

## ریزساختارهای دگرشکلی در لویکوگرانیت میلونیتی غرب یزد

مهناز خدای<sup>۱\*</sup>، مریم بندخت<sup>۲</sup> و ناهید شبانیان بروجنی<sup>۳</sup>

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه یزد، یزد، ایران

۲- دانش‌آموخته دکترا پترولوژی، دانشکده علوم زمین و منابع طبیعی، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین و منابع طبیعی، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

نویسنده مسئول: khodami\_m@yazd.ac.ir \*

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۲/۵/۳

دریافت: ۱۴۰۲/۳/۸

## چکیده

توده لویکوگرانیت میلونیتی در غرب یزد و در حاشیه گرانیت شیرکوه رخنمون دارد. منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیم‌بندی زمین‌ساختاری ایران در بلوک یزد، ایران مرکزی قرار گرفته است. بر اساس مطالعات پتروگرافی کانی‌شناسی عمده این سنگ‌ها شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلازیوکلاز می‌باشد. کانی‌های مسکویت همراه با بیوتیت، تورمالین، روتیل، آلانیت، زیرکن، تیتانیت، اپیدوت نیز به مقدار کم‌تر در برخی نمونه‌ها وجود دارند. آثار دگرشکلی و متاسوماتیسم در این سنگ‌ها به صورت تبلور مجدد همراه با مهاجرت مرز دانه، ریزساختارهای مهاجرت مرز دانه، خاموشی موجی، ماکل‌های دگرشکلی، خمش و چین خوردگی در میکا، هم‌رشدی بلورها (مانند بافت گرافیکی)، مسکویت شدن هم‌جهت بیوتیت و آلپیتی شدن هم‌جهت، بافت پرتیتی و میلونیتی مشاهده می‌شوند. با توجه به شواهد بیان شده، لویکوگرانیت‌های میلونیتی مورد مطالعه در گستره دمایی ۲۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تحت تأثیر حوادث پس از ماگماتیسم مانند رخدادهای دگرشکلی و دگرگونی قرار گرفته‌اند و در طی این رخدادها با حضور سیال دچار دگرسانی و متاسوماتیسم نیز شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: لویکوگرانیت، میلونیت، متاسوماتیسم، دگرشکلی پویا، بلوک یزد

## ۱- پیشگفتار

جابجایی خزشی نیاز دارد. در حین جابجایی خزشی انرژی داخلی بخاطر ایجاد عیوب ساختاری فراوان در شبکه بلور افزایش می‌یابد که منجر به مهاجرت مرزدانه و تشکیل بلورهای نوظهور بدون نقص می‌شود و فرآیند تبلور مجدد را توسعه می‌دهد. اگر دما، به اندازه کافی بالا باقی بماند، این بلورهای نوظهور، رشد کرده، جایگزین دانه‌های اولیه دگرشکل شده و در نهایت سنگ با جهت‌یافتگی ترجیحی بلوری ایجاد می‌شود (هولنزو همکاران، ۲۰۱۸). تبلور مجدد پویا با رسیدن به بازه دمایی تجدید تبلور کانی‌های اولیه یا پروتولیتی در طی رویدادهای تکتونوترمال (گرما-زمین‌ساختی) رخ می‌دهد. بازخورد بین فرآیندهای دگرشکلی، تبلور مجدد پویا و توسعه جهت‌گیری ترجیحی، تأثیر عمیقی بر رفتارشناسی و ناهمسانگردی بسیاری از کانی‌ها می‌گذارد (لیچاگین و همکاران، ۲۰۲۰). ریزساختارهای دگرشکلی، تجدید تبلور پویا و متاسوماتیسم بصورت انواع تبلور مجدد همراه با مهاجرت مرز دانه، خاموشی موجی و تخته شطرنجی، ماکل‌های دگرشکلی، هم‌رشدی و جان‌شینی کانی‌ها در سنگ‌ها ثبت می‌شوند. از

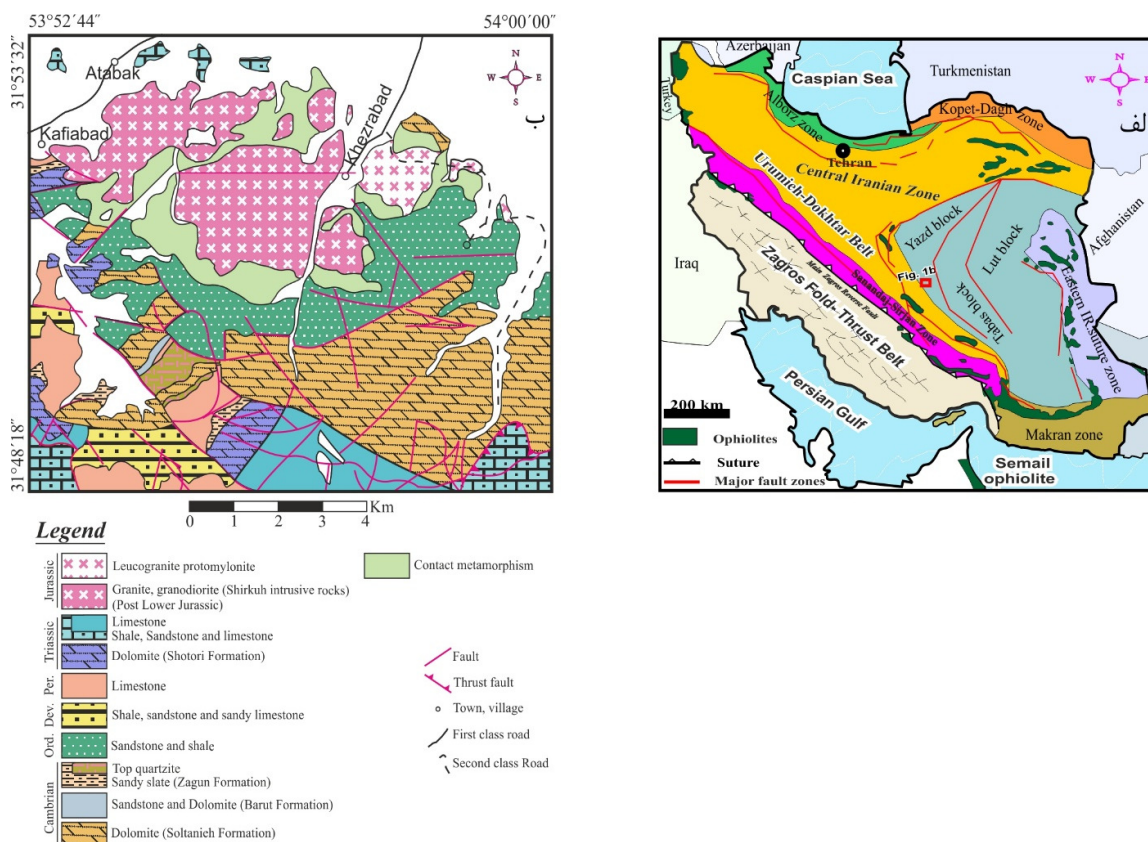
توده‌های گرانیتوئیدی در پهنه‌های زمین‌ساختاری با پیشینه تکتونوماگمائی پیچیده اغلب رخدادهای دگرگونی، دگرسانی، دگرشکلی و متاسوماتیسم متعددی را متحمل می‌شوند و شواهد این رخدادها را می‌توان با بررسی دقیق پتروگرافی در کانی‌ها و بافت سنگ جستجو و مشاهده کرد. بررسی این ریزساختارها، بافت‌ها و همیافتی کانی‌های مختلف در سنگ کلید شناخت بسیاری از فرآیندهای تکتونوماگمائی در تاریخچه سنگ‌شناسی منطقه است. این ریزساختارها می‌توانند در شرایط نیمه ماگمائی تا حالت جامد پس از تبلور رخ دهند (فازیو و همکاران، ۲۰۲۰). دگرشکلی شامل طیف وسیعی از فرآیندها از جمله جابجایی خزشی، انحلال-ته‌نشینی مجدد و لغزش مرزدانه (تشدید شونده با مذاب) است. سازوکارهای دگرشکلی به اندازه دانه، نرخ تنش و مقدار مذاب موجود در زمان تنش بستگی دارد. تغییر قابل توجه در شکل و اندازه دانه، یا ایجاد جهت‌گیری ترجیحی در بلورهای سنگ، به رخداد انحلال-ته‌نشینی مجدد و یا تبلور مجدد پویا همراه با

پالئوزوئیک، اوایل مزوزوئیک (مانند ایران، تورید-آناتولی) از گندوانا جدا شده‌اند. پوسته قاره‌ای این زون فرآیندهای مختلفی از جمله باز و بسته شدن اقیانوس‌های پالئوتتیس و نفوتتیس را تحمل کرده است. باز شدن این اقیانوس‌ها به ترتیب در اردوئیسین و پرمین پسین رخ داده است. زمان بسته شدن پالئوتتیس، ژوراسیک و همچنین شروع فرورانش نفوتتیس به زیر سندج سیرجان در ابتدای ژوراسیک (داوودیان و همکاران، ۲۰۱۶) در نظر گرفته شده، ولی در مورد زمان بسته شدن اقیانوس نفوتتیس اتفاق نظر وجود ندارد برخی زمان برخورد را در کرتاسه و برخی میوسن و یا حتی جوان‌تر در نظر می‌گیرند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ اشتامپلی و بول، ۲۰۰۲؛ علوی ۲۰۰۴؛ داوودیان و همکاران، ۲۰۱۶؛ خدای، ۲۰۱۹). فرورانش نفوتتیس باعث تشکیل توده‌های گرانیتی در خرده‌قاره ایران مرکزی شده است از جمله گرانیتوئید شیرکوه که در تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین در بلوک یزد تشکیل و پی-سنگ کادومین منطقه را قطع کرده است. سنگ‌شناسی اصلی منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های رسوبی پراکامبرین پسین تا کامبرین پیشین، شیل و ماسه‌سنگ‌های پالئوزوئیک، سنگ‌های دگرگونی، توده‌های آذرین کامبرین، گرانیت شیرکوه به سن تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین و توده‌های جوان‌تر قطع‌کننده آن به سن نفوژن است (شکل ۱ ب). در حاشیه گرانیت شیرکوه برونزدهایی از گرانیت وجود دارد که با رنگ روشن از سنگ‌های اطرافشان مشخص می‌شوند. دیگر ویژگی خاص آن‌ها درشت بلورهای مشخص روشن فلسیک (کوارتز یا فلدسپار) در زمینه سفید تا کرمی‌رنگ و نبود یا فراوانی ناچیز کانی‌های تیره است. این سنگ‌ها دچار دگرشکلی شده‌اند ولی نمود این دگرشکلی به دلیل مقادیر کم بیوتیت و کانی‌های تیره و همراهی بلورهای درشت تا بسیار درشت فلدسپار و کوارتز بندرت در صحرا قابل مشاهده است. در برخی قسمت‌های توده، لکه‌های تیره‌ای از تجمع کانی تورمالین دیده می‌شود، همچنین درزه‌های متعدد در آن‌ها وجود دارد. مطالعات پیشین، این سنگ‌ها را متعلق به بعد از ژوراسیک و فاز تفریق یافته شیرکوه می‌دانند (شیبی و همکاران، ۲۰۱۰). اما شواهد صحرائی نشان می‌دهد که گرانیت شیرکوه این سنگ‌ها را قطع کرده و از نظر ساخت نیز با آن‌ها متفاوت است (شکل ۲ الف، ب، پ).

