، XPL، و) پلاژیوکلاز نسل اول همراه با انکلوزیون‌هایی از بلورهای کلینوزویتیزیت، زیرکن، مسکویت، XPL.

(شکل ۶ ز).

ریزساختارها

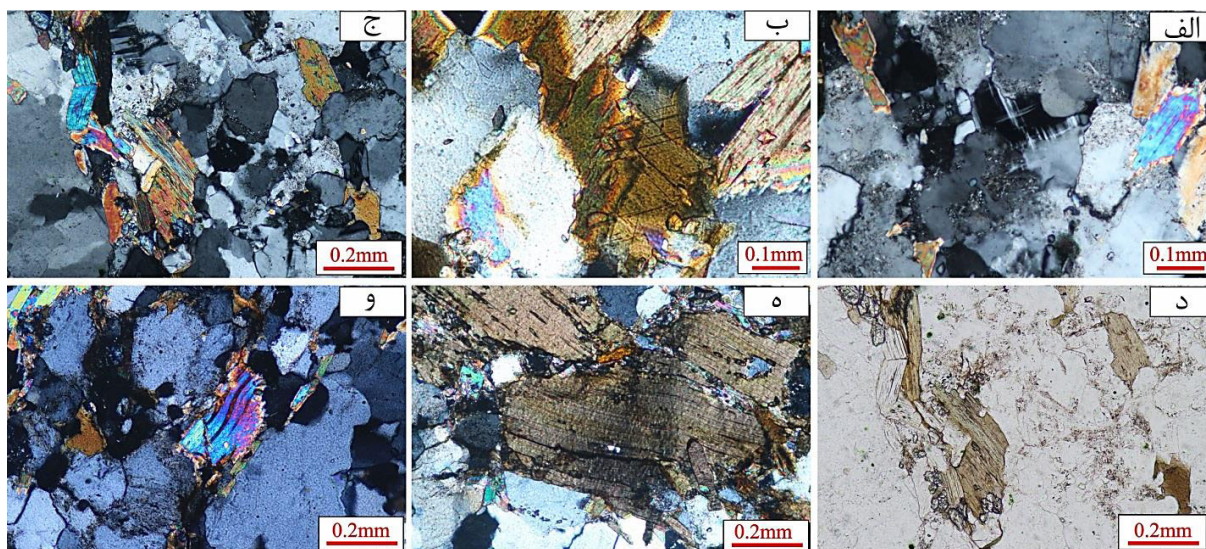
ریزساختار ماهی میکایی: ماهی میکایی، درشت‌بلورهای لوزی‌شکل و بلورهای منفردی هستند که در زمینه ریزدانه سنگ‌های میلوئیتی‌شده وجود دارند و از متداول‌ترین ریزساختارهای شاخص در تعیین نوع برش در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر در نواحی جریان غیر هم‌محور هستند (ten Grotenhuis et al., 2003; Mukherjee and Pal, 2000). معمول‌ترین ساختار ماهی‌شکل، ساختار ماهی میکایی متشکل از بلورهای منفرد میکاهای سفید است که به‌عنوان ماهی میکایی شناخته می‌شود و در گنایس‌های میلوئیتی‌شده و در میلوئیت‌های مشتق‌شده از کوارتزیت‌های میکادار دیده می‌شود (Eisbacher, 1970; Lister and Snock, 1984).

آلانیت، اپیدوت، کلینوزویتیزیت، زوئیزیت، زیرکن و آپاتیت به‌صورت ریز و پراکنده در متن سنگ دیده می‌شوند. اپیدوت یک کانی فرعی محسوب می‌شود که معمول‌ترین نوع آن کلینوزویتیزیت و زوئیزیت است (شکل ۶ د). آپاتیت: کانی است که از لحاظ شکل نیمه‌شکل تا بی‌شکل و به‌صورت مدور دیده می‌شوند. در اندازه متوسط تا ریز دانه هستند. در متن سنگ کم دیده می‌شوند و به‌صورت انکلوزیون در بیوتیت وجود دارند که می‌تواند بیان‌کننده منشاء ماگمایی سنگ مادر باشد (Esmaily et al., 2013). همچنین دارای شکستگی‌های فراوانی هستند که نشان‌دهنده شرایط دگرگونی شدید حاکم بر منطقه است (شکل ۶ ه و). زیرکن: بلورهای زیرکن به‌صورت ریزدانه و نیمه‌شکل تا شکل‌دار هستند که به‌صورت محصور درون بلورهای فلدسپات (شکل ۴ و) و همچنین درون بیوتیت‌ها دیده می‌شوند



ج)، ۲) ماهی میکایی متوازی الاضلاع نوع r که کلیواژهای این نوع ماهی ها یک زاویه با صفحات برش اولیه دارند (شکل ۷د). ماهی میکایی متوازی الاضلاع نوع l قابل مقایسه با گروه ۳ و ماهی میکایی متوازی الاضلاع نوع r قابل مقایسه با گروه ۴ ماهی میکایی ارائه شده توسط ten Grotenhuis و همکاران (۲۰۰۳) است. بلورهای منفرد، در ترکیب‌هایی که ساختار ماهی را بیان می‌کنند، هیچ جهت برشی را نشان نمی‌دهند. این انبوه‌ها به‌عنوان "ساختار ضربدری" در نظر گرفته می‌شود (شکل ۷ه).

