شیمی میکاها و رخداد دگرگونی در گارنت میکاشیست‌های ارتفاعات حاجی قارا، شمال گلپایگان

اکرم‌السادات میرلوحی*، محمود خلیلی، سیدمحسن طباطبایی منش؛
دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، اصفهان،
هانس ماسونه؛ دانشگاه اشتوتگارت، مؤسسه کانی‌شناسی و کریستال شیمی، آلمان

دریافت ۹۲/۴/۱۷ پذیرش ۹۳/۴/۳

چکیده

گارنت میکاشیست‌های ارتفاعات حاجی قارا، شمال گلپایگان، بخشی ازسنگ‌های دگرگونی پهنهٔ سنندج- سیرجان را تشکیل می‌دهند. لپیدوپورفیروبلاست و پورفیروپویی‌کیلوبلاست از جمله بافت‌های عمده و میکای سیاه (بیوتیت آهن‌دار)، میکای سفید (موسکویت و فری فنژیت)، کلریت‌های دگرگونی آهن و منیزیم‌دار (نوع I و IIb)، گارنت (آلماندین) و کوارتز، مهم ترین کانی‌های این سنگ‌هاست. کانی‌های فرعی شامل استروتید، آندالوزیت، پلاژیوکلاز، مواد کربن‌دار، اکسید آهن و تورمالین است. شواهد پتروگرافی، شیمی میکاها در کنار دیگر کانی‌های همراه و دماسنجی‌های تخمین زده شده، بیان‌گر آن است که پس از پیشرفت دگرگونی تا رخساره آمفیبولیت، مسیر دگرگونی به سمت کاهش فشار و نیز افزایش دما تغییر کرده است. شواهد موجود به حضور تودهٔ نفوذی (به صورت محلی) اشاره دارد که موجب رشد پورفیروبلاست‌های گارنت، بیوتیت و موسکویت (در جهتی تقریباً عمود بر شیستوزیته قبلی سنگ) و آندالوزیت شده است. حضور کلریت، فری فنژیت و اکسید آهن، حاکی از رخداد دگرگونی برگشتی در طی کاهش حرارت و سرد شدن سنگ‌های مورد بحث در جریان بالاآمدگی است.

واژه‌های کلیدی: میکا، دگرگونی، متاپلیت، گلپایگان، پهنه سنندج- سیرجان

*نویسنده مسئول akrammirlohi@gmail.com

مقدمه

میکاها از مهم‌ترین کانی‌های ورقه‌ای در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای از جمله شیست‌ها هستند. میکای سیاه، میکای سفید و کلریت، شناخته شده‌ترین این کانی‌هاست که سیر تکاملی آن‌ها را می‌توان در رخساره‌های مختلف دگرگونی دنبال کرد. تغییر ترکیب کانی‌های یک مجموعه پاراژنزی به فشار و حرارت وابسته است و می‌تواند به‌عنوان شاخصی برای تخمین درجهٔ دگرگونی به آن توجه شود [۱]. تغییرات دما و فشار بر گستره پایداری محلول‌های جامد میکاها و رخداد جانشینی که موجب ایجاد طیف ترکیبی آن‌ها می‌شود، تأثیرگذار است.

بسیاری از بررسی‌های سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی بر شیمی کانی‌های گارنت و استروتید و منطقه‌بندی آن‌ها استوار است و به بررسی میکاها کم‌تر توجه شده است. در حالی که کانی‌های میکایی نیز به‌دلیل جانشینی‌های گسترده عناصر (Fe, Mg, Al, ...) و داشتن طیف ترکیبی بین اعضای نهایی خود می‌توانند شاهدی بر درجه دگرگونی و

رخداد آن در سنگ باشند. با توجه به این‌که بررسی بلورهای گارنت در گارنت میکاشیست‌های ارتفاعات حاجی قارا [۲] نشان از نبود منطقه‌بندی چشم‌گیر در این کانی دارد از این رو، در این پژوهش سعی شد به‌کمک شیمی کانی‌های میکایی در کنار بررسی‌های پتروگرافی، دیگر کانی‌های همراه و دماسنجی، بر اهمیت کانی‌های میکایی (بیوتیت، موسکویت و کلریت) در تعیین رخداد دگرگونی، درجهٔ دگرگونی و سرگذشت زمین‌شناسی این واحد دگرگونی در شمال گلپایگان، تأکید بیش‌تری شود.

زمین‌شناسی منطقه

ارتفاعات حاجی قارا در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان [۳] به‌عنوان واحدهای دگرگونه پرکامبرین معرفی شده‌اند که از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ساختمانی- رسوبی ایران، متعلق به پهنهٔ سنندج- سیرجان شمالی است (شکل ۱ الف). این ارتفاعات، بخش جنوب‌غربی فرازمین (هورست) موته [۴] با روند تقریبی شمال شرق- جنوب غرب است که بین گسل‌های تراستی دهق (شمال شرق) و گسل شازند (جنوب غرب) و گسل‌های عادی غرب موته (شمال غرب) و شرق موته (جنوب شرق) قرار گرفته است (شکل ۱ B). این گسل‌ها عامل رخنمون یافتگی این واحدهای سنگی به سطح زمین هستند.

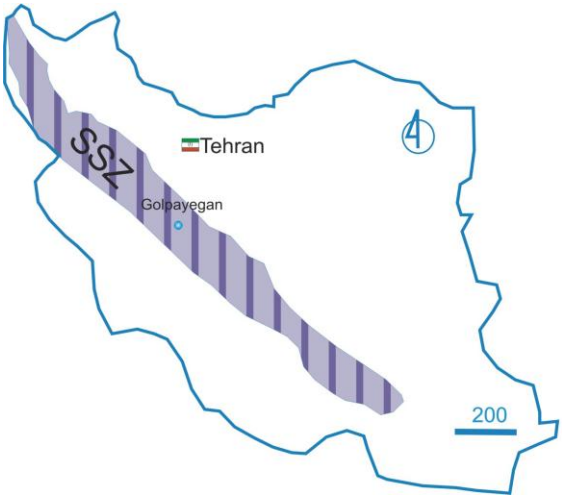
در شرح نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات [۵] واحدهای سنگ‌شناسی منطقه به‌عنوان مجموعه‌های دگرگونی پالئوزوئیک معرفی شده‌اند که هم‌زمان با دگرگونی در رخساره آمفیبولیت، برگوارگی و خطوارگی نیز در آن‌ها هویت یافته است. به استناد پژوهش‌ها [۶] و تطابق سنگ- چینه‌ای با دیگر مناطق سنندج- سیرجان، سنگ مادر واحدهای دگرگون پالئوزوئیک در نظر گرفته می‌شود که در فاز سیمیرین پیشین دگرگون و دگرشکل شده‌اند. کریمی [۷] با بررسی متاپلیت‌های شمال گلپایگان و الیگودرز- خوانسار معتقد است که پتروگرافی و شیمی گارنت‌ها بیش از یک مرحله رشد را به نمایش می‌گذارند. هم‌چنین، متاپلیت‌های هر دو ناحیه در جریان دگرگونی دیناموترمال پیش‌رونده تا رخساره آمفیبولیت دگرگون شده و در جریان بالاآمدگی، این سنگ‌ها، یک دگرگونی برگشتی (قهقرایی) را تا رخساره شیست سبز (زون کلریت) تحمل کرده‌اند.

گارنت میکاشیست‌های شمال گلپایگان به‌همراه مرمر، هورنفلس، اسکارن، میلونیت گرانیت، گرانیت گنیس، کوارتزیت، شیست و آمفیبولیت، بخشی از دگرگونه‌های پهنه سنندج- سیرجان را تشکیل می‌دهند (شکل ۱ پ) که چندفازی بودن دگرگونی‌های این پهنه از ویژگی‌هایی است که بسیاری از محققان به آن اشاره کرده‌اند. از دیدگاه سبزه‌ایی این فازها شامل دگرگونی ایستا، دگرگونی دینامیک و دگرگونی همبری است [۸].

دامنهٔ جنوبی این ارتفاعات (۲۴۳۱ متر) که با عمل‌کرد عادی گسل شرق موته برون‌زد یافته است به دشت نمکی ورزنه ختم می‌شود. در صحرا، گارنت میکاشسیت‌ها به‌همراه تعدادی برون‌زد هورنفلس گارنت‌دار در بخش پایینی با رنگ تیره و مرمرها با رنگ روشن در قسمت فوقانی، نمای منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۲).

