



سنگ‌نگاری و کاربرد شیمی بلور در بررسی‌های ترمودینامیکی سنگ‌های دگرگونی، منطقه زرینه، جنوب قروه - کردستان

اشرف ترکیان^{۱*}، جواد ایزدیار^۲، زهرا رضوانی مکبر^۱، علی اصغر سپاهی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زنجان، زنجان

(دریافت مقاله: ۹۵/۹/۲۴، نسخه نهایی: ۹۶/۱/۱۵)

چکیده: محدوده دگرگونی مورد بررسی در جنوب قروه (منطقه زرینه)، در شمال غربی پهنه سنندج - سیرجان واقع است. توده ژرف جنوب قروه که مجموعه‌ای از سنگ‌های گرانیتوئیدی، گرانودیوریتی، کوارتز مونزونیتی و گابروها را در بر می‌گیرد، مطابق سن‌سنجی‌های اخیر در ۱۵۲-۱۴۹ میلیون سال پیش در سنگ‌های میزبان نفوذ کرده و باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی در آن‌ها شده است. نفوذ توده‌ها و پروتولیت‌های گوناگون اعم از پلیتی و بازیتی دلیل متفاوت بودن طیف سنگ‌های دگرگونی این منطقه است. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت، شیست، آمفیبولیت هستند که از اواسط رخساره شیست‌سبز تا اوایل آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل اسلیت‌های لکه‌دار، میکاهورنفلس و کردیریت هورنفلس‌ها هستند که از رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس تا ابتدای هورنبلند هورنفلس دچار دگرگونی شده‌اند. در کردیریت هورنفلس‌ها، اندازه بلورهای کردیریت با دور شدن از توده نفوذی، کاهش و تعداد آن‌ها افزایش می‌یابد. با توجه به شواهد سنگ‌نگاری به طور کلی سنگ‌های دگرگونی این منطقه دچار سه مرحله دگرگونی شامل دگرگونی ناحیه‌ای احتمالاً فشار بالا، دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی مجاورتی در حد متوسط شده‌اند. محاسبات دما-فشار برای دگرگونی ناحیه‌ای M1 فشاری معادل ۳/۹ Kbar و دمایی برابر 539°C را نشان می‌دهد. برای دگرگونی مجاورتی M2، میانگین فشار ۴/۳ Kbar و دمای میانگین 607°C محاسبه شده است. همچنین برای دگرگونی مجاورتی M2، با استفاده از کالیبراسیون تجربی تعادل بیوتیت - مسکوویت، دمایی معادل $581/3^{\circ}\text{C}$ تخمین زده می‌شود، و با استفاده از تعادل کلریت - مسکوویت برای این مرحله دگرگونی به ترتیب فشار ۳/۶۵ Kbar و دما 620°C حاصل شده است. در مجموع نتایج حاصل برای هر دو نوع سنگ‌های دگرگونی منطقه قابل انتظار و منطقی است اما فشار بیشتر برای دگرگونی مجاورتی ممکن است متأثر از جایگزینی توده نفوذی گرانیتوئیدی باشد.

واژه‌های کلیدی: کردستان؛ قروه؛ دگرگونی مجاورتی؛ کردیریت هورنفلس؛ دما-فشارسنجی.

مقدمه

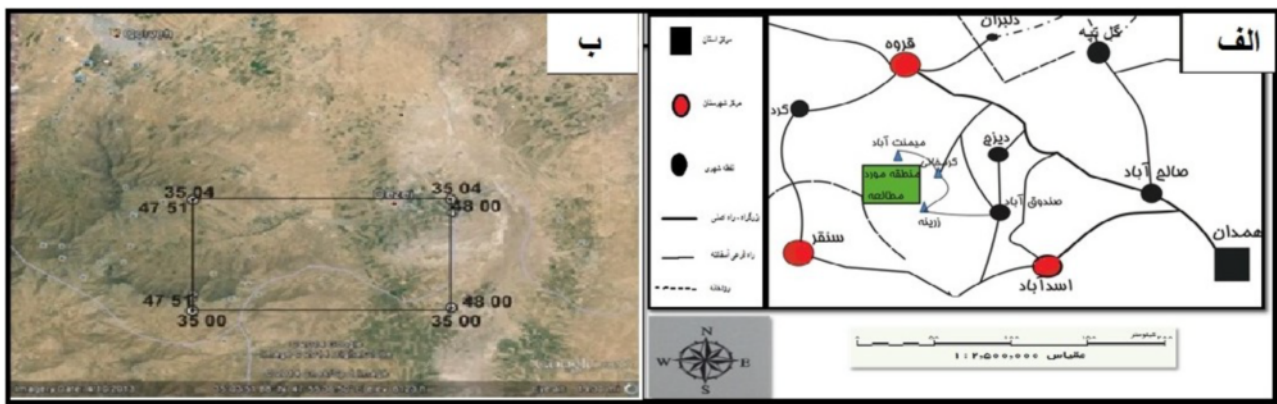
منطقه از نظر تقسیمات چینه‌شناسی - ساختمانی بخشی از پهنه سنندج-سیرجان [۲،۱]. شامل مجموعه‌ای از واحدهای رسوبی-ماگمایی با سن پرکامبرین پسین تا کرتاسه پیشین است که طی رخداد‌های دگرگونی و دگرشکلی متعدد، متحول شده‌اند. افتخارنژاد [۳] این پهنه را به دو بخش یعنی پهنه سنندج-سیرجان جنوبی، (از سیرجان تا گلپایگان) که دچار

منطقه مورد بررسی در جنوب شهرستان قروه بین طول‌های جغرافیایی 48° ، 51° و 47° و عرض‌های جغرافیایی 35° ، 35° و 35° قرار دارد. از جمله راه‌های دسترسی به منطقه، جاده قروه-سنقر و همدان - سنندج است، که محور اصلی ارتباطی منطقه نیز محسوب می‌شود (شکل ۱ الف). این

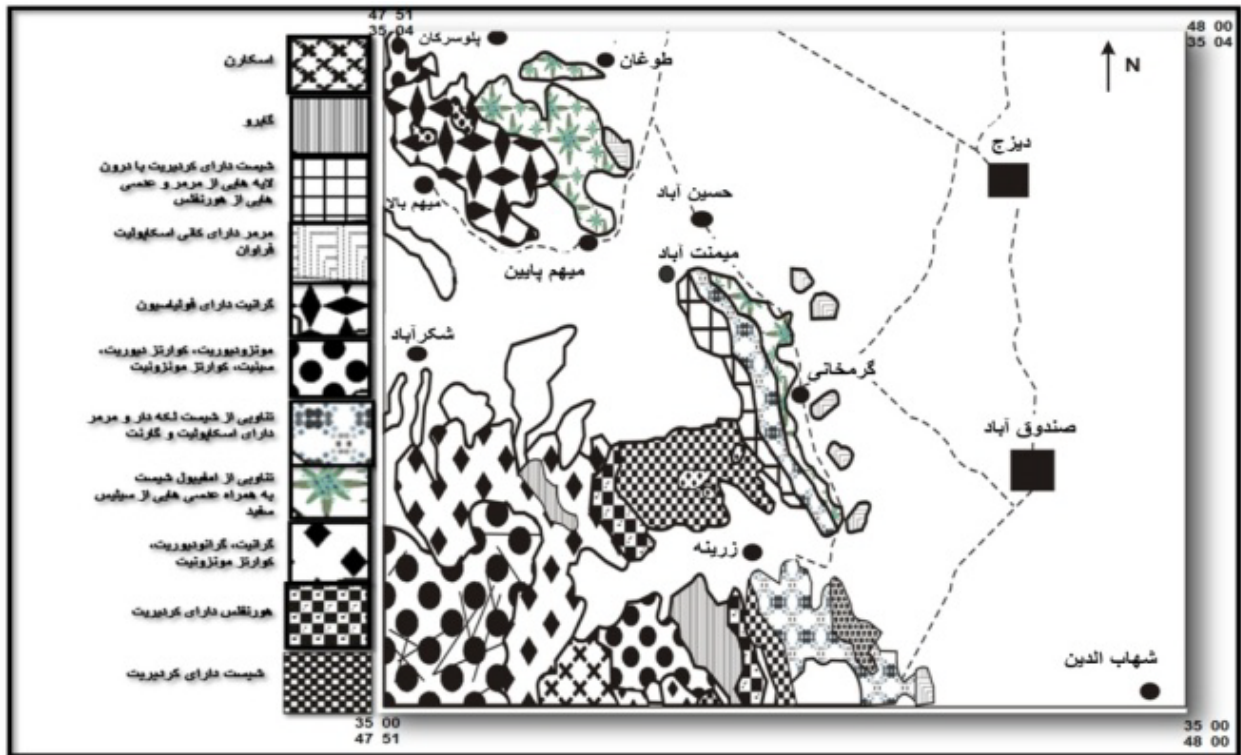
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹-۳۸۳۸۱۶۰۱ (۰۸۱)، نمابر: ۳۸۳۸۱۱۷۲ (۰۸۱)، پست الکترونیکی: a-torkian@basu.ac.ir

تحول آشکاری گردیده‌اند، به طوری که سنگ‌های دگرشکل، پروتومیلونیت و میلونیت را در سنگین آباد، پلوسرکان و کوه گزگز بوجود آورده‌است (شکل ۲). این ویژگی در پهنه سنندج-سیرجان بسیار متداول و گسترده است. کاتاکلازیتی و میلونیتی شدن دو چهره و نمود بارز از فعالیت های دگرگونی دینامیک در منطقه است [۴]. از طرف دیگر تاثیر دو عامل نفوذ توده‌ها و فعالیت‌های دینامیکی انتشار گرما، ایجاد و توسعه دگرنهادی و دگرسانی را تسهیل نموده است [۵].