آنجا که بسیاری از بافت‌ها و ریزساختارهای مشاهده شده در مطالعات پتروگرافی منعکس‌کننده رخداد‌های دگرشکلی، دگرسانی و متاسوماتیسم می‌باشد و مطالعات تحلیلی کانی‌شناسی، بافت و ریزساختارها می‌تواند تاثیر و شدت فرآیندهای دگرشکلی و متاسوماتیسم در منطقه و شرایط حاکم بر سنگ‌های ماگمایی پس از تبلور را پیش‌بینی کند. لذا، در این پژوهش عمده‌ترین ویژگی‌های صحرائی و پتروگرافی لویکوگرانیت‌های میلیونیتی شده جنوب غرب یزد با تمرکز بر روی ریزساختارهای تغییر شکل ارائه می‌شوند.

## ۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در ۳۵ کیلومتری غرب یزد، واقع شده است که از نظر پهناوندی زمین‌ساختاری ایران، متعلق به بلوک یزد در خرده قاره ایران مرکزی است. بلوک یزد که در پرکامبرین بخشی از شمال گندوانا بوده است رخداد‌های ماگمایی و دگرگونی پیچیده‌ای را در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی متحمل شده است (شکل ۱ الف). بخش میانی ایران مرکزی، که خرده قاره ایران مرکزی نامیده می‌شود از سه بلوک یزد، طبس و لوت تشکیل شده است. این بلوک‌ها با گسل‌های امتداد لغز از هم جدا می‌شوند. خرده قاره ایران مرکزی یک کمان قاره‌ای در حاشیه شمالی گندوانا بوده که در اواخر نفوپروتوزوئیک و اوایل کامبرین از آن جدا و به سمت جنوب اوراسیا تغییر مکان داده است. بلوک یزد نیز در اثر شکست این خرده قاره و ریفتینگ در پشت کمان تشکیل شده است. در این زمان ماگماتیسیم از نوع کمان (کادومین) پی سنگ منطقه را به وجود آورده است. فعالیت حوضه پشت کمان در اوایل پالئوزوئیک شروع و سنگ‌های ماگمایی کادومین در اثر فرورانش اقیانوس پروتوتتیس به زیر حاشیه شمالی گندوانا تشکیل شده‌اند که باعث ماگماتیسیم و ظهور توده‌های گرانیتوئیدی (از جمله توده خشومی، زیرگان و زرین) در بلوک یزد شده است (رضانی و تاکر، ۲۰۰۳؛ نوری و همکاران، ۲۰۲۱ و ۲۰۲۲). لویکوگرانیت‌های میلیونیتی دارای ریزساختارهای دگرشکلی واضح در زمین گزارش شده‌اند (نوری و همکاران، ۲۰۲۱ و ۲۰۲۲) که مرتبط با این فرورانش می‌باشند. با باز شدن اقیانوس‌های رانیک، پالئوتتیس و نفوتتیس قطعات کادومین ابتدا در اوایل پالئوزوئیک (مانند توران و تاریخیم) و سپس در اواخر



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه پهنه‌بندی زمین ساختاری ایران (با تغییرات از علوی، ۱۹۹۱؛ شهابیان و همکاران، ۲۰۱۸) و (ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه (با تغییرات از خدایی و همکاران، ۲۰۲۱).

Fig. 1. a) The map of structural zones of Iran and the situation of the region in the map (Modified after Alavi, 1991; Shabanian et al., 2018) b) The geological map of area (Modified after Khodami et al., 2021).



شکل ۲. الف) تصویر صحرایی از درزه‌ها و تجمع تورمالین در لوکوگرانیت میلونیتی مورد مطالعه، (ب) قطع‌شدگی لوکوگرانیت میلونیتی توسط گرانیت شیرکوه و (پ) درشت بلورهای مشخص کوارتز و فلدسپار در نمونه دستی لوکوگرانیت میلونیتی

Fig. 2. a) Field photograph of mylonitic leucogranite with joints and the patches of tourmaline b) Field relationship between Shirkuh granite and studied leucogranite c) The quartz and feldspar phorpyroclast in mesoscopic scale.

### ۳- مواد و روش‌ها

پس از جمع‌آوری اطلاعات، مطالعه نقشه زمین‌شناسی، گزارش‌های زمین‌شناسی منطقه و استفاده از تصاویر ماهواره‌ای رخنمون‌های مناسب جهت بازدید صحرایی انتخاب و نمونه‌برداری از آن‌ها انجام گرفت. به منظور بررسی شرایط حاکم بر تبلور و دگرشکلی دینامیکی، مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک میکروسکوپی انجام و از نظر کانی‌شناسی، بافت و ریزساختارها مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفتند.

### ۴- نتایج

#### ۴-۱- پتروگرافی

لویکوگرانیته‌ها مورد بررسی در مطالعات پتروگرافی از نظر کانی‌شناسی تنوع زیادی ندارند و ساخت شبه پورفیری و میلونیتی دارند. این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار، ناهم بعددانه، با مرز ناصاف و بین‌زبان‌های نسبت به هم هستند. کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند و قطر بلورهای درشت کوارتز و فلدسپار گاهی به ۱ سانتی‌متر می‌رسد. کانی‌های مسکویت همراه با بیوتیت، تورمالین، کلینووزویت-اپیدوت، روتیل، آلانیت، زیرکن، تیتانیت، به‌عنوان کانی‌های فرعی در برخی نمونه‌ها و به مقدار کمتر حضور دارند. فازهای ثانویه متداول که توسط دگرسانی و دگرشکلی ایجاد می‌شوند شامل سریسیت، مسکویت حاصل از بیوتیت و اکسیدهای آهن و تیتانیم‌دار هستند. بلورهای درهم رشد کرده فلدسپارپتاسیم (میکروکلین و ارتوز)، پلاژیوکلاز و هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار به‌صورت محلی دیده می‌شوند. دانه‌ها گاهی دارای شکستگی و کشیدگی می‌باشند و بافت میلونیتی ایجاد می‌کنند (شکل ۳ الف). بخاطر فراوانی کم کانی‌های میکائی و تیره یا دگرشکلی ناهمگن در منطقه نمونه‌برداری، جهت‌یافتگی ترجیحی کلی (به جز در چند نمونه) و همچنین فابریک‌های مربوط به درشت بلورهای متقارن و نامتقارن، سایه فشاری، برگرگی و خطوارگی واضح در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود. بخش اعظم این سنگ‌ها به عنوان پروتومیلونیت در نظر گرفته شدند. بلورهای سنگ اولیه در پروتومیلونیت‌ها حفظ شده و بافت شبه پورفیری ایجاد می‌کنند (ترکیان و همکاران، ۲۰۱۴). اما برخی از

نمونه‌ها نیز خصوصیات میلونیت را نشان می‌دهند. با وجود آن که برخی این گرانیته‌ها را حاصل تفریق گرانیتوئید شیرکوه می‌دانند اما اغلب بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها در گرانیته شیرکوه مشاهده نمی‌شود. مطالعه تفصیلی کانی‌شناسی این سنگ‌ها بدین شرح است:

**کوارتز:** این کانی با اندازه‌های متغیر از نسبتاً ریز تا نسبتاً درشت از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها می‌باشد. این بلورها خاموشی موجی و شکستگی داشته که بیان‌کننده تأثیر دگرشکلی پویا می‌باشد (بارکر، ۲۰۱۳) (شکل ۳ الف، ب، پ). انواع مرز دانه بلور و تبلور مجدد در کوارتزهای این سنگ‌ها قابل تشخیص است. شکستگی داخل بلورهای کوارتز گاهی با بلورهای ریزدانه کوارتز و فلدسپار پر شده است که نشان دهنده جریان تقریباً ماگمائی<sup>۱</sup> است (هیبارد، ۱۹۸۷؛ ورنون، ۲۰۱۸) (شکل ۳ الف، ب، پ).