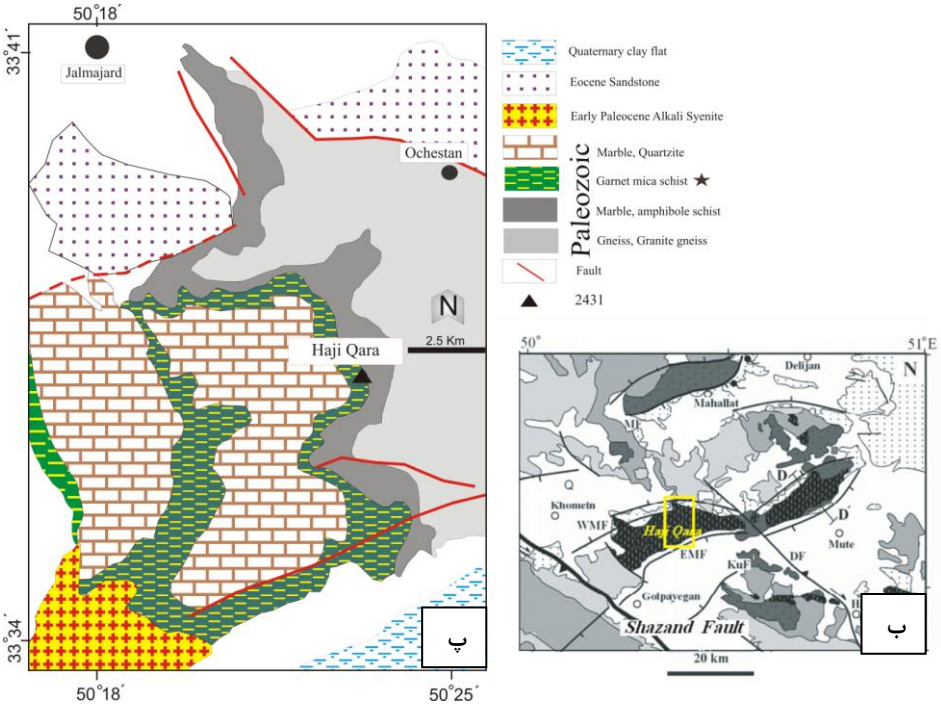
هورنفلس‌های گارنت‌دار به‌صورت پراکنده و با رنگ تیره‌تر (شکل ۲) از شیست‌ها و بافت متراکم رخنمون دارد. پتروگرافی این سنگ‌ها، بافت هورنفلسی ریزدانه متشکل از بیوتیت، موسکویت، کوارتز و پورفیروبلاست‌های کوچک گارنت را نشان می‌دهد. حواشی بلورهای گارنت نامنظم است و اغلب به‌صورت تجمعی مشاهده می‌شوند. تشکیل این

هورنفلس‌ها به حضور تودهٔ نفوذی (آلکالی سینیت اسفاجرد در بخش غربی یا گرانیت آدربا در شرق) در منطقه مربوط می‌شود.



(الف)

شکل ۱. الف) موقعیت منطقه در نقشهٔ ایران و پهنه سنندج-سیرجان،



شکل ۱. ب) موقعیت گسل‌های منطقه بر روی نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان [۳] که DF گسل دهق، EMF گسل شرق موته،WMF گسل غرب موته است (برگرفته از [۴])، پ) نقشهٔ زمین‌شناسی ساده شده منطقه برگرفته از نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات [۵] محدودهٔ تصویر پ با مستطیل زردرنگ در تصویر ب مشخص شده است

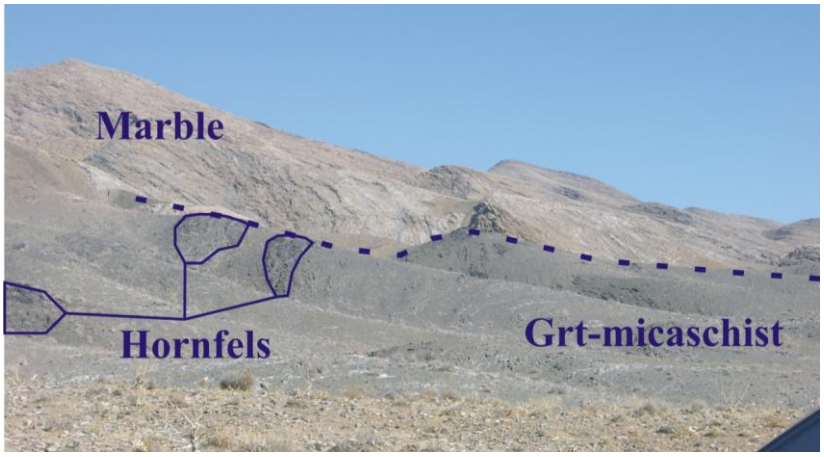
روش انجام پژوهش

پس از بازدیدها و جمع‌آوری بیش از ۵۰ نمونه از واحدهای سنگی منطقهٔ، بررسی میکروسکوپی مقاطع نازک، با میکروسکوپ پلاریزان الیمپوس مدل BH-۲ انجام شد. ترکیب شیمیایی کانی‌های بیوتیت، موسکویت، کلریت و گارنت

در دانشگاه اشتوتگارت (آلمان) با دستگاه تجزیهٔ الکترون مایکروپروب Cameca SX-100 تعیین شده است. در طول انجام تجزیهٔ نقطه‌ای، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵kV، شدت جریان ۱۵ nA و زمان شمارش ۳۰S بوده است. فرمول ساختاری کانی‌ها با صفحات گسترده فرمولا[1] [۹] محاسبه و آهن ۲ و ۳ بیوتیت‌ها به‌کمک نرم‌افزار $Mica^{+}$ [۱۰] تفکیک شد. علائم اختصاری کانی‌ها بر گرفته از [۱۱] است.

فابریک سنگ و پتروگرافی

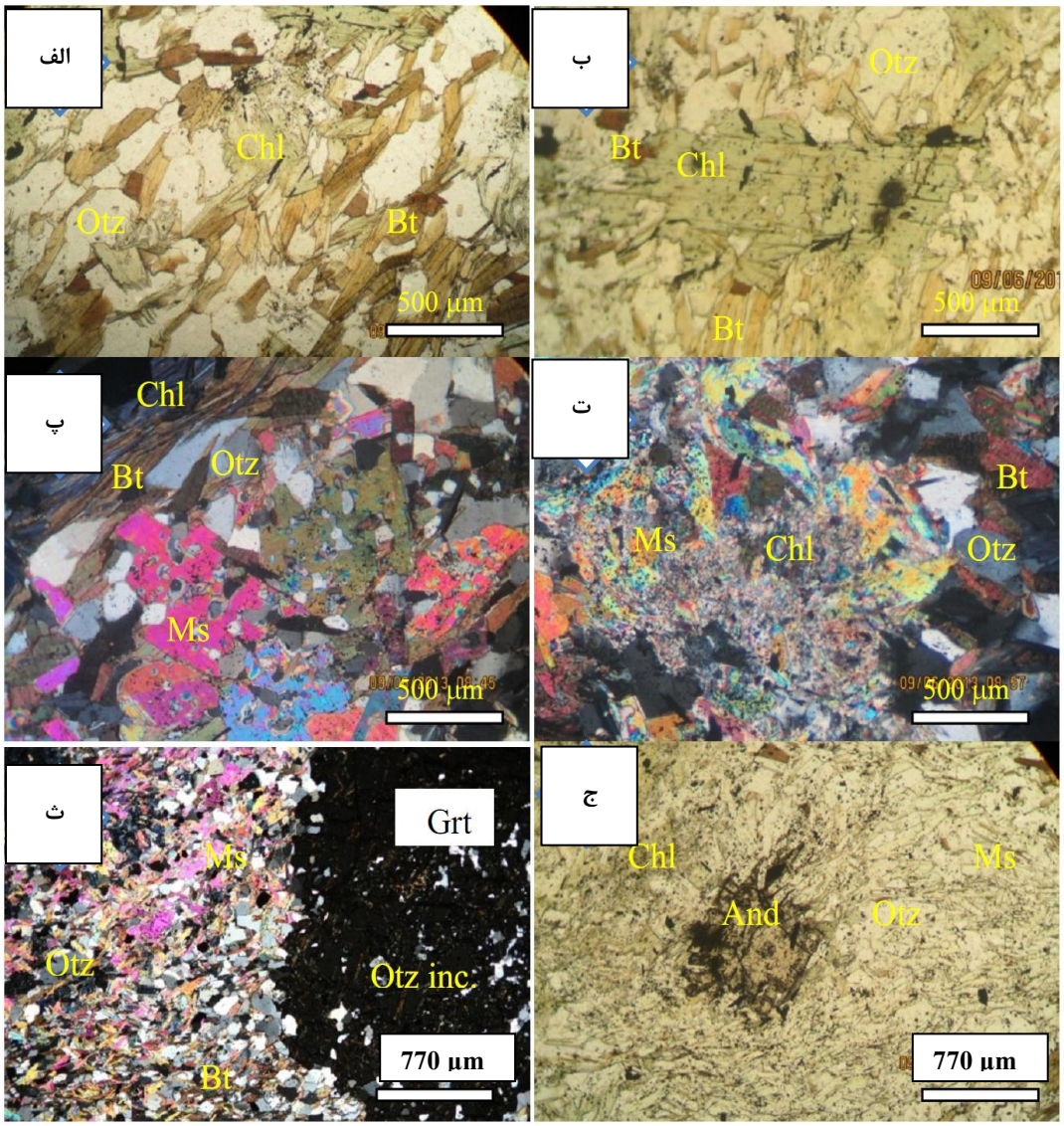
گارنت، بیوتیت و موسکویت از جمله کانی‌هایی هستند که در نمونه دستی گارنت میکاشیست‌ها، دیده می‌شوند. درصد دو کانی بیوتیت و موسکویت متغیر است و نیز پراکندگی و اندازهٔ بلورهای گارنت (۰/۵ تا ۴ سانتی‌متر) بسیار متغیر است. به‌طوری‌که در برخی قسمت‌ها بلورهای درشت گارنت با فراوانی کم و در قسمتی دیگر بلورهای ریز آن با فراوانی زیاد یافت می‌شوند که گویای رقابت هسته‌سازی و فرآیند رشد است. عواملی مانند سیال دگرگونی، سرعت انتشار، انرژی مرزدانه‌ها و سرعت تغییر دما بر تعداد بلورها و سرعت رشد آن‌ها تأثیرگذار است [۱۲]. بافت‌های عمده این واحدها، لپیدوپورفیروبلاست و لپیدوپورفیروپویی کیلوبلاست است.