دگرگونی و دگرشکلی در تریاس میانی تا تریاس پسین شده و پهنه سنندج-سیرجان شمالی (از گلپایگان تا سنندج)، که در طی کرتاسه پسین دگرگون و دگرشکل شده است تقسیم نمود. به سبب نفوذ و جایگیری توده‌های گرانیته‌ییدی، این پهنه از لحاظ ساختاری اهمیت قابل توجهی دارد. توالی چینه‌ای موجود در منطقه از قدیم به جدید شامل سنگ‌های دگرگونه تریاس، تریاس- ژوراسیک، ژوراسیک و سنگ‌های نادگرگونه ائوسن است [۲]. بخشی از مجموعه زرف توده‌ای جنوب قروه (به ویژه در بخش‌های شمالی) بر اثر دگرگونی دینامیک دچار تغییر و



شکل ۱ الف: راه‌های دسترسی به منطقه مورد بررسی، ب) تصویر ماهواره‌ای منطقه.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد بررسی، برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه قروه.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

مجموعه ژرف‌توده‌ای جنوب قروه که طیفی از سنگ‌های گرانیتوئیدی، کوارتز مونزونیتی و گابروها را در بر می‌گیرد، باتوجه به سن‌سنجی‌های اخیر در ۱۴۹-۱۵۲ میلیون سال پیش در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای میانه‌زیستی نفوذ کرده [۶] و سبب دگرگونی مجاورتی سنگ‌های میزبان شده است (شکل ۲). در ادامه شرح کوتاهی از سنگ‌های دگرگونی‌های منطقه ارائه می‌شود [۲]:

دگرگونی ناحیه‌ای: توالی‌های رسوبی موجود در این منطقه متشکل از سه نوع سنگ‌شناسی عمده است که عبارتند از ولکانیک‌های زیر دریایی، پلیت‌ها و سنگ‌های کربناته، که سن آنها از تریاس تا ژوراسیک تغییر می‌کند [۲]. این مجموعه‌ها قبل از ژوراسیک پسین تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته و با طیفی به نسبت وسیع از اواسط رخساره شیست سبز تا اوایل رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. بر اساس پاراژنز کانی‌های موجود، پهنه‌های کلریت، بیوتیت، گارنت و استروئید قابل تشخیص هستند. با توجه به فعالیت‌های ماگمایی فعال منطقه و گسترش سنگ‌های آذرین درونی، بروز دگرگونی مجاورتی کاملاً طبیعی است. پهنه‌های مربوط به دگرگونی مجاورتی در منطقه قروه پهنه اندالوزیت و پهنه کردیریت است. نخستین آثار تشکیل آندالوزیت در شیست‌های لکه‌دار منطقه، از جمله در جنوب شرق تازه آباد و غرب گرمخانی مشهود است و مجموعه کانیایی آن شامل آندالوزیت، بیوتیت، مسکوویت، کوارتز و ارتوکلاز است. پهنه کردیریت گسترش قابل توجهی در ورقه قروه دارد که بیشتر در گوشه جنوب شرقی به صورت کردیریت هورنفلس و کردیریت شیست هستند. بخش عمده‌ای از کانی کردیریت در شیست‌های لکه‌دار جنوب میمنت آباد دیده می‌شود. مجموعه کانی‌شناسی موجود در این منطقه عبارتست از: کردیریت، بیوتیت، کوارتز و ارتوکلاز.

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

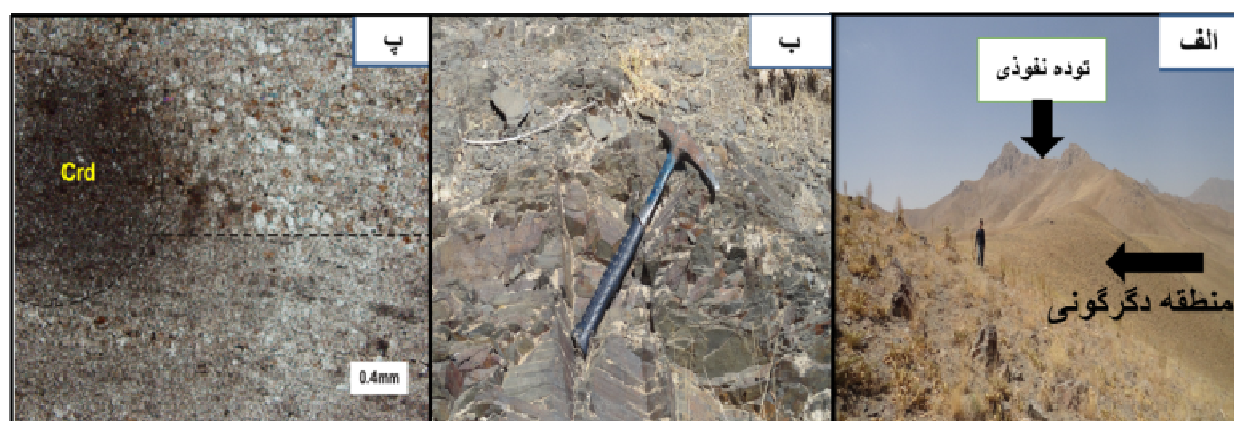
بر اساس نتایج بررسی‌های نمونه‌های دستی و مقاطع میکروسکوپی، منطقه مورد بررسی شامل ترکیبی از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در پهنه‌ای وسیع شامل اسلیت، شیست‌ها و آمفیبولیت و مجاورتی‌های اسلیت و اسلیت‌های لکه‌دار؛ کردیریت هورنفلس / میکا هورنفلس (فاقد کردیریت). (شکل ۳ الف) است که در ادامه با جزئیات توضیح داده می‌شوند:

اسلیت‌ها و اسلیت‌های لکه‌دار: این سنگ‌ها، سنگ‌های دگرگونی دانه‌ریزی هستند که بر اثر دگرگونی خفیف رسوبات بسیار دانه‌ریز و سایر سنگ‌های رسوبی مثل آرژیلیت‌ها، ایجاد شده و به راحتی دچار تورق می‌شوند [۷]. رخنمون اسلیت‌ها در منطقه به رنگ‌های خاکستری روشن تا تیره و گاهی به رنگ سبز روشن دیده می‌شود (شکل ۳ ب). اسلیت‌های لکه‌دار نسبت به اسلیت‌ها رنگ روشن‌تری دارند و به فاصله کمی از هورنفلس‌ها مشاهده می‌شوند. اسلیت‌ها دارای بافت اسلیتی و بدون پورفیروبلاست بوده، در حالی که اسلیت‌های لکه‌دار شامل پورفیروبلاست‌های کردیریت هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده شامل کوارتز، سریسیت، فلدسپار قلیایی، بیوتیت هستند و برخی از نمونه‌ها حاوی کلسیت هستند و پورفیروبلاست‌های کردیریت در اسلیت‌های لکه‌دار با بافت اسلیتی با ماکل چرخشی دیده می‌شوند. در برخی از این سنگ‌ها، کردیریت فاقد شکل ویژه یا ماکل شاخص چرخشی یا شعاعی است ولی با توجه به نوع تبدیل‌شدگی و یا مقایسه با سایر نمونه‌ها این لکه‌ها به احتمال زیاد کردیریت هستند.

برخی اسلیت‌های لکه‌دار دارای لایه‌بندی تدریجی و برخی لایه‌های غنی از کردیریت یا بدون کردیریت هستند. همچنین برخی نمونه‌ها دارای نوارهایی غنی از کوارتز و فلدسپار و قسمت‌هایی شامل مواد رسی و میکاها، که به سنگ ساخت لایه‌ای داده است هستند (شکل ۳ پ). چنین به نظر می‌رسد که دگرگونی مجاورتی در اسلیت‌های لکه‌دار چندان تأثیرگذار نبوده است و در لایه‌های غنی از کوارتز و فلدسپار فقط تا حدی کوارتزها را دانه‌ای نموده است (بافت هورنفلسی) اما بافت اسلیتی همچنان مشهود است.

در کل اسلیت‌ها تغییرات بافتی محسوسی را نشان نمی‌دهند، ولی بلورهای بیوتیت به طرف توده نفوذی در مقایسه با نمونه‌های دورتر از توده درشت‌تر می‌شوند. پیدایش بیوتیت به عنوان آغاز دگرگونی مجاورتی و تشکیل آنها قبل از کردیریت‌ها در نظر گرفته می‌شود.

با توجه به بافت اسلیتی، این سنگ‌ها دچار یک مرحله دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین شده‌اند، سپس در اثر دگرگونی مجاورتی در آنها کردیریت بوجود آمده است. از آنجاییکه در بافت اسلیتی، بلورهای بیوتیت و حتی کردیریت‌ها در امتداد محور ریزچین‌ها چرخیده‌اند باید گفت که این سنگ‌ها تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی نیز بوده‌اند.

