

بررسی سیلیمانیت براساس طیف سنجی رامان و شواهدی از دگرریختی در شرایط کم فشار و دمای بالا در متاپلیت های هاله دگرگونی مجاورتی میشو - شمال غرب ایران

نیلوفر روشن روان*، رباب حاجی علی اوغلی، محسن موید

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۸/۲۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۱۱/۱۸)

چکیده: توده گرانیتوئیدی ادیاکاران میشو در جنوب غرب شهرستان مرند، شمال غرب ایران واقع است. این توده نیمه عمیق به شکل نعل اسبی و با وسعت تقریبی ۵۰ کیلومتر مربع رخنمون دارد. از نظر سنگ شناسی، ترکیب آن در گستره‌ای از لوکوگرانیت تا دیوریت قرار دارد و گرانیت‌های آن شامل دو نوع گرانیتوئید I به سن تقریبی ۵۷۰-۶۰۰ میلیون سال و نوع گرانیتوئید S برآمده از ذوب بخشی سنگ‌های متاپلیتی با سن ۵۷۰-۵۴۰ میلیون سال هستند. در سنگ‌های متاپلیتی پیرامون این مجموعه نفوذی، آثار دگرگونی مجاورتی قابل توجهی دیده می‌شود. توالی دگرگونی مجاورتی از بیرون به درون هاله به ترتیب ورقه سنگ (اسلیت) لکه‌دار (دربردارنده کلریت، مسکوویت و کردیریت)، کردیریت بیوتیت و هورنفلس، کردیریت-آندالوزیت-مسکوویت هورنفلس، بیوتیت-کردیریت-فلدسپار پتاسیم-گارنت (با ذوب بخشی) هورنفلس میگماتیته دارای بیوتیت، گارنت، کردیریت، فلدسپار پتاسیم و سیلیمانیت هستند. بررسی‌های ریزساختاری و سنگ نگاری بیانگر حضور سیلیمانیت‌های با ظاهری خمیده و انباشت در پهنه‌های با کرنش بالا بوده که نشانه‌های واضحی از دگرریختی پیش‌رونده در متاپلیت‌های درجه بالا هستند. این شواهد به خوبی با نتایج طیف‌سنجی رامان همخوانی دارند، زیرا تغییر قله‌های مشخص سیلیمانیت در طیف رامان نشانگر تغییرهای ساختاری و بلوری ناشی از فشار و دگرریختی است.

واژه‌های کلیدی: دگرگونی مجاورتی؛ سیلیمانیت؛ ریز ساختار؛ طیف‌سنجی.

مقدمه

شرایط دگرگونی محسوب می‌شود و می‌تواند اطلاعات مهمی درباره گستره فشار-دما و روند دگرگونی به دست دهد [۴]. روش‌های کلاسیک سنگ‌نگاری توانایی تشخیص اولیه فازهای آلومینوسیلیکاتی را دارند، اما تفکیک دقیق چندریخت‌ها، شناسایی تغییرهای ریزساختاری و بررسی تنش‌های درون‌بلوری در آن‌ها اغلب فراتر از توان این روش‌هاست. با توجه به این محدودیت‌ها، طیف‌سنجی رامان طی دو دهه اخیر به عنوان روشی بسیار حساس، غیرمخرب و دقیق برای بررسی آلومینوسیلیکات‌ها در مقیاس‌های میکرو تا نانو مورد توجه قرار گرفته است.

دگرگونی مجاورتی از فرایندهای مهم در تکامل زمین‌ساختی پوسته قاره‌ای است که به دلیل آثار گرمایی و شیمیایی توده‌های نفوذی بر سنگ‌های میزبان رخ داده و منجر به پهنه‌های مشخص با تغییرهای فازی و ساختاری می‌شود [۱]. در این میان، آلومینوسیلیکات‌ها (سیلیمانیت، آندالوزیت و کیانیت) به دلیل حساسیت بالای خود به تغییرهای فشار و دما، نقش کلیدی در بازسازی مسیرهای دگرگونی و تعیین شرایط فشار-دما دارند [۲، ۳]. سیلیمانیت به دلیل پایداری در دماهای بالا و فشارهای به نسبت پایین، به عنوان یک نشانگر حساس

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۰۴۰۰۵۰۸۲، پست الکترونیکی: Niloofer.ros@gmail.com

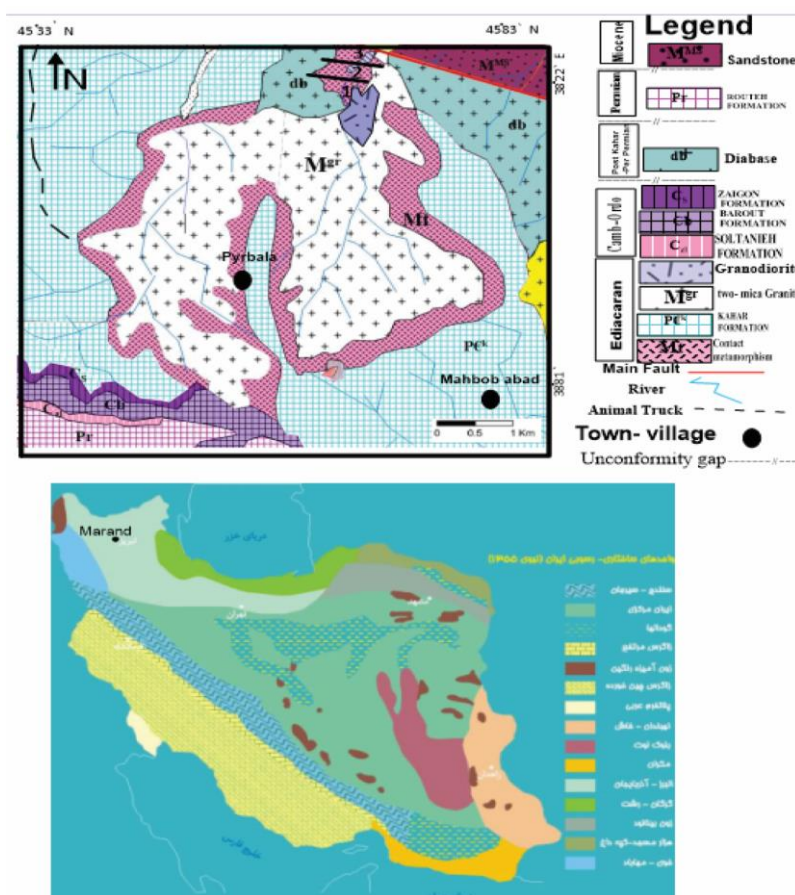


دگرریختی را فراهم می‌کند.

جایگاه زمین‌شناسی

توده گرانیتوئیدی ادیاکاران میشو و هاله دگرگونی آن در جنوب غرب شهرستان مرند، شمال غرب ایران واقع است (شکل ۱). این منطقه از دیدگاه تقسیم‌های زمین‌شناسی ایران بخشی از پهنه البرز-آذربایجان [۹] است. توده گرانیتوئیدی میشو به سن ادیاکارن و با وسعت تقریبی ۵۰ کیلومتر مربع به شکل نعل اسبی بین گسل‌های شمالی و جنوبی میشو محدود است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده، شامل مجموعه سنگی با طیف ترکیبی لوکوگرانیت تا دیوریت است [۱۰]. گرانیت‌های نوع I به سن ۵۷۰-۶۰۰ Ma و گرانیت‌های نوع S برآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته بالایی به سن ۵۷۰-۵۴۰ Ma هستند [۱۱]. سنگ‌های دربرگیرنده توده گرانیتوئیدی میشو مربوط به سازند کهر و سنگ‌های گابرو و دیابازی قدیم (به سن احتمالی پرکامبرین) هستند و سازندهای سلطانیه و باروت به طور محدود در لبه جنوبی توده گرانیتوئیدی میشو رخمون دارند. (شکل ۱).