شکل ۲. واحدهای سنگی شیست، مرمر و هورنفلس در محدودهٔ بررسی شده (دید به سمت شمال- شمال شرق)

این واحد سنگی دارای ۳۵-۳۰ درصد بیوتیت، ۳۰-۲۰ درصد موسکویت، ۳۵-۲۵ درصد گارنت، ۲۰-۱۵ درصد کلریت، ۱۵-۱۰ درصد کوارتز و استروتید و ۵-۱ درصد تورمالین، ایلمنیت و گرافیت است. تصاویر میکروسکوپی این سنگ‌ها به همراه توضیح در شکل ۳ آمده است. اندازهٔ بلورهای بیوتیت و موسکویت، متوسط تا ریز است و شیستوزیته سنگ را موجب شده‌اند. برخی موسکویت‌ها به‌صورت درشت بلور و حاوی ادخال‌های کوارتز و پاره ای، ریزبلور، به‌همراه کلریت‌های تجمعی یافت می‌شوند. موسکویت‌های درشت‌تر جهت‌یابی تقریباً عمود بر شیستوزیته دارند که بعضاً در مورد بیوتیت‌های کلریتی شده هم دیده می‌شود. این پدیده می‌تواند گویای تحمل یک دگرگونی مجاورتی محلی باشد. در زمینهٔ سنگ، کلریت و سریسیت که حاصل دگرگونی پس‌رونده است به فراوانی دیده می‌شود. کلریت‌ها گاهی به‌صورت ورقه‌ای و گاهی به‌صورت لکه‌ای و نیز در امتداد شکستگی‌های گارنت نیز مشاهده می‌شود.

1 . Formula



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی گارنت میکاشیست‌های حاجی قارا

الف. مجموعه کانی‌های میکایی به همراه کوارتز که شیستوزیته عمومی سنگ را نشان می‌دهد.

ب. بیوتیت که به‌طور کامل با کلریت جانشین شده و ادخال زیرکن باهاله متامیکت در آن دیده می‌شود. این کانی در جهت تقریباً عمود بر شیستوزیته عمومی سنگ رشد کرده است.

پ. موسکویت‌های درشت با ادخال کوارتز که تقریباً عمود بر جهت‌یافتگی عمومی سنگ متبلور شده‌اند.

ت. موسکویت‌های ریزدانه به‌همراه کلریت که به‌صورت لکه‌ای در سنگ دیده می‌شوند.

ث. پورفیروبلاست گارنت حاوی ادخال کوارتز و مگنتیت و حاشیه نامنظم در زمینهٔ میکا و کوارتز.

ج. پورفیروبلاست آندالوزیت که در اطراف آن ادخال‌های کربن یافت می‌شود.

پورفیروبلاست‌های گارنت، نیمه شکل‌دار با حواشی نامنظم و حاوی ادخال‌های فراوان کوارتز، اپاک، گاهی استروتید (در مرکز) و کلریت (احتمالاً حاصل دگرسانی بیوتیت) هستند. ادخال‌های کوارتز زاویه‌دار است و پراکندگی آن‌ها در سرتاسر بلور (هسته تا حاشیه) گارنت مشابه است. ادخال کوارتز ممکن است بقایای واکنش‌گرها یا محصول واکنش‌های تولید گارنت باشند [۱۳]. شواهد پتروگرافی نشان می‌دهد که کوارتزها در

طی تبلور گارنت در برگرفته شده‌اند و اندازهٔ و شکل آن‌ها مانند کوارتزهای زمینه است. این کوارتزها احتمالاً در طی واکنش‌های تشکیل گارنت به‌وجود آمده و با این کانی در بر گرفته شده‌اند. در این سنگ‌ها فقط یک نوع گارنت و با یک مرحله رشد دیده می‌شود. استروتید با چندرنگی زرد عسلی و رنگ‌های تداخلی خاکستری با حاشیهٔ گرد در مرکز گارنت دیده می‌شود که می‌تواند بیان‌گر تشکیل گارنت در جریان پیشرفت دگرگونی باشد [۱۴]. آندالوزیت با اندازهٔ کوچک، برجستگی قوی و حاشیه‌ای از لکه‌های سیاه رنگ (کربن؟) از جمله آلومینوسیلیکات‌هایی است که در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

شیمی‌کانی

در این بخش به‌بررسی ترکیب شیمیایی میکاها (بیوتیت، موسکویت و کلریت) و رده‌بندی آن‌ها بر اساس داده‌های تجزیه نقطه‌ای پرداخته می‌شود. نتایج تجزیه نقطه‌ای این کانی‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه شده است.

جدول ۱. نتایج داده‌های تجزیهٔ نقطه‌ای میکای سیاه گارنت میکاشیست‌های منطقه و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها

Sample No.	۷۱	۷۲	۷۷	۷۶	۷۵
SiO_2	۳۴/۴۳	۳۴/۵۸	۳۴/۵۸	۳۴/۵۴	۳۴/۶۶
TiO_2	۱/۷۳	۱/۸۰	۱/۸۰	۱/۷۴	۱/۷۳
Al_2O_3	۱۸/۰۷	۱۷/۷۶	۱۷/۷۶	۱۷/۵۹	۱۷/۵۱
FeO	۲۲/۶۱	۲۱/۳۱	۲۱/۳۱	۲۲/۲۰	۲۲/۵۴
MnO	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۰۷
MgO	۸/۴۹	۸/۰۹	۸/۰۹	۸/۲۸	۸/۶۲
CaO	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۴
Na_2O	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۲۳
K_2O	۸/۸۸	۹/۱۱	۹/۱۱	۹/۰۱	۸/۷۴
BaO	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹
H_2O	۵/۰۷	۶/۰۹	۶/۰۹	۶/۲۶	۵/۷۳
Total	۹۹/۶۰	۹۹/۱۵	۹۹/۱۵	۱۰۰/۰۰	۹۹/۹۶
O# 11					
Si	۲/۶۸۸	۲/۷۳۰	۲/۷۳۰	۲/۷۲۴	۲/۷۱۴
Al^{iv}	۱/۳۱۲	۱/۲۷۰	۱/۲۷۰	۱/۲۹۴	۱/۲۸۶
Al^{vi}	۰/۳۵۰	۰/۳۸۳	۰/۳۸۳	۰/۳۲۹	۰/۳۳۰
Al tot	۱/۶۶۲	۰/۶۵۳	۱/۶۵۳	۱/۶۲۳	۱/۶۱۶
Ti	۰/۱۰۲	۰/۱۰۷	۰/۱۰۷	۰/۱۰۲	۰/۱۰۲
Fe^{2+}	۱/۴۰۷	۱/۳۰۴	۱/۳۰۴	۱/۳۵۶	۱/۴۲۱
Fe^{3+}	۰/۰۷۰	۰/۱۰۳	۰/۱۰۳	۰/۱۱۷	۰/۰۵۵
Mn	۰/۰۰۵	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴
Mg	۰/۹۸۸	۰/۹۵۳	۰/۹۵۳	۱/۰۲۵	۱/۰۰۵
Ba	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
Ca	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴
Na	۰/۰۲۰	۰/۰۲۸	۰/۰۲۸	۰/۰۲۵	۰/۰۳۵
K	۰/۸۸۴	۰/۹۱۷	۰/۹۱۷	۰/۸۸۹	۰/۸۷۳
Cat.	۷/۸۳۲	۷/۸۰۹	۷/۸۰۹	۷/۸۲۸	۷/۸۳۱
Fe/Fe+Mg	۰/۵۹۹	۰/۵۹۶	۰/۵۹۶	۰/۵۹۰	۰/۵۹۵

میکای سیاه

ترکیب میکاهای سیاه بین چهار عضو نهایی فلوگوپیت، آنیت، ایستونیت و سیدروفیلیت قرار می‌گیرد. در ساختار بیوتیت در مقایسه با فلوگوپیت، منیزیم آن با آهن فرو، آهن فریک و آلومینیوم جای‌گزین می‌شود و Al به‌جای Si در موقعیت تتراهدری قرار می‌گیرد [۱۵].