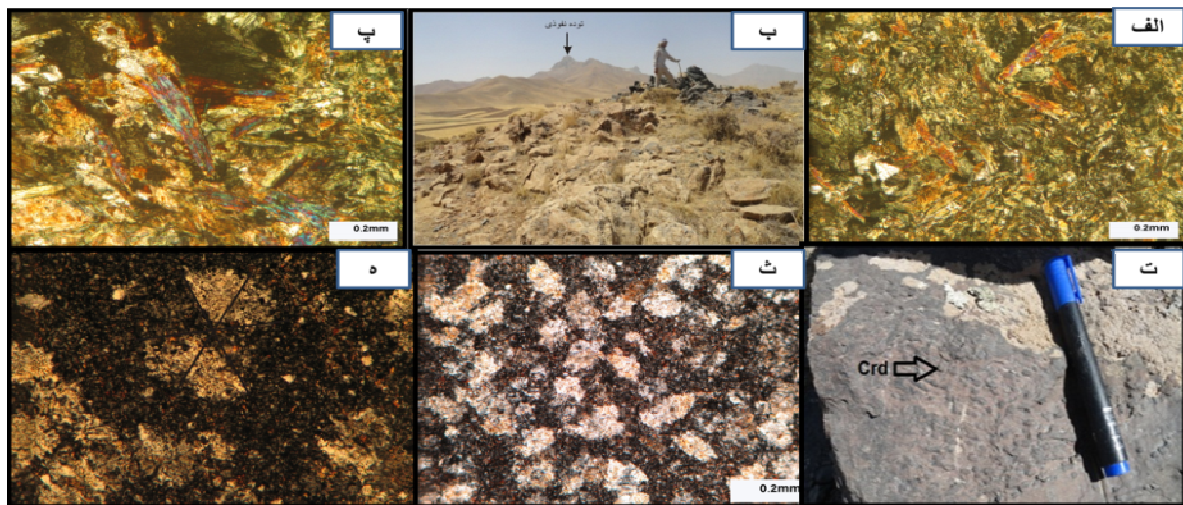


شکل ۳ الف) مرز توده نفوذی با سنگ‌های دگرگونی، غرب روستای زرینه، ب) رخنمون اسلیت‌ها، شرق روستای زرینه، پ) تصویر میکروسکوپیکی (X.P.L.) یک اسلیت لکه‌دار با لایه‌بندی ترکیبی و نواری (نوارهای غنی از کوارتز و فلدسپات در بالا و نوارهای غنی از مواد رسی در پایین) Crd: کردیریت.

(شکل ۴ پ) با بافت متقاطع دیده می‌شوند، که چنین حالتی در آمفیبولیت معروف گرمخانی به وفور یافت می‌شود. لازم به یادآوری است که حریری در آمفیبولیت‌های گرمخانی آمفیبول‌های سدیمی را گزارش نموده و حد رخساره دگرگونی این سنگ‌ها را آمفیبولیت فشار بالا و در مجاورت محدوده رخساره شیست آبی تشخیص داده است [۸].

هورنفلس‌ها: رخنمون هورنفلس‌های منطقه در غرب زرینه و در مجاورت با توده نفوذی، به صورت توده‌ای و به رنگ سیاه دیده می‌شود (شکل ۴ ت). سنگ مادر هورنفلس‌های منطقه مورد بررسی (کردیریت هورنفلس و میکا هورنفلس) ورقه است. این سنگ‌ها شامل کردیریت هورنفلس و میکا هورنفلس (بدون کردیریت) هستند. بافت بیشتر هورنفلس‌ها ریزدانه‌ای و پورفیروبلاستی است و از کانی‌های اصلی آنها می‌توان به کوارتز، بیوتیت، فلدسپارقلیایی، کلریت، آندالوزیت، کلسیت و پورفیروبلاست‌های کردیریت و کانی‌های فرعی زیرکن و تورمالین اشاره کرد. کردیریت‌ها به صورت بلورهای کروی و یا بیضوی شکل دیده می‌شوند (شکل ۴ ث). فراوانی بلورهای کردیریت در هورنفلس‌های منطقه قابل توجه است. بعضی از کردیریت‌ها ماکل‌های شعاعی و قطاعی را نشان می‌دهند. ماکل قطاعی در پاسخ به تبدیل کردیریت ششگوشی درجه بالای نیمه پایدار، به کردیریت راستگوشی دما پایین پایدار هنگام سرد شدن ایجاد می‌شود [۹]، (شکل ۴ د).

شیست: شیست‌ها با رنگ سیاه تا سبز، بیشتر در جنوب میمنت آباد رخنمون دارند و شامل آمفیبول میکاشیست‌ها (شکل ۴ الف) و میکاشیست‌ها و کلریت شیست‌ها هستند. امتداد و روند رخنمون این شیست‌ها SSE - NNW و بافت آنها نماتوبلاستی و لپیدوبلاستی بوده و دارای ترکیب کانی-شناسی آمفیبول به صورت سوزن‌های ظریف، اپیدوت نسبتاً زیاد از نوع زوییزیت و کلینوزوییزیت، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت، پلاژیوکلاز و میکروکلین هستند. با توجه به بررسی‌های انجام شده، همچنین محاسبات دما- فشارسنجی و تکیه بر پژوهش‌های صورت گرفته پیشین یک دگرگونی ناحیه‌ای [۸]. در حد رخساره شیست سبز بالایی تا آمفیبولیت پایینی به وقوع پیوسته است. وجود اجتماع کوارتزهای کشیده شده و یا پورفیروبلاست‌های فلدسپار چشمی در برخی از نمونه‌ها، شواهدی از میلونیتی شدن هستند که به صورت ریزچین کل بافت را تحت تاثیر قرار داده و بافت قدیمی را بهم ریخته است. **آمفیبولیت:** رخنمون آمفیبولیت‌ها که در اطراف گرمخانی (جنوب شرقی میمنت‌آباد) مشاهده شده است، به رنگ‌های سبز روشن تا تیره، خاکستری روشن تا تیره است (شکل ۴ ب). آمفیبولیت‌ها دارای بافت نماتوبلاستی بوده و می‌توان به وجود کانی‌های هورنبلند، پلاژیوکلاز، مسکوویت، میکروکلین، ارتوکلاز، بیوتیت، گاهی کلسیت و کوارتز در ترکیب آنها اشاره نمود. بافت‌های سوزنی که مشخصه آمفیبول شیست‌ها و آمفیبولیت‌هاست در منطقه فراوان است و سوزن‌های آمفیبول

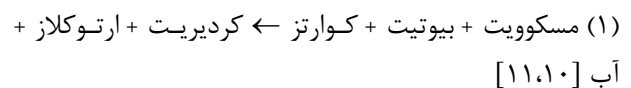


شکل ۴ الف) تصویر میکروسکوپی آمفیبول میکاشیست، ب) رخنمون آمفیبولیت‌ها، روستای گرمخانی، پ) تصویر میکروسکوپی از آمفیبولیت-های منطقه با بافت متقاطع، ت) نمونه دستی یک کردیریت هورنفلس در منطقه زربنه، (crd: کردیریت، کرتز ۱۹۸۴)، ث) تصویر میکروسکوپی از کردیریت هورنفلس، ه) بلور کردیریت با ماکل قطاعی در کردیریت هورنفلس.

۱۴۰ نمونه از طیفی از سنگ‌های مختلف (آذرین از توده نفوذی، دگرگونی‌های مجاورتی و ناحیه‌ای) برداشته شد. برای بررسی بافت‌ها و کانی‌ها از نمونه‌ها حدود ۵۵ مقطع نازک تهیه گردید. به منظور شناسایی ترکیب کانی‌های اصلی سنگ و بازسازی شرایط ترمودینامیکی (فشار و دما) دگرگونی منطقه ۴ مقطع نازک - صیقلی از اسلیت‌های لکه‌دار و هورنفلس‌ها انتخاب شد و برای بررسی‌های EPMA مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها توسط دستگاه ریزپردازشگر الکترونی Cameca Sx100 در اختلاف پتانسیل 10Kv و شدت پرتو 10nA، در گروه تحقیقاتی KMA استخراج معدن کوالامپور کشور مالزی انجام شده است. نتایج در جدول‌های ۱ تا ۴ ارائه شده است.

بیوتیت: بیوتیت در سنگ‌های دگرگونی در گستره وسیعی از شرایط دما و فشار تشکیل شده است و در سنگ‌هایی با مادری با ترکیب رس به عنوان شروع شرایط دما و فشاری پهنه بیوتیت در نظر گرفته می‌شود [۱۳]. بیوتیت یکی از مهم‌ترین کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی منطقه است که در هر دو سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی مجاورتی متبلور شده‌است. این کانی همراه با مسکوویت و کلریت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و در اندازه‌های متوسط تا درشت بلور، متأثر از دگرگونی مجاورتی دیده می‌شود.

در کردیریت هورنفلس‌ها همزمان با کاهش مسکوویت و بیوتیت، فراوانی کانی‌های ارتوکلاز و کردیریت بیشتر می‌شود. حضور همزمان این دو کانی نشان‌دهنده درجه دگرگونی نسبتاً بالاست. با توجه به این که در کردیریت هورنفلس‌ها با کاهش مسکوویت و بیوتیت، بلورهای کردیریت بوفور یافت می‌شوند، به احتمال زیاد کردیریت از واکنش زیر حاصل شده است:



اندازه بلورهای کردیریت در هورنفلس‌های کردیریت‌دار در مجاورت توده گرانیتوئیدی در حد یک سانتی‌متر یا حتی کمی بیشتر است، و با دور شدن از توده اندازه آنها کاهش یافته و به صورت لکه در می‌آیند، اما تعدادشان افزایش می‌یابد [۱۲]. با توجه به ترکیب کانیایی، چنین استنباط می‌شود که هورنفلس-ها تا رخساره هورنبلند هورنفلس دگرگون شده‌باشند و به علت نبود هم‌رشدی دو کانی ارتوکلاز و کردیریت نمی‌توان درجه دگرگونی را به بیش از رخساره یادشده نسبت داد.

