

کاربرد شیمی کانی در تعیین سنگ مادر و دما فشار سنجی سنگ‌های دگرگونی سرتیپ‌آباد (قروه-استان کردستان)

ashraf torkian*, zohreh shirzad mohammadi, fatemeh koubi, mehsa tehmasebi

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۳/۹، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۶/۱۹)

چکیده: مجموعه دگرگونی سرتیپ‌آباد در شهرستان قره‌و (کردستان) بخشی از پهنه سنندج - سیرجان است. این مجموعه از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل انواعی از شیست (آمفیبولیت‌شیست، اکتینولیت‌شیست، میکاشیست و گارنت‌شیست)، مرمر، متادیوریت، متاگابرو و پاراگنیس و نیز سنگ‌های دگرگونی مجاورتی از نوع هورنفلس، تشکیل شده است. ترکیب کانی بیوتیت در شیست‌ها و پاراگنیس از نوع سیدروفیلیت و در هورنفلس‌ها و متادیوریت به ترتیب از نوع آئیتی و فلوگوبیتی است. آمفیبول‌ها در پاراگنیس‌ها از نوع هورنبلند و در متادیوریت‌ها دارای ترکیب اکتینولیت هستند. گارنت‌ها در گارنت میکاشیست از نوع آلماندن، پلاژیوکلازها در متادیوریت‌ها و متاگابروها از نوع لابرادوریتی و در پاراگنیس‌ها از نوع آندزین هستند. نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی و دما فشار سنجی نشان می‌دهد که طیف سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در گستره رخساره شیست سبز تا اپیدوت آمفیبولیت و در مرز بین پهنه‌های بیوتیت تا استارولیت تشکیل شده‌اند در این راستا، برای انواع سنگ‌های دگرگونی مجاورتی دست بالا رخساره آلیت اپیدوت هورنفلس در نظر گرفته می‌شود که برای سنگ‌های دگرگونی مجاورتی بیانگر قلمرو رخساره آلیت اپیدوت هورنفلس در پهنه‌های زوئیزیت تا آمفیبول است. در دما سنجی با روش‌های تک کانی بیوتیت و با دما سنج تبدالی گارنت-بیوتیت، میانگین دما برای سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای حدود ۵۶۷ درجه سانتی‌گراد و برای سنگ‌های دگرگونی مجاورتی حدود ۶۴۷ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. همچنین براساس دما-فشار سنجی به روش تک کانی بیوتیت، دما و فشار دگرگونی به طور میانگین برای مرحله دگرگونی M1 حدود ۵۷۸ درجه سانتی‌گراد و ۵/۱۶ کیلوبار و برای مرحله M2 حدود ۵۶۵ درجه سانتی‌گراد و ۴/۶ کیلوبار است. بر اساس بررسی‌های صحرایی، شواهد سنگنگاری و داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های رسوبی بوده و به ترتیب در سنگ‌های پاراگنیسی، هورنفلس-ها و شیست‌ها از نوع آرکوز، ماسه سنگ تیره و شیل هستند.

واژه‌های کلیدی: دگرگونی؛ سنگ مادر؛ دما سنجی؛ متاگابرو؛ پاراگنیس؛ سنندج- سیرجان.