تشکیل ماهی میکایی می‌تواند شامل توسعه باله‌ها توسط فرآیندهای تجدید تبلور دینامیکی، کاتاکلاسته و چرخش ماهی باشد (شکل ۷، الف، ب) (Blenkinsop, 2002). در گنایس‌های مورد مطالعه نیز ماهی میکایی مشاهده می‌شود که از آن جمله می‌توان به ماهی میکایی نوع متوازی الاضلاع اشاره نمود. ماهی میکایی نوع متوازی الاضلاع با توجه به جفت مرزهای موازی با صفحه C، به دوزیر گروه تقسیم می‌شوند (Mukherjee, 2011): ۱) ماهی میکایی متوازی الاضلاع نوع l که صفحات کلیواژ این نوع موازی با صفحه C است (شکل ۷



شکل ۵. الف) پلاژیوکلاز نسل دوم به‌همراه ماکل‌های دگرشکلی، XPL، ب) بافت سازئینی در بیوتیت، XPL، ج) کلریتی شدن بیوتیت، XPL، د) همان عکس در PPL، ه) خاموشی موجی در بلور بیوتیت، XPL، و) چین‌خوردگی هم‌زمان بلورهای بیوتیت و مسکوویت، XPL.

و تداوم خصوصیات استرینی نشانه عملکرد تجدید تبلور دینامیکی است. علاوه بر فرآیند بازسازی، فرآیند انتقال مرز دانه‌ای می‌تواند به کاهش چگالی جابه‌جاشدگی در بلورهای دگرشکل شده کمک کند (Poirier, 1985; Dru-ry and Urai, 1990; Jessell, 1987). اتم‌ها در مرز دانه‌ای بلور دگرشکل شده با چگالی جابه‌جاشدگی بالا، به آرامی جابه‌جا می‌شود. این فرآیند باعث جابه‌جایی محلی مرز دانه و رشد بلور کم‌تر دگرشکل شده به‌خرج بلور هم‌جوار بیش‌تر دگرشکل شده می‌شود. این فرآیند می‌تواند طول مرزهای دانه را افزایش دهد و در نتیجه انرژی آزاد درونی بلور درگیر را افزایش دهد، اما کاهش انرژی آزاد درونی که توسط حذف جابه‌جاشدگی‌ها صورت می‌گیرد، بیش‌تر است (Passchier and Trouw, 2005).

ریزساختار Bookshelf: این ریزساختار در نمونه‌های مورد

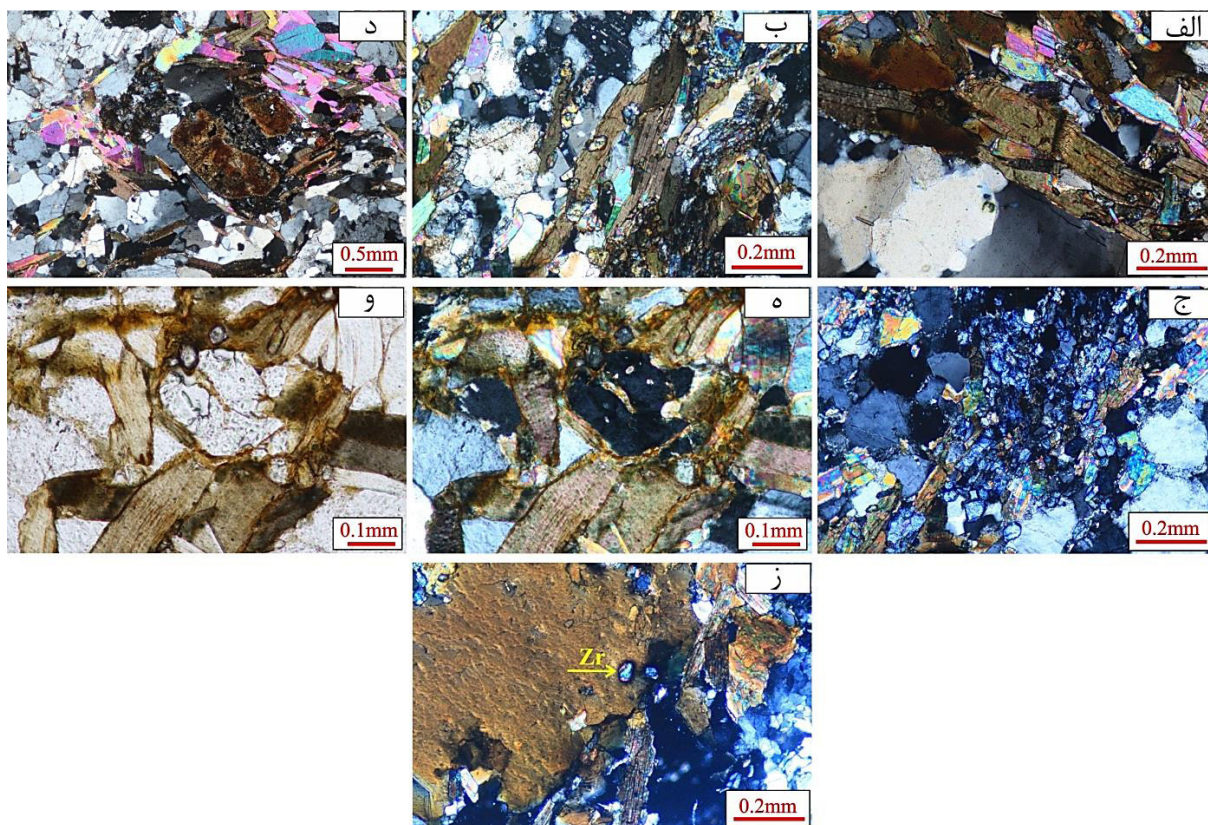
ریزساختار Flanking: کانی ورقه‌ای بیوتیت در راستای کشیدگی توسط یک بلور قطع می‌شود (شکل ۷و). این ریزساختار در مقیاس میکروسکوپی جایی که کانی‌های هسته‌سازی شده، صفحات کلیواژ و حاشیه کانی‌های میزبان را قطع یا منحرف می‌کنند، مشخص هستند (Mukherjee and Koyi, 2009). اشکال نامتقارن متوازی الاضلاعی دانه‌های هسته‌سازی شده در ریزساختار Flanking مشخص کننده برش شکل‌پذیر هستند.