شیمی کانی‌ها

روش کار

در این پژوهش سعی شده است تا در پیمایش‌های صحرائی از جهت‌های مختلفی در پیرامون توده نفوذی منطقه، نمونه-برداری‌ها در راستا و هدف مشخصی صورت پذیرد که در نهایت

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌های موجود در دگرگونی‌های مجاورتی و ناحیه‌ای و مقدار کاتیون‌های محاسبه شده به ازای ۱۱ اکسیژن.

Mineral	Biotite											
	Regional metamorphic rocks										Contact metamorphic rocks	
Rock												
Sample No.	Z.43-11	Z.43-12	Z.43-13	Z.43-14	Z.57-25	Z.57-26	B0-B1	B0-B2	B0-B3	B0-B4	B4-B41	B4-B43
SiO ₂	۳۷.۸۳	۳۶.۵۴	۳۶.۵۴	۳۵.۹۵	۳۶.۳۷	۳۵.۷۷	۳۶	۳۵.۶۱	۳۵.۲۳	۳۵.۵۴	۳۶.۱۲	۳۶.۲۵
TiO ₂	۳.۱۳	۳.۵۳	۲.۷۱	۲.۸	۲.۴۵	۲.۳۷	۰.۹۸	۰.۰۲	۰.۱۲	۰.۰۸	۰.۱	۰.۰۵
Al ₂ O ₃	۱۹.۱۱	۱۹.۷۱	۲۰.۱۶	۱۹.۹۵	۲۱.۳۶	۲۰.۰۷	۱۷.۶۵	۱۶.۴۶	۱۸.۳۱	۱۷.۳۳	۱۵.۳۱	۱۵.۲۴
FeO	۲۱.۱۱	۲۱.۴۹	۲۱.۶۴	۲۱.۸۶	۲۲.۱۴	۲۲.۱۶	۲۰.۱۲	۱۹.۶۱	۱۹.۵۶	۲۰	۱۹.۰۱	۱۹
MnO	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	-	۰.۰۲	-	-	-	-	-	-	-
MgO	۶.۴۷	۶.۸۴	۷.۵۷	۶.۹	۷.۹۴	۶.۶۸	۱۰.۰۱	۱۱.۱۲	۱۰.۸۱	۹.۸۵	۱۳.۵۳	۱۳.۶۴
CaO	۰.۱۸	۰.۱۲	۰.۰۶	۰.۱۹	۰.۰۶	۰.۱۶	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۵
Na ₂ O	-	-	۰.۳۶	۰.۷۷	-	-	۰.۲۱	۰.۶۱	۰.۵۳	۰.۴۳	۰.۱۲	۰.۱۴
K ₂ O	۱.۰۳	۹.۸۴	۱۰.۰۶	۹.۶۵	۱۰.۴	۱۰.۲۷	۹.۳۱	۹.۲۲	۹.۴۵	۹.۳۱	۹.۵۶	۸.۹۵
Total	۹۸.۱۵	۹۸.۰۹	۹۸.۹۴	۹۸.۰۷	۱۰۰.۷۴	۹۸.۱۱	۹۳.۳۴	۹۲.۶۹	۹۴.۰۶	۹۲.۵۷	۹۲.۵۸	۹۳.۳۲
Oxygens	۱۱											
Si	۲.۸۱	۲.۷۲	۲.۶۹	۲.۶۹	۲.۶۵	۲.۶۸	۲.۷۸	۲.۷۹	۲.۷۲	۲.۸	۲.۸۲	۲.۷۹
Ti	۰.۱۸	۰.۲	۰.۱۵	۰.۱۶	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۰۶	-	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	-
Al	۱.۶۷	۱.۷۳	۱.۷۶	۱.۷۶	۱.۸۳	۱.۸۳	۱.۶۱	۱.۵۲	۱.۶۷	۱.۶۱	۱.۴۱	۱.۳۸
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	۰.۰۷	۰.۰۶	-	۰.۱۸	۰.۱۸
Fe ²⁺	۳.۱۱	۱.۳۴	۱.۳۴	۱.۳۷	۱.۳۵	۱.۳۹	۱.۳	۱.۲۲	۱.۲۲	۱.۳۲	۱.۰۶	۱.۰۴
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	۰.۷۲	۰.۷۶	۰.۸۴	۰.۷۷	۰.۸۶	۰.۷۵	۱.۱۵	۱.۳	۱.۲۴	۱.۱۶	۱.۴۳	۱.۵۷
Ca	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	-	-	-	-	-
Na	-	-	۰.۰۵	۰.۱۱	-	-	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۲	۰.۰۲
K	۰.۹۸	۰.۹۳	۰.۹۵	۰.۹۲	۰.۹۷	۰.۹۸	۰.۹۲	۰.۹۲	۰.۹۳	۰.۹۴	۰.۹۵	۰.۸۸
Sum	۷.۶۷	۷.۶۹	۷.۷۸	۷.۷۹	۷.۷۹	۷.۷۷	۷.۸۴	۷.۹۲	۷.۹۲	۷.۸۹	۷.۸۷	۷.۸۷
Fe/Fe+Mg	۰.۶۵	۰.۶۴	۰.۶۲	۰.۶۴	۰.۶۱	۰.۶۵	۰.۵۳	۰.۴۸	۰.۴۹	۰.۵۳	۰.۴۲	۰.۴
Mg/Mg+Fe	۰.۳۵	۰.۳۶	۰.۳۸	۰.۳۶	۰.۳۹	۰.۳۵	۰.۴۷	۰.۵۲	۰.۵۱	۰.۴۷	۰.۵۸	۰.۶
Fe ²⁺ /Fe ^{Total}	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۰.۹۵	۰.۹۵	۱	۰.۸۵	۰.۸۵
Na/Na+K	-	-	۰.۰۵	۰.۱۱	-	-	۰.۰۲	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۲	۰.۰۲
Activities												
Phl	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۱
Ann	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۴	۰.۰۳
East	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۶

جدول ۲ نتایج آنالیزهای شیمیایی بلورهای مسکوویت (مقدار کاتیون‌های محاسبه شده به ازای ۱۱ اکسیژن) و کلریت (مقدار کاتیون‌های محاسبه شده به ازای ۱۴ اکسیژن).

Mineral	Muscovite						Chlorite						
	Point No	M1	M2	M3	M4	M21	M31	Ch1	Ch2	Ch3	Ch4		
		Regional Metamorphic rocks						Contact Metamorphic rocks		Regional Metamorphic rocks			
SiO ₂		۴۷.۳۵	۴۸.۱۳	۴۷.۶۵	۴۸.۹۱	۴۹.۳۱	۴۹.۰۱	۲۵.۰۸	۲۴.۷۸	۲۵.۶۱	۲۴.۹۳		
TiO ₂		۰.۱۶	۰.۱۸	۰.۹۵	۰.۸۶	۰.۵۶	۰.۷۷	-	-	-	-		
Al ₂ O ₃		۳۱.۲	۳۰.۱۴	۲۹.۲۵	۳۰.۷۱	۲۷	۲۷.۸۵	۲۱.۸۵	۲۲.۰۳	۲۲.۱۴	۲۲.۵۶		
FeO		۳.۲۳	۴.۱۲	۴.۰۶	۳.۱۴	۶.۱۴	۶.۰۲	۲۶.۱۲	۱۵.۰۵	۲۴.۸۴	۲۵.۱۶		
MgO		۰.۹۵	۰.۹۶	۱.۱۲	۰.۸۹	۰.۹۱	۰.۱۲	۱۵.۷۱	۱۴.۶۱	۱۵.۲۵	۱۴.۸۳		
CaO		۰.۱	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۱	۰.۱۶	۰.۲۱	۰.۰۹	۰.۱۲		
Na ₂ O		۰.۴۵	۰.۵۳	۰.۷۱	۰.۳۷	۰.۶۱	۰.۸۲	-	-	-	-		
K ₂ O		۹.۹۳	۹.۶۱	۹.۵۷	۹.۸۱	۹.۸۲	۹.۵۶	-	-	-	-		
Total		۹۳.۳۷	۹۳.۷	۹۳.۳۶	۹۴.۷۵	۹۴.۴۲	۹۴.۲۵	۸۸.۹۲	۸۶.۶۸	۸۷.۹۳	۸۷.۴۸		
Oxygens		۱۱						۱۴					
Si		۳.۲۸	۳.۲۷	۳.۲۸	۳.۲۳	۳.۳۷	۳.۳۵	۲.۶۱	۲.۸۲	۲.۶۸	۲.۶۲		
Ti		۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۴	۲.۶۸	۲.۹۵	۲.۷۳	۲.۸		
Al		۲.۴۲	۲.۳۷	۲.۴۳	۲.۵۱	۲.۱۸	۲.۲۵	۰.۱۱	-	-	-		
Fe ²⁺		۰.۲۴	۰.۲۳	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۳۵	۰.۳۵	۲.۱۶	۱.۴۳	۲.۱۷	۲.۲۱		
Fe ³⁺		-	-	-	-	-	-	۲.۴۳	۲.۴۸	۲.۳۸	۲.۳۳		
Mg		۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۱		
Ca		۰.۰۰۲	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۷	۰.۰۰۵	۰.۰۰۷	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱		
Na		۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۰۴	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۱۰	-	-	-	-		
K		۰.۸۳	۰.۸۳	۰.۸۳	۰.۸۶	۰.۸۵	۰.۸۳	-	-	-	-		
Sum		۶.۹۵	۶.۹۷	۶.۹۱	۶.۹۷	۶.۹۸	۶.۹۶	۱۰	۹.۷۱	۹.۹۶	۹.۹۸		
Activities													
clin		۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۱	-	-	-	-		
daph		۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۱۵	۰.۱۸	-	-	-	-		
ames		۰.۳۵	۰.۴	۰.۵۷	۰.۳	۰.۶۲	۰.۸۳	-	-	-	-		
mu		-	-	-	-	-	-	۰.۰۳	۰.۰۸	۰.۰۳	۰.۰۳		
cel		-	-	-	-	-	-	۰.۰۲	۰.۰	۰.۰۲	۰.۰۲		
fccl		-	-	-	-	-	-	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳		
pa		۴۷.۳۵	۴۸.۱۳	۴۷.۶۵	۴۸.۹۱	۴۹.۳۱	۴۹.۰۱	۲۵.۰۸	۲۴.۷۸	۲۵.۶۱	۲۴.۹۳		

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای فلدسپارهای اسلیت‌های لکه‌دار و مقدار کاتیون‌های محاسبه شده به ازای ۸ اکسیژن.