تغییرهای پهنه، شدت و مکان قله‌های رامان در این کانی‌ها نه تنها امکان تفکیک مطمئن چندریخت‌ها را فراهم می‌کند، بلکه اطلاعات ارزشمندی درباره تنش‌های درونی، نواقص شبکه‌ای، دگرریختی و آثار گرمایی در زمان دگرگونی ارائه می‌دهد [۵]. پژوهش‌ها متعدد از جمله پیرامون کمربندهای دگرگونی آلپ، هیمالیا و ماداگاسکار نشان داده‌اند که طیف‌سنجی رامان می‌تواند برای تعیین مرزهای واکنشی آندالوزیت-سیلیمانیت و کیانیت-سیلیمانیت، بررسی مسیرهای دگرریختی و برآورد نسبی شرایط دما-فشار استفاده شود [۶-۸]. با وجود این پیشرفت‌ها، در ایران هنوز کاربرد رامان در بررسی دگرگونی، به‌ویژه برای آلومینوسیلیکات‌ها، بسیار محدود است و نیاز به پژوهش‌های جدید و دقیق احساس می‌شود. اگرچه طیف‌سنجی رامان دما و فشار را به‌طور مستقیم اندازه‌گیری نمی‌کند، اما جابه‌جایی و تغییر پهنای قله‌های ارتعاشی در سیلیمانیت، همراه با تعیین دقیق چندریخت‌های آلومینوسیلیکاتی و مقایسه با روابط واسنجی ارائه‌شده در گزارش‌ها، امکان برآورد شرایط نسبی دما-فشار و شدت



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه برگرفته از مرجع [۱۰].

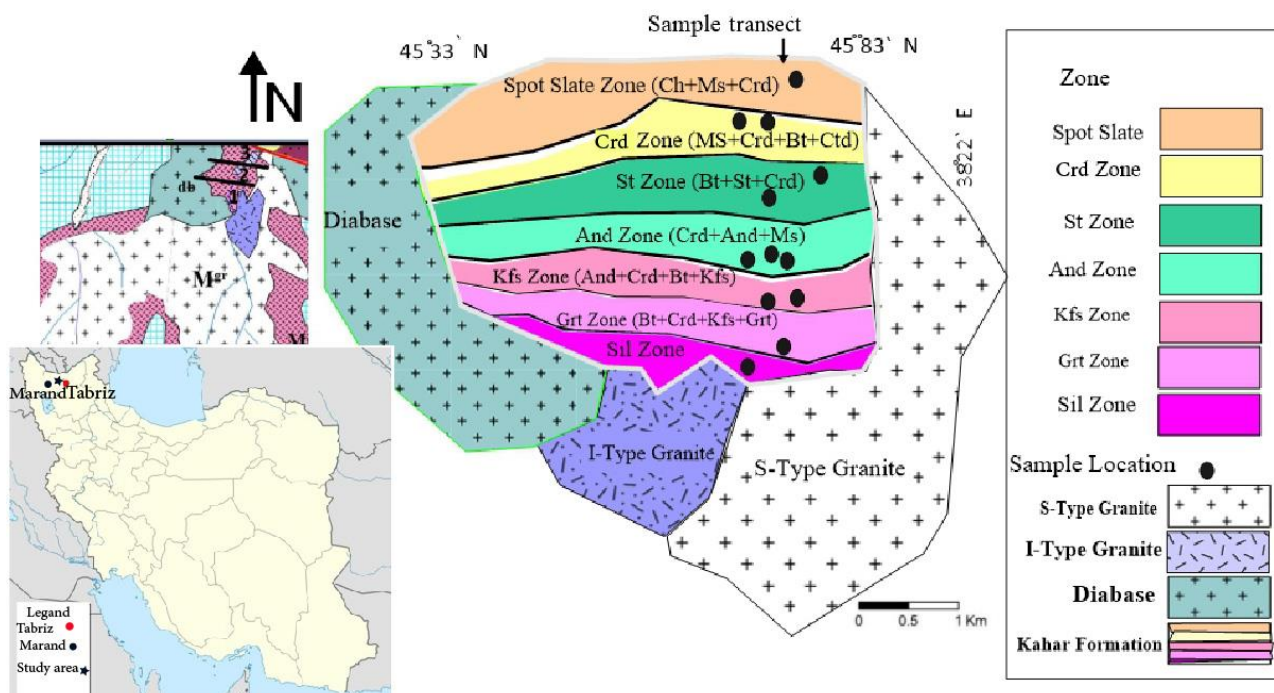
نقشه منطقه‌بندی، هورنفلس‌های موجود در منطقه از دانه‌ریز تا دانه‌متوسط و دانه‌درشت متغیر بوده و از نظر ترکیب کانی‌شناسی شامل کردیریت، مسکوویت، بیوتیت، گارنت، و آلومینوسیلیکات هستند (شکل ۳).

سنگ‌نگاری

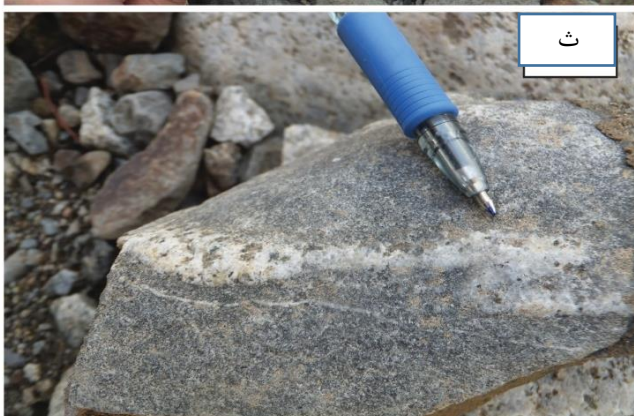
نتایج سنگ‌نگاری سنگ‌های مجاورتی هاله دگرگونی میشو از درجه‌های پایین تا بالای دگرگونی در ادامه بیان می‌شود.

اسلیت لکه‌دار (کلریت-مسکوویت-کردیریت هورنفلس): به داخل اسلیت‌های کهر، توده نفوذی گرانیته و گرانودیوریتی نفوذ کرده‌اند. در پهنه خارجی هاله دگرگونی میشو، ظهور کانی کردیریت به صورت لکه‌های سفید رنگ در اسلیت‌ها به عنوان نخستین آثار دگرگونی مجاورتی در نظر گرفته می‌شوند. مجموعه کانی‌های دگرگونی مجاورتی شامل کلریت، کردیریت، مسکوویت با بافت شکفته بلوری هستند. لکه‌ها از جنس کردیریت و به شکل بیضی در اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر هستند. به نظر می‌رسد که کردیریت‌ها دوباره آب دار شده و به انبوهه‌های دانه ریزی از مسکوویت تبدیل شده‌اند. کردیریت‌ها جهت یافتگی تصادفی نشان می‌دهند در فواصل دورتر، همچنان لکه‌های کردیریت دیده شده‌اند (شکل ۴ الف، ب).