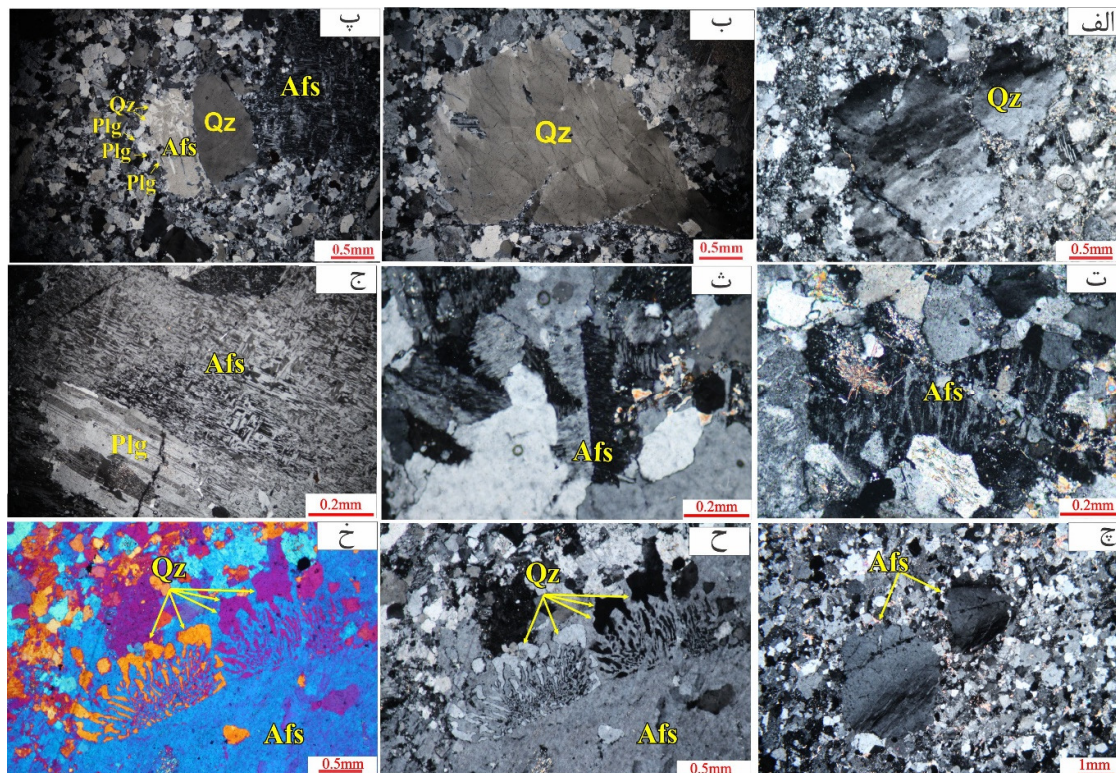
**آلکالی‌فلدسپار:** این کانی درشت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌داری را ایجاد می‌کند که اغلب دارای بافت پرتیتی، از نوع لخته‌ای و رشته‌ای هستند (شکل ۳ ت، ث) که به ترتیب نشان‌دهنده دگرشکلی در شرایط تقریباً ماگمائی و رخساره شیست‌سبز است (ورنون، ۲۰۱۸؛ پریر و رایبن، ۱۹۹۵). بسیاری از بلورهای آلکالی‌فلدسپار دارای تجزیه سریسیتی و رسی هستند که نشانه تنش تکتونیکی می‌باشد در برخی بلورها ماکل کارلسباد (شکل ۳ ث) و در برخی ماکل مشبک (شکل ۳ ج) مشاهده می‌شود. خاموشی موجی یکی دیگر از اشکال دگرشکلی مشاهده شده در این کانی است (شکل ۳ چ). همچنین گاهی در اطراف برخی از این بلورها هم‌رشدی فلدسپار و کوارتز (مانند میرمکیت) ایجاد شده است که در ادامه به شرح آن‌ها پرداخته می‌شود (شکل ۳ پ، ح، خ).

**پلاژیوکلاز:** این کانی بیشتر به‌صورت بلورهای ریز تا متوسط دانه دارای ماکل پلی‌سنتتیک با انتهای مخروطی، متقاطع، خمیده و شکسته مشاهده می‌شود که این ماکل از نظر ریخت‌شناسی از نوع مکانیکی یا دگرشکلی می‌باشد (اسمیت، ۲۰۱۲). پلاژیوکلاز به‌صورت درشت‌بلور سریسیتی شده نیز دیده می‌شود (شکل ۴ الف، ب). خاموشی موجی در پلاژیوکلازها نیز قابل مشاهده است که به علت تخریب شبکه بلورین در اثر دگرشکلی شدید ایجاد می‌شود. در این بلورها گاهی حالت خمیدگی ناشی از دگرشکلی دیده می‌شود (شکل ۴ الف).

<sup>11</sup> Submagmatic

فلدسپار و پلاژیوکلاز (سریسیت) تشکیل می‌دهند (شکل ۴ الف و ب). سریسیت‌های حاصل از دگرسانی فلدسپارها گاهی درشت دانه‌اند. برخی از میکاهای سنگ حاصل مسکویت‌شدن بیوتیت هستند. همچنین، خاموشی موجی و خمیدگی که نشانه رخداد دگرشکلی است (لیستر واسنوک، ۱۹۸۴؛ بل و همکاران، ۱۹۸۶)، در این بلورها دیده می‌شود (شکل ۴ ث، ج).

گاهی مهاجرت بلورهای پلاژیوکلاز به سمت دانه‌های میکا با مقاومت کمتر قابل تشخیص است که مرزهای مهاجرت یافته این دانه‌ها مستطیلی یا مثلثی شکل هستند (شکل ۴ ت). این کانی گاهی در حال تبدیل به فلدسپار پتاسیم است (شکل ۴ پ، شکل ۳ ج). میکای سفید: این کانی به صورت بلورهای بی‌شکل با اندازه ریز تا کمی متوسط با یک دسته رخ دیده می‌شود. مسکویت‌های ثانویه تیغه‌های ریز بروی بلورهای آلکالی



شکل ۳. الف) بافت میلونیتی همراه با خاموشی موجی صفحه شطرنجی در بلور کوارتز، XPL. ب) کوارتز با خاموشی موجی و شکستگی‌های پر شده با کوارتزهای ریزدانه و فلدسپار، XPL. پ) کوارتز و آلکالی فلدسپار با بافت میرمکیتی در حاشیه آلکالی فلدسپار، XPL. ت) پرتیت از نوع رشته‌ای، XPL. ث) ماگل دوتایی در بلور آلکالی فلدسپار با بافت پرتیت از نوع لخته‌ای، XPL. ج) ماگل مشبک در آلکالی فلدسپار، XPL. چ) خاموشی موجی در درشت بلورهای آلکالی فلدسپار، XPL. ح) هم‌رشدی کوارتز فلدسپار، XPL. خ) همان عکس با وارد کردن تیغه ژیبس و تبعیت جهت هم‌رشدی با آلکالی فلدسپار اولیه. (کوارتز Qz، پلاژیوکلاز Plg، آلکالی فلدسپار Afs)

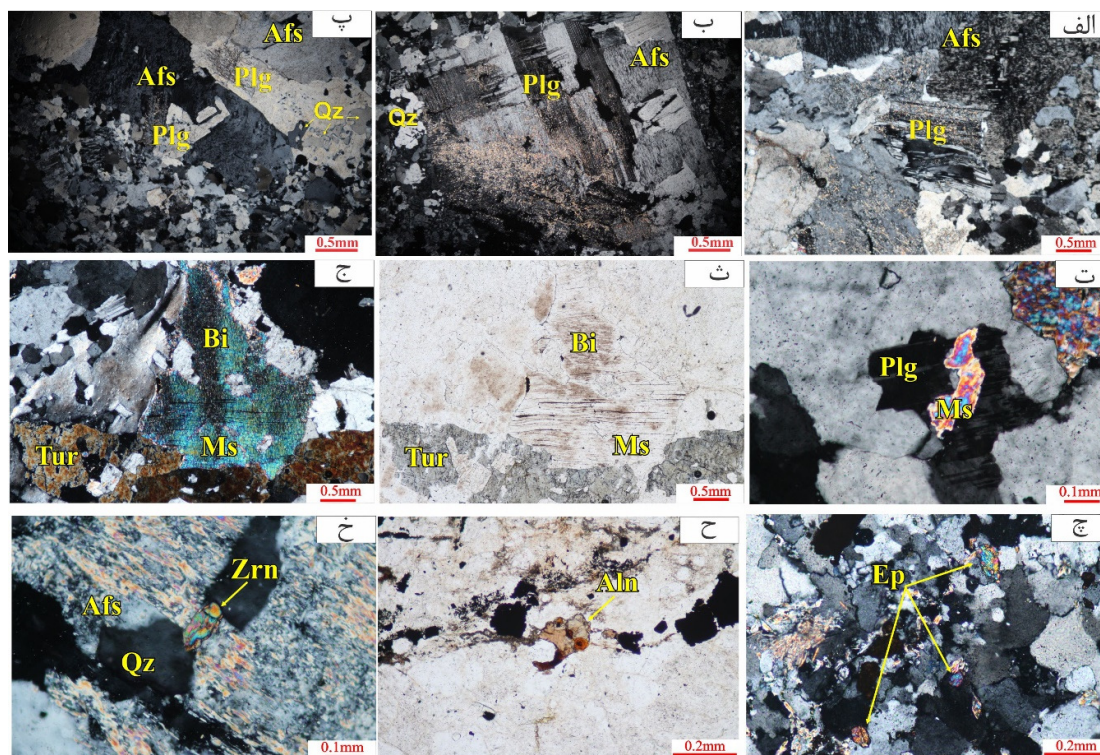
Fig. 3. Mylonitic texture and undulose, chessboard extinction in quartz XPL, b) undulose extinction and fractures filled with fine grain quartz and feldspar in quartz XPL, c) quartz and Alkali feldspar and myrmekite texture in border of quartz XPL, d) strings perthite XPL, e) Carlsbad twinning in alkali feldspar with patch perthite XPL, f) Tartan twinning in alkali feldspar XPL, g) undulose extinction alkali feldspar XPL, h) Simultaneous crystallization of quartz and feldspar XPL i) the "h" image with gypsum plate XPL. (Qz: Quartz, Plg: Plagioclase, Afs: Alkali feldspar)

می‌شود که در بیشتر موارد با دانه‌های کوارتز هم مرز است (شکل ۴ ث، ج). تشکیل تورمالین همراه با حذف میکاها رخ داده است. اپیدوت: این بلور دارای چندرنگی ضعیفی (قهوه‌ای مایل به زرد) است و نزدیک به کانی‌های ورقه‌ای مشاهده می‌شود. این کانی در برابر دگرشکلی مقاوم است

کانی‌های فرعی شامل تورمالین، اپیدوت، کلینوئوزیتریت، آلانیت، زیرکن، روتیل، تیتانیت و اپاک بصورت ریز، پراکنده و بی‌شکل و به مقدار کم (کمتر از ۵ درصد) در متن سنگ دیده می‌شوند. بلورهای تورمالین با چندرنگی سبز تا سبز متمایل به سیاه در برخی از این لوئیکوگرانیت‌ها دیده