Mineral	K-fsp, Plagioclase						
	Slate Spotted						
Rock	Z.11	Z.11	Z.11	Z.11	Z.11	Z.11	Z.11
Sample No	9	10	11	12	14	16	17
Point No	K-fsp			Plagioclase			
SiO ₂	۶۴,۸۸	۶۶,۷۱	۶۷,۱۲	۶۵,۸۸	۶۷,۱۲	۶۷,۵۳	۶۶,۲۴
TiO ₂	۰,۰۳	.	۰,۰۲	۰,۰۹	۰,۰۴	۰,۰۹	۰,۰۱
Al ₂ O ₃	۱۹,۶۴	۱۸,۶۴	۲۱,۲۶	۲۱,۲۶	۲۲,۳۱	۲۰,۶۱	۲۲,۱
Fe ₂ O ₃	۱,۸۷	۰,۱۶	۰,۲۸	۰,۷۷	۰,۱۳	۰,۲۱	۰,۲۳
MnO	.	.	۰,۰۲	.	۰,۰۲	.	.
MgO	۰,۴۹	.	۰,۰۴	۰,۳۳	.	۰,۰۱	۰,۰۱
CaO	۰,۶۳	۰,۰۳	۰,۰۹	۱,۸۱	۲,۶۱	۱,۱۱	۱,۳
Na ₂ O	۳,۳۶	۲,۵۸	۱۱,۰۷	۱۰,۱۹	۸,۵۳	۱۱,۱۶	۹,۳۴
K ₂ O	۷,۴۶	۱۱,۹۸	۰,۷۵	۰,۱۸	۰,۱۶	۰,۶۸	۰,۱۶
Total	۹۸,۳۶	۱۰۰,۱	۱۰۱,۴۶	۱۰۰,۶۱	۱۰۰,۹۲	۱۰۱,۴	۱۰۱,۱۸
Oxygens	۸						
Si	۲,۹۴	۳,۰۲	۲,۹۱	۲,۸۸	۲,۹	۲,۹۳	۲,۸۷
Ti	۰,۰۰۱	.	۰,۰۰۱	۰,۰۰۳	۰,۰۰۱	۰,۰۰۳	.
Al	۱,۰۵۲	۰,۹۹	۱,۰۸	۱,۱۰۱	۱,۱۲۷	۱,۰۵۴	۱,۱۳۱
Fe ³⁺	۰,۰۶۴	۰,۰۰۵	۰,۰۰۹	۰,۰۲۵	۰,۰۰۴	۰,۰۰۷	۰,۰۱۱
Mn	.	.	۰,۰۰۱	.	۰,۰۰۱	.	.
Mg	۰,۰۳۳	.	۰,۰۰۳	۰,۰۲۲	.	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱
Ca	۰,۰۳۱	۰,۰۰۱	۰,۰۴۲	۰,۰۸۵	۰,۱۲۱	۰,۰۵۲	۰,۱۵۵
Na	۰,۲۹۶	۰,۲۲۶	۰,۹۳۱	۰,۸۶۴	۰,۷۱۵	۰,۹۳۹	۰,۷۷۸
K	۰,۴۳۲	۰,۶۹۲	۰,۰۴۲	۰,۰۱	۰,۰۰۹	۰,۰۳۸	۰,۰۰۹
Sum	۴,۸۵۸	۴,۹۴	۵,۰۲۶	۴,۹۹	۴,۸۸۹	۵,۰۲۴	۴,۹۴۸
Na(Na+Ca+K)	۰,۳۹	۰,۲۴۶	۰,۹۱	۰,۹۰	۰,۸۴۶	۰,۹۱۳	۰,۸۳۶
Ca(Na+Ca+K)	۰,۰۶۷	۰,۰۰۱	۰,۰۸۴	۰,۰۸۹	۰,۱۴۳	۰,۰۵۱	۰,۱۵۵
K(Na+Ca+K)	۰,۵۶۹	۰,۷۵۳	۰,۰۴۱	۰,۰۰۱	۰,۰۱۱	۰,۰۳۷	۰,۰۱
Activities							
An	۰,۸	۰,۸۲	۰,۴۷	۰,۱۵۲	۰,۲۴	۰,۰۸۷	۰,۲۶
Ab	.	.	۰,۶۹	۰,۰۹	۰,۸۵	۰,۹۱	۰,۸۴

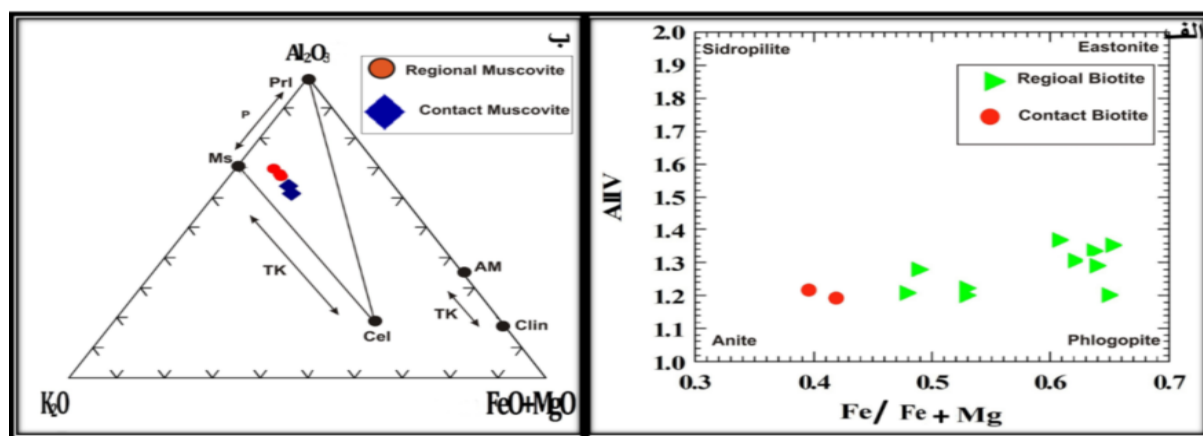
جدول ۴ نتایج آنالیز شیمیایی بلورهای کوردیریت و مقدار کاتیون‌های محاسبه شده به ازای ۱۸ اکسیژن.