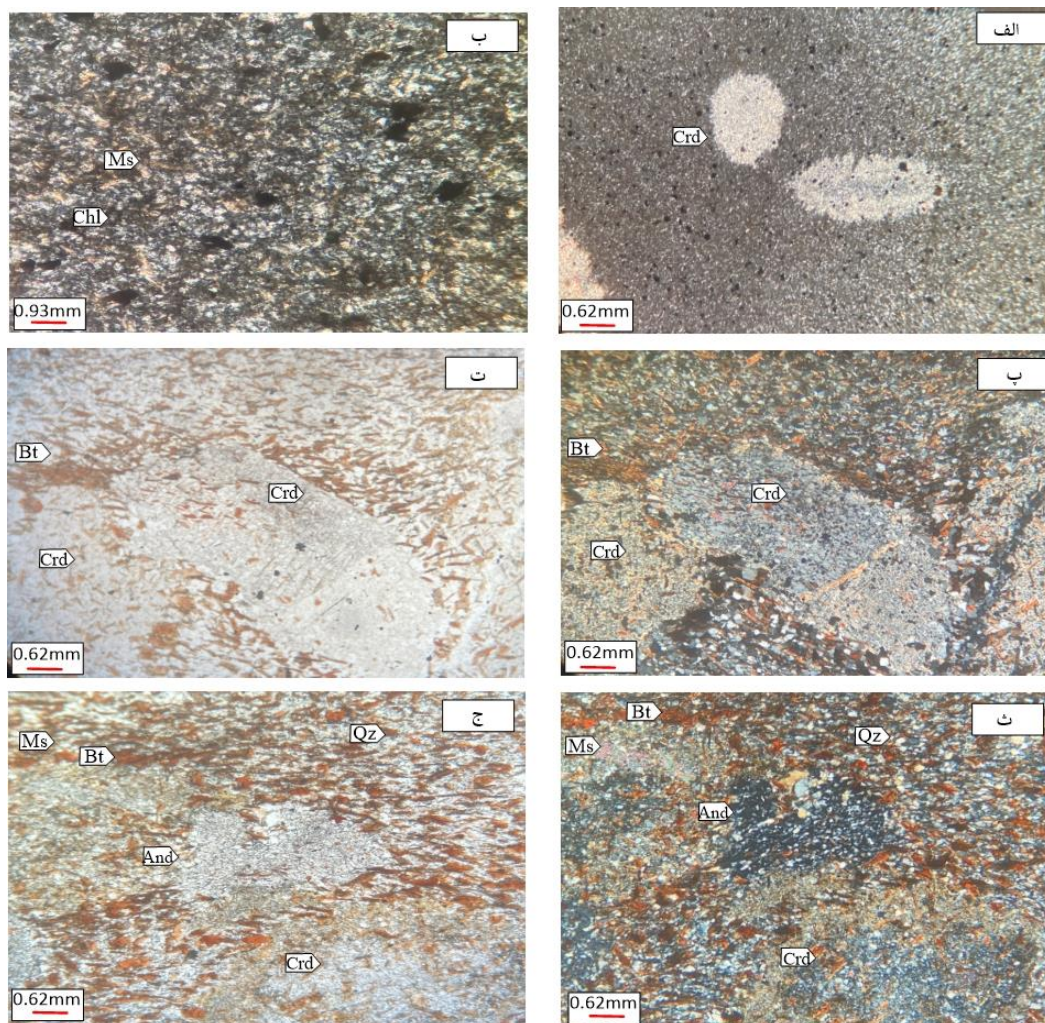
نفوذ توده یاد شده به درون این سنگ‌ها باعث دگرگونی مجاورتی و تشکیل انواع سنگ‌های هورنفلسی، درجه دگرگونی پایین تا درجه دگرگونی بالا و میگماتیت با ذوب‌بخشی شده است. با ادامه مسیر پیمایش به سمت برخوردگاه توده در شمال غرب روستای عیش آباد، همزمان با بازتبلور کانی‌ها تورق اسلیتی از بین می‌رود و سنگ‌ها ظاهر توده‌ای به خود می‌گیرند. در نزدیکی توده هورنفلس‌های دانه‌شکفتی با درجه دگرگونی بالا و حالت توده‌ای سخت به نسبت دانه‌درشت‌تر تشکیل می‌شوند. بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی گذر از هورنفلس درجه پایین به هورنفلس‌های درجه‌های بالا در اثر واکنش مجموعه کانی‌های مسکوویت + کوارتز برای تشکیل مجموعه کانی‌های فلدسپار پتاسیم + سیلیمانیت را مشخص می‌کند. بر این اساس، در هاله میشو در مسیر جنوب شرقی یک پهنه درجه پایین دورتر از کنتاکت رخمون دارد وجود دارد که شامل مسکوویت+بیوتیت+کوارتز+فازهای دما پایین دیگر است و به تدریج به سمت توده نفوذی به پهنه درجه بالاتر دربردارنده مجموعه فلدسپار پتاسیم + سیلیمانیت + سایر فازهای دما بالا تبدیل می‌شود. هورنفلس‌های رسی در هاله دگرگونی میشو در درجه دگرگونی‌های بالا ذوب شده و میگماتیت‌های رسی را تشکیل داده‌اند (شکل ۲). بر اساس



شکل ۲ نقشه منطقه‌بندی که بر پایه آن هورنفلس‌های موجود در منطقه از دانه‌ریز تا دانه‌متوسط و دانه‌درشت متغیر بوده و از نظر ترکیب کانی‌شناسی شامل کردیریت، مسکوویت، بیوتیت، گارنت، و آلومینوسیلیکات هستند.



شکل ۳ الف) دورنمایی از رخنمون سنگ‌های دربرگیرنده سازند کهر در فواصل دور از برخوردگاه توده گرانیتوئیدی میشو در روستای پیربالا (دید به سمت شمال). ب) رخنمون سنگ‌های هورنفلس در برخوردگاه سنگ‌های سازند کهر با گرانیت میشو (دید به سمت شرق روستای عیش آباد). پ، ت) برونزد سنگ‌های اسلیت لکه‌دار در نزدیکی روستای عیش آباد و ظهور و گسترش لکه‌های بیضی شکل کردیریت. ث) رگه‌های کوارتز دار که نشانگر آغاز ذوب هستند ج) گارنت‌ها که آشکارا در سطح سنگ دیده شده و بر سطوح تورق بیضی‌های کردیریت به صورت تصادفی جهت یافتگی نشان می‌دهند.



شکل ۴ (الف) مقطع نازک یک اسلیت لکه‌دار که در آن آثاری از لکه‌های کوردیریت دیده می‌شود. (ب) کانی‌های دانه ریز مسکوویت و کلریت در زمینه اسلیت. (پ) شکفته بلور کوردیریت سالم دارای میانبارهای بسیار از بیوتیت، کوارتز و کانی‌های تیره. میانبارها همزمان با رشد شکفته بلور کوردیریت در آن محصور شده‌اند. (ت) همان تصویر در نور قطبیده صفحه‌ای (ppl). (ث) آندالوزیت کوردیریت بیوتیت مسکوویت هورنفلس و برخوردگاه آندالوزیت‌ها با کوردیریت. مجموع کانی‌های کوارتز و بیوتیت ثانویه که به صورت بخشی رورشدی دارند. کوردیریت‌ها ماکل پروانه‌ای را نشان می‌دهند و بلورهای آندالوزیت، که دارای میانبارهای کمتری نسبت به کوردیریت‌ها هستند. (ج) همان تصویر در ppl.