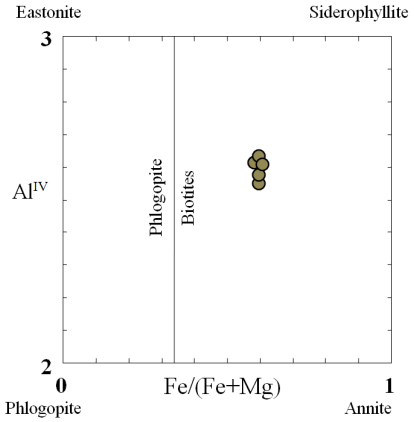
جدول ۲. نتایج داده‌های تجزیه میکای سفید گارنت میکاشیست‌های منطقه و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها

	Coarse grained				Fine grained		
Sample No.	**۶۳**	**۶۴**	**۶۸**	**۶۶**	**۷۶**	**۷۷**	**۷۸**
SiO_2	۴۵/۵۷	۴۵/۴۴	۴۵/۵۰	۴۵/۵۶	۴۷/۲۳	۴۵/۷۱	۴۶/۰۳
TiO_2	۰/۲۰	۰/۲۹	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۳۵	۰/۴۶	۰/۴۶
Al_2O_3	۳۴/۸۴	۳۴/۹۹	۳۴/۹۵	۳۴/۹۱	۳۶/۷۸	۳۵/۶۴	۳۵/۸۳
FeO	۱/۷۷	۱/۳۶	۱/۳۵	۱/۳۵	۰/۹۹	۰/۹۱	۰/۷۹
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲
MgO	۰/۵۳	۰/۵۱	۰/۵۸	۰/۶۴	۰/۴۶	۰/۵۳	۰/۴۳
CaO	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
Na_2O	۰/۸۴	۰/۹۱	۱/۰۰	۱/۰۸	۱/۵۹	۱/۸۳	۱/۶۵
K_2O	۱۰/۰۰	۹/۷۰	۹/۶۸	۹/۶۷	۸/۲۷	۸/۳۰	۷/۸۹
BaO	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۹
H_2O	۶/۸۰	۶/۳۸	۶/۵۸	۶/۲۰	۴/۲۱	۶/۰۵	۶/۸۱
Total	۱۰۰/۶۳	۹۹/۶۴	۱۰۰/۰۰	۹۹/۷۸	۹۹/۹۹	۹۹/۵۴	۱۰۰/۰۰
O# 11							
Si	۳/۰۸۴	۳/۰۸۲	۳/۰۸۲	۳/۰۸۲	۳/۰۸۵	۳/۰۷	۳/۰۸۶
Al^{iv}	۰/۹۱۶	۰/۹۱۸	۰/۹۱۸	۰/۹۱۸	۰/۹۱۵	۰/۹۳۰	۰/۹۱۴
Al^{vi}	۱/۸۶۳	۱/۸۷۹	۱/۸۷۲	۱/۸۶۵	۱/۹۱۷	۱/۸۹۲	۱/۹۱۷
Ti	۰/۰۱۰	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵	۰/۰۱۷	۰/۰۲۳	۰/۰۲۳
Fe^{2+}	۰/۱۰۰	۰/۰۷۷	۰/۰۷۶	۰/۰۷۶	۰/۰۵۴	۰/۰۵۱	۰/۰۴۴
Mn	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
Mg	۰/۰۵۳	۰/۰۵۱	۰/۰۵۸	۰/۰۶۵	۰/۰۴۴	۰/۰۵۳	۰/۰۴۳
Ba	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲
Ca	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Na	۰/۱۱۰	۰/۱۲۰	۰/۱۳۱	۰/۱۴۲	۰/۲۰۲	۰/۲۳۹	۰/۲۱۴
K	۰/۸۶۴	۰/۸۳۹	۰/۸۳۶	۰/۸۳۴	۰/۶۹۰	۰/۷۱۱	۰/۶۷۵
Cat.	۷/۰۰۳	۶/۹۸۴	۶/۹۹۲	۷/۰۰۰	۶/۹۲۷	۶/۹۷۱	۶/۹۲۰
Fe + Mg	۰/۱۵۳	۰/۱۲۸	۰/۱۳۴	۰/۱۴۱	۰/۰۹۸	۰/۱۰۴	۰/۰۸۷

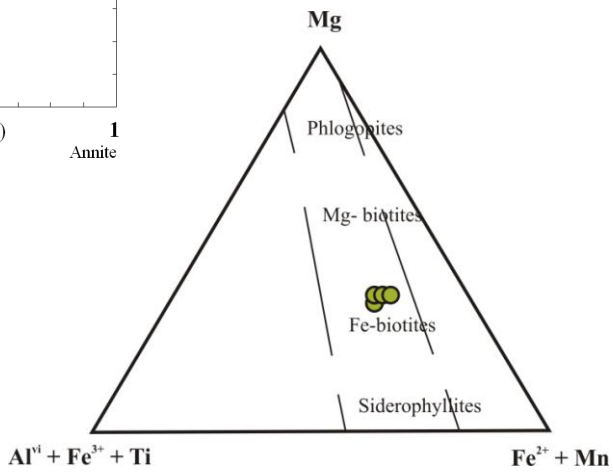
جدول ۳. نتایج داده‌های تجزیهٔ نقطه‌ای کلریت‌های گارنت میکاشیست‌های منطقه و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها

	Non- patched						**patched**		
Sample No.	**۵۱**	**۵۲**	**۵۳**	**۵٤**	**۵۸**	**۵۹**	**۸٤**	**۸۵**	**۸٦**
SiO_2	۲۳/۵۹۲	۲٤/۱۰۵	۲٤/۰۳۷	۲۳/۹۹۲	۲۳/۵۹۸	۲۳/٦۹۷	۲۳/۸۹۸	۲۳/۵۸۸	۲۳/۹۲۲
TiO_2	۰/۰۸۳	۰/۰۹۵	۰/۰٦۰	۰/۰٤۷	۰/۰٦۲	۰/۰٦۳	۰/۰٦۷	۰/۰٤۸	۰/۰۵۲
Al_2O_3	۲۱/۸۹۸	۲۱/۹۲۹	۲۱/٦۳۰	۲۲/۰٤٤	۲۱/۸۸۹	۲۲/۱۵۷	۲۱/۹۲۳	۲۱/۷٤۷	۲۱/۸۹۱
FeO	۲۹/٤۳۱	۲۹/۱۰۱	۲۹/۳٤۲	۲۹/۹۰۵	۲۹/۵۹۲	۲۹/۳۳٤	۲۸/۳۹۰	۲۸/٦۳٦	۲۹/۳۵۱
MnO	۰/۳٦۳	۰/۲۵۸	۰/۱۷۰	۰/۲۰۰	۰/۲۲۷	۰/۲۲۷	۰/۱۷٤	۰/۱۸۷	۰/۲۲۲
MgO	۱۲/۰۹۷	۱۲/۰۷۹	۱۲/۱۰٦	۱۲/۰٤۸	۱۲/۰۲۳	۱۱/۷٤٦	۱۲/٤۳۱	۱۲/٦۹٤	۱۲/۱٦۵
CaO	۰/۰۲۰	۰/۰۵۵	۰/۰۱۸	۰/۰۰	۰/۰۲۸	۰/۰٤٦	۰/۰۲۱	۰/۰۰۷	۰/۰۱۷
Na_2O	۰/۰۰٤	۰/۰۰۰	۰/۰۰٤	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۱۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
K_2O	۰/۰۸٦	۰/۰۸۱	۰/۱۲۸	۰/۰۹۳	۰/۰٤۹	۰/۱۱۰	۰/۰٤۱	۰/۰۵۵	۰/۰۲۵
Total	۸۷/۵۷٤	۸۷/۷۰۳	۸۷/٤۹۵	۸۸/۳۳۲	۸۷/٤٦۸	۸۷/۳۹۵	۸٦/۹٤۵	۸٦/۹٦۲	۸۷/٦٤۵
O# 28									
Si	۵/۱۱۹	۵/۲۰۰	۵/۲۰۸	۵/۱۵۸	۵/۱۲٦	۵/۱٤۲	۵/۱۸۲	۵/۱۲۹	۵/۱۷۱
Al	۵/۵۹۹	۵/۵۷۵	۵/۵۲۳	۵/۵۸٦	۵/٦۰۳	۵/٦٦۷	۵/٦۰۳	۵/۵۷۳	۵/۵۷۷
Al^{iv}	۲/۸۸۱	۲/۸۰۰	۲/۷۹۲	۲/۸٤۲	۲/۸۷٤	۲/۸۵۸	۲/۸۱۸	۲/۸۷۱	۲/۸۲۹
Al^{vi}	۲/۷۱۸	۲/۷۷٦	۲/۷۳۱	۲/۷٤۵	۲/۷۲۹	۲/۸۰۹	۲/۷۸۵	۲/۷۰۲	۲/۷٤۹
Ti	۰/۰۱٤	۰/۰۱۵	۰/۰۱۰	۰/۰۰۸	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۱	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸
Fe^{3+}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۰
Fe^{2+}	۵/۳٤۰	۵/۲۵۰	۵/۳۱٦	۵/۳۷۷	۵/۳۷۵	۰/۳۲٤	۵/۱٤۸	۵/۲۰۷	۵/۳۰٦
Mn	۰/۰٦۷	۰/۰٤۷	۰/۰۳۱	۰/۰۳٦	۰/۰٤۲	۰/۰٤۲	۰/۰۳۲	۰/۰۳٤	۰/۰٤۱
Mg	۳/۹۱۳	۳/۸۸۵	۳/۹۱۰	۳/۸٦۲	۳/۸۹۳	۳/۸۰۰	٤/۰۱۹	٤/۱۱۵	۳/۹۲۰
Ca	۰/۰۰۵	۰/۰۱۳	۰/۰۰٤	۰/۰۰۰	۰/۰۰۷	۰/۰۱۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰٤
Na	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰٦	۰/۰۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۲٤	۰/۰۲۲	۰/۰۳۵	۰/۰۲٦	۰/۰۱٤	۰/۰۳۰	۰/۰۱۱	۰/۰۱۵	۰/۰۰۷
Fe/(Fe+Mg)	۰/۵۷۷	۰/۵۷۵	۰/۵۷٦	۰/۵۸۲	۰/۵۸۰	۰/۵۸٤	۰/۵٦۲	۰/۵۵۹	۰/۵۷۵
T(°C)	۳۲٤/۸۱۱	۳۱٦/۱۱۰	۳۱۵/۲۹٦	۳۲۰/۵٤۸	۳۲٤/۰۵٦	۳۲۲/۲٦۲	۳۱۸/۰۲۱	۳۲۳/٦۷۸	۳۱۹/۱۸٤