Mineral	Cordierite												
	Slate Spotted			Hornfels									
Rock													
SiO ₂	۵۱,۸۸	۵۲,۴۳	۵۰,۲۲	۴۹,۰۴	۵۷,۲۶	۵۰,۹۷	۵۵,۷۸	۵۱,۸۵	۵۰,۶۸	۵۲,۹۵	۵۳,۸۴	۴۷,۹۷	۴۹,۷۳
TiO ₂	۰,۰۴	۰,۱	۰,۰۲	.	.	.	۰,۰۵	۰,۳۵	۰,۱۶	۰,۲۷	.	۰,۰۵	۰,۰۸
Al ₂ O ₃	۲۷,۱۶	۲۸,۴۹	۳۰,۰۶	۳۲,۴۸	۲۷,۰۱	۳۰,۳۳	۲۶,۸۱	۲۷,۸۲	۲۹,۵۹	۲۸,۸۹	۲۸,۶۸	۳۱,۶۷	۳۱,۲۴
Fe ₂ O ₃	۱,۹۴	۲,۰۲	۲,۰۶	۱,۳۲	.	۱,۷۶	.	۲,۳۳	.	.	.	۱,۶۷	۱,۰۲
FeO	۶,۹۸	۷,۲۷	۸,۹۳	۹,۶۸	۹,۶	۸,۸۳	۹,۹۷	۸,۳۸	۱۱	۱۱,۲۳	۱۰,۷۵	۱۲,۳۳	۱۱,۷۹
MnO	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۲۷	۰,۲۳	۰,۲۵	۰,۲۶	۰,۲۴	۰,۲۶	۰,۲۶	۰,۲۶
MgO	۳,۸۴	۴,۵۴	۵,۰۷	۶,۸۱	۵,۶۲	۴,۵۹	۴,۶۶	۵	۴,۷۳	۴,۹۸	۴,۷۴	۵,۳۵	۵,۴
CaO	۰,۱۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۵
Na ₂ O	۰,۱۳	۰,۱۳	۰,۷۳	۰,۲۲	.	.	۱,۲۵	۲,۴	۰,۲۲	.	.	۰,۱۸	.
K ₂ O	۶,۱	۴,۶	۱,۳۸	۰,۲۱	۰,۰۲	۲,۹۴	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۸	۰,۰۱	۰,۱۱	.
Total	۹۸,۲۲	۹۹,۶۵	۹۸,۵۶	۹۹,۸۹	۹۹,۶۴	۹۹,۷۱	۹۸,۷۷	۹۸,۴۱	۹۷,۱۴	۹۸,۶۸	۹۸,۳۳	۹۸,۰۹	۹۸,۵۵
Oxygens	۱۸												
Si	۵,۵	۵,۴۴	۵,۲۴	۵,۰۲	۵,۷۶	۵,۲۸	۵,۷۱	۵,۳۹	۵,۳۳	۵,۴۶	۵,۵۵	۵,۰۵	۵,۱۷
Ti	.	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۲	.	.	۰,۰۱
Al	۳,۴	۳,۴۸	۳,۷	۳,۹۲	۳,۲۰	۳,۷۰	۳,۲۳	۳,۴۱	۳,۶۷	۳,۵۱	۳,۴۸	۳,۹۳	۳,۸۳
Fe ³⁺	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱	.	۰,۱۴	.	۰,۱۸	.	.	.	۰,۰۱	.
Fe ²⁺	۰,۶۲	۰,۶۳	۰,۷۸	۰,۸۳	۰,۸۱	۰,۷۷	۰,۸۵	۰,۷۳	۱,۰۰۶	۰,۹۷	۰,۹۳	۱,۰۸	۱,۰۲
Mn	.	.	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲
Mg	۰,۶۱	۰,۷	۰,۷۹	۱,۰۴	۰,۸۴	۰,۷۱	۰,۷۱	۰,۷۸	۰,۷۴	۰,۷۷	۰,۷۳	۰,۸۴	۰,۸۴
Ca	۰,۰۱	.	.	.	۰,۰۱	.	.	.	۰,۰۱	.	۰,۰۱	.	۰,۰۱
Na	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۱۵	۰,۰۴	.	.	۰,۲۵	۰,۴۸	۰,۲۵	.	.	۰,۰۴	.
K	۰,۸۳	۰,۶۱	۰,۱۸	۰,۰۳	.	۰,۳۹	.	.	.	۰,۰۱	.	۰,۰۲	.
Sum	۱۱,۱۴	۱۱,۰۵	۱۱	۱۱	۱۰,۶۴	۱۱	۱۰,۷۹	۱۱,۰۲	۱۰,۸۴	۱۰,۷۷	۱۰,۷۱	۱۱	۱۰,۹۰
Fe(Fe+Mg)	۰,۵۱	۰,۷۴	۰,۵	۰,۴۴	۰,۴۹	۰,۵۲	۰,۵۵	۰,۴۹	۰,۵۸	۰,۵۶	۰,۵۶	۰,۵۶	۰,۵۵
Mg(Mg+Fe)	۰,۵	۰,۵۳	۰,۵	۰,۵۶	۰,۵۱	۰,۴۸	۰,۴۵	۰,۵۲	۰,۴۲	۰,۴۴	۰,۴۶	۰,۴۴	۰,۴۵
Activities													
Crd	۰,۲۷	۰,۲	۰,۲۸	۰,۳۳	۰,۲۹	۰,۲۵	۰,۲۳	۰,۲۹	۰,۲	۰,۲۲	۰,۲۲	۰,۲۱	۰,۲۳
ferd	۰,۲۸	۰,۲۵	۰,۲۷	۰,۲۲	۰,۲۶	۰,۲۹	۰,۳۲	۰,۲۶	۰,۳۵	۰,۳۳	۰,۳۳	۰,۳۴	۰,۳۲
mncrd

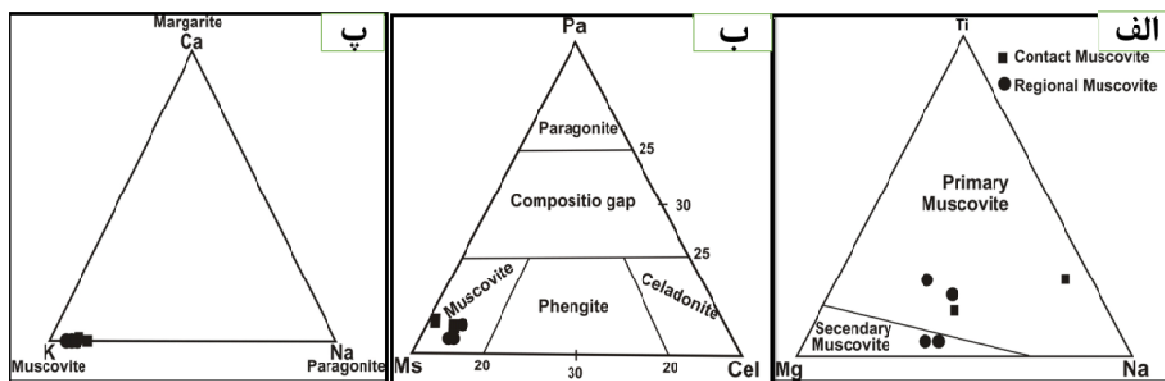
دگرگونی ناحیه‌ای در سوق دادن ترکیب بیوتیت‌ها به سمت فلوگوپیت بی‌تاثیر نبوده است.

مسکوویت: مسکوویت در نمونه دستی قابل مشاهده نیست، اما در زیر میکروسکوپ به صورت بی‌رنگ و بدون چند رنگی، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شود. با توجه به شکل ۵ ب عمدتاً ترکیب میکای سفید موجود در منطقه، بیشتر مسکوویت و عضو نهایی سلادونیت-مسکوویت است. ترکیب موسکوویت از طریق جانشینی چرماک ($Mg\ Si = Al_1Al_1$) به سمت سلادونیت تغییر می‌کند [۱۵]. برای تعیین نوع مسکوویت‌ها از نمودارهای سه تایی ارائه شده در مرجع [۱۶] استفاده شد. شکل ۶ الف نشان می‌دهد که مسکوویت‌های دگرگونی مجاورتی ثانویه هستند. با توجه به شکل ۶ ب، میکاها به سمت قطب پتاسیم‌دار گرایش دارند [۱۷]. با توجه به نمودار سه تایی پاراگونیت-مسکوویت-سلادونیت، نیز ترکیب میکاها از نوع مسکوویت است [۱۸].

ترکیب بیوتیت‌ها بر اساس رده‌بندی مرجع [۱۴] در محدوده فلوگوپیت تا آنیت قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). مقدار Al از ۱/۵۲ تا ۱/۸۳ و ۱/۴۱ تا ۱/۳۸ به ترتیب در بیوتیت‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی متغیر است (جدول ۱). این بدین معنی است که در بیوتیت‌های دگرگونی ناحیه‌ای جانشینی Al به جای Si بیشتر صورت گرفته است، همچنین مقدار Fe در بیوتیت‌های ناحیه‌ای بیش از مقدار آن در بیوتیت‌های دگرگونی‌های مجاورتی است. با کم شدن Fe از مقدار آنیت کاسته شده و بر فراوانی فلوگوپیت افزوده شده است. یعنی جانشینی قابل توجه $Mg = Fe^{2+}$ در جایگاه با هم‌ارایی هشت‌وجهی (M_1-M_2) ترکیب فلوگوپیت را به سمت آنیت تغییر می‌دهد (شکل ۵ الف). از آنجاییکه در مجاورت منطقه مورد بررسی ذخایر آهن به صورت رگه‌ای و یا کمی دورتر به شکل توده‌ای (ذخیره آهن گلالی) تشکیل شده است به احتمال زیاد وجود آهن فراوانتر در محل پیدایش سنگ‌های



شکل ۵ الف) تقسیم بندی بیوتیت‌های منطقه بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۴] (ب) ترکیب شیمیایی مسکوویت [۱۵] (Ms): موسکوویت، Cel: سلادونیت، Prl: پیروفیلیت، Tk: جانشینی چرماکیتی، P: جانشینی پیروفیلیتی).

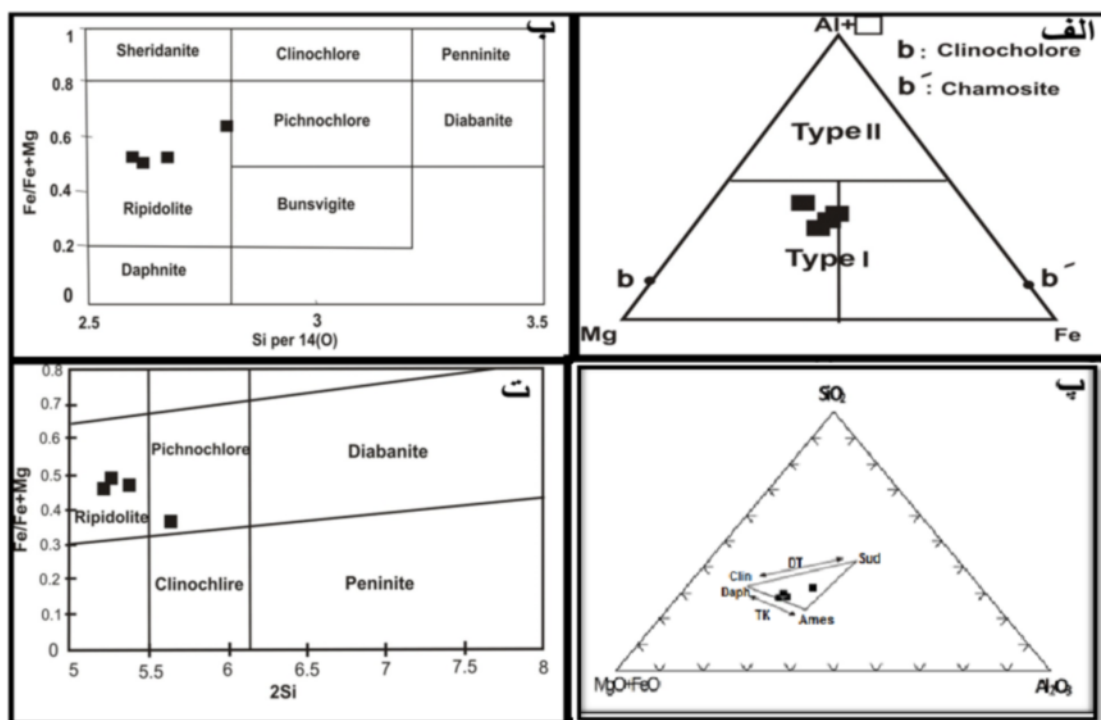


شکل ۶ الف) موقعیت ترکیب شیمیایی میکاها در نمودار مرجع [۱۶] (ب) موقعیت ترکیب شیمیایی میکاها در نمودار مرجع [۱۷] (پ) ترکیب میکاهای منطقه در نمودار مثلثی پاراگونیت-مسکوویت-سلادونیت [۱۸].