اغلب با بیوتیت‌های بسیاری همراه هستند، شکفته بلورهای کوردیریت سالم دارای میانبارهای بسیاری از بیوتیت، کوارتز، کانی‌های تیره هستند، میانبار همزمان با رشد شکفته بلور در آن محصور شده است شکفته بلورهای کوردیریت با اندازه mm ۲ دیده می‌شوند. در مقاطع نازک، بلورهای کوردیریت اگرچه بیشکل هستند، اما کشیدگی ضعیف تا متوسطی هم‌راستا با جهت یافتگی صفحه‌ای دگرریختی سنگ نشان می‌دهند (شکل ۴ پ، ت).

کوردیریت-آندالوزیت-مسکوویت هورنفلس: این گروه از سنگ‌ها با ویژگی نبود کلریت‌های اولیه شناخته شده‌اند. مجموعه کانی-های مسکوویت، پلازیوکلاز، آندالوزیت، کوردیریت و کوارتز در

کوردیریت بیوتیت هورنفلس: با بالا رفتن درجه دگرگونی، مقدار مسکوویت و کلریت به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش یافته است. مجموعه کانی‌های کوردیریت، بیوتیت، کوارتز فراوان هستند. با نزدیک شدن به مرز توده‌های نفوذی، مقدار مودال کانی شناسی کلریت‌ها کاهش یافته و مقدار مودال بیوتیت‌ها و کوردیریت‌ها افزایش می‌یابد و بیوتیت به عنوان نخستین کانی دگرگونی مجاورتی در سنگ مادر متاپلیتی کهر ظاهر شده است. بیوتیت‌ها به صورت صفحه‌ای در راستای لایه‌بندی اولیه متاپلیت کهر متبلور شده‌اند. کوردیریت‌ها بافت پوئی کیلوبلاستیک را نشان می‌دهند. کوردیریت به صورت بلورهای به نسبت درشت و نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. این کوردیریت‌ها

اساس و بر پایه بررسی بافت سنگ، می‌توان نتیجه گرفت که گارنت‌ها بیشتر در اثر دگرگونی مجاورتی شکل گرفته‌اند و ذوب بخشی جزئی پس از آن رخ داده است. تصاویر میکروسکوپی و میکروسکوپی ارائه شده، این روند را آشکارا نشان می‌دهند و بافت و همبرزادی بیوتیت درون گارنت به عنوان شاهد تعادل کانی‌شناسی اولیه، نقش مهمی در تعیین خاستگاه گارنت دارد.

ظهور سیلیمانیت در ذوب بخشی

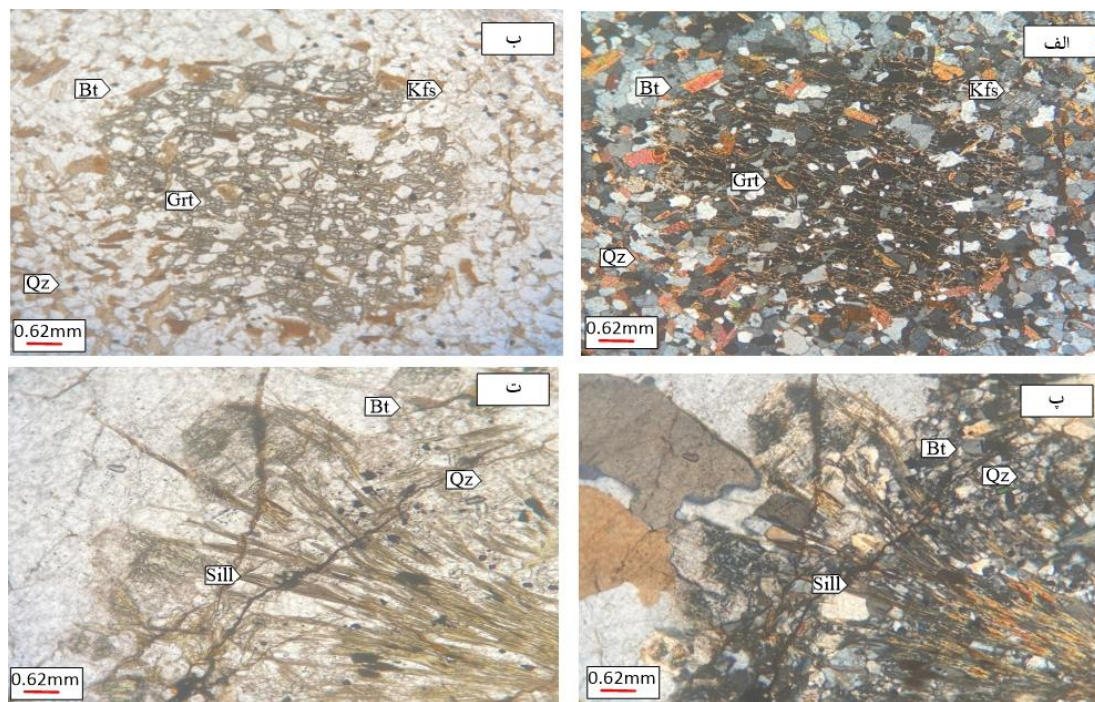
بیوتیت گارنت کردیریت فلدسپار پتاسیم سیلیمانیت هورنفلز میگماتیت: این سنگ‌ها دارای همبرزادی اصلی شامل کردیریت، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، سیلیمانیت، گارنت و کوارتز هستند. نمونه‌های دستی سنگ‌ها دانه‌ریز و خاکستری رنگ هستند و با ضربه چکش به سختی می‌شکنند که این ویژگی ناشی از افزایش درجه دگرگونی و فراوانی فلدسپار پتاسیم است. بلورهای درشت کردیریت و سیلیمانیت در زمینه دانه‌ریز سنگ، در میان کانی‌های کوارتز، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم قرار دارند (شکل ۵ پ و ت). بافت سنگ شکفته بلوری است و از جمله کانی‌های فرعی مهم می‌توان به آپاتیت، زیرکن و تورمالین اشاره کرد. سیلیمانیت به صورت شکفته بلور برای نخستین بار در این سنگ‌ها ظاهر شده است. این کانی به احتمال بسیار در درجه دگرگونی بالا از شکست چندریخت آندالوزیت تشکیل شده است. با توجه به بافت شکفته بلوری سیلیمانیت و قرارگیری آن در زمینه دانه‌ریز، می‌توان نتیجه گرفت که سیلیمانیت بیشتر در اثر دگرگونی مجاورتی شکل گرفته و مستقیم از مذاب ذوب بخشی تشکیل نشده است. با این حال، شواهد جزئی ذوب‌بخشی چون لبه‌های ذوب‌شده در برخی بلورها یا تجزیه کانی‌ها، نشان می‌دهد که ذوب بخشی جزئی پس از تشکیل سیلیمانیت رخ داده است. از این رو مانند گارنت، سیلیمانیت نیز بیشتر ناشی از دگرگونی مجاورتی است و مستقیم از مذاب متبلور نشده است. کاهش نسبی کانی‌های ورقه‌ای چون بیوتیت و سایر کانی‌های متالومورفیک در این نمونه‌ها نیز با افزایش درجه دگرگونی و رشد بلورهای شکفته بلور مانند سیلیمانیت و گارنت ارتباط دارد و فرآیند طبیعی در دگرگونی‌های درجه بالاست.

کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن و تورمالین در این نمونه‌ها دیده شده‌اند. این کانی‌ها اغلب در سایر هورنفلزهای منطقه مورد بررسی نیز یافت می‌شوند، اما فراوانی و اندازه آنها بسته به شرایط دگرگونی و ذوب بخشی محلی متفاوت است (شکل ۵ پ و ت).