مقدار FeO میکای سیاه شیست‌های منطقه حدود ۲۱/۳۱ تا ۲۲/۶۲درصد و MgO حدود ۸/۰۹ تا ۸/۶۲ را نشان می‌دهد. موقعیت قرارگیری ترکیب میکای سیاه بر اساس [۱۵] در شکل ۴ آمده است. این کانی در گروه بیوتیت‌ها قرار می‌گیرد و از فلوگوپیت متمایز می‌شود. هم‌چنین، در نمودار سه‌تایی$Mg - Al^{iv} + Fe^{3+} + Ti - Fe^{2+} + Mn$ که محدودهٔ انواع مختلف میکاها را بر اساس یون‌های اکتاهدرال نشان می‌دهد، میکاهای مورد بحث از نوع بیوتیت آهن‌دار هستند (شکل ۵).



شکل ۴. موقعیت قرارگیری ترکیب میکای سیاه در نمودار [۱۵] (داده‌ها از جدول ۱)

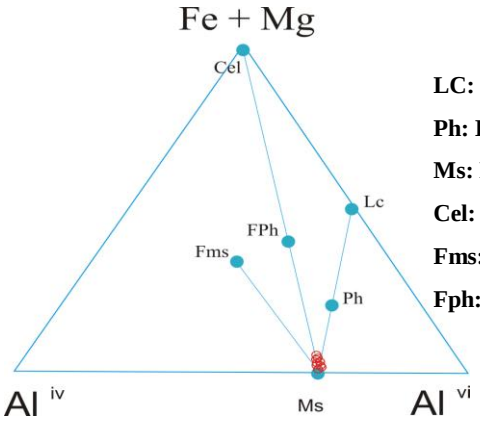


شکل ۵. قرارگیری نمونه‌های میکای سیاه در محدوده بیوتیت آهن‌دار [۱۶] (داده‌ها از جدول ۱)

میکای سفید

سریسیت، فنژیت و هیدروموسکویت از جمله رایج‌ترین واژه‌هایی است که برای توصیف میکاهای سفید به‌کار می‌رود. این امر ناشی از رخداد جانشینی‌های مختلف مانند کاهش K_2O در برابر افزایش SiO_2، MgO و H_2O است. جدای از تبادل Na/K، دو جانشینی مهم در موسکویت متاپلیت‌ها که باعث دور شدن موسکویت از ترکیب ایده‌آل می‌شود، مؤلفهٔ چرماک و $VI\ (Fe^{3+}\ Al_{-1})$ است. مؤلفهٔ اول در تشکیل فنژیت، مؤلفهٔ دوم در ساختار فری‌موسکویت و ترکیبی از هردو در تشکیل فری‌فنژیت نقش دارد [۱۷]. فینسترا[۲] نمودار مثلثی شکل ۶ را ارائه کرده است که بر اساس آن می‌توان اطلاعاتی در مورد جانشینی مؤلفهٔ چرماک و $VI\ (Fe^{3+}\ Al_{-1})$ به‌دست آورد [۱۸]. در روی رئوس این نمودار $Fe + Mg$، Al^{iv} و Al^{vi} قرار می‌گیرد. در این نمودار میکاهای نوع سلادونیت[۳] (Cel)، لوکوفیلیت[۴] (LC)، فنژیت[۵] (Ph) و نوع آهن‌دار[۶] (Fph) آن، مسکویت[۷] (Ms) و نوع آهن‌دار[۸] (Fms) آن قابل تشخیص هستند. ترکیب موسکویت‌های بررسی شده موسکویت و موسکویت متمایل به فری‌فنژیت است (شکل۶).

2 . Feenstra
3 . Celadonite
4 . leucophyllite
5 . Phengite
6 . Ferriphengite



LC: $K_2(Fe^{2+}, Mg)_2(Al_2Si_8O_{20})(OH)_4$,
Ph: $K_2(Fe^{2+},Mg)Al_3(AlSi_7O_{20})(OH)_4$,
Ms: $K_2Al_4(Al_2Si_6O_{20})(OH)_4$
Cel: $K_2(Fe^{2+},Mg)_2 Fe_2^{3+}(Si_8O_{20})(OH)_4$,
Fms: $K_2Fe_2^{3+}Al_2(Al_2Si_6O_{20})(OH)_4$,
Fph: $K_2(Fe^{2+},Mg)Fe^{3+}Al_2(AlSi_7O_{20})(OH)_4$

شکل ۶. نمودار Al^{iv}-Al^{vi}-(Fe+Mg) [۱۸] برای میکای سفید گارنت میکاشیست‌های منطقه. بردارهای Ms-Ph، Ms-Fph و Ms-Fms در نمودار مشخص شده‌اند (داده‌ها از جدول ۲)

کلریت

در درجه‌های دگرگونی پایین، بارزترین شاهد دگرگونی پس‌رونده، کلریتی شدن بیوتیت و گارنت است. این کانی شاخص رخساره شیست سبز است [۱۴].

کلریت‌های گارنت میکاشیست‌های بررسی شده، با مقدار Fe/(Fe+Mg) ۰/۵۵ تا ۰/۵۸ بر اساس طبقه‌بندی [۱۹] از نوع ریپیدولیت هستند (شکل ۷ الف). مقدار منیزیم در همهٔ کلریت‌های مورد تحقیق بسیار نزدیک به یک‌دیگر است. در واقع کلریت‌های توده‌ای که با موسکویت‌های ریزبلور همراهند و نیز کلریت‌هایی که حاصل دگرسانی بیوتیت‌ها هستند، ترکیب یک‌سانی دارند.

[۲۰] نمودار دوتایی Al^{iv} در برابر Fe/Fe+Mg (شکل ۷ ب) را برای تمایز کلریت‌های دگرگونی، دیاژنزی، متورم شونده و برتیرین[۹] پیشنهاد کردند. کانی اخیر به‌همراه شاموزیت اغلب از رسوبات دریایی دگرگون نشده [۲۱] گزارش شده است که از نظر شیمیایی به کلریت‌ها و از لحاظ ساختاری به سرپانتین نزدیک است [۲۲]. در نمودار شکل ۷ B کلریت‌های بررسی شده در گستره کلریت‌های دگرگونی قرار می‌گیرند.

[۲۳] با داده‌های تجزیه نقطه‌ای ۱۷۴ نمونه کلریت طبیعی و در نظر گرفتن $FeO_t=Fe^{2+}$ نموداری طراحی کردند که در آن دو نوع کلریت I و II با ویژگی زیر تشخیص داده شده است:

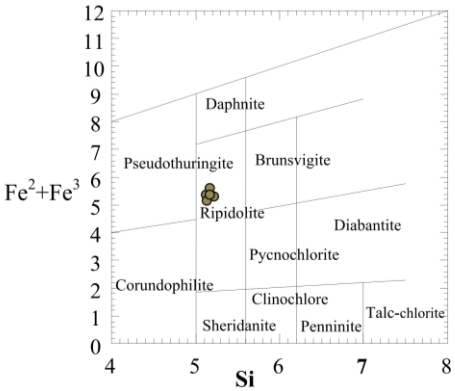
Type I: $X_{Mg} + X_{Fet} \geq X_{Al} + X_{\square}$ (X in apfu)