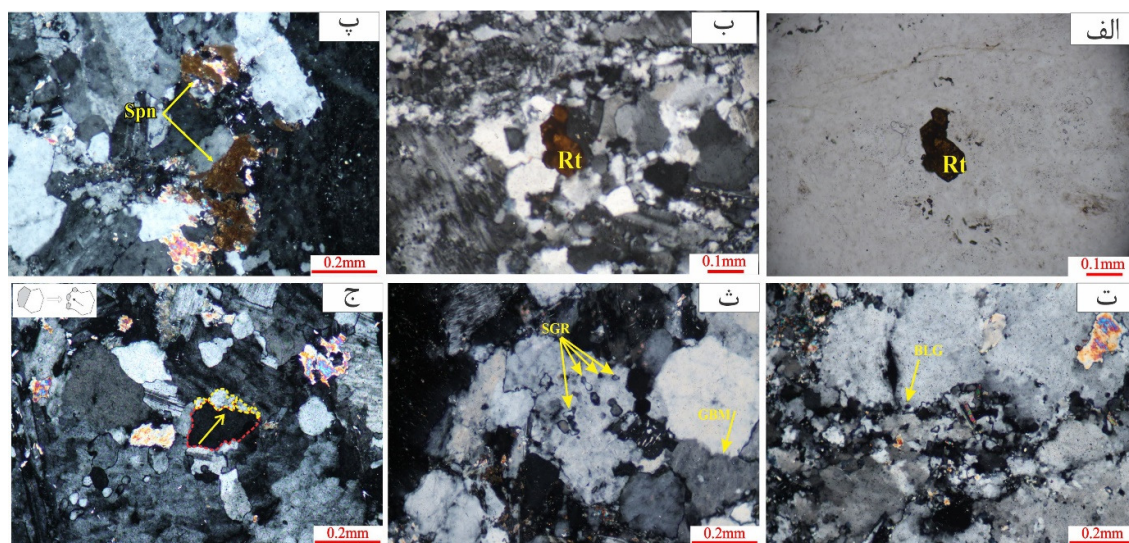
متوسط، گاه ماکل زانوئی نشان می‌دهند و گاهی از حاشیه در حال تبدیل شدن به تیتانیت هستند (شکل ۵ الف و ب). روتیل کانی فشار بالاییست که در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود و با کاهش فشار در دمای ثابت به ایلمنیت و در اثر کاهش فشار و دما به تیتانیت (اسفن) تبدیل می‌شود. بلورهای تیتانیت بی‌شکل، ریزدانه تا متوسط دانه امکان دارد از تجزیه روتیل ایجاد شده باشند (شکل ۵ پ). کانی‌های اپاک نیز به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و احتمالاً از انواع آهن تیتانیوم دار مانند همتایت و ایلمنیت در این نمونه‌ها قابل مشاهده هستند. بلورهای ایلمنیت گاهی توسط پوشش نازکی از تیتانیت احاطه شده‌اند که ناشی از دگرگونی پسرونده است (گالان و ماکروس، ۲۰۰۰).

و به صورت قطعه قطعه و خردشده در متن سنگ حضور دارد (شکل ۴ ج). آلانیت یکی دیگر از اعضا خانواده اپیدوت است که اغلب بلورهای بی‌شکل آن در حال تجزیه به اپیدوت و تیتانیت است و در اطرافش کانی کدری تشکیل شده که احتمالاً ایلمنیت است (شکل ۴ ح) گاهی نیز در اطراف مسکویت دیده می‌شود. این کانی که دارای عناصر نادر خاکی و رادیواکتیو است معمولاً در گرانیتهای متا تا پرآلومینیوس متبلور می‌شود و نشانه فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تشکیل است (پتربیک و بروسکا، ۱۹۹۴؛ بروسکا، ۲۰۰۳). این کانی همچنین در شرایط دگرگونی به وجود می‌آید. بلورهای زیرکن در این سنگ‌ها کمی کشیده، نیمه‌شکل‌دار و فاقد هاله متمایک هستند (شکل ۴ خ). بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار روتیل با اندازه ریز تا کمی



شکل ۴. الف) ماکل دگرشکلی و خمیدگی در ماکل بلورهای پلاژیوکلاز با تجزیه سریسیتی و هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار، XPL. ب) درشت بلور پلاژیوکلاز با ماکل دگرشکلی و در حال سریسیتی شدن و هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار در حاشیه آن، XPL. پ) جانشینی فلدسپار آلکان در پلاژیوکلاز و هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار در حاشیه پلاژیوکلاز مجاور، XPL. ت) مهاجرت مرز دانه‌ای از نوع مستطیلی فلدسپار، XPL. ث) مسکویت شدن بیوتیت همراه با خمیدگی و خاموشی موجی در کنار بلور تورمالین، XPL. ج) همان عکس در PPL. چ) بلورهای اپیدوت به صورت پراکنده، XPL. ح) بلور آلانیت، PPL. خ) بلور زیرکن، XPL. کوارتز Qz، پلاژیوکلاز Plg، آلکانی فلدسپار Afs، مسکویت Ms، بیوتیت Bi، تورمالین Tur، اپیدوت Ep، آلانیت Aln، زیرکن (Zrn).

Fig. 4. a) Deformation twinning and kinking in sericitized plagioclase and quartz-feldspar intergrowth XPL, b) sericitized plagioclase porphyroblast with deformation twinning and kinking at border of plagioclase XPL, c) the replacement of plagioclase by alkali feldspar and rim of quartz feldspar intergrowth XPL, d) rectangle grain boundary migration in feldspar XPL, e) Muscovitization of biotite with kinking and undulose extinction, and tourmaline mineral XPL, f) the image "e" in PPL, g) Epidote minerals XPL, h) Allanite mineral XPL, i) Zircon mineral XPL (Qz: Quartz, Plg: Plagioclase, Afs: Alkali feldspar, Mu: Muscovite, Bi: Biotite, Tur: Tourmaline, Ep: Epidote, Aln: Allanite, Zrn: zircon)



شکل ۵. الف) روتیل با ماکل زانویی، PPL. ب) همان تصویر در XPL. پ) بلورهای تیتانیت، XPL. ت) مهاجرت مرز دانه در بلور کوارتز از نوع XPL. BLG. ث) مهاجرت مرز دانه‌ای در بلورهای کوارتز به صورت XPL، SGR، GBM. ج) ریزساختار XPL، Left-over. روتیل (Rt). تیتانیت یا اسفن (Sph).

Fig. 5. a) Rutile with geniculate twinning PPL, b) the image "a" in XPL, c) Titanite minerals, d) BLG grain boundary bulging in quartz XPL, e) SGR subgrain rotation and GBM grain boundary migration in quartz, f) Left-over microstructure XPL (Rt: Rutile, Sph: Sphane or Titanite).

## ۵- بحث

### ۵-۱- ریزساختارهای دگرشکلی

با توجه به مطالعات پتروگرافی بسیاری از بافت‌ها و ریزساختارهای مشاهده شده حاکی از رخداد دگرشکلی در یک بازه دمایی است که منجر به تبلور مجدد پویا در سنگ‌های مورد مطالعه، شده است. کانی‌هایی مانند کوارتز تحت تأثیر تبلور مجدد خمیری یا پویا، ریزساختارهای متفاوتی را نشان می‌دهند که تشکیل و توسعه این ریزساختارها با افزایش دما و کاهش تنش رخ می‌دهد. کوارتز در تعیین شرایط دگرشکلی، حین و بعد از میلیونیت شدن از اهمیت زیادی برخوردار است (ورنون، ۲۰۱۸؛ اونا و همکاران، ۲۰۱۳). با وجود اینکه کوارتز در برابر بسیاری از تنش‌های تکتونیکی کانی مقاومی است اما جابجاشدگی‌های ملایمی در اثر دگرشکلی در آن رخ می‌دهد و افزایش تدریجی این جابجایی‌ها در یک بلور همراه با انرژی حاصل از تنش موجب تبلور مجدد پویا و حتی جهت‌گیری ترجیحی می‌گردد. تبلور مجدد در این بلورها انواع مهاجرت مرزهای دانه ایجاد می‌کند.

کوارتز: بررسی ریزساختارهای مشاهده شده در کانی کوارتز لویکوگرانیته‌های مورد مطالعه بیانگر گسترش

فرآیند تجدید تبلور خمیری و پویا در این کانی است. ریزساختارهای تبلور مجدد دینامیکی کوارتز در دمای حدود  $250-400^{\circ}\text{C}$  به شکل پدیده مهاجرت مرز دانه‌ای محلی از نوع برآمدگی یا بولگینگ<sup>۱</sup> BLG نشان می‌دهند که حاکی از دگرشکلی پویا و احیای مرز دانه‌ای از نوع تبلور مجدد در حرارت پایین می‌باشد (بلنکینسوپ، ۲۰۰۲؛ پسچیر و تورو، ۲۰۰۵). این نوع مهاجرت مرز دانه بیشتر در امتداد مرزهای دانه‌های قدیمی و در اتصالات سه گانه رخ می‌دهد (شکل ۵ ت). مرزهای دانه‌ای محدب ممکن است از دانه میزبان جدا شوند و با تشکیل مرزهای ریزدانه، دانه‌های مستقل کوچک و جدید تشکیل دهند (استیپ و همکاران، ۲۰۰۲). در دمای حدوداً  $400-500^{\circ}\text{C}$  تجدید تبلور از نوع چرخش ریزدانه<sup>۲</sup> SGR رخ می‌دهد. این نوع مهاجرت مرز دانه ناشی از تجدید تبلور بلورهای بزرگ و تشکیل دانه‌های جدید کوچک است که نشان‌دهنده تبلور دوباره کوارتزهای قدیمی با انتقال آرام به شکل نیم‌دانه و دانه‌های جدید می‌باشد (شکل ۵ ث). این فرآیند زمانی اتفاق می‌افتد که جابجاشدگی‌های مداوم به مرزهای ریزدانه اضافه و تجدید تبلور توسط چرخش پیشرونده ریزدانه‌ها باعث تشکیل دانه‌های جدید می‌شود (نیشیکاوا و