ریزساختار Window: این ریز ساختار در مرز بلورهای فلدسپات و میکا در سنگ‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۷ز) که یک نوع ریزساختار مرزدانه‌ای از نوع GBM است که در درجه حرارت‌های بالا (۷۰۰-۵۰۰ °C) ایجاد می‌شود (Passchier and Trouw, 2005). مرز دانه‌ای مضرس در لنزهای فلدسپات پتاسیم، ساختمان‌های ریزدانه



می‌نمایند. این ریزشکستگی می‌تواند با جهت برش کلی به‌صورت همسو یا ناهمسو باشد که به‌عنوان شاخص تعیین جهت برش در پهنه‌برشی شکل‌پذیر مورد استفاده قرار می‌گیرد (Passchier and Trouw, 2005).

مطالعه در کانی‌های میکا مشهود است (شکل ۷ ح). به‌طوری که درشت‌بلور میکا طی دگرشکلی شکل‌پذیر تمایل به شکسته‌شدن در جهت برش یا صفحات بلورشناختی در ماتریکس اطراف دارند و "لغزش قفسه کتابی" را ایجاد



شکل ۶. الف) ریز ساختار دگرشکلی Kinking در بیوتیت، XPL، ب) بلورهای اپیدوت در ارتباط با بیوتیت و تیتانیت، XPL، ج) بلور بی‌شکل آلانیت، XPL، د) بلورهای زونیزیت و کلینوزونیزیت به‌صورت ریز و پراکنده، XPL، ه) بلور آپاتیت، XPL، و) همان عکس در PPL، ز) بلور زیر کن در بیوتیت، XPL.

بحث

دانه‌ای، بلورهای کوارتز در سنگ‌های مورد مطالعه به یکی از چند حالت زیر مشاهده می‌شود:

۱) برخی دانه‌های کوارتز پدیده برآمدگی مرز دانه‌ای را نشان می‌دهند که حاکی از دگرشکلی دینامیک و احیای مرز دانه‌ای از نوع تبلور دوباره در حرارت پایین ($250-400^{\circ}C$) است (شکل ۷ ت). در دمای پایین در حدود $250-400^{\circ}C$ مهاجرت مرز دانه‌ای محلی است و مرز دانه به‌صورت محدب به درون بلوری با شدت جابه‌جاشدگی بالا وارد می‌شود و بلورهای مستقل، کوچک و جدیدی را تشکیل می‌دهند. این فرآیند به‌عنوان مهاجرت مرز دانه‌ای دما پایین یا برآمدگی مرز دانه‌ای شناخته می‌شود (Baily and Hirsch, 1962; Drury)

بر اساس مطالعات میکروسکوپی و ریزساختاری، دو فرآیند مرز دانه‌ای مشخص در گنایس‌های مورد مطالعه مشاهده می‌گردد که شامل: ۱) مهاجرت مرزهای دانه‌ای موجود و ۲) تشکیل مرزهای دانه‌ای جدید. کانی‌های مختلف رفتار متفاوتی به دگرشکلی دینامیک نشان می‌دهند. به‌طور کلی، با افزایش دما و کاهش تنش جریان، سه مکانیسم مختلف تجدید تبلور در طول دگرشکلی شامل برآمدگی مرز دانه^۱، چرخش ریز دانه^۲ و مهاجرت مرز دانه‌ای^۳ برای دانه‌های کوارتز می‌تواند ایجاد می‌شود (برای مثال: Hirth and Tullis, 1992; Dunlap et al., 1997; Stipp et al., 2002).

1. BLG (Bulging)
2. SGR (Subgrain Rotation)
3. GBM (Grain boundary migration)



مستطیلی شکل و هم از نوع Window را در بر می گیرند و بیان کننده شرایط دگرشکلی شکل پذیر و شکل پذیر شکن هستند. ریزساختار ماهی میکایی شرایط دگرشکلی شکل پذیر را نشان می دهد. به دلیل اینکه میکای سفید در مقایسه با بیوتیت مقاومت بیش تری در برابر دگرشکلی دارد، از این رو معمولاً در سنگ های میلوئیتی تشکیل ماهی میکایی می دهد (Passchier and Trouw, 2005). ریزساختار Flanking مشخص کننده دگرشکلی در شرایط شکل پذیر و بیان کننده ساختارهای صفحه ای یا خطی است که توسط رگه یا شکستگی قطع می شوند. ریزساختار Bookshelf شرایط دگرشکلی شکل پذیر را بیان می کند. این ریزساختار در واقع درشت بلورهای شکسته شده به شکل دومینویی یا قفسه کتابی هستند که این قطعات به طور هم زمان در یک جهت یکنواخت می چرخند و حرکت این قطعات مخالف با جهت برش در ماتریکس است (Passchier and Trouw, 2005). ریزساختار Window در کانی های کوچکی مانند میکاها یکی دیگر از مشخصه های تبلور دوباره، در سنگ های میلوئیتی است. این کانی ها در حقیقت مانع مهاجرت مرز دانه می شوند که منجر به ایجاد دانه های ناهموار با اندازه کوچک تر می شود (Fos-sen, 2010).