این واحدهای پلیتی دگرگون شده (متاپلیتی) دیده می‌شوند. افزایش اندازه کانی کردیریت (۱ تا ۳ میلیمتر) و فراوانی مودال کردیریت‌ها (بیشتر از ۳۰ درصد) همراه با سخت شدگی سنگ‌ها در نمونه دستی از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هاست. در نمونه‌های برداری، کانی‌های اصلی شامل کردیریت، مسکوویت، آندالوزیت، پلازیوکلاز و کوارتز هستند. کردیریت‌ها بلورهای درشت و برجسته دارند و در زمینه ریزتر سنگ رشد کرده‌اند و مسکوویت‌ها دانه‌درشت و بدون جهت‌گیری ویژه‌ای هستند. کانی‌های کردیریت بافت پوئی کیلوبلاستیک نشان می‌دهند. مسکوویت به نسبت دانه درشت، بی شکل و اغلب در اندازه ۱ تا ۲ میلیمتر است. بیشتر شکلدار هستند و سایر کانی‌ها را قطع کرده‌اند. آرایش کانی‌های مسکوویت تصادفی و بدون جهت‌گیری مشخص است، یعنی بدون تورق و جهت‌یافتگی آشکار هستند. به طور کلی، با نزدیک شدن به توده نفوذی، درجه دگرگونی سنگ‌ها افزایش یافته و آثار برگراگی و تورق در نمونه‌های مورد بررسی و مقاطع میکروسکوپی از بین می‌روند. بافت این سنگ شکفته بلوری با زمینه دانه‌شکفتی است (شکل ۴ ث، ج).

ظهور گارنت در ذوب بخشی

بیوتیت کردیریت فلدسپار پتاسیم گارنت هورنفلز میگماتیت: در این گروه از سنگ‌ها، کانی‌های اصلی شامل گارنت، کردیریت، بیوتیت، پلازیوکلاز، کوارتز و ارتوز هستند. بلورهای گارنت با اندازه حدود ۱/۵ میلی‌متر، خودشکل هستند و اغلب دچار شکستگی شده‌اند (شکل ۵ الف و ب). بیوتیت‌ها در درون گارنت دیده می‌شوند که نشان‌دهنده همبرزادی بودن این دو کانی است، به طوری که بیوتیت‌ها پیش از یا همزمان با رشد گارنت تشکیل شده‌اند و برآمده از دگرگونی پس‌رونده نیستند. این ویژگی اهمیت زیادی دارد، زیرا بافت بیوتیت درون گارنت نشان می‌دهد که این کانی‌ها در شرایط تعادل کانی‌شناسی اولیه رشد کرده و در فرآیندهای پس‌رونده دگرگونی تشکیل نشده‌اند. کانی‌های بیوتیت، کردیریت، پلازیوکلاز و کوارتز به صورت دانه‌های ریز در زمینه سنگ پراکنده هستند، در حالی که بیوتیت‌ها در زمینه به نسبت دانه‌درشت دیده می‌شوند. گارنت‌ها به صورت شکفته بلور در زمینه دانه شکفتی ظاهر شده و در محل شکستگی‌ها به بیوتیت تجزیه شده‌اند. فلدسپارهای پتاسیم در زمینه سنگ بافت پرتیتی دارند و دارای میانبرهای بسیار هستند. شواهد ذوب بخشی در سنگ شامل لبه‌های ذوب‌شده در برخی بلورها، تجزیه گارنت به بیوتیت در محل شکستگی‌ها و بافت پرتیتی فلدسپار پتاسیم است. بر این

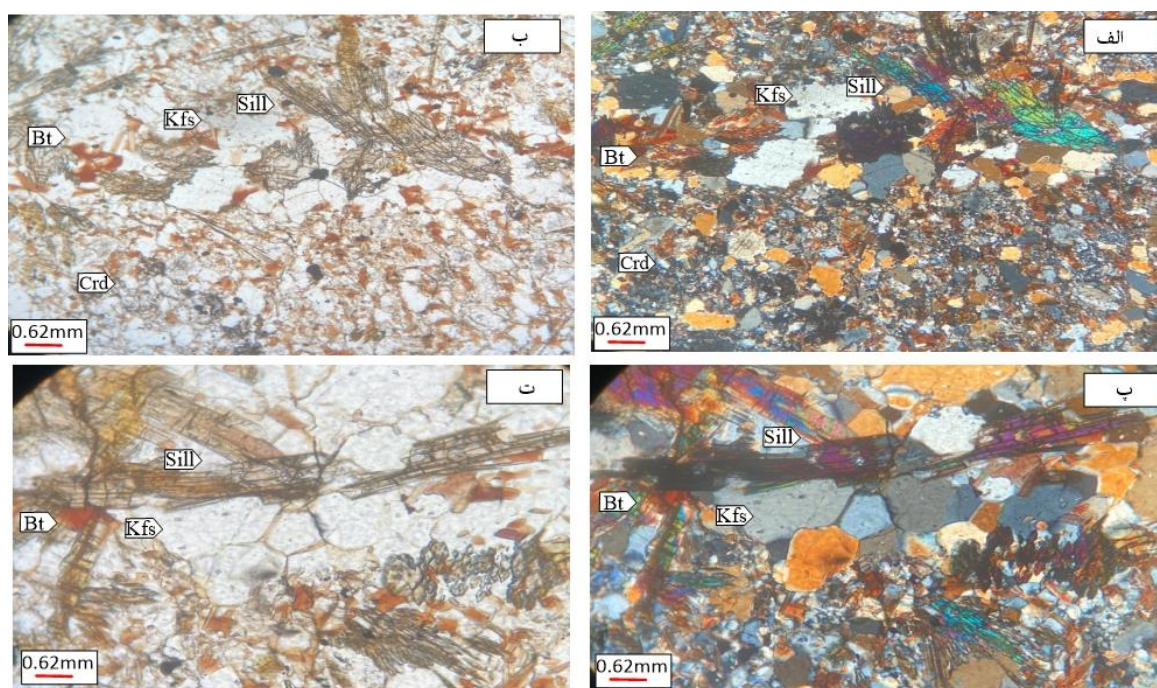


شکل ۵ (الف) در بیوتیت کردیریت فلدسپار پتاسیم گارنت هورنفلس میگماتیت، بلور گارنت خودشکل بوده و دارای شکستگی است. کانی‌های بیوتیت به صورت تجزیه شده درون کانی گارنت دیده می‌شوند (در نور قطبیده متقاطع، XPL). (ب) همان تصویر در PPL. (پ) در بیوتیت گارنت کردیریت فلدسپار پتاسیم سیلیمانیت هورنفلس میگماتیت، سیلیمانیت به صورت شکفته بلور در این سنگ‌ها برای نخستین بار ظاهر شده است. خط چین‌ها برخوردگاه تیز توده نفوذی با هورنفلس است. (در XPL، ت) همان تصویر در PPL.

مسکوویت‌ها در درجه‌های پایین‌تر دارند و تمایل به انباشت در نواحی با دگرریختی پیشرونده و کرنش بالا نشان می‌دهند. این برداشته‌ها با شواهد ریزساختاری تأیید می‌شوند، از جمله اگرگات‌های سیلیمانیت‌های رشته‌ای خمیده در تورق‌ها و انباشت آن‌ها در مناطقی با نرخ کرنش بالا که با تحلیل ریخت‌شناسی فیبرولیت‌ها، جهت‌گیری موازی تورق و تراکم شکست‌ها در زمینه دانه‌ریز مشخص شده است. سیلیمانیت‌های رشته‌ای در این جا همان فیبرولیت‌ها هستند و مناطق با کرنش بالا با بررسی چگونگی انباشت و انحنا این فیبرولیت‌ها تعیین شده است. این نتایج یک قاعده کلی در نمونه‌های بررسی شده بوده و محدود به هاله میشو یا یک منطقه ویژه نیستند. به طور کلی، سیلیمانیت‌های رشته‌ای در این متاپلیت‌ها به عنوان شاخص دگرریختی پیشرونده عمل می‌کنند و انباشت آن‌ها در نواحی با کرنش بالا نشان‌دهنده رابطه مستقیم بین رشد شکفته بلوری و فرآیندهای دگرریختی است (شکل ۶ الف، ب).