<sup>2</sup> Subgrain rotation

<sup>1</sup> Bulging

وجود چند نوع مرز دانه در یک کانی یک سنگ می‌تواند نشانه دگرشکلی ناهمگن و ناهمسانی تنش وارده باشد. فلدسپار: بلورهای درشت آلکالی فلدسپار کانی‌های مقاومی هستند که تحت تاثیر دگرشکلی در شرایط جامد قرار گرفته‌اند (ورنون، ۲۰۱۸). بافت پرتیتی یکی از ویژگی‌های مشاهده شده در این بلورهاست که حاصل عدم اختلاط فازهای غنی از سدیم و پتاسیم در آلکالی فلدسپار است (شکل ۳ ت، ث) (کالینز، ۱۹۹۸؛ کردی و همکاران، ۲۰۲۰). انواع پرتیت می‌توانند در نتیجه فرآیندهای برون‌رستی<sup>۶</sup> و واکنش‌های جایگزینی (مانند انحلال و تهنشینی مجدد) ظاهر شوند و از نظر اندازه، شکل و جهت متفاوت باشند (لانگ و همکاران، ۲۰۲۱). برخی عوامل فیزیکی و شیمیایی مانند فشار سیال (مانند بخار آب، دی‌اکسیدکربن)، دما و عمق ماگما، نیز در تشکیل پرتیت مؤثر است. در سیستم دوتایی فلدسپارهای پتاسیم و سدیم با نقطه مینیمم، بعد از تبلور اولیه آلکالی فلدسپار و درجه حرارت کم‌تر از منحنی سالووس، برون‌رستی آلیت در حالت جامد به شکل دانه‌های کوچک، رشته یا رگه‌هایی در داخل آلکالی فلدسپار رخ می‌دهد. بافت پرتیتی به سرعت سرد شدن ماگما و محتوای آب بستگی دارد (ورنون، ۲۰۱۸؛ سامادر و همکاران، ۲۰۲۰؛ کردی و همکاران، ۲۰۲۰). همچنین پرتیت می‌تواند در شرایط دگرشکلی ایجاد شود (حاج علی اوغلو و شکاری، ۲۰۱۶) و نشان‌دهنده تغییر شکل در حضور سیال و جابجایی یون‌های پتاسیم و سدیم باشد. پرتیت در حالت اخیر در اثر کاهش حجم فلدسپار پتاسیم در اثر دگرشکلی و به دنبال آن تبدلات کاتیونی حین دگرشکلی به وجود می‌آید. پرتیت نوع لخته‌ای را به دگرشکلی در شرایط تقریباً ماگمایی و پرتیت نوع رشته‌ای را به شرایط رخساره شیست سبز مربوط می‌دانند (پریر و رایین، ۱۹۹۵؛ ورنون، ۲۰۱۸). وجود ماکل مشبک نیز می‌تواند نشانه دگرشکلی در حالت جامد و حاصل تغییر ساختار منوکلینیک ارتوز به تری‌کلینیک میکروکلین در اثر تنش و ایجاد ماکل‌های پری‌کلین و آلیتی در فلدسپار پتاسیم و در نهایت ماکل مشبک باشد (فیتزجرالد، ۱۹۸۲). تشکیل آلکالی فلدسپار به‌خرج پلاژیوکلاز، ماکل‌های تغییرشکل یافته پلاژیوکلاز، مهاجرت مرز دانه از نوع مستطیلی شکل از ریزساختارهای

همکاران، ۲۰۰۴؛ پسچیر و تورو، ۲۰۰۵). از سوی دیگر کاهش اندازه دانه‌ی ناشی از این تبلور مجدد ممکن است به خاطر فرآیندهای دگرشکلی حساس به اندازه دانه باعث تضعیف تنش کلی شود (لیچاگین و همکاران، ۲۰۲۰). از مهاجرت‌های مرز دانه‌ای دیگری که در این محدوده دمایی رخ می‌دهد می‌توان به مهاجرت مرز دانه‌ای از نوع باقیمانده<sup>۳</sup> اشاره کرد (شکل ۵ ج). اگر یک بلور بطور تقریباً کامل توسط دانه مجاور خود جایگزین شود دانه‌های باقیمانده با جهت یکسان می‌توانند به عنوان بقایای یک دانه بزرگ قدیمی تفسیر شوند که توسط یک بلور مجاور به طور ناقص رشد کرده است (جسیل، ۱۹۸۷؛ پسچیر و تورو، ۲۰۰۵). در دماهای حدود ۷۰۰-۵۰۰°C، تحرک مرز دانه‌ها به حدی افزایش می‌یابد که مرزهای دانه‌ها می‌توانند از کل بلورها عبور کنند تا جابجاشدگی‌ها و احتمالاً مرزهای ریزدانه‌ها را در فرآیندی به نام تبلور مجدد مهاجرت مرز دانه در دمای بالا<sup>۴</sup> GBM حذف کنند (یورای و همکاران، ۱۹۸۶؛ استیپ و همکاران، ۲۰۰۲). این نوع مهاجرت مرز دانه‌ای توسط حضور دانه‌های جدید در طول مرزهای دانه‌ای، همراه با مرزهای مضرسی و کمانی شکل مشخص می‌شود (شکل ۵ ث). که براساس ظاهر خاصشان به آن‌ها مرزهای دانه‌ای جوش خورده نیز گفته می‌شود و مهاجرت مرزها دور از مرکز انحنایشان می‌باشد (هرث و تالیس، ۱۹۹۲). در دماهای بالاتر از ۷۰۰°C مهاجرت مرز دانه‌ای از نوع GBAR<sup>۵</sup> رخ می‌دهد. کاهش سطح کل مرزهای دانه در سنگ می‌تواند انرژی آزاد داخلی دانه را کاهش دهد بنابراین، مرزهای دانه‌ای به صورت دانه‌های بزرگ و چند ضلعی با مرزهای مستقیم تغییر شکل می‌دهند. این فرآیند مهاجرت مرز دانه که منجر به رشد دانه، صاف شدن مرز دانه و در نهایت کاهش سطح مرز دانه در حالت ایستا می‌شود را مهاجرت مرز دانه‌ای از نوع GBAR می‌گویند. مرز این بلورها دارای زاویه ۱۲۰° است که نشان‌دهنده تعادل مرز دانه‌ای و رشد دانه‌ها در اثر کاهش انرژی مرز دانه‌ای و ایجاد اشکال چندضلعی می‌باشد (شکل ۶ الف) (پسچیر و تورو، ۲۰۰۵؛ لیچاگین و همکاران، ۲۰۲۰). بلورهای کوارتز نوار مانند با خاموشی موجی، نشان می‌دهند که ازدیاد طول موازی با جهت کشش ترجیحی، به صورت محلی رخ داده است (فازیو و همکاران، ۲۰۲۰).

<sup>5</sup> Grain boundary area reduction<sup>6</sup> Exsolution<sup>3</sup> Left-over<sup>4</sup> Grain boundary migration



بنابراین، انتشار آرام و فرآیندهای حساس به اندازه دانه به طور قابل توجهی به تضعیف توده‌سنگ در حین میلونیتی شدن کمک می‌کند (سیساتو و همکاران، ۲۰۱۸).

**آلانیته:** آلانیته یک کانی معمول از خانواده اپیدوت است که حضور آن در سنگ‌های ماگمایی و دگرگونی یک امر عادی است (گائو و همکاران، ۲۰۱۷؛ جی‌یر و سورنسن، ۲۰۰۴). بلورهای آلانیته ماگمایی و دگرگونی در این سنگ‌ها وجود دارند. بلورهای آلانیته محصول واکنش دگرگونی پیچیده شامل تبدیل بیوتیت غنی از آهن به نوع غنی‌تر از منیزیم است؛  $Fe^{2+}$  آزاد شده با مونازیت و کلینوزویت و واکنش داده و آلانیته را ایجاد می‌کند. زمانی که کل  $Fe^{2+}$  و  $Ce, La$  مصرف شوند، اپیدوت شروع به تبلور در اطراف آلانیته می‌کند و تمام  $Fe^{3+}$  را دریافت می‌کند. دانه‌های زیرکن در طول دگرگونی محفوظ باقی می‌مانند و احتمالاً در واکنش‌ها شرکت نمی‌کنند و به صورت انکلوزیون در بیوتیت و آلانیته باقی می‌مانند.  $Ti$  و  $P$  اضافی به ترتیب در آپاتیت و اسفن افزایش می‌یابند. در برخی موارد، آلانیته در مرکز توسط مسکویت جایگزین شده و در حاشیه بلور آلانیته باقی مانده بافتی شبه مرجانی ایجاد کرده است (شکل ۶ ب، ج). شواهدی از مکانیزم‌های مختلف برای تشکیل این بافت شبه مرجانی پیشنهاد شده است مانند هسته‌زایی و ادغام چندگانه ریز دانه‌ها (اسپیس و همکاران، ۲۰۰۱)، جایگزینی انتخابی بلور زودرس و تغییرات استوکیومتری واکنش‌های تشکیل بلور (چنگ و همکاران، ۲۰۰۷؛ فریاد و همکاران، ۲۰۱۰). با این حال، مدل‌سازی‌ها نشان می‌دهند که نفوذ سیال خارجی بلور سفت و سخت را تضعیف کرده و ترک‌های ریزی در آن ایجاد می‌کند. این ترک‌ها به‌عنوان مسیرهای نفوذپذیر عمل می‌کنند که در نهایت منجر به مصرف هسته بلور تشکیل شده قبلی و تشکیل بافت شبه مرجانی می‌شود (گائو و همکاران، ۲۰۱۸). از آنجا که شواهد مسکویتی شدن بیوتیت در این سنگ‌ها وجود دارد آلانیته با منشا دگرگونی می‌تواند با سازوکار ذکر شده در بالا از بیوتیت تشکیل و سپس بیوتیت به مسکویت تبدیل شده باشد.

#### ۵-۲- متاسوماتیسم

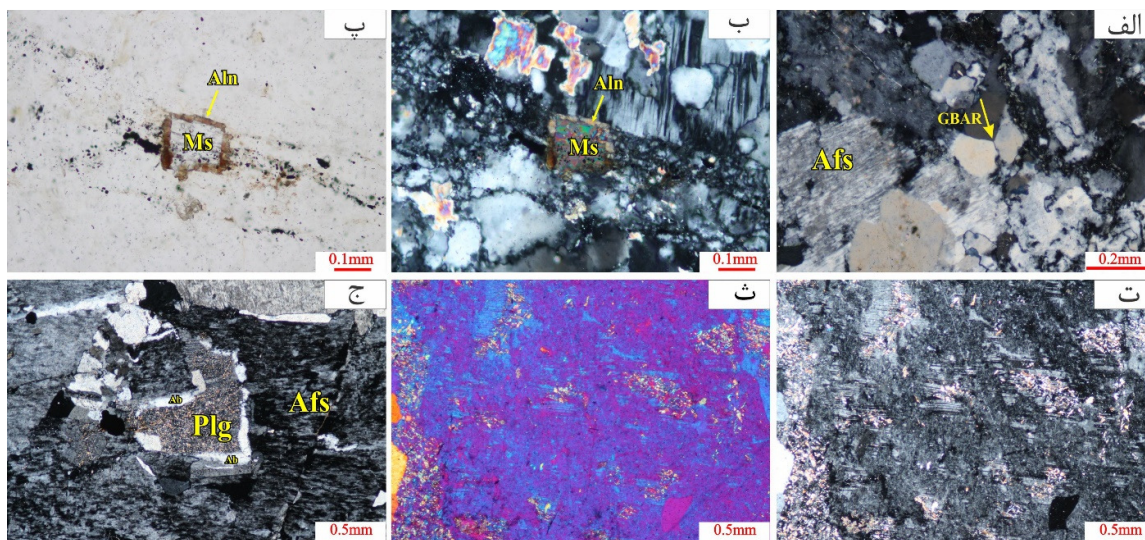
لویکوگرانیته‌های میلونیتی در طول تاریخ زمین‌شناختی خود، تحت تأثیر حوادثی مانند دگرسانی گرمایی، دگرگونی و دگرشکلی قرار گرفته‌اند. متاسوماتیسم در سنگ‌های