بلورهای درشت فلدسپار آلکالن یک ساختار پوشش و هسته را ایجاد می کنند. این بلورهای درشت در حاشیه ریزدانه ها و دانه های دوباره متبلور شده را نشان می دهند که بیان کننده دگرشکلی در حالت جامد و دگرشکل شدن این کانی ها در شرایط دگرگونی درجه بالا (رخساره شیبست سبز بالایی و بیش تر) است (Vernon and Paterson, 2002). در پوشش ها اندازه دانه ها متغیر هستند و از داخل به خارج کاهش می یابند که دلیلی بر تشکیل پوشش توسط چرخش ریز دانه است و از سوی دیگر افزایش میزان تغییر شکل به دور از هسته را نشان می دهد (Bozkurt and Park, 1997)، به طوری که ریزدانه ها در پوشش خارجی ممکن است تحت تأثیر تبلور دوباره همراه با جابه جایی خزشی قرار گیرند. فقدان آثار دگرشکلی در داخل درشت بلورها نسبت به بخش خارجی بیان کننده تفاوت و عدم یکنواختی در عملکرد دگرشکلی است (Pryer, 1993). ماکل میکروکلین مشاهده شده نشانه ای است از تأثیر دگرشکلی دینامیک در شرایط حالت جامد در حد رخساره شیبست سبز است (Vernon, 2004; Bell and Johenson, 1989).

(et al., 1985; Stipp et al., 2002) (هاشمی و همکاران، ۱۳۹۸).
 ۲) برخی بلورهای بزرگ در اثر تبلور مجدد تشکیل دانه های جدید کوچک را می دهند که نشان دهنده تبلور دوباره کوارتزهای قدیمی با انتقال آرام به صورت ریزدانه و جدید دانه است که نشان دهنده تبلور مجدد چرخش ریزدانه است (شکل ۷). این فرآیند در دمایی بالاتر در حدود ۴۰۰-۵۰۰ C از تجدید تبلور از نوع برآمدگی مرز دانه ای رخ می دهد (Lloyd and Freeman, 1994; Stipp et al., 2002). این نوع تجدید تبلور توسط چرخش پیشرونده ریزدانه ها باعث تشکیل دانه های جدید می شود.

۳) دانه های بزرگ کوارتز با شکل نامنظم و با انکلوژیونی از کانی های دیگر (شکل ۷) که حاصل تبلور دوباره ناشی از مهاجرت مرز دانه ای در دماهای بالا که در حدود ۵۰۰-۷۰۰ C (Jessell, 1987; Stipp et al., 2002) هستند. هیچ دانه جدیدی در مرز دانه های کوارتز توسط این مکانیسم تشکیل نشده فقط توسط مهاجرت مرز دانه ای بزرگ دامنه دانه ها رشد کرده اند که باعث ایجاد دانه های بزرگ با شکل نامنظم و با انکلوژیونی از کانی های دیگر شده است. این مهاجرت مرز دانه ای به وسیله دانه های جدید در طول مرزهای دانه ای و همراه با مرزهای مضرسی و کمانی شکل مشخص می شود. براساس شکل ویژه این مرزها به آن ها مرزهای دانه ای جوش خورده نیز گفته می شود که حاکی از مهاجرت مرزها دور از مرکز انحنایشان است (Hirth and Tullis, 1992; Trouw et al., 2010).

۴) گاهی نوارهای کوارتزی به صورت چند ضلعی های شکل دار از بلورهای کوارتز دیده می شود (شکل ۷، ت) که در اثر تبلور مجدد ناشی از کاهش ناحیه مرز دانه ای^۱ در دمای بالاتر از ۷۰۰ °C حاصل می شوند. این مجموعه دارای زاویه ۱۲۰ °C است که نشان دهنده تعادل مرز دانه ای و رشد دانه ها در اثر کاهش انرژی مرز دانه ای و ایجاد اشکال پلی گونال است (Passcher and Trouw, 2005) بنابراین چندضلعی های کوارتز بیان کننده فرآیند تجدید تبلور استاتیک است (Jes-sell et al., 2003).

در سنگ های مورد بررسی ریزساختارهای دیگری در سایر کانی های تشکیل دهنده این سنگ ها مشاهده می شوند که ریزساختارهای ماهی میکایی، Bookshelf، Flanking و ریزساختارهایی که مهاجرت مرز دانه، هم به صورت



در طول تجدید تبلور هم‌زمان با دگرشکلی رفتار بلورهای فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز با هم متفاوت است، به طوری که بلور فلدسپات آلکالن بیش‌تر از پلاژیوکلاز به‌صورت درشت‌بلور خود را نشان می‌دهند. دلیل این امر آن است که تبلور دوباره نه تنها از طریق تغییر شکل بلکه از طریق بی‌ثباتی شیمیایی کانی مادر در طول دگرگونی ایجاد می‌شود. در موارد خاص کانی پلاژیوکلاز مانند دیگر سیلیکات‌های پیچیده، تغییرات ترکیبی اندکی همراه با تبلور دوباره نشان می‌دهد، زیرا تغییرات شیمیایی تحرک جابه‌جاشدگی‌ها را افزایش می‌دهد (Vernon, 1976). از طرف دیگر، تراکم بالای جابه‌جاشدگی‌ها موجب افزایش انتشار یونی می‌شود (White, 1975). به بیان دیگر، درحالی‌که تغییرات ترکیبی دگرگونی پلاژیوکلاز به تبلور دوباره کمک می‌کند، در فلدسپات آلکالن، تحت شرایط دمایی و استرس مشابه، تغییرات ثابت ترکیبی رخ نمی‌دهد و قسمتی از انرژی استرین در ایجاد مکانیزم دوقلویی از بین می‌رود. تفاوت رفتاری بلورهای فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز مهم‌ترین علت وجود بافت چشمی گسترده در گنایس‌هایی است که چشم‌ها منحصراً از بلورهای فلدسپات آلکالن هستند. وجود ماکل‌های دگرشکلی در بلورهای پلاژیوکلاز نشان می‌دهند دگرشکلی دینامیک در محیط حاکم بوده است (Smith, 1974; Jensen and Starkey, 1985; Barker, 1990).