رشد و تمرکز سیلیمانیت رشته‌ای در ارتباط با دگرریختی‌ها در متاپلیت‌های سیلیمانیت-فلدسپار پتاسیم‌دار

در متاپلیت‌های درجه بالا (رخساره‌های پیروکسن هورنفلس)، مسکوویت‌ها در حضور کوارتز ناپایدار شده و تعداد بیوتیت‌ها کاهش می‌یابد. میکاها در مسیر تشکیل سیلیمانیت، فلدسپار پتاسیم، گارنت و کردیریت به تدریج از بین می‌روند. به جز سیلیمانیت‌ها، سایر کانی‌ها اغلب دانه درشت هستند و همراه با کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت‌های پراکنده در نواحی بین‌لایه‌ای به صورت عدسی شکل ظاهر می‌شوند. این نواحی شباهت کمی به پهنه‌های کرنشی در درجه‌های دگرگونی پایین‌تر دارند. مناطق با جهت‌یافتگی صفحه‌ای، که در بررسی بافت سنگ به عنوان حوزه تورق (Cleavage domain) و حوزه لایه‌های سنگی ظریف (Microlithon domain) شناخته می‌شوند، بیشتر شامل سیلیمانیت‌های رشته‌ای، با یا بدون بیوتیت و کانی‌های تیره چون ایلمنیت هستند. در درجه‌های دگرگونی بالاتر که فلدسپار پتاسیم و سیلیمانیت به صورت همزیست حضور دارند، سیلیمانیت‌های رشته‌ای عملکردی شبیه



شکل ۶ الف) سیلیمانیت‌ها در زمینه گرانوبلاست‌ها و شکفته بلورهای فلدسپار پتاسیم و کلدیریت (در XPL). ب) همان تصویر در PPL. پ) سیلیمانیت نسبت به جهت‌یافتگی صفحه‌ای به صورت کج و خمیده قرار دارد (در XPL). ت) همان تصویر در PPL.

طیف‌سنجی رامان

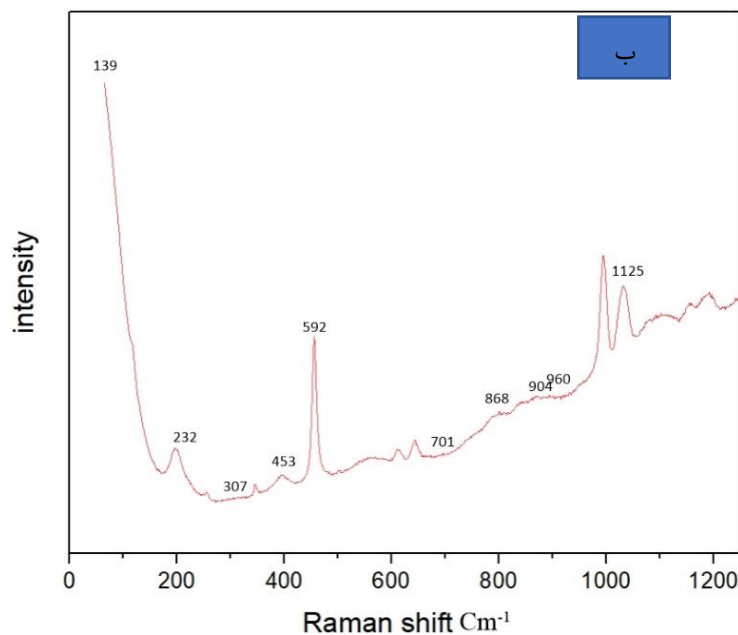
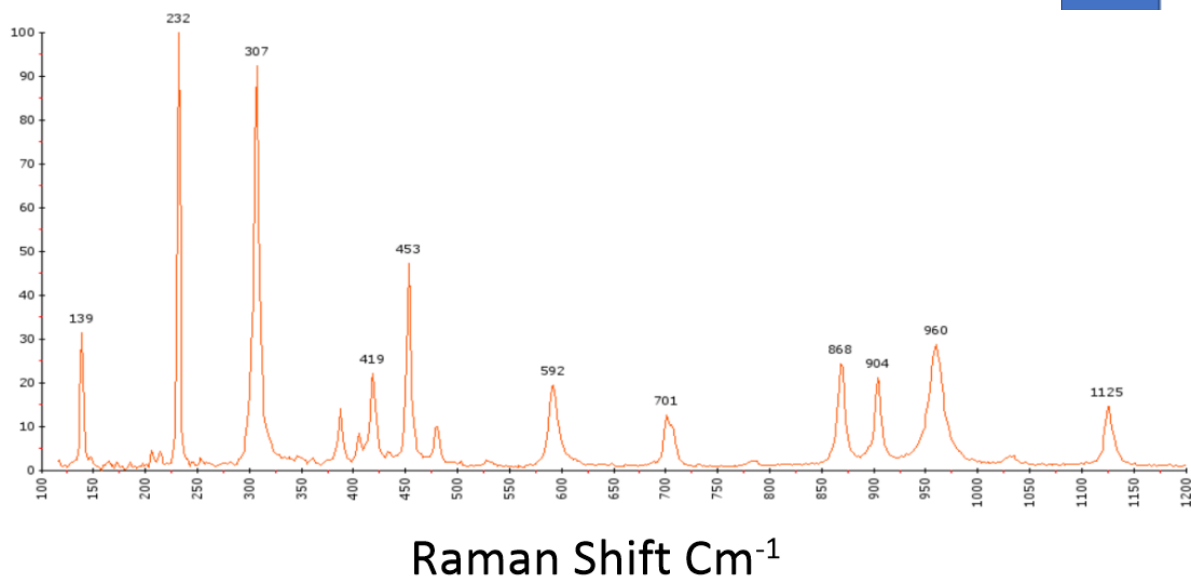
طیف‌سنجی رامان بر پایه تداخل (لرزش) در پرتوی میدان الکتریکی و لرزه در نمونه (شبکه بلور و مولکول‌ها) بنیان نهاده شده است. پرتو ممکن است که توسط نمونه‌ای که در اثر یک لرزه باعث به وجود آمدن فوتون‌هایی شود، تولید گردد [۱۲]. آنالیز طیف‌سنجی رامان نمونه‌ها در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه تبریز انجام شد. قله‌های در 420 و 990 cm^{-1} به‌خوبی با سیلیمانیت شناخته‌شده همخوانی دارند. در گزارش‌ها و پایگاه طیف‌سنجی (RRUFF) این قله‌ها از مشخصه‌های اصلی سیلیمانیت هستند و به‌ترتیب با ارتعاش‌های خمشی Al-O و کششی Si-O در ساختار سیلیمانیت همخوانی دارند. طیف رامان نمونه سیلیمانیت مورد بررسی شامل قله‌هایی در 139 ، 232 ، 307 ، 419 ، 453 ، 592 ، 701 ، 868 ، 904 ، 960 و 1125 cm^{-1} است (شکل ۷). این قله‌ها نشان‌دهنده‌ی حرکت‌های ارتعاشی مختلف مربوط به ساختار بلوری سیلیمانیت هستند. قله دیده‌شده در حدود 139 cm^{-1} مربوط به یک ارتعاش خمشی در ساختار AlO_6 است. چنین حرکت‌های ارتعاشی اغلب به حرکت جمعی یون‌ها در ساختار بلوری نسبت داده می‌شوند [۱۳]. قله در حدود 232 cm^{-1} نیز به یک حرکت ارتعاشی خمشی نسبت داده می‌شود که به احتمال