دگرشکلی در پلاژیوکلاز است. این نوع مهاجرت مرز دانه در دمای ۴۵۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد. هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۳ ب، ج، خ). در این بافت، آلکالی فلدسپار در یک مذاب گرانیته غلیظ رشد می‌کند و هنگامی که مذاب از عناصر سیلیس و قلیایی غنی شد، هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار در اطراف این بلورها رخ می‌دهد (بست و کریستینسن، ۲۰۰۱). در این بافت کوارتزها معمولاً دندریتی شکل هستند و در دمای نسبتاً کم در حدود  $650^{\circ}C$  در اثر هسته‌زایی سریع و کم شدن آب ماگما، تشکیل می‌شوند (یزدی و همکاران، ۲۰۱۷؛ ورنون، ۲۰۱۸؛ ترابی و همکاران، ۲۰۱۹؛ کردی و همکاران، ۲۰۲۰). این بافت همچنین می‌تواند محصول تبلور ماگمای ساب‌سولوس در سیستم کوارتز- ارتوز- آلبنیت در نزدیکی منحنی کوتکتیک باشد. محتوای بالای مایعات نیز می‌تواند دلیل این هم‌رشدی باشد و با هسته‌زایی فلدسپار در هنگام کاهش دما یک مایع فوق‌اشباع از سیلیس و غنی از  $H_2O$  ایجاد شود. در این فرآیند، فلدسپار اسکلتی شکل می‌گیرد و کوارتز فضاهای بین فلدسپارها را پر می‌کند (شلی، ۱۹۹۳).

از سوی دیگر هم‌رشدی‌های کوارتز، فلدسپاری ممکن است نشان‌دهنده تغییر شکل در دماهای بالا تا متوسط و در حضور سیال باشد (سپاهی و همکاران، ۲۰۱۶). در شرایط پوسته دگرشکلی فلدسپار همراه با ترکیبی از شکستگی، انحلال، ته‌نشست و سازوکارهای واکنشی تضعیف کننده تنش است. به‌خصوص در آلکالی فلدسپار این سازوکار با تشکیل مجموعه در هم‌رشدی از کوارتز و پلاژیوکلاز (میرمکیت) همراه است. جهت‌یابی بلورهای پلاژیوکلاز در میرمکیت توسط همان فلدسپار پتاسیمی که جانشین آن شده کنترل می‌شود. تشکیل میرمکیت هم باعث کاهش اندازه دانه می‌شود و هم مخلوطی از فازها را به خاطر هسته‌گذاری ناهمگن کوارتز و پلاژیوکلاز ایجاد می‌کند. در لغزش مرز دانه پلاژیوکلاز با دخالت سیال، هسته‌گذاری ناهمگن کوارتز در داخل منافذ ریز حاصل از این جابجایی باعث تشکیل میرمکیت، ریزدانه می‌شود. مطالعات نشان می‌دهند که در حین میلونیتی شدن در دمای ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد جابجایی‌های منجر به تشکیل میرمکیت ریزدانه در دگرشکلی نسبت به نوارهای کوارتزی دگرشکل، نرخ تنش چندین مرتبه بالاتر دارند.

کانی اولیه به طور جزئی به کانی جدید تغییر می‌یابد. تحت شرایط فیزیکی شیمیایی جدید، تغییر شکل ترکیبی یک کانی قدیمی به طور بخشی و یا به طور کامل، به یک کانی جدید توسط تبادل یونی و بدون انحلال - ته‌نشینی دوباره، می‌تواند محصولی از واکنش‌های متاسوماتیسم باشد (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶؛ پوتینز، ۲۰۰۲). رخداد دگرشکلی نیز می‌تواند فعالیت سیالات و متاسوماتیسم را گسترش دهد.

گرانیتی در حین فعالیت‌های گرمایی و یا پس از جایگیری و سرد شدن توده نفوذی پدیده‌ای محتمل است (پوتینز و همکاران، ۲۰۰۷؛ یوگاچی و نیشی یاما، ۲۰۰۸؛ پلامپر و پوتینز، ۲۰۰۹). حضور آب از عوامل مهم موثر بر دما و نرخ تنش است (لیچاگین و همکاران، ۲۰۲۰). پس از تشکیل گرانیت، سیالات گرمایی می‌توانند در سنگ‌های گرانیتی، نفوذ و منجر به ناپایداری یا تغییر یک کانی اولیه به صورت ته‌نشینی یا تبلور یک کانی جدید پایدارتر شوند؛ در نتیجه،



شکل ۶ الف) مهاجرت مرز دانه در بلور کوارتز از نوع XPL.GBAR. ب) بافت مرجانی در بلور آلانیت، XPL. پ) همان عکس در PPL (ت) آنورتیت‌زدایی پلاژیوکلاز، XPL. ث) همان عکس با وارد کردن تیغه زیپس، ج) آلبیتی شدن غیر جهت‌دار در همبری پلاژیوکلاز با آلکالی فلدسپار، XPL (پلاژیوکلاز Plg، آلکالی فلدسپار Afs، مسکوویت Ms، آلانیت Alm، آلبیت Ab)

**Fig. 6. a) GBAR grain boundary area reduction in quartz XPL, b) Atoll texture in Allanite mineral, c) image XPL "b" in PPL, d) Deanorthitization of plagioclase, e) image "d" with gypsum plate, f) Hetero-oriented Albitization at grain boundaries between plagioclase and alkali feldspar XPL. (Plg: Plagioclase, Afs: Alkali feldspar, Mu: Muscovite, Ab: Albite, Alm: Allanite)**

می‌شود. در مسکوویتی شدن هم‌جهت بیوتیت، مسکوویت و بیوتیت هر دو دارای شبکه بلورشناختی مشابه هستند بنابراین، سیالات گرمایی حاوی سیلیسیوم و آلومینیوم در طول کلیواژها به درون بیوتیت نفوذ کرده و باعث جابجایی آهن، منیزیم و تیتانیوم می‌شوند که باعث تغییر بیوتیت به مسکوویت می‌شود (شکل ۴، ج). آنورتیت‌زدایی پلاژیوکلاز در گرانیت‌های دگرسان شده مشاهده می‌شود. در اثر دگرسانی، پلاژیوکلاز به صورت درجا به آلبیت تبدیل می‌شود؛ در صورتی که ماکل اصلی حفظ می‌شود (شکل ۶ ت، ث). از دیگر شواهد متاسوماتیسم که جزء الگوهای جایگزینی هم‌جهت در نظر گرفته می‌شود، می‌توان به برخی از هم‌رشدی‌های کوارتز فلدسپاری اشاره کرد که در

بررسی‌های پتروگرافی صورت گرفته بر روی لویکوگرانیت‌های پروتومیلونیتی مورد مطالعه شواهد بافتی حاکی از تأثیر متاسوماتیسم را نشان می‌دهد. مسکوویتی شدن هم‌جهت بیوتیت و آلبیتی شدن هم‌جهت (یا آنورتیت‌زدایی پلاژیوکلاز) و همچنین جانشینی بین آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز از شواهد متاسوماتیسم مشاهده شده در نمونه‌های مورد مطالعه است (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶). الگوی جایگزینی هم‌جهت، بدین معنی است که کانی جایگزین شده دارای همان شبکه بلورشناختی در بلور جانشین شونده است. به عبارت دیگر، فرآیند جایگزینی در طول شبکه کانی جایگزین شده، اتفاق می‌افتد و باعث تغییر شکل بخشی از کانی اصلی یا همه آن به کانی جدید

#### ۶- نتیجه‌گیری

لویکوگرانیت‌های میلونیتی ۳۵ کیلومتری غرب یزد در حاشیه‌ی گرانیتهای شیرکوه یکی از مجموعه‌های سنگی منطقه هستند که دچار دگرشکلی شده‌اند. هرچند مطالعات پیشین، این سنگ‌ها را حاصل تفریق ماگمایی گرانیتهای شیرکوه می‌دانند اما در نبود داده‌های سن‌سنجی، بر اساس شواهد صحرایی، بافتی، کانی‌شناسی و ریزساختاری بدست آمده در این پژوهش شباهت بیش‌تری با لویکوگرانیتهای میلونیتی پی‌سنگ منطقه دارند. براساس مطالعات پتروگرافی، این لویکوگرانیتهای درجات متفاوتی از دگرشکلی را نشان می‌دهند. شواهد دگرشکلی به‌صورت ریزساختارهای مهاجرت مرز دانه‌های کوارتز و ریزساختار مهاجرت مرز دانه از نوع مستطیلی شکل در آلکالی فلدسپار، تجمعات چندبلوری کوارتز، ماکل‌های دگرشکلی، خمش و چین‌خوردگی در میکا و ماکل پلاژیوکلاز، بافت پرتیتی، خاموشی موجی و خاموشی از نوع تخته‌شطرنجی در آنها ثبت شده است. شواهد بافتی گویای تأثیر متاسوماتیسم هم از نوع الگوهای جایگزینی هم‌جهت و هم غیرهم‌جهت در این سنگ‌ها است. لویکوگرانیتهای میلونیتی مورد مطالعه تحت تأثیر حوادث پس از ماگمایی مانند رخداد‌های دگرشکلی و دگرگونی در حد رخساره شیبست‌سبز قرار گرفته‌اند و در طی این رخدادها با حضور سیال متحمل دگرسانی و متاسوماتیسم نیز شده‌اند. دگرشکلی در این سنگ‌ها منجر به مهاجرت مرز دانه، تبلور مجدد و تغییر اندازه دانه‌ها شده اما جهت‌یافتگی ترجیحی در کل سنگ به‌جز چند نمونه، و فابریک‌های مرتبط با درشت بلورهای متقارن و نامتقارن، برگوارگی، خطوارگی در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود. این موضوع می‌تواند ناشی از نرخ پائین تنش در منطقه، ناهمگنی دگرشکلی، افت دما در حین دگرشکلی یا گسترش فرآیندهای تضعیف‌کننده تنش در حین تبلور مجدد و حتی مقادیر ناچیز کانی‌های ورقه‌ای سنگ باشد.