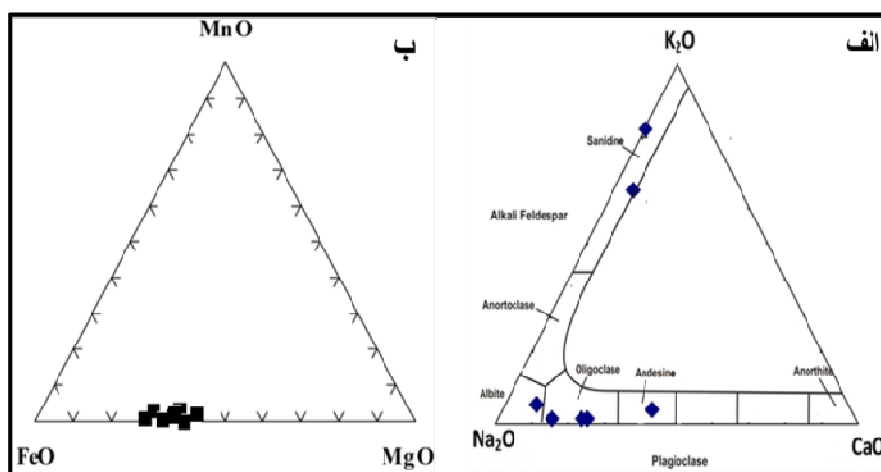
دارند. مقایسه داده‌های تجزیه نقطه‌ای این کانی بیانگر آن است که تغییر چندانی در ترکیب شیمیایی آنها حاصل نشده است. به علاوه کلریت‌ها از طریق جانشینی از عضو نهایی کلینوکلر به سمت عضو نهایی دافنیت متغیرند. ترکیب کلینوکلر از طریق جانشینی چرماک به سمت آمسیت تغییر می‌کند (شکل ۷ پ).
فلدسپارها: ترکیب بیشتر فلدسپارهای قلیایی رایج را می‌توان توسط سیستم $KAlSi_3O_8$ (ارتوکلاز Or)، $NaAlSi_3O_8$ (آلبیت Ab)، $CaAlSi_3O_8$ (آنورتیت An) نشان داد [۱۴]. ساختار فلدسپار همانند ساختار چند ریخت‌های گوناگون SiO_2 از شبکه نامتناهی چاروجهی‌های SiO_2 و همچنین AlO_4 تشکیل شده‌است که می‌توان حالت پر شده ساختارهای SiO_2 را به وسیله ورود Al به شبکه چاروجهی و همزمان با آن جایگیری Na^+ (یا K^+ یا Ca^{2+}) در حفره‌های موجود در نظر گرفت. نتایج تجزیه نقطه‌ای فلدسپارهای موجود در اسلیت‌های لکه‌دار در جدول ۳ دیده می‌شود. در شکل ۸ الف دیده می‌شود که ترکیب پلاژیوکلازهای مورد بررسی در اسلیت‌های لکه‌دار منطقه از آلبیت تا آندزین متغیر است. همچنین ترکیب فلدسپارهای قلیایی آن در گستره‌ی ۷۰ تا ۸۰ درصد ارتوکلاز قرار دارد. ولی از ترکیب فلدسپارهای سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای نمونه‌ای تجزیه نشد و داده‌ای در اختیار نیست.

کلریت: فرمول عمومی کلریت را می‌توان به صورت $A_{5-6}Z_4O_{10}(OH)_8$ در نظر گرفت که در آن A به جای Fe^{3+} , Al, Si, Mn, Mg, Li, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Al است [۱۴]. در ساختار کلریت، بین کاتیون Al^{3+} با کاتیون Si^{4+} از یک طرف و بین کاتیون Al با کاتیون‌های Fe^{3+} و Mg^{2+} از طرف دیگر جانشینی گسترده‌ای روی می‌دهد. به گونه‌ای که Al می‌تواند در دو جایگاه چاروجهی و هشت‌وجهی وارد شود. در جایگاه چاروجهی، Al جانشین Si می‌شود و از این رو افزایش مقدار Al در این جایگاه، با کاهش مقدار Si همراه خواهد بود. اعضای مختلف گروه کلریت از نظر مقدار جانشینی و چگونگی روی هم چینی لایه‌های متوالی هشت‌وجهی و چاروجهی در امتداد محور c، با هم تفاوت دارند.

به منظور بررسی ترکیب شیمیایی بلورهای کلریت، چند نمونه از این بلورها مورد تجزیه شیمیایی نقطه‌ای قرار گرفتند. بنابر نمودار مثلی شکل ۷ الف [۱۹] کلریت‌ها از نوع یک (type I) و منیزیم‌دار هستند. همچنین با توجه به نمودارهای دوتایی در شکل‌های ۷ ب و ت [۲۱، ۲۰] کلریت‌های منطقه از نوع ریپیدولیت هستند. بررسی نتایج تجزیه شیمیایی کلریت‌ها در نمودار سه تایی $SiO_2-FeO+MgO-Al_2O_3$ [۱۵] نشان می‌دهد که همه آنها در محدوده بین آمسیت و دافنیت قرار



شکل ۷ الف) تعیین نوع کلریت بر اساس مرجع [۱۹] ب) نمودار رده‌بندی کلریت‌ها [۲۰] پ) نمودار نشان‌دهنده جانشینی در کلریت‌ها [۱۵] ت) طبقه‌بندی کلریت‌ها نشان داده می‌دهد که آنها از نوع ریپیدولیت هستند [۲۱]، [Daph]: دافنیت، Clin: کلینوکلر، Ames: آمسیت، Sud: سودوئیت، DT: جانشینی دواسه هشت‌وجهی، TK: جانشینی چرماکیتی).



شکل ۸ الف) تقسیم‌بندی فلدسپات‌های قلیایی و پلاژیوکلازهای منطقه در یک نمونه اسلیت لکه‌دار ب) ترکیب شیمیایی کردیریت‌های تجزیه شده در نمودار سه‌تایی (MnO, MgO, FeO)، که نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی از نوع کردیریت‌های بیشتر آهن‌دار هستند.

می‌شود که نمونه‌های مورد نظر جایی بر روی این منحنی به تعادل رسیده‌اند. اگر دو یا چند منحنی ناشی از دما-فشارسنجی واکنش‌های متفاوت حاصل شود، محل تقاطع آن‌ها نشانگر دما و فشار تعادلی خواهد بود [۲۳]. برای برآورد شرایط ترمودینامیکی سنگ‌های دگرگونی از نرم‌افزار TERMOCALC و همچنین واسنجی‌های خطی استفاده شد.

دما - فشار سنجی مرحله دگرگونی ناحیه‌ای M1

در این مرحله دما - فشار دگرگونی ناحیه‌ای منطقه، مورد بررسی قرار گرفت. فازهای موجود در نخستین دگرگونی شامل بیوتیت، مسکوویت، کلریت، پلاژیوکلاز، کوارتز و آب هستند. ابتدا با کمک داده‌های تجزیه‌های شیمیایی و با نرم افزار AX سازنده‌های فازی موجود و نیز فعالیت آن‌ها محاسبه شد. سپس با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک دما - فشارسنجی صورت گرفت. نتایج حاصل از محاسبات نشان می‌دهد که مجموعه مورد بررسی در دمای متوسط $539 \pm 81^\circ\text{C}$ و فشار متوسط $3.9 \pm 2.7 \text{ Kbar}$ پایدار است.