بسیار ناشی از خم شدن پیوندهای Al-O در ساختار هشت‌وجهی آلومینیوم یا بین‌اتمی در ساختار بلور است [۱۳]. نمونه‌های مورد بررسی دارای سیلیمانیت‌های رشته‌ای (فیبرولیت) هستند. ساختار رشته‌ای این کانی‌ها باعث می‌شود که قله‌های رامان با کمی تغییر در شدت یا پهنای خطوط دیده شوند، اما موقعیت بسامدی آنها تقریباً با داده‌های سیلیمانیت/فیبرولیت در مرجع RRUFF و گزارش‌ها همخوانی کامل دارد. به‌ویژه، قله‌های دیده شده در 139 ، 232 ، 307 ، 419 ، 453 ، 592 ، 701 ، 868 ، 904 ، 960 و 1125 cm^{-1} با ارتعاش‌های خمشی و کششی Al-O و Si-O همخوانی دارند. از این رو، داده‌های رامان نه تنها هویت سیلیمانیت نمونه‌ها را تأیید می‌کنند، بلکه تغییرهای جزئی در شکل قله‌ها نشانگر ساختار رشته‌ای سیلیمانیت و دگرریختی پیش‌رونده در متاپلیت‌ها و پهنه‌های با کرنش بالاست. قله در 307 cm^{-1} به یک ارتعاش خمشی پیچیده مربوط می‌شود که اغلب در اثر حرکت زوایه‌ای گروه‌های Si-O-Al در ساختارهای چاروجهی و هشت‌وجهی ایجاد می‌گردد. این مد ارتعاشی از ویژگی‌های ساختاری سیلیمانیت بوده و در پژوهش‌های مختلف گزارش شده است [۱۳]. قله در 419 cm^{-1} را می‌توان به عنوان یکی دیگر از مدهای خمشی در نظر گرفت که به احتمال بسیار به

سیلیکون در ساختار بلور باشد [۱۴]. در حدود 592 cm^{-1} یک قله دیده می‌شود که به احتمال بسیار ناشی از مد کششی ترکیبی است که بین پیوندهای Si-O و Al-O رخ می‌دهد. این قله می‌تواند نمایانگر آثار نظم یا بی‌نظمی آلومینیوم و سیلیکون در چارچوب بلوری باشد [۱۵].

ارتعاش زوایه‌ای گروه‌های O-Si-O یا یک کشش ضعیف در پیوندهای Al-O مربوط می‌شود [۱۳]. قله به نسبت شدید در 453 cm^{-1} به مدهای خمشی گروه‌های O-Si-O یا O-Al-O مربوط است که اغلب در گستره میانی بسامدی بین حرکت های ارتعاشی خمشی و کششی قرار می‌گیرند. این قله می‌تواند نمایانگر پیچیدگی ساختار و ترکیب یون‌های آلومینیوم و

الف



شکل ۷ الف) طیف رامان سیلیمانیت برگرفته از RRUF. ب) طیف رامان به‌دست‌آمده از یک بلور سیلیمانیت از بیوتیت گارنت کردیریت فلدسپار پتاسیم سیلیمانیت هورنفلس میگماتیت. قله‌های مشخص و متفکیک مربوط به سیلیمانیت هستند.

نشده‌اند. همچنین، مقایسه نشدن مستقیم طیف‌های رامان نمونه‌های دگرشکل‌شده و استاندارد فیبرولیت در مراجع معتبر، موجب کاهش استحکام علمی نتیجه‌گیری‌ها شده است. افزون بر این، استفاده از منابع به‌روزتر و ارجاع به پژوهش‌های در ارتباط با آثار دگرریختگی و کرنش در سیلیمانیت می‌تواند تحلیل دقیق‌تر و جامع‌تری ارائه دهد. در پایان، ارائه شکل‌هایی با برجسته‌سازی دقیق پهنای قله‌ها و تغییرهای شدت، می‌تواند به درک بهتر تغییرهای ریزساختاری و تقویت قوی‌تر فرضیه‌ها کمک نماید.

برداشت

نفوذ توده گرانیوتئیدی میشو به درون سازند کهر باعث دگرگونی مجاورتی سنگ‌های دربرگیرنده از رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس تا رخساره پیروکسن هورنفلس شده است. توالی دگرگونی مجاورتی از بیرون به درون هاله به ترتیب به صورت اسلیت لکه‌دار (دارای کلریت، مسکوویت و کردیریت)، کردیریت-آندالوزیت-مسکوویت هورنفلس، بیوتیت-کردیریت-فلدسپار پتاسیم-گارنت (با ذوب‌بخشی)، هورنفلس میگماتیته دربردارنده بیوتیت، گارنت، کردیریت، فلدسپار پتاسیم و سیلیمانیت است. بررسی طیف رامان نمونه‌های دگرگون‌شده در رخساره پیروکسن هورنفلس نشان داد که قله‌های مشخصه در حدود ۴۲۰ و 990 cm^{-1} به‌خوبی با سیلیمانیت شناخته‌شده همخوانی دارند. این قله‌ها به‌ترتیب بیانگر حرکت-های ارتعاشی خمشی Al-O و کشش متقارن پیوندهای Si-O در ساختار بلوری سیلیمانیت هستند. حضور قله‌های متعدد دیگر در گستره ۱۳۹ تا 1125 cm^{-1} نیز نشانگر طیف گسترده‌ای از حرکت‌های ارتعاشی خمشی و کششی در ارتباط با گروه‌های SiO_4 و AlO_6 بوده که گویای ساختار بلوری پیچیده و منظم این کانی در شرایط دگرگونی بالاست. از سوی دیگر، شواهد ریزساختاری به‌دست‌آمده از مقاطع نازک، حضور سیلیمانیت‌های رشته‌ای خمیده و جهت‌دار در راستای برگوارگی‌ها را تأیید می‌کند. این سیلیمانیت‌ها بیشتر در نواحی با نرخ کرنش بالا و دگرریختی پیش‌رونده متمرکز بوده و گاه با بیوتیت و کانی‌های تیره همراه هستند. این ساختارها شباهت زیادی به الگوهای دیده‌شده در پهنه‌های میلونیتی با