Type II: $X_{Mg} + X_{Fet} < X_{Al} + X_{\square}$

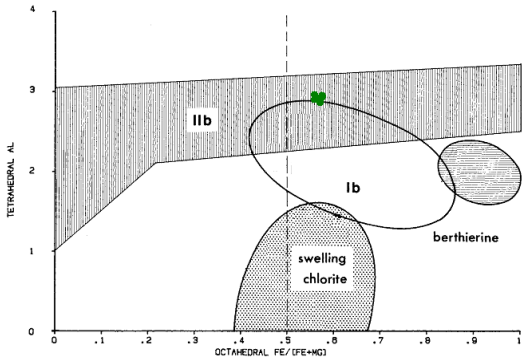
در روابط بالا $X_{\square}$ که مکان‌های خالی را نشان می‌دهد عبارت است از: $X_{\square}= 12-\Sigma(R^{2+} + R^{3+} + R^{4+})^{VI}$ که پس از محاسبهٔ فرمول ساختاری کلریت بر اساس ۲۸ اکسیژن به‌دست می‌آید. در کلریت‌ها، Fe، Mg و Al کاتیون‌های اکتاهدرالی اصلی محسوب می‌شوند و افزایش Al معمولاً با افزایش موقعیت‌های خالی ($X_{\square}$) همراهی می‌شود. در نمودار

7 . Muscovite
8 . Ferrimuscovite
9 . Berthierine

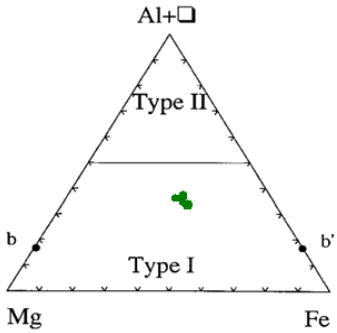
Fe-Mg-Al+□ [۲۳] (شکل ۷ پ) کلریت‌ها به دو گروه نوع I و نوع II طبقه‌بندی شده‌اند که با توجه به پاراژنزهای همراه، بیان‌گر رخساره و شرایط دما و فشار تشکیل کلریت است (به توضیحات قسمت بحث توجه شود). در شکل ۷ پ کلریت‌های موجود در گارنت میکاشیست‌های منطقهٔ بررسی شده از نوع I و Fe-Mg,chlorite هستند زیرا در موقعیت اکتاهدرالی برتری با Fe و Mg نسبت به Al است.



(الف)



(ب)



(پ)

شکل ۷. الف) موقعیت کلریت‌ها در نمودار تقسیم‌بندی کلی کلریت‌ها [۱۹]
ب) در نمودار Al^{iv} در برابر Fe/Fe+Mg کلریت‌های بررسی شده در محدودهٔ کلریت‌های دگرگونی قرار می‌گیرند (Ib: کلریت دیاژنزی و IIb: کلریت دگرگونی) [۲۰]
پ) رده‌بندی کلریت‌های دگرگونی بر اساس مقدار آهن، منیزیم و آلومینیوم که کلریت‌های منطقهٔ بررسی شده از نوع I هستند [۲۳](داده‌ها از جدول ۳)

دماسنجی

افزون بر دما که بیش‌ترین تأثیر را بر میزان Ti بیوتیت دارد، فشار، شیمی کانی بیوتیت و مجموعه کانی‌های همراه آن نیز نقش بارزی دارند [۲۴]. هنری[۱۰] و همکاران [۲۵] بر اساس میزان Ti و Mg/(Mg+Fe) ساختار بیوتیت، معادلهٔ (جدول ۴) و نمودار شکل ۸ را ارائه کردند. این روش، به‌منظور بررسی شرایط ترمودینامیکی سنگ‌های متاپلیتی پرآلومین در فشارهای ۴ تا ۶ کیلوبار پیشنهاد شده است. دقت این دماسنج ۲۴± درجهٔ سانتی‌گراد برای گسترهٔ دما کم و

10 . Henry

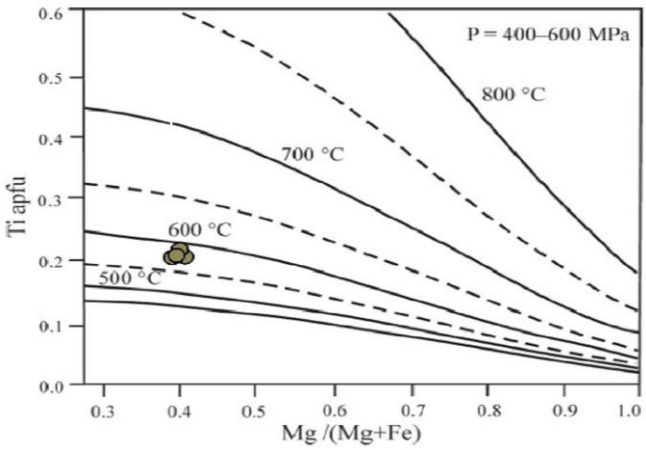
±۱۲ درجهٔ سانتی‌گراد برای دماهای زیادتر است [۲۵]. در معادلهٔ زیر، مقدار Ti، تعداد اتم‌های محاسبهٔ شده در فرمول ساختاری (apfu) بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن است. میانگین دمای بیوتیت‌های گارنت میکاشیست‌های بررسی شده به هر دو روش (جدول ۴ و شکل ۸)، بین ۵۷۲ تا ۵۸۹ درجهٔ سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود.

جدول ۴. مقدار Ti (apfu) و X(Mg) و نتایج دماسنجی بیوتیت‌های بررسی شده به همراه فرمول و ضرایب آن

Points	۷۱	۷۲	۷۵	۷۶	۷۷
Ti (apfu)	۲۰۴۸۰	۰/۲۱۴	۰/۲۰۴	۰/۲۰۴	۰/۲۰۰
X (Mg)	۰/۴۱۳	۰/۴۲۲	۰/۴۱۴	۰/۴۳۰	۰/۴۰۵
دما (درجهٔ سانتی‌گراد)	۵۷۷	۵۸۹	۵۷۷	۵۷۲	۵۸۲

Coefficient	Value
a	-2.3594
b	4.6482e-9
c	-1.7283

$$T = ([\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b)^{0.333}$$



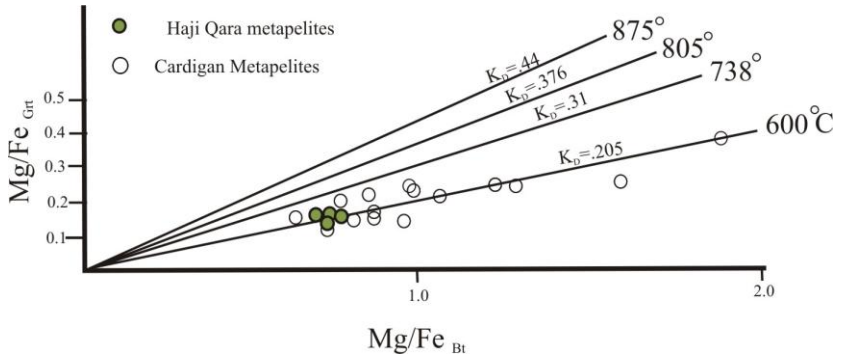
شکل ۸. منحنی‌های هم‌دما بر اساس دماسنجی تیتانیوم بیوتیت‌های مورد مطالعه [۲۵] (داده‌ها از جدول ۱)

در شکل ۹ بر پایهٔ نسبت Mg/Fe بیوتیت و گارنت **[۲]** ، K_D این دو کانی در دماهای مختلف ترسیم شده است. در این نمودار، نسبت Mg/Fe بیوتیت در برابر همین نسبت در گارنت رسم شده با متاپلیت‌های منطقه کردیگن [۲۶] نیز مقایسه شده است. بر این اساس گارنت میکاشیست‌ها کم‌ترین ضریب انتشار بین بیوتیت و گارنت و دمای حدود ۶۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند

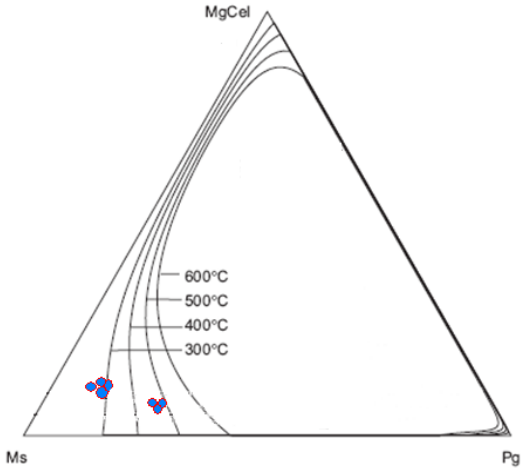
کلر و همکاران [۲۸] به ارائهٔ مدل سولوسی بر اساس زوج فنژیت- پاراگونیت پرداختند و آن را با مدل‌های [۲۹] و [۳۰] مقایسه کردند که در بسیاری موارد این مدل‌ها با یک‌دیگر تطابق دارند. به‌منظور دماسنجی بر اساس ترکیب میکاهای سفید از سولوس [۲۹] استفاده شد. در مدل [۲۸] نقش مؤلفه سلادونیت به‌طور ویژه در درجه‌های دگرگونی بالا اهمیت پیدا می‌کند.