چندرنگی قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره مایل به قرمز در کانی‌های بیوتیت نشانه درجه بالای دگرگونی است (Faye, 1968; Henry and Quidotti, 2002). هم‌چنین، حالت Kinking مشاهده شده در کانی‌های میکا نشان از تشکیل این کانی‌ها در محدوده دگرشکلی دما پایین (محدوده شکنا) دارد (Kanaori et al., 1991) که بیان می‌کند نمونه‌های مورد بررسی در شرایط متفاوت دمایی و فشاری تشکیل شده‌اند و طیفی از شرایط دگرگونی مختلف را نشان می‌دهند. گاهی به کلریت تجزیه شده‌اند که حاکی از یک فاز دگرگونی برگشتی است. بیوتیت‌هایی که بافت ساززینی دارند، فاقد خاموشی موجی و سالم هستند. تشکیل این نوع بیوتیت متأثر از یک فاز دگرگونی جدیدتر است (Simpson and Wintsch, 1989). بیوتیت‌های ساززینی احتمالاً توسط مکانیزم ته‌نشینی تیتان و روتیل و بیوتیت فقیر از Ti به‌صورت تبلور دوباره جهت‌یافته در طول دگرگونی و دگرشکلی از طریق شکست یک بیوتیت غنی از Ca و Ti که تحت شرایط دما بالا ایجاد شده، تشکیل شده است. واکنش شکست بیوتیت غنی از Ca و Ti به بیوتیت تهی از Ca و Ti می‌تواند در طول دگرگونی زمانی که بیوتیت غنی از Ca و Ti دیگر پایدار نیست، ایجاد شود. بنابراین، ته‌نشست روتیل و تیتان در بیوتیت ساززینی در طول دگرگونی رخساره آمفیبولیت یا در ادامه دگرگونی پسرونده در دمای بالاتر از دگرگونی رخساره شیسست سبز رخ

در طول تجدید تبلور هم‌زمان با دگرشکلی رفتار بلورهای فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز با هم متفاوت است، به طوری که بلور فلدسپات آلکالن بیش‌تر از پلاژیوکلاز به‌صورت درشت‌بلور خود را نشان می‌دهند. دلیل این امر آن است که تبلور دوباره نه تنها از طریق تغییر شکل بلکه از طریق بی‌ثباتی شیمیایی کانی مادر در طول دگرگونی ایجاد می‌شود. در موارد خاص کانی پلاژیوکلاز مانند دیگر سیلیکات‌های پیچیده، تغییرات ترکیبی اندکی همراه با تبلور دوباره نشان می‌دهد، زیرا تغییرات شیمیایی تحرک جابه‌جاشدگی‌ها را افزایش می‌دهد (Vernon, 1976). از طرف دیگر، تراکم بالای جابه‌جاشدگی‌ها موجب افزایش انتشار یونی می‌شود (White, 1975). به بیان دیگر، درحالی‌که تغییرات ترکیبی دگرگونی پلاژیوکلاز به تبلور دوباره کمک می‌کند، در فلدسپات آلکالن، تحت شرایط دمایی و استرس مشابه، تغییرات ثابت ترکیبی رخ نمی‌دهد و قسمتی از انرژی استرین در ایجاد مکانیزم دوقلویی از بین می‌رود. تفاوت رفتاری بلورهای فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز مهم‌ترین علت وجود بافت چشمی گسترده در گنایس‌هایی است که چشم‌ها منحصراً از بلورهای فلدسپات آلکالن هستند. وجود ماکل‌های دگرشکلی در بلورهای پلاژیوکلاز نشان می‌دهند دگرشکلی دینامیک در محیط حاکم بوده است (Smith, 1974; Jensen and Starkey, 1985; Barker, 1990).

فقدان بقایای منطقه‌بندی در پلاژیوکلازهای نسل اول می‌تواند نشان‌دهنده یک فاز تجزیه ملکولی قبل از رسیدن به ترکیب فعلی باشد. تغییر شکل در دماهای پایین هم توسط جاننشینی پلاژیوکلاز به‌وسیله آلیت + کلینوزوئیزیت + مسکویت، مشخص می‌شود. احتمال دیگر در نبود بقایای منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز بسته به دگرگونی مستقیم پلاژیوکلاز آذرین دارد. به‌طور کلی، در میان موارد بیان شده می‌توان ترکیب اصلی یا اولیه پلاژیوکلاز را مشخص کرد که به‌طور میانگین نسبت به پلاژیوکلاز موجود، کلسیکی‌تر بوده زیرا کلینوزوئیزیت و اپیدوت فراوان در طول دگرگونی و دگرشکلی تشکیل شده است.