#### ۷- تشکر و قدردانی

نویسندگان از حمایت دانشگاه یزد در انجام این پژوهش تشکر و قدردانی می‌نمایند. همچنین از داوران محترم مجله که نظرات ارزشمندشان باعث ارتقاء کیفی این نوشتار گردید سپاسگزاری می‌شود.

اثر نفوذ سیالات باقیمانده ماگمای گرانیتهای رخ دهد (بارکر، ۱۹۷۰). در این حالت، دانه‌های کوارتز انحلال پیدا می‌کنند و بخشی از آنها به‌صورت پراکنده درون بلورهای درشت پرتیتی یا آلبیتی حفظ می‌شوند. این فرآیند با تشکیل ترک‌هایی در دانه‌های کوارتز شروع و سپس با پر شدن شکاف‌ها توسط دانه‌های ریز آلبیت ادامه پیدا می‌یابد تا جایی که فقط بخشی از دانه‌های کوارتز اولیه به شکل جزایر پراکنده درون بلور بزرگ آلبیت نوظهور (یا آلکالی فلدسپار) حفظ شوند (کاتلینو، ۱۹۸۶؛ احمدی‌پور و رستمی‌زاده، ۲۰۱۲). از دیگر شواهد متاسوماتیسم مشاهده شده در نمونه‌های مورد مطالعه، آلبیتی‌شدن غیر جهت‌دار در همبری پلاژیوکلاز و یا آلکالی فلدسپار و سرسیتی‌شدن یا مسکویتی‌شدن در پلاژیوکلاز دگرسان شده است (شکل ۶ ت، ث، ج) که جزء الگوهای جایگزینی غیرهم‌جهت یا قطعه‌قطعه‌ای می‌باشند (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶). جایگزینی غیرهم‌جهت در مرز بین دو بلور با جهت‌گیری‌های متفاوت اتفاق می‌افتد؛ به بیان دیگر، جهت‌گیری‌های شبکه بلورشناختی کانی‌های جانشین‌شده و جانشین‌شونده متفاوت و ناسازگار است. در الگوی جایگزینی آلبیتی‌شدن غیر هم‌جهت، تنها در همبری پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار که جهت‌گیری متفاوتی دارند دیده می‌شود که به آن "حاشیه روشن" یا "حاشیه آلبیت" گفته می‌شود (رانگ و وانگ، ۲۰۱۶) (شکل ۶ ج). حاشیه روشن اغلب ادخال‌های پلاژیوکلاز موجود در فلدسپارتاسیم را در برگرفته است. پهنای حاشیه آلبیت معمولاً کم‌تر از ۱/۱ میلی‌متر است؛ اما در گرانیتهای غنی از عناصر قلیایی و آلومینیوم و سیلیس به ۰/۳ - ۰/۶ میلی‌متر هم می‌رسد. الگوی جایگزینی سرسیتی‌شدن، مسکویتی‌شدن در پلاژیوکلاز دگرسان را بسیاری از محققان محصول متاسوماتیسم گرمابی در مرحله پس از ماگمایی تلقی می‌کنند (شکل ۴ الف). تشکیل و رشد سرسیت احتمالاً در ارتباط نزدیک با ظاهرشدن منافذ ریز درون پلاژیوکلاز است. سیال هیدروترمال به درون این منافذ، نفوذ و پلاژیوکلاز را تجزیه می‌کند؛ اکسید کلسیم را خارج و اکسید آلومینیوم، اکسید سدیم و سیلیس را به‌جا می‌گذارند. اکسید پتاسیم و آب در سیال با قسمتی از اکسید آلومینیوم و سیلیس ترکیب و در ریز منافذ تشکیل سرسیت می‌دهد و در نهایت سرسیت به‌طور موضعی جانشین پلاژیوکلاز می‌شود.

## References

- Ahmadipour, H., Rostamizadeh, G (2012) Geochemical aspects of Na-metasomatism in Sargaz granitic intrusion (south of Kerman province, Iran), *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 23: 45-58
- Alavi, M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust Belt of Iran and its proforeland evolution, *American Journal of Science*, 304: 1-120.
- Alavi Naeeni, M., Hajmolaali, A (1993) The geological map of Khezrabad, 1:100000", Geological society of Iran.
- Bagheri, S., Stampfli, G. M (2008) The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications", *Tectonophysics*, 451: 123-155.
- Barker, A. J (2013) *Introduction to metamorphic textures and microstructures*, Routledge.
- Barker, D. S (1970) Compositions of granophyre, myrmekite, and graphic granite, *Geological Society of America Bulletin*, 81: 3339-3350.
- Bell, I. A., Wilson, C. J. L., McLaren, A. C., Etheridge, M. A (1986b) Kinks in mica: role of dislocations and (001) cleavage, *Tectonophysics*, 127: 49-65.
- Berberian, M., King G. C. P (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Science*, 18: 210-265.
- Best, M. G., Christiansen E. H (2001) *Igneous petrology*", Blackwell Science.
- Blenkinsop, T (2002) *Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks*, Kluwer Academic Publishers, 146 p.
- Cao, D., Cheng, H., Zhang, L., Wang, K (2018) Origin of atoll garnets in ultra-high-pressure eclogites and implications for infiltration of external fluids", *Journal of Asian Earth Sciences*, 160: 224-238.
- Cathelineau, M (1986) The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes", *Journal of Petrology*, 27: 945-965.
- Ceccato, A., Menegon, L., Pennacchioni, G., Morales, L. F. G (2018) Myrmekite and strain weakening in granitoid mylonites, *Solid Earth Discussion*, doi.org/10.5194/se-2018-70.
- Cheng, H., Nakamura, E., Kobayashi, K., Zhou, Z (2007) Origin of atoll garnets in eclogites and implications for the redistribution of trace elements during slab exhumation in a continental subduction zone, *American Mineralogist*, 92: 1119-1129.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Neubauer, F., 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 orogeny, *Gondwana Research*, 37: 216-240.
- Faryad, S. W., Klápová, H., Nosál, L (2010) Mechanism of formation of atoll garnet during high-pressure metamorphism, *Mineralogical Magazine*, 74: 111-126.
- Fazio, E., Fiannacca, P., Russo, D., Cirrincione, R (2020) Submagmatic to Solid-State Deformation Microstructures Recorded in Cooling Granitoids during Exhumation of Late-Variscan Crust in North-Eastern Sicily, *Geosciences*, 10: 311.
- Fitzgerald, J. G., McLaren, A. C (1982) The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 80: 219-229.
- Galán, G., Marcos, A (2000) The metamorphic evolution of the high pressure mafic granulites of the Bacariza Formation (Cabo Ortegal Complex, Hercynian belt, NW Spain), *Lithos*, 54: 139-171.
- Gieré, R., Sorensen, S. S., (2004) Allanite and other REE-rich epidote-group minerals, *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 56 (1): 431-493.
- Guo, H., Xiao, Y., Xu, L., Sun, H., Huang, J., Hou, Z (2017) Origin of allanite in gneiss and granite in the Dabie orogenic belt, Central East China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 135: 243-256.
- Hibbard, M. J (1987) Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *The Journal of Geology*, 95: 543-561.
- Hajjialiohli, R., Shekari, R (2016) Petrography and microtextural investigations of the deformed Siyahmansur granitoids from NE Miyaneh-East Azerbaijan province, *New Findings in Applied Geology*, 10 (20): 23-34. doi: 10.22084/nfag.2017.1690, In persian.
- Holness, M. B., Clemens, J. D., Vernon, R. H (2018) How deceptive are microstructures in granitic rocks? Answers from integrated physical theory, phase equilibrium, and direct observations, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173: 62. doi.org/10.1007/s00410-018-1488-8.
- Jessell, M. W (1987) Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite, *Journal of Structural Geology*, 9: 1007-1014.
- Khodami, M (2019) Pb isotope geochemistry of the late Miocene-Pliocene volcanic rocks from Todehsk, the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran: Evidence of an enriched mantle source, *Journal of Earth System Science*, 128: 167.
- Khodami, M., Shabanian, N., Nouri, F., Asahara, Y., Davoudian, A. R (2022) A record of Late Cambrian-Early Ordovician arc magmatism in

- Yazd block, Central Iran, *Arabian Journal of Geosciences*, 15: 876.
- Kordi, A., Ardalan, A. A., Sheikhzakariayi, S. J., Ashrafi, N (2020) A typology of textures in south Naghadeh intrusive rocks, northwestern Iran", *Revista Geoaraguaia*, 10: 6-79.
- Lange, I., Toro, M., Arvidson, R. S., Kurganskaya, L., Lutge, A (2021) The role of crystal heterogeneity in alkali feldspar dissolution kinetics, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 309: 329-351.
- Lister, G. S., Snoke A. W (1984) SC mylonites, *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638.
- Lychagin, D. V., Kungulova, E. N., Moskvichev, E. N., Tomilenko, A. A., Tishin, P. A (2020) Microstructure of Vein Quartz Aggregates as an Indicator of Their Deformation History: An Example of Vein Systems from Western Transbaikalia, Russia, *Minerals*, 10: 865.
- Nouri, F., Davoudian, A. R., Allen, M. B., Azizi, H., Asahara, Y., Anma, R., Shabaniyan, N., Tsuboi, M., Khodami, M (2021) Early Cambrian highly fractionated granite, Central Iran: Evidence for drifting of northern Gondwana and the evolution of the Proto-Tethys Ocean, *Precambrian Research*, 362: 106291.
- Nouri, F., Davoudian, A. R., Shabaniyan, N., Allen, M. B., Asahara, Y., Azizi, H., Anma, R., Khodami, M., Tsuboi, M (2022) Tectonic transition from Ediacaran continental arc to early Cambrian rift in the NE Ardakan region, central Iran: Constraints from geochronology and geochemistry of magmatic rocks, *Journal of Asian Earth Sciences*, 224: 105011.
- Broska, I (2003) REE accessory minerals in the felsic silicic rocks of the west-Carpathians: their distribution, composition and stability. *Acta Mineralogica-Petrographica*, abstract, 15.
- Owona, S., Ondo, J. M., Ekodeck, G. E (2013) Evidence of quartz, feldspar and amphibole crystal plastic deformations in the paleoproterozoic Nyong Complex Shear Zones under Amphibolite to Granulite conditions (west Central African Fold Belt, SW Cameroon)", *Journal of Geography and Geology*, 5: 186.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A (2005) *Microtectonics*, Springer Science & Business Media.
- Petrík, I., & Broska, I (1994). Petrology of two granite types from the Tribeč Mountains, Western Carpathians: an example of allanite (+ magnetite) versus monazite dichotomy. *Geological Journal*, 29: 59-78.
- Plümpner, O., Putnis, A (2009) The complex hydrothermal history of granitic rocks: multiple feldspar replacement reactions under subsolidus conditions, *Journal of Petrology*, 50: 67-987.
- Pryer, L. L., Robin, P. Y (1995) Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite, *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 45-658.
- Putnis, A (2002) Mineral replacement reactions: from macroscopic observations to microscopic mechanisms, *Mineralogical Magazine*, 66: 689-708.
- Putnis, A., Hinrichs, R., Putnis, C. V., Gollaschindler, U., Collins, L. G (2007) Hematite in porous, red-clouded feldspars: evidence of large-scale crustal fluid-rock interaction, *Lithos*, 95: 10-18.
- Ramezani, J., Tucker, R. D (2003) The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics, *American Journal of Science*, 303: 622-665.
- Rong, J., Wang, F (2016) *Metasomatic Textures in Granite*, Springer. *Mineral*, 22: 143-144.
- Samaddar, A., Bera, T., Nag D., Bhowmik, D (2020) Fun Texture in Feldspar, *JDC GeoBytes*, 66.
- Sepahi, A., Khaksar, T., Izadi Kian, L (2016) A study of microstructures of granitoids from the Alvand plutonic complex, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: with special reference to myrmekite development, *New Findings in Applied Geology*, 10 (20): 164-175. doi: 10.22084/nfag.2016.1704 (In Persian).
- Shabaniyan, N., Davoudian, A. R., Dong, Y. P., Liu X (2018) MU-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.
- Sheibi, M., Esmaily, D., Luc, Bouchez, J (2013) Emplacement Mechanism of Shir-Kuh Granitoid Batholith with Using AMS Method, *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 22: 113-122.
- Shelley, D (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations*, London: Chapman & Hall, 445 p.
- Smith, J. V (2012) *Feldspar minerals: 2 chemical and textural properties*, Springer Science & Business Media, 692 p.
- Spieß, R., Peruzzo, L., Prior, D. J., Wheeler, J (2001) Development of garnet porphyroblasts by multiple nucleation, coalescence and boundary misorientation-driven rotations, *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 269-290.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, *Earth and Planetary Science Letter*, 196: 17-33.