دما - فشارسنجی مرحله دگرگونی مجاورتی M2

دگرگونی مجاورتی منطقه زرینه بر اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی به درون سنگ‌های حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای، به وجود آمده‌اند. ظهور بلاست‌های کردیریت در اسلیت‌ها (اسلیت‌های لکه‌دار) و همچنین تشکیل کردیریت هورنفلس‌ها و میکاهورنفلس‌ها نتیجه مستقیم شرایط یاد شده است. یکی از بارزترین شاخصه‌های دگرگونی M2 ظهور پورفایروبلست‌های کردیریت است. در این پژوهش دما- فشارسنجی این مرحله

کردیریت: کردیریت که به وفور در هورنفلس‌های منطقه زرینه دیده می‌شود، دارای فرمول شیمیایی $(\text{Fe, Mg})_2\text{Al}_3(\text{Si}_5\text{O}_{18}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ است. هرچند در ترکیب کردیریت معمولاً مقداری از Mg به وسیله Fe^{2+} و Mn جانشین می‌شود، اما بیشتر نمونه‌ها سرشار از آهن هستند و مقدار قابل توجه، اما متغیری از H_2O را در ساختار خود نشان می‌دهند که احتمالاً در مجراهای بزرگ موازی محور c قرار دارند و مقدار کمی Na و K نیز به همین ترتیب به مجراها وارد می‌شوند. کردیریت‌های دگرگونی معمولاً نسبت اتمی Fe/Fe+Mg پایین‌تر از ۰/۶ دارند [۲۲] و این نسبت در بلورهای کردیریت منطقه کمتر از ۰/۶ است. در کردیریت‌های موجود در سنگ‌های منطقه مقدار SiO_2 (۴۷/۹۷-۵۷/۲۶)، مقدار Al_2O_3 (۲۶/۸۱-۳۲/۴۸) و مقدار FeO (۶/۹۸-۱۲/۳۳) درصد است. همچنین ترکیب شیمیایی کردیریت‌های تجزیه شده در نمودار سه‌تایی MnO-MgO-FeO (شکل ۸ ب) نزدیکی ترکیب را به قطب آهن‌دار نشان می‌دهد.

برداشت

زمین دما-فشار سنجی دو دگرگونی منطقه مورد بررسی با توجه به ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ارتباط صحرایی سنگ‌ها و نیز داده‌های شیمی کانی‌ها تعیین شد.

یکی از اهداف مهم سنگ‌شناسی دگرگونی، برآورد دما و فشار تشکیل سنگ، یا تعیین شرایط ترمودینامیکی تشکیل آنهاست. با توجه به نتایج حاصل از محاسبات دما - فشارسنجی، منحنی یک متغیره در نمودار دما - فشار ترسیم

مراجع

- [۱] نبوی م، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۵۵)، ۱۰۹ صفحه
- [۲] حسینی م، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش قروه"، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷۶).
- [۳] افتخارزاد ج. "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی"، نشریه انجمن نفت، (۱۳۵۹)، ۱۸-۲۹.
- [۴] حلمی ف، حسینی م، "ویژگی‌هایی دگرگونی دینامیک و زمین‌شناسی گستره قروه"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، (۱۳۷۶)، ۹۹ صفحه.
- [۵] ترکیان ا، "ویژگی‌های بافتی و شیمی کانی در مجموعه پلوتونیک قروه (کردستان): شواهدی بر پدیده امیختگی/اختلاط ماگمایی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲۰، شماره ۲، (۱۳۹۱)، ۳۴۲-۳۳۱.
- [6] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran". *Journal of Asian Earth Sciences* 41(2), (2011) 238-249.
- [7] Yardley B.W.D., "An Introduction to Metamorphic Petrology", Longman Earth Science Series, Binding, (1989) 551-570.
- [۸] حریری ع، "نگرشی بر خاستگاه گروهی از سنگ‌های دگرگونه گستره قروه"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، (۱۳۷۴)، ۱۶۱ صفحه.
- [9] Putnis A., Holland T. J. B., "Sector trilling in cordierite and equilibrium overstepping in metamorphism", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 9 (1986) 265- 72.
- [10] Hyndman D.W., "Petrology of igneous and metamorphic rocks", McGraw-Hill Book, New York, (1985) 786.
- [11] Pattison D.R.M., Spear F. S., Cheney J. T., "Polymetamorphic origin of muscovite+ cordierite+ staurolite + biotite assemblages: implications for the metapelitic petrogenetic grid and for P-T paths", *Journal of metamorphic geology*, 17, (1999) 685-703.
- [12] Kitamura M., Yamada H., "Indialite from Unazuki pelitic schist, Japan, and its transition texture to cordierite", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 8, (1982) 110-16.
- [13] Klein C., Hurlbut C. S., "Manual of mineralogy", John Wiley and Sons, (1999) 165.

دگرگونی به سه روش انجام شد. روش اول استفاده از نرم افزار ترموکالک است، فازهای موجود در مرحله دگرگونی مجاورتی M2 عبارتند از: کردیریت، کلریت، بیوتیت، مسکویت، کوارتز و آب. محاسبات انجام شده با نرم‌افزار ترموکالک با در نظر گرفتن فعالیت یک برای اعضای نهایی، ۱۵۰ واکنش برای این مرحله دگرگونی بدست می‌دهد. از این تعداد، حدود ۵۰ واکنش پایدار بوده و دارای ۱۴ نقطه تقاطع هستند. در مجموع با توجه به نمودارهای مربوط (که در اینجا ارائه نشده‌اند) میانگین فشار در دگرگونی مجاورتی M2 ۴/۳ kbar و میانگین دما حدوداً 607°C است در روش واسنجی [۲۴] نتیجه داده‌های میانگین تجزیه‌های نقطه‌ای بیوتیت و مسکویت‌های این مرحله و گرماسنجی با استفاده از تعادل این کانی‌ها، مقدار فشار ۴/۳ Kbar و دمای $581/3^{\circ}\text{C}$ را نشان داده است. در روش سوم از تعادل زوج مسکوویت-کلریت استفاده شد، زیرا بررسی‌های آزمایشگاهی نشان داده‌اند که این دو کانی در شرایط متفاوت فشار - دما پایدار بوده و به تغییرات آنها حساسند [۲۵-۲۷]. بنابراین تعادل کلریت و مسکوویت پتاسیل خوبی برای بررسی‌های ترمودینامیکی است. فشارهای دگرگونی معمولاً براساس درصد Si موجود در مسکوویت و دمای دگرگونی براساس مقدار Al^{IV} تعیین می‌شود [۲۸-۲۹]، اما از تعادل همزمان هر دو کانی به طور توأمان برای دما-فشارسنجی استفاده می‌شود. [۱۵] روشی ترمودینامیکی پیشنهاد نمود که برای برآورد دما-فشارسنجی در مرحله M2 به کار گرفته می‌شود. نتایج داده‌های تجزیه نقطه‌ای مسکوویت و کلریت سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که آن‌ها در فشار ۳/۶ Kbar و دمایی معادل 620°C تشکیل شده‌اند.

در مجموع از مقایسه نتایج به دست آمده از روش‌های مختلف برای سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی منطقه نتیجه می‌شود که دمای به دست آمده برای هر دو نوع سنگ یادشده منطقی و معقول است و لیکن فشار برای نمونه‌های دگرگونی مجاورتی بایستی کمتر از میزان کنونی به دست آمده باشد. با توجه به موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی و نیز مشهود بودن آثار فعالیت‌های زمین‌ساختی از جمله فراوانی گسل‌ها، کاتاکلازیتی و میلونیتی‌شدگی (وجود شواهدی مسلم از مناطق برشی) [۴] شاید بتوان گفت که بالا بودن مقدار فشار در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی متأثر از سازوکار جایگزینی توده نفوذی گرانیتوئیدی است.

Semail ophiolite from the Salahi Block (Oman)", In: Peters, T.J. (Eds.), *Ophiolite genesis and evolution in the oceanic lithosphere*, (1991) 313-351.

[۲۲] بدرزاده ز؛ "پترولوژی دگرگونه های منطقه سرابی-تویسرکان با تاکید ویژه بر ماهیت دگرگونه های درجه بسیار بالا"، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، (۱۳۷۸).

[۲۳] ایزدیار ج، "مبانی ترمودینامیکی پترولوژی دگرگونی"، انتشارات دانشگاه زنجان، (۱۳۸۷)، ۲۰۴ صفحه.

[24] Hoisch Thomas D., "A Muscovite – Biotite geothermometr", *American Mineralogist*, 74, (1989), 565-572.

[25] Masson H.J., "The upper thermal stability of chlorite + quartz: an experimental study in the system MgO- Al₂O₃- SiO₂-H₂O", *Journal of metamorphic Geology*, 7, (1989), 567-581.

[26] Schreyer W, Yoder H. S., "The System Mg-Cordierite – H₂O and related rocks", *Neues. Jahrb. Mineral. Abh* 3 (1982), 371- 342.

[28] Caithelineau M., Nieva D., "A Chlorite Solid Solution geothermometer, the Los Azufres (Mexico) geothermal system", *Contributions to Mineralogy and petrology*, 91, (1985), 235-244.

[29] Decartit P., Hutcheon I., Walshe J.L., "Chlorite geothermometry: a review", *Clay and Clay minerals*, 41, (1993), 219-239.

[14] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals", Longman Scientific & Technical, Harlow, England, (1992) 692.

[15] Vidal O., Parra T., "Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages", *Geological journal* 35 (314), (2000) 139-161.

[16] Feenstra A., "An EMP and TEM-AEM study of margarite, muscovite and paragonite in polymetamorphic metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine-scale mica interlayering and multiple mica generations", *Journal of Petrology* 37(1996) 201-233.

[17] Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A., "Composition of plutonic muscovite: genetic implication", *The Canadian Mineralogist* 19 (1381) 25-34.

[18] Schliestedt M., "Phasengleichgewichte in Hoch druckgesteinen von Sifnos, Griechenland", Ph.D. Thesis, Technical University Braunschweig, Germany, (1980) 142.

[19] Bailey S. W., "Summary of recommendations of AIPEA Nomenclature Committee", *Clays and Clay Minerals*, 15 (1980) 85-93.

[20] Hey M.H., "A new review of the chlorites", *mineralogical Magazine* 30 (1954) 277-292.

[21] Pflumio C., "Evidences for polyphased oceanic alteration of the extrusive sequence of the