در سنگ‌های میلوئیتی سیمپلکتیت کوارتز-پلاژیوکلاز (بافت میرمیکت) در اطراف درشت‌بلور فلدسپات آلکالن متمرکز شده است. ریزساختار مرتبط با این درشت‌بلورها بیان می‌کند وجوهی که میرمیکت در آن توسعه پیدا کرده است نسبتاً استرس بیش‌تری را تجربه کرده است (Simp-)



نتیجه‌گیری

- تشکیل سوزن‌های روتیل در بیوتیت و ایجاد بافت ساژنیتی در بیوتیت (طی دگرگونی قهقرایی)، بیوتیت فاقد خاموشی موجی؛
 - تجزیه کانی بیوتیت به کلریت؛
 - وجود حاشیه‌ای از دانه‌های دوباره متبلور شده و ریزدانه در اطراف درشت‌بلورهای فلدسپات آلکالن.
 - هم‌چنین شواهد پتروگرافی دال بر وجود یک منشاء آذرین برای این گنایس‌های چشمی که می‌توان نام ارتوگنایس را بر آنها نهاد:
 - ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها؛
 - وجود میان‌بارهایی از کانی‌های فرعی اولیه مانند زیرکن و آپاتیت که در طول رشد بیوتیت در آن به دام افتاده‌اند؛
 - شواهد بافتی حفظ‌شده مانند پرتیتی‌شدن فلدسپات آلکالن؛
 - ایجاد آلانیت ماگمایی.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از حمایت دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در به ثمر رساندن این پژوهش قدردانی می‌کنند.

براساس مطالعات پتروگرافی در گنایس‌های چشمی کمپلکس توتک دگرشکلی‌های متفاوت با درجات متفاوتی مشاهده می‌شود: در محیط شکل‌پذیر و در گستره دمایی ۳۰۰ تا بیش‌تر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد ریزساختارها شامل:
 - خاموشی موجی و خاموشی موجی صفحه شطرنجی در کانی کوارتز به همراه ریزساختارهای مهاجرت مرزدانه‌ای حاصل از مکانیسم‌های مختلف تجدید تبلور در طول دگرشکلی (شامل برآمدگی مرزدانه‌ای، چرخش ریزدانه و مهاجرت مرز دانه‌ای).
 - میرمیکیتی‌شدن و وجود ماکل‌های دگرشکلی در کانی پلاژیوکلاز.
 - چین‌خوردگی در بیوتیت و میکای سفید.
 - ریزساختار Window.
 - ریزساختارهای زیر بیانگر محیط شکل‌پذیر-شکنا هستند:
 - ریزساختار مهاجرت مرزدانه‌ای به صورت مستطیلی‌شکل و Kinking در بلورهای مسکویت و بیوتیت.
 - شواهد پتروگرافی حاکی از اعمال دگرگونی تحت شرایط رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت به همراه دگرشکلی دینامیک بر این سنگ‌ها بوده است که شامل:

منابع

- عطایی فرد، ن.، شبانیان، ن.، داودیان، ع.، ۱۳۹۴. تطابق زمین دماسنجی براساس شیمی کانی و درجه حرارت دگرشکلی توده گرانیت میلونیتی پل نوغان (پهنه سنندج-سیرجان)، مجله پترولوژی، سال ۷، شماره ۲۵، صفحه ۶۵-۸۰
- هاشمی، م.، شبانیان، ن.، داودیان، ع.، عزیززی، ح.، ۱۳۹۸. بررسی سنگ‌نگاری پاراگنایس‌های شمال شرق گلپایگان: میگماتیسی شدن و شواهد گرگونی پسرونده، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲۷، شماره ۱، صفحه ۱۷۹-۱۹۰.
- هاشمی، م.، شبانیان، ن.، داودیان، ع.، عزیززی، ح.، ۱۳۹۸. بررسی تغییرات دمایی و مراحل دگرشکلی با توجه به ریزساختارها و پاراژنز کانیایی در پاراگنایس‌های شمال شهرکرد، فصلنامه علوم زمین، سال ۲۹، شماره ۱۱۴، صفحه ۱۶۵-۱۷۴.
- اویسی، ب.، ۱۳۸۲. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سوریان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسینی، ب.، احمدی، پ.، احمدی، ا.، ۲۰۱۵. بررسی شرایط ترمودینامیکی تشکیل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در کمپلکس توتک (جنوب شرق بوانات)، پترولوژی، ۶، ۲۵-۴۸.
- حسینی، ب.، قربانی، م.، پورمعانی، م.، رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۹۰. سن یابی و تحولات آذرین و دگرگونی تاقدیس کوه سفید توتک در زون سنندج-سیرجان، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۵، شماره ۱۷، صفحه ۱۷-۲۹.
- داودیان، ع.، بندخت، م.، شبانیان، ن.، ۱۳۹۶. سن سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ و شیمی کانی میکای سفید در ارتوگنایس‌های چشمی صادق آباد، شمال شهرکرد (پهنه سنندج-سیرجان)، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱، صفحه ۱۶-۲۶.
- paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of earth sciences, 18(2), 210-265.
- Blenkinsop, T. G., 2002. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Springer Science & Business Media.
- Bozkurt, E., and Park, R. G., 1997. Microstructures of deformed grains in the augen gneisses of southern Menderes Massif (western Turkey) and their tectonic significance. Geologische Rundschau, 86(1), 103-119.
- Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F. and Shabanian, N., 2016. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogen. Gondwana Research, 37, pp.216-240.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E., and Shabanian, N., 2008. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Mineralogy and Petrology, 92(3-4), 393-413.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., 1986. Disilicates and ring silicates (Rock Forming Minerals, Volume 1B). Longman, London, 180, 200.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1992. Epidote group. In: Rock-forming minerals. vol. 1 A, Orthosilicates, 2nd ed., Longman 85-107.
- Drury, M. R., and Urai, J. L., 1990. Deformation-related recrystallization processes. Tectonophysics, 172(3-4), 235-253.
- Drury, M. R., Humphreys, F. T., and White, S. H., 1985. Large strain deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue. Part II: dynamic recrystallisation mechanisms at high temperatures. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 40(3), 208-222.
- Dunlap, W. J., Hirth, G., and Teyssier, C., 1997. Thermomechanical evolution of a ductile duplex. Tectonics, 16(6), 983-1000.
- Eisbacher, G. H., 1970. Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. Geological Society