قله در 701 cm^{-1} نیز به یک طیف ارتعاشی کششی نسبت داده می‌شود که مربوط به ارتعاش متقارن پیوندهای Si-O در گروه‌های SiO_4 است. چنین قله‌هایی اغلب در ساختارهای سیلیکاتی با پیوندهای قوی ظاهر می‌شوند. در بسامدهای بالاتر، قله در 868 cm^{-1} به کشش غیر متقارن پیوند Si-O که یکی از مشخصه‌ی گروه‌های SiO_4 در ساختار سیلیمانیت است مربوط می‌شود. این طیف ارتعاشی اغلب در سیلیکات‌ها با ساختار چاروجهی دیده می‌شود [۱۳]. قله در 904 cm^{-1} نیز به کشش داخلی پیوندهای Si-O مربوط است که در هندسه‌های نامتقارن یا تغییر یافته‌ی چاروجهی SiO_4 دیده می‌شود. حضور این قله بیانگر تنوع هندسی در ساختار بلوری است [۱۵]. قله شدید در 960 cm^{-1} از مهم‌ترین قله‌ها در طیف رامان سیلیمانیت است که به کشش متقارن Si-O نسبت داده می‌شود. این حرکت ارتعاشی در بیشتر ساختارهای سیلیکاتی، به‌ویژه در چندریخت‌های Al_2SiO_5 ، دیده می‌شود و از قله‌های شاخص برای تشخیص سیلیمانیت است [۱۳]. در پایان، قله در 1125 cm^{-1} به یک حرکت ارتعاشی کششی داخلی با انرژی بالا نسبت داده می‌شود که به احتمال بسیار مربوط به ارتعاش شدید Si-O در الگوی ارتعاشی بالاتر است. حضور این قله نشان‌دهنده‌ی ساختار منظم و مستحکم گروه‌های SiO_4 در بلور است [۱۳]. در نمونه‌های مورد بررسی، موقعیت بسامدی قله‌های رامان (۱۳۹، ۲۳۲، ۳۰۷، ۴۱۹، ۴۵۳، ۵۹۲، ۷۰۱، ۸۶۸، ۹۰۴، ۹۶۰ و 1125 cm^{-1}) تقریباً با داده‌های سیلیمانیت/فیبرولیت در مرجع RRUFF و گزارش‌های منتشر شده همخوانی دارد، که نشان‌دهنده حفظ ساختار بلوری اصلی است. با وجود همخوانی کلی موقعیت بسامدی قله‌های رامان با داده‌های مرجع سیلیمانیت و فیبرولیت، برخی نکته‌های قابل توجه و بهبود در این پژوهش دیده می‌شود. نخست، پهنای نسبی و شدت برخی قله‌ها به‌ویژه در گستره $307-453\text{ cm}^{-1}$ به طور قابل ملاحظه‌ای تغییر یافته است که می‌تواند ناشی از آثار دگرشکلی و کرنش بالا باشد. البته، در اینجا این تغییرها به طور کامل بررسی نشده و دلایل احتمالی آن، چون حضور فیبرولیت یا دگرریختگی‌های ساختاری، به طور جامع و مستند مقایسه

مراجع

- [1] Spear F. S., "Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths", Mineralogical Society of America (1993).
- [2] Vernon R. H., "A practical guide to rock microstructure", Cambridge University Press (2004).
- [3] Green D. H., "Metamorphic reaction equilibria and the interpretation of metamorphic terrains", The Journal of Geology, 71(2) (1963) 229-256.
- [4] Wopenka B., Pasteris J. D., "Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy", American Mineralogist, 78(5-6) (1993) 533-557.
- [5] Wintsch R. P., Webster J. R., Bernitz J. A., Fout J. S., "Geochemical and geological criteria for the discrimination of high-grade gneisses of intrusive and extrusive origin", eastern Connecticut (1990).
- [6] Proyer A., "Al₂SiO₅ polymorphs in the Eastern Alps: Constraints from Raman spectroscopy", Lithos, 70(1-2) (2003) 183-201. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00097-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00097-3).
- [7] Mukherjee B. K., Mishra B., Ravindra Kumar G., "Raman spectroscopic characterization of aluminous metamorphic minerals from the Higher Himalaya", Journal of Metamorphic Geology, 28(6) (2010) 551-563. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00881.x>
- [8] Goncalves P., Rubatto D., Hermann J., "Raman constraints on Al₂SiO₅ phase transitions and metamorphic conditions in high-grade terrains of Madagascar", Contributions to Mineralogy and Petrology, 171(3) (2016) 28. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1235-4>
- [9] Nabavi M.H., "Geology of Iran", (1355) 109p.
- [10] Mohajel M., Hajiloo B., Asadian E., Rastgar-Mirzai E., Eftekhari-Nezhad J., "Geological Map of Marand, Scale 1:100,000", (1995) Geological Survey of Iran.
- [11] Shahzeidi M., Moayyed M., Murata M., Yui T. F., Arai S., Chen F., Ahmadian J., "Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the ~550 Ma Mishu granitoids (northwest

کرنش بالا دارند. همچنین، نابودی میکاها در فرآیند تشکیل سیلیمانیت، گارنت، فلدسپار پتاسیم و کلدیریت، همراه با حضور کانی‌های درشت‌دانه در فضاها بین‌لایه‌ای، تأییدی بر رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در درجه‌های بالا و نزدیک به شرایط ذوب‌بخشی است. به طور کلی، همخوانی داده‌های طیف رامان با شواهد ریزساختاری و بافتی موجود در نمونه‌های هورنفلسی، رامان، نشان‌دهنده دگرریختی پیشرونده طی دگرگونی مجاورتی است. سیلیمانیت‌های رشته‌ای (فیبرولیت) با خمیدگی و تمرکز در نواحی تورق (Cleavage domain)، حضور فیبرولیت‌ها در پهنه‌های کرنش بالا و هم‌راستایی محدود بلورهای کلدیریت با تورق، همه شاخص‌هایی از آثار کرنش در دماهای بالا هستند. افزون بر این، عدسی‌شدن و تمرکز کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت در نواحی بین‌لایه‌ای و شکستگی‌های محلی گارنت‌ها، نشان‌دهنده رشد کانی‌ها تحت میدان کرنش همزمان با گرادیان حرارتی ناشی از نفوذ توده گرانیتوئیدی است. از این رو، رشد شکفته بلورهای سیلیمانیت و گارنت در این نمونه‌ها بیشتر در اثر دگرگونی مجاورتی رخ داده و با دگرشکلی همزمان در شرایط دمای بالا همراه بوده است، در حالی که شواهد ذوب‌بخشی جزئی پس از تشکیل این کانی‌ها نیز دیده می‌شود. این نتایج نشان می‌دهد که هم‌بزرادی و بافت رشته‌ای سیلیمانیت می‌تواند به‌عنوان شاخص دگرریختی پیشرونده و تعیین‌کننده مسیرهای دگرگونی مجاورتی در متاپلیت‌های درجه بالا استفاده شود. نشان‌دهنده‌ی تشکیل سیلیمانیت در پاسخ به شرایط فشار و دمای بالا و نقش آن در بازتاب شرایط کرنش در سنگ میزبان است. این نتایج می‌توانند برای تعیین مرزهای دگرریختی و مسیرهای دگرگونی در سامانه‌های دگرگونی چندگانه استفاده شوند.

قدردانی

این پژوهش بخشی از رساله دکتری نویسنده اول بوده که به این وسیله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه تبریز تشکر و قدردانی می‌گردد.

- [14] Zhai K., Xue W., Wang H., Wu X., Zhai S., "Raman spectra of sillimanite, andalusite, and kyanite at various temperatures", *Physics and Chemistry of Minerals*, (2020) 47(23). <https://doi.org/10.1007/s00269-020-01074-4>
- [15] Bertram F., Heine V., Jones R., "Computer modelling of Al/Si ordering in sillimanite", *Physics and Chemistry of Minerals*, 17(1) (1990) 55–61. <https://doi.org/10.1007/BF00200128>.
- Iran)", *International Geology Review*, 59(7) (2017) 793-811.
- [12] McMillan Paul, "A Raman spectroscopic study of glasses in the system CaO–MgO–SiO₂", *American Mineralogist* 69.7-8 (1984) 645-659.
- [13] Mernagh T. P., Liu L.G., "Raman spectra from the Al₂SiO₅ polymorphs at high pressures and room temperature", *Physics and Chemistry of Minerals*, 18(3) (1991) 207–216. <https://doi.org/10.1007/BF00216605>