- Stipp, M., StuÈnitz, H., Heilbronner, R., 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: 1861-1884.
- Tarabi, S., Emami, M. H., Modabberi, S., Sheikh-Zakariaee, S. J (2019) Eocene-Oligocene volcanic units of momen abad, east of Iran: petrogenesis and magmatic evolution, *Iranian Journal of Earth Sciences*, 11: 126-140.
- Torkian, A. Izadi Kian, L., Rezaei, M (2014) Petrography and tectonic setting of the mylonitic granitoids, SE-Qorveh (Kurdistan), *New Findings in Applied Geology*, 8(15): 32-42. (In Persian).
- Vernon, R. H (2018) *A practical guide to rock microstructure*", Cambridge university press London, 624 p.
- Yazdi, A., Ashja-Ardalan, A., Emami, M. H., Dabiri, R., Foudazi, M (2017) Chemistry of Minerals and Geothermobarometry of Volcanic Rocks in the Region Located in Southeast of Bam, Kerman Province, *Open Journal of Geology*, (11): 1644.
- Yuguchi, T., Nishiyama, T (2008) The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan, *Lithos*, 106: 237-260.

## Deformation microstructures in mylonitic leucogranite in the west of Yazd

M. Khodami<sup>\*1</sup>, M. Bendokht<sup>2</sup> and N. Shabani<sup>3</sup>

1- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of science, Yazd University, Yazd, Iran

2- Ph. D. (graduated), Faculty of natural resources and earth sciences, Shahrekord University, Sharekord, Iran

3- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Faculty of natural resources and earth sciences, Shahrekord University, Sharekord, Iran

\* khodami\_m@yazd.ac.ir

Received: 2023.5.29 Accepted: 2023.7.25

### Abstract

The mylonitic leucogranite is exposed in the west of Yazd on the edge of Shirkoh granite. Based on the structural division of Iran, the region is situated in the Yazd block, Central Iran. The petrographical studies show the rocks mostly contain quartz, alkali feldspar, and plagioclase. Occasionally, muscovite with biotite, tourmaline, rutile, allanite, zircon, titanite, and epidote are seen in some samples. Deformation and metasomatism evidence are observed as recrystallization along with grain boundary migration, microstructures of grain boundary migration, undulose extinction, deformation twinning, folding and bending in mica, intergrowth of crystals (such as graphic texture), co-oriented muscovitization of biotite and co-oriented albitization, perthitic and mylonitic texture in the rocks. According to mentioned evidence, leucogranites have been affected by post-magmatism events such as metamorphism, deformation, and in the temperature range of 250 ° to 700 °C and during these events, they have undergone alteration and metasomatism with the presence of fluids.

**Keywords:** Leucogranites, Mylonite, Metasomatism, Dynamic deformation, Yazd block

### Introduction

Granitoid bodies in the geostructural zones with complex tectonomagmic background often undergo various metamorphism, and deformation events. The evidence of these processes is recorded in minerals and textures. Investigating and analyzing of these microstructures, and textures are the key to understanding many tectono-magmatic processes. These microstructures can occur in sub-solidus to solid state conditions. Deformation microstructures, dynamic recrystallization, and metasomatism are recorded as types of recrystallization association to grain boundary migration, undulating and chessboard extinction, deformed twinning, mica kinking, intergrowth of crystals and replacement of minerals, perthitic and mylonitic textures. Petrographical studies show the influence and intensity of metamorphism, deformation, alteration, and metasomatism processes in the region and predict the conditions after the crystallization of igneous rocks.

The Yazd block, which was a part of northern Gondwana in the Precambrian, has undergone different magmatic and metamorphic events in

different geological ages. The middle part of Central Iran is the microcontinent of Central Iran, which consists of three blocks, Yazd, Tabas, and Lut, which are separated by strike-slip faults. The Central Iran microcontinent is a continental arc on the northern margin of Gondwana, which was separated from it in the Late Neoproterozoic and Early Cambrian and moved to the south of Eurasia. In Khezrabad village, 20 km southwest Yazd, which belongs to the Yazd block in the of central Iran microcontinental Zone, there is a leucogranite body. Aim of the research is determination deformation conditions with focusing on the deformation microstructures in the body.

### Materials and Methods

After collecting information, studying the geological map, geological reports of the region and using satellite images, suitable outcrops were selected for field sampling. Microscopic thin sections were prepared and studied the microstructural features in detail.

### Discussion of Result & Conclusion

On the edge of the Shirkuh granite, there are outcrops of leucogranites, which are

distinguished by their light color from the around. Another special feature of them is the large felsic crystals (quartz or feldspar) in the white content and the absence or small abundance of mafic minerals. Quartz, alkali feldspar, and plagioclase are the main minerals in these rocks. Sometimes muscovite with biotite, tourmaline, rutile, allanite, zircon, and titanite, clinozoisite-epidote are present as minor minerals in some samples. Intergrowths of potassium feldspar (microcline and orthoclase) and plagioclase crystals are observed in the rocks. Sometimes graphic and myrmekite textures resulting from the simultaneous growth of quartz and feldspar are visible. The mineral grains sometimes are elongated and create a mylonitic texture. The microstructures observed in the quartz mineral of the leucogranites indicates the dynamic and recrystallization process. Quartz displays lobate and sutured grain-boundaries due to bulging (BLG), showing deformation at the temperature of  $\sim 250\text{--}400^\circ$  which indicates a dynamic deformation at low temperature. BLG-type grain boundary migration mostly occurs along old grain boundaries and in triple junctions. At a temperature of  $\sim 400\text{--}500^\circ\text{C}$ , the re-crystallization of SGR (Subgrain Rotation) occurs. This type of grain boundary migration is caused by the recrystallization of large crystals and the formation of new small grains, which indicates the recrystallization of old quartzes with slow transition in the form of subgrains and new grains. Also, among other grain boundary migrations that occur in this temperature range, we can mention the left-over grain boundary migration. If a crystal is almost completely replaced by its adjacent grain, the remaining grains with the same orientation can be interpreted as the remnants of an old large grain that was incompletely grown by an adjacent crystal. At temperatures  $\sim 500\text{--}700^\circ\text{C}$ , the grain boundary migration increases to such an extent that the grain boundaries can pass through the whole crystals to create GBM (grain boundary migration) recrystallization (Urai et al., 1986; Stipp et al., 2002). At temperatures higher than  $700^\circ\text{C}$ , GBAR (grain boundary area reduction) occurs, decreasing the total area of grain boundaries in

rock can reduce the internal free energy of the grain, therefore, the grain boundaries are transformed into large and polygonal grains with straight boundaries and an angle of  $120^\circ$ . Coarse alkali feldspar crystals have been affected by deformation in the solid state. Perthite texture is one of the characteristics observed in these crystals. Perthite can appear as a result of exsolution and replacement reactions. In the latter case, perthite is formed due to the reduction of the volume of potassium feldspar due to metamorphism, followed by cation exchanges during metamorphism. The patch and stringy perthite types are related to the sub-magmatic process and of green schist facies, respectively.

Low-temperature conditions  $400^\circ\text{C}\text{--}500^\circ\text{C}$  are dominantly represented by recrystallization and deformed twinning in plagioclase and in rare cases of K-feldspar. Myrmekitic intergrowths may indicate deformation at high-to medium- temperatures too. The textural evidence indicates the effect of metasomatism too. Co-oriented muscovitization of biotite and co-oriented albitization (or de-anorthitization of plagioclase) as well as a replacement between alkali feldspar and plagioclase are the evidence of metasomatism observed in the samples. A co-oriented replacement pattern means that the replaced mineral has the same crystallographic lattice as the replacement crystal. Based on petrographic observations, leucogranites are mylonitized and show different degrees of metamorphism and deformation. Metamorphic evidence in the form of microstructures of quartz grain boundary migration (BLG, SGR, GBM, GBAR and Left-over), deformation twinning, bending and folding in plagioclase twinning, mica kinking, perthitic texture, undulose and chessboard extinction and rectangular grain boundary migration microstructure in alkali feldspar has been recorded in them. The leucogranites have been affected by post-magmatic events such as metamorphic and metamorphic events in the temperature range of  $250\text{ to }700^\circ\text{C}$ , and during these events, they have undergone alteration and metasomatism with the presence of fluid.