Reference:

- Abart, R., Heuser, D., & Habler, G. (2014). Mechanisms of myrmekite formation: case study from the Weinsberg granite, Moldanubian zone, Upper Austria. Contributions to Mineralogy and Petrology, 168(5), 1074.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International journal of earth sciences, 94(3), 401-419.
- Alizadeh, A., Martínez, M. L., and Sarkarinejad, K., 2010. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology in a gneiss dome within the Zagros Orogenic Belt. Comptes Rendus Geoscience, 342(11), 837-846.
- Alizadeh, A., Sarkarinejad, K. and Sattarzadeh, Y., 2013. Kinematic vorticity analysis within the Zagros hinterland involved-basement window, Tutak gneiss dome, southwestern Iran. Journal of Tethys: Vol, 1(4), pp.282-290.
- Alric, G., and Virlogeux, D., 1977. Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh-Bid. Bawanat: Chaîne de Sanandaj-Sirjan. Iran (Doctoral dissertation, Université scientifique et médicale de Grenoble).
- Bailey, J. E., & Hirsch, P. B. (1962). The recrystallization process in some polycrystalline metals. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences, 267(1328), 11-30.
- Barker, A. J., 1990. metamorphic textures and microstructures. Blackie, Glasgow, 163.
- Bell, I. A., Wilson, C. J. L., McLaren, A. C., and Etheridge, M. A., 1986b. Kinks in mica: role of dislocations and (001) cleavage. Tectonophysics, 127, 49-65.
- Bell, T. H., and Johnson, S. E., 1989. Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis. Journal of Metamorphic Geology, 7(3), 279-310.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Towards a

- of America Bulletin, 81(7), 2009-2020.
- Esmacily, D., Maghdour-Mashhour, R., Shabani, T., and Ali, A., 2013. Chemical characteristics of biotite from Boroujerd granitoid complex (middle Jurassic), western Iran. *Geopersia*, 3(1), 69-78.
- Faye, G. H., 1968. The optical absorption spectra of certain transition metal ions in muscovite, lepidolite, and fuchsite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5(1), 31-38.
- Fossen, H., 2010. *Structural geology*. Cambridge University Press.
- Ghasemi, A. Talbot, C., J. 2006. new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 683-693.
- Gieré, R., and Sorensen, S. S., 2004. Allanite and other REE-rich epidote-group
- Guillope, M., and Poirier, J. P., 1979. Dynamic recrystallization during creep of single crystalline halite: An experimental study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B10), 5557-5567.
- Hirth, G., and Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of structural geology*, 14(2), 145-159.
- Hosseini, B., Ghorbani, M., Pourmoafi, S. M., and Ahmadi, A. R., 2012. Identification of two different phases of metamorphosed granitoid in Kuh-Sefid Tootak anticline based on U-Pb Age dating. *Geosci. Quarterly J*, 21, 57-66.
- Hassanzadeh, J., and Wernicke, B. P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin arc
- Houshmandzadeh, A., and Soheili, M., 1990a. Description of Eqlid 1: 250,000 scale map, No. G10, Geological Survey of Iran, 157p.
- Jensen, L. N., and Starkey, J., 1985. Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. *Journal of Structural Geology*, 7(5), 527-539.
- Jessell, M. W., Kostenko, O., Jamtveit, B., 2003. The preservation potential of microstructures during static grain growth. *J Metam Geol* 21:481-491
- Jessell, M. W., 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology*, 9(8), 1007-1014.
- Kanaori, Y., Kawakami, S. I., and Yairi, K., 1991. Microstructure of deformed biotite defining foliation in cataclastic zones in granite, central Japan. *Journal of Structural Geology*, 13(7), 777-785.
- Law, R. D., Casey, M., and Knipe, R. J., 1986. Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonites from the Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust zone, NW Scotland. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 77(2), 99-125.
- Lister, G. S., and Snoke, A. W., 1984. SC mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6(6), 617-638.
- Liu, X. I. A. O. C. H. U. N., Dong, S., Xue, H., and Zhou, J., 1999. Significance of allanite-(Ce) in granitic gneisses from the ultrahigh-pressure metamorphic terrane, Dabie Shan, central China. *Mineralogical Magazine*, 63(4), 579-586.
- Lloyd, G. E., and Freeman, B., 1994. Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions. *Journal of Structural Geology*, 16(6), 867-881.
- Massey, M. A., and Moecher, D. P., 2005. Deformation and metamorphic history of the Western Blue Ridge-Eastern Blue Ridge terrane boundary, southern Appalachian Orogen. *Tectonics*, 24(5).
- Mohajjel, M., and Fergusson, C. L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of structural geology*, 22(8), 1125-1139.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., and Sahandi, M. R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4), 397-412.
- Mouthereau, F., 2011. Timing of uplift in the Zagros belt/Iranian plateau and accommodation of late Cenozoic Arabia-Eurasia convergence. *Geological Magazine*, 148(5-6), 726-738.
- Mukherjee, S., 2011. Flanking microstructures from the Zaskar Shear Zone, NW Indian Himalaya. *YES Bull*, 1, 21-29.
- Mukherjee, S., and Koyi, H. A., 2009. Flanking microstructures. *Geological Magazine*, 146(4), 517-526.
- Mukherjee, S., and Pal, P., 2000. Tectonic structures of the Karakoram metamorphic belt, its significance in the geodynamic evolution. Unpublished Report. Summer Undergraduate Research Award. University of Roorkee.
- Pal, D. C., Chaudhuri, T., McFarlane, C., Mukherjee, A., and Sarangi, A. K., 2011. Mineral chemistry and in situ dating of allanite, and geochemistry of its host rocks in the Bagjata Uranium Mine, Singhbhum Shear Zone, India—implications for the chemical evolution of REE mineralization and mobilization. *Economic Geology*, 106(7), 1155-1171.
- Passchier, C. W., and Trouw, R. A., 2005. *Microtectonics*. Springer Science & Business Media.
- Poirier, J. P., 1985. Creep of crystals: high-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press.
- Pryer, L. L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of structural Geology*, 15(1), 21-36.
- Putirka, K. D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.
- Sabzehi, M., Ravan, J. R., Amini, B., Eshraghi, S. A., Mahabadi, S. A., and Seraj, M., 1993. Geologic map of the Neyriz quadrangle H-11, Scale, 1: 250000, 1 sheet. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Scoates, J. S., and Chamberlain, K. R., 1995. Baddeleyite (ZrO₂) and zircon (ZrSiO₄) from anorthositic rocks of the Laramie anorthosite complex, Wyoming: Petrologic consequences and U-Pb ages.
- Shabani, N., Davoudian, A. R., Dong, Y., and Liu, X., 2018. U-Pb zircon dating, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios from Azna-Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj-Sirjan zone of western Iran. *Precambrian Research*, 306, 41-60.
- Shau, Y. H., Yang, H. Y., and Peacor, D. R., 1991.

- On oriented titanite and rutile inclusions in sagenitic biotite. *American Mineralogist*, 76(7-8), 1205-1217.
- Sheikholeslami, R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H., Hashem Emami, M., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj- Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 504-521.
- Simpson, C., Wintsch, R. P., 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *J Metam Geol* 7:261-275
- Smith, J. V., 1974. Feldspar minerals: in three volumes. 2. Chemical and textural properties. Springer.
- Stipp, M., StuEnitz, H., Heilbronner, R., and Schmid, S. M., 2002. 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(12), 1861-1884.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Tavakoli, N., Davoudian, A. R., Shabani, N., Azizi, H., Neubauer, F., Asahara, Y., and Bernroeder, M., 2019. Zircon U-Pb dating, mineralogy and geochemical characteristics of the gabbro and gabbro-diorite bodies, Boein-Miandasht, western Iran. *International Geology Review*, 1-19.
- Ten Grotenhuis, S. M., Trouw, R. A. J., and Passchier, C. W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics*, 372(1-2), 1-21.
- Trouw, R. A., Passchier, C. W., and Wiersma, D. J., 2010. *Atlas of Mylonites-and related microstructures*. Springer Science & Business Media.
- Vernon, R. H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences*, 5(2), 1-23.
- Vernon, R. H., 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge university press, United Kingdom, 116, 549P.
- Vernon, R. H., 1976. *Metamorphic processes*. Allen and Unwin, London.
- White, S., 1975. Tectonic deformation and recrystallisation of oligoclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50(4), 287-304.
- Vernon, R. H., and Paterson, S. R., 2002. Igneous origin of K-feldspar megacrysts in deformed granite of the Papoose Flat Pluton, California, USA. *Visual Geosciences*, 7(1), 1-28.
- Wilson, C. J. L., 1980. Shear zones in a pegmatite: a study of albite-mica-quartz deformation. *Journal of Structural Geology*, 2(1-2), 203-209.
- Yui, T. F., Shen, P., and Liu, H. H., 2001. Titanite inclusions in altered biotite from granitoids of Taiwan: microstructures and origins. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(1-2), 165-175.

Dynamic deformation micro-structures in the minerals from augen gneiss of Tutak region, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran

Maryam Bendokht¹, Nahid Shabaniyan Boroujeni^{2*}, Alireza Davoudian Dehkordi², Hossein Azizi³, Mohsen Karimi⁴

1. Ph.D student of petrology, Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran.
2. Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran.
3. Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran.
4. MSc in Tectonic, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand.



Abstract:

Kuh-Sefid Tutak complex is a part of the southern Sanandaj-Sirjan metamorphic zone with the Northwest-Southeast trend and consists of sequences that have been undergone greenschist to lower amphibolite facies metamorphism. Augen gneisses, as one of the most important of metamorphic units in the complex, are characterized by mineralogy composition of quartz, plagioclase, alkali-feldspar, allanite, epidote, biotite, muscovite, zircon, apatite, zoisite, and clinozoisite. The different behavior of alkali feldspar (more brittle) and plagioclase (more ductile) during deformation and metamorphism in these gneisses apparently to be a principal cause for the formation of the augen texture. Evidence of the deformation such as deformation twinning, undulose extinction, deformation lamellae, folding and microstructures like mica fish, bookshelf, flanking, Window indicate dynamic recrystallization under ductile deformation. Moreover, the presence of kinking and grain migration microstructures show the condition of ductile-brittle deformation. Field and petrographic evidence such as symmetric and asymmetric porphyroclasts, foliation, lineation, strong pleochroism in biotite, sagenitic biotite, no zoning in plagioclase, grain boundary migration indicate the effect of medium metamorphism in greenschist to lower amphibolite facies and moreover, perthitic texture, accessory minerals such as apatite and zircon as trapped in biotite, as well as presence of allanite, are good indicators for the gneisses to display their igneous origin (Augen gneisses) along with the effect of dynamic deformation in the region.

Keywords: Augen gneiss, Ductile deformation, Microstructure, Kuh-Sefid Tutak, Sanandaj-Sirjan Zone.

* Nahid.shabaniyan@gmail.com