دماسنجی موسکویت‌های منطقه در نمودار شکل ۱۰ [۲۹] بیان‌گر دو محدودهٔ دمایی ۲۵۰-۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد و ۴۵۰ -۵۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد است. با توجه به شواهد پتروگرافی و تجزیه‌های نقطه‌ای، دماهای بیش‌تر متعلق به

موسکویت‌های خودشکل و درشت بلور است. این موسکویت‌ها حاوی Na_2O=۱/۸-۱/۶ و FeO=۰/۹۸-۰/۷۸ هستند. دماهای کم‌تر متعلق به موسکویت‌های ریزبلوری است که همراه با کلریت‌های لکه‌ای می‌شوند. این موسکویت‌ها حاوی Na_2O=۰/۴۸-۱/۱ و FeO=۱/۲-۱/۷ هستند.



شکل ۹. نسبت Mg/Fe بیوتیت در برابر گارنت که با متاپلیت‌های منطقه کردیگن نیز مقایسه شده است. در این نمودار دماها با استفاده از کالیبراسیون [۲۷] و ضریب انتشار از رابطهٔ $Kd=(Mg/Fe)_{Grt}/(Mg/Fe)_{Bt}$ به‌دست آمده است (داده‌های بیوتیت از جدول ۱، گارنت از [۲] و داده‌های کردیگن از [۲۶] است)



شکل ۱۰. نمودار سولوس میکاهای سفید [۲۹]

تعیین درجه‌حرارت کلریت به‌روش [۳۱] به‌کمک معادله

$$T\,(^{\circ}C) = 213.3\,Al^{iv} + 17.5$$

صورت گرفت که در این معادله Al^{iv} در فرمول ساختاری کلریت بر مبنای ۱۴ اکسیژن محاسبه شد. با توجه به کاربرد این زمین دماسنج، درجه حرارت تبلور کلریت‌های منطقه بین ۳۱۵ تا ۳۲۴ درجه‌سانتی‌گراد محاسبه شد (جدول ۳).

بحث

رخداد استروتید در گارنت میکاشیست‌های حاجی قارا، بیان‌گر قرارگیری این سنگ‌ها در رخساره آمفیبولیت است که داده‌های دماسنجی بیوتیت نیز به این مسئله اشاره دارد. دگرگونی پیش‌رونده تا رخساره آمفیبولیت بر اساس دماسنجی‌های گارنت- بیوتیت (۶۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد) و تیتانیوم ساختار بیوتیت (۵۵۰-۶۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد) تأیید

می‌شود. با توجه به این‌که توزیع کاتیون‌ها درون گارنت کندتر از بیوتیت صورت می‌گیرد [۳۲] این کانی اطلاعات PTt را در نیم‌رخ منطقه‌بندی ترکیبی خود ذخیره می‌کند در حالی‌که زمینه سنگ ممکن است تحت تأثیر واکنش‌های ناپیوسته متعدد قرار گیرد [۳۳]. با توجه به نبود منطقه‌بندی مشخص در بلورهای گارنت سنگ‌های گارنت میکاشیست‌ها بررسی شده و دماهای نسبتاً یک‌سان حاصل از دماسنجی تیتانیوم بیوتیت‌ها (شکل ۸) و دمای تعادل گارنت-بیوتیت (شکل ۹)، می‌توان اوج دمای دگرگونی ثبت شده در این سنگ‌ها را حدود ۶۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد تخمین زد.

هم‌چنین کریمی [۷] بر مبنای طیف وسیعی از متاپلیت‌های شمال گلپایگان (گارنت فیلیت تا گارنت سیلیمانیت و کیانیت استروتید شیست)، دمای۵۱۱ تا ۶۲۲ درجهٔ سانتی‌گراد و بیش‌ترین فشار را ۶/۵ کیلوبار محاسبه کرده است. این داده‌ها به اوج دگرگونی در منطقه اشاره دارد.

تشکیل آندالوزیت که آلومینوسیلیکات شاخص فشارهای کم (۳/۵ تا ۵ کیلوبار) است [۳۴]، [۳۵]. مؤید رخداد کاهش فشار در طی فرایند دگرگونی است ضمن این‌که با توجه به تشکیل و نحوهٔ قرارگیری ادخال‌های کوارتز درون گارنت، می‌توان بر این باور بود که رشد گارنت در گارنت میکاشیست‌ها در یک محیط خشک [۳۶] و بر اثر افزایش درجه حرارت صورت گرفته است. بر اساس ترکیب گارنت‌ها که CaO اندک دارند [۲] تشکیل این کانی در فشار و عمق زیاد صورت نگرفته وبه احتمال بسیار زیاد، افزایش دما عامل تأثیرگذاری در تشکیل و رشد این کانی، در فشارهای مناسب پوسته بوده است. رشد یک مرحله‌ای، شکل و نحوهٔ پراکندگی ادخال‌های کوارتز، وجود آندالوزیت و نیز حضور هورنفلس‌های گارنت‌دار در منطقه شاهدی بر این ادعاست.

به احتمال بسیار زیاد، افزایش دما (همراه با کاهش فشار) می‌تواند ناشی از حضور تودهٔ نفوذی و یا فرایند برخاست باشد. با توجه به وجود هورنفلس گارنت‌دار در منطقه می‌توان وجود یک توده نفوذی را عاملی برای افزایش دما در فشار ثابت (یا کاهش فشار) در نظر گرفت. ظهور سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در سطح زمین به مکانیسم‌هایی نیاز دارد تا مسیر فرورانش را به‌سمت برخاست تغییر دهد که این امر، طی فرآیند کوه‌زایی و تکتونیک کششی رخ می‌دهد [۳۷]. بدیهی است جای‌گیری توده‌های نفوذی و توسعه گسل‌های کششی می‌توانند در راستای برخاست عمل کنند. از دیگر شواهد رخداد دگرگونی مجاورتی محلی، رشد موسکویت‌هایی در جهت تقریباً عمود بر شیستوزیته قبلی در سنگ است که ترکیب آن‌ها از Fe و Mg فقیرتر است و دمای تبلور آن‌ها حدود ۴۵۰-۵۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد است (شکل ۱۰). میکای سفید دارای محلول جامد Na-K و AlAl-(Fe+Mg)Si است که با افزایش دما، میزان این جانشینی کم می‌شود و به ترکیب ایده‌آل موسکویت می‌رسد [۳۸]. برای مثال، در دمای بیش از ۶۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد، مقدارجانشینی فنژیت کاهش می‌یابد. هم‌چنین گستره محلول جامد موسکویت در سیستم‌های آهن‌دار محدودتر از سیستم‌های منیزیم‌دار است اما رفتار آن در برابر افزایش دما یک‌سان است [۳۹]. ترکیب موسکویت‌های بررسی شده در نمودار شکل ۶ اغلب بر روی خط موسکویت- فری‌فنژیت قرار می‌گیرد و تغییرات کم گستره ترکیب آن‌ها می‌تواند مربوط به آهن‌دار بودن سیستم باشد. در تشکیل فری‌فنژیت هر دو مؤلفهٔ چرماک و VI (Fe^{3+} Al_{-1}) نقش داشته‌اند که ترکیب موسکویت به‌سمت فری‌فنژیت متمایل شده است. در حقیقت موسکویت‌های ایده‌ال نشان‌دهندهٔ تشکیل در شرایط

دگرگونی بالاتر نسبت به فری‌فنژیت‌ها هستند. در نمونه‌های بررسی شده، فری‌فنژیت‌ها، موسکویت‌های ریزدانه‌ای هستند که همراه با کلریت دیده می‌شوند.

طی تاریخچه واکنشی سنگ‌های دگرگونی، تبدیل مجموعه‌های کانی‌شناسی درجهٔ بالا به مجموعه‌های درجهٔ پایین، امری متداول است. دگرگونی برگشتی (آب‌گیری دوباره) فرآیندی است که در مقیاس وسیع در سنگ‌های دگرگونی رخ می‌دهد [۳۴]. با قرارگیری سنگ‌ها در نزدیکی سطح زمین و هم‌زمان با کاهش حرارت، دگرگونی پس‌رونده در حین سرد شدن سنگ رخ می‌دهد. کلریت در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین، رایج و کانی شاخص رخساره شیست سبز است. متداول‌ترین مجموعهٔ کانی‌شناسی زون کلریت در رخساره شیست سبز، کلریت+موسکویت (فنژیت) و کوارتز است [۳۴]. کلریت‌های گارنت میکاشیست‌های حاجی قارا، با ترکیب ریپیدولیت (شکل ۷ الف)، در نمودار دوتایی Al^{iV} در برابر Fe/Fe+Mg ازنوع کلریت‌های دگرگونی (شکل ۷ ب) هستند. در نمودار شکل ۷ C، کلریت‌های نوع II معرف کلریت‌های متاپلیت‌های غنی از Al و دما کم- فشار متوسط هستند. مجموعه کانی‌شناسی همراه با این کلریت‌ها Ms+Qz+Prl±Cel±Pg هستند. کلریت‌های نوع I معرف کلریت‌های متاپلیت‌های معمولی و فشار کم هستند. این نوع کلریت‌ها، با Bt±Grt در نمونه‌های سنگی دمای کم و با Bt±Grt±St در نمونه‌های سنگی رخساره آمفیبولیت، همراهی می‌شوند. با افزایش درجهٔ دگرگونی از رخساره شیست سبز به سمت رخساره آمفیبولیت، بر میزان Mg کلریت‌ها افزوده می‌شود [۲۳]. از آن‌جاکه در موقعیت اکتاهدرالی کلریت‌های بررسی شده برتری با Fe و Mg نسبت به Al است از این رو، این کلریت‌ها از نوع I و آهن و منیزیم دار(Fe>Mg) هستند (شکل ۷ پ). این کانی‌ها با توجه به مجموعه کانی‌های همراه و توزیع کاتیون‌ها، معرف متاپلیت‌های معمولی و شرایط دما و فشار کم هستند. تشکیل کلریت و سریسیت (میکای سفید ریزدانه) از مشخصه‌های دگرگونی پس‌رونده است که میانگین دماسنجی این کانی‌ها، به‌ترتیب حدود ۳۲۰ و ۲۷۵ درجهٔ سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود.

نتیجه‌گیری

روابط بافتی، کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها و هم‌چنین داده‌های دماسنجی، بیان‌گر رخداد دگرگونی‌های پیش‌رونده، مجاورتی (محلی) و پس‌رونده در گارنت میکاشیست‌های حاجی قارا است. حضور کانی‌های میکا، در کنار کانی‌های شاخص دگرگونی (استروتید، گارنت و آلومینوسیلیکات‌ها)، می‌تواند گواه بارزی بر وقوع هر یک از رخدادهای مذکور باشد. وجود بیوتیت در کنار پاراژنزهایی از جمله استروتید، به رخداد دگرگونی پیش‌رونده اشاره دارد. افزون بر این، ترکیب آن، بر آهن‌دار بودن سیستم دلالت دارد. رشد موسکویت‌های با ادخال کوارتز و تقریباً عمود بر جهت‌یافتگی عمومی سنگ، در کنار پاراژنز آندالوزیت، حکایت از رخداد دگرگونی مجاورتی دارد که با ترکیب ایده‌آل موسکویت و دماهای حاصل مطابقت دارد. کلریت‌ها، از کانی‌های میکایی شاخص رخساره شیست سبز هستند که در کنار فری فنژیت، روابط بافتی، ترکیب و دماهای به‌دست آمده، گویای رخداد دگرگونی برگشتی در سنگ‌های بررسی شده است.

قدردانی

از دکتر توماس تیی[11] (دانشگاه اشتوتگارت آلمان) برای همکاری در انجام تجزیه‌های نقطه‌ای، حمایت‌های معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان و هم‌چنین، داوران محترم مجله که نظراتشان کیفیت مقاله را بهبود بخشید، سپاسگزاریم.

منابع

1. Perchuk L.L., van Reenen D.D., Smit C.A., Vankal D.A., Boshoff R., Varlamonov S.M., Tabatabaeimanesh S.M., "Isobaric heating recorded in polymetamorphic rocks from the Central Zone of the Limpopo High-Grade Terrain, South Africa", Lithos, 103 (2008) 70-105.

۲. میرلوحی اکرم‌السادات، *پتروژنز لکوگرانیت‌های شمال شرق گلپایگان (آدربا- اوچستان، پهنه سنندج- سیرجان)*، رساله دکتری دانشگاه اصفهان (در دست تهیه).

3. Thiele O., Alavi-Naini M., Assefi R., Hushmand-Zadeh A., Seyed-Emami K., Zahedi M., "Golpayegan quadrangle map, Geological Survey of Iran", Tehran, Iran (1968), 1:250000, N. E7.

4. Nadimi A., Nadimi H., "Exhumation of old rocks during the Zagros collision in the northwestern part of the ZagrosMountains, Iran. In: B.C Burchfiel and E. Wang (Eds.): Investigations into the Tectonics of the Tibetan Plateau", Geological Society of America, Special Paper 444 (2008) 105-122.

۵. شیخ الاسلامی محمدرضا، زمانی پدرام مسعود، *نقشهٔ زمین‌شناسی محلات*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳) ۱:۱۰۰۰۰۰، ورقه شماره ۶۰۵.

۶. رشیدنژادعمران نعمت‌اله، *پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های متاولکانوسدیمنتری و پلوتونیک منطقه موته (جنوب دلیجان) با نگرشی ویژه به خاستگاه کانی سازی طلا*، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران (۱۳۸۱).

۷. کریمی سمیه، *پترولوژی سنگ‌های دگرگونی در پهنه سنندج- سیرجان شمالی (موته - الیگودرز)*، رساله دکتری دانشگاه اصفهان (۱۳۹۱).

۸. آقانباتی علی، *زمین‌شناسی ایران*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳).

9. Perchuk A.L., "Formula: an spreadsheet mineral calculation (xls) Moscow State University", Moscow, Russia (1995).

10. Yavuz F., "Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I-definitions and structure of the computer program Mica+",.Computer Geosciences, 29 (2003a) 1203-1213.

11. Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

11. Thomas Theye

12. Barker A.J., "Introduction to metamorphic textures and microstructures", Chapman and Hall (1994).

13. Barbey P., "Diffusion-controlled biotite breakdown reaction textures at the solid/liquid transition in the continental crust', Contributions to Mineralogy and Petrology 154 (2007) 707-716.

14. Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", Springer-Velag (1994).

15. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", 7th impression, Longman, London (1991).

16. Foster M.D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas", U.S. Geological Survey Professional Paper, 354B (1960) 1-49.

17. Guidotti C.V., "Micas in metamorphic rocks. In: S. W. Bailey (Ed.) Micas. Mineralogical Society of America", Reviews in Mineralogy 13 (1984) 357-467

18. Feenstra A., "An EMP and TEM-AEM Study of Margarite, Muscovite and F Paragonite in Polimetamorphic Metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the Implications, of Fine-scale Mica Interlayering and Multiple Mica Generations", Journal of Petrology 37, 2 (1996) 201-233.

19. Hey M.H., "A new review of the chlorites. Mineral Magazine", 30 (1954) 277-292.

20. Curtis C.D., Hughes C.R., Whiteman J.A., Whittle C.K., "Compositional variation within some sedimentary chlorites and some comment on their origin", Mineralogical Magazine, 49 (1985) 37-386.

21. "Mineral Data", Berthierine (Fe2+;Fe3+;Al;Mg) 2¡3(Si;Al)2O5(OH) 4, Mineral Data Publishing (2001) version 1.2.

22. Rivas-Sanchez M.L., Alva-Valdivia L.M., Arenas-Alatorre J., Urrutia-Fucugauch J., Ruiz-Sandoval M., Ramos-Molina M., "A Berthierine and chamosite hydrothermal: genetic guides in the Pena Colorada magnetite-bearing ore deposit", Mexico. Earth Planets Space 58 (2006) 1389-1400.

23. Zane A., Weiss Z., "A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data", Rendiconti Lincei 9, 1 (1998) 51-56.

24. Henry D.J., Guidotti C.V., "Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications", American Mineralogist, 87 (2002) 375-382.

25. Henry D.J., Guidotti V.C., Thomson A.J., "The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for geothermometry and Ti- substitution mechanisms", American Mineralogist 90 (2005) 316-328.
26. Chamberlain C.P., "Metamorphic zonation in south-central New Hampshire", M.A. thesis, Dartmouth College, Hanover (1981).
27. Thompson A.B., "Mineral reactions in pelitic rocks: II Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations", American Joumal of Science, 276 (1976) 425-454.
28. Keller L.M., Capitani C., Abart R., "A quaternary Solution Model for White Micas Based on Natural Coexisting Phengite-Paragonite Pairs", Journal of Petrology, 46 (10) (2005) 2129-2144.
29. Guidotti C.V., Sassi F.P., Blencoe J.G., Selverstone J., "The paragonite–muscovite solvus: I.P-T-X limits derived from the Na–K composition of natural, quasibinary paragonite-muscovite pairs", Geochimica et Cosmochimica Acta 58 (1994) 2269-2275.
30. Coggon R., Holland T.J.B., "Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers", Journal of Metamorphic Geology 20 (2002)683-696.
31. Cathelineau M., Nieva D., "A chlorite solid solution geothermometre, the Los Azufres (Mexico) geothermal system", Contribution to Mineralogy and Petrology 19 (1985) 235-244.
32. Lasaga A.C., "Geospeedometry: An extension of geothermometry, In: S. K. Saxena (Ed.) Kinetics and equilibrium in mineral reactions", Springer-Verlag, New York (1983) 81-114.
33. Plank T., "Magmatic garnets from the Cardigan pluton and the Acadian thermal event in southwest New Hampshire", American Mineralogist 72(1987) 681-688.
34. Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of metamorphic rocks, Berlin, Heidelberg", New York, Springer-Verlag, 7th ed, (2002).
35. Miyashiro A., "Metamorphic Petrology", University College London Press (1994).
36. Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, London (1993).
37. Kurz W., Froitzheim N., "The exhumation of eclogite-facies metamorphic rocks-A review of models confronted wit examples from the Alps", International Geology Review, 44 (2002) 702-743.
38. Ernst W.G., "Significance of phengitic micas from low-grade schists", American mineralogist, 48 (1963) 1357-1373.

39. Monier G., Robert J., "Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system K_2O-Li_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF at 600 $^{\circ}$C, 2 kbar P H_2O: comparison with natural lithium micas", Mineralogical Magazine 50 (1986) 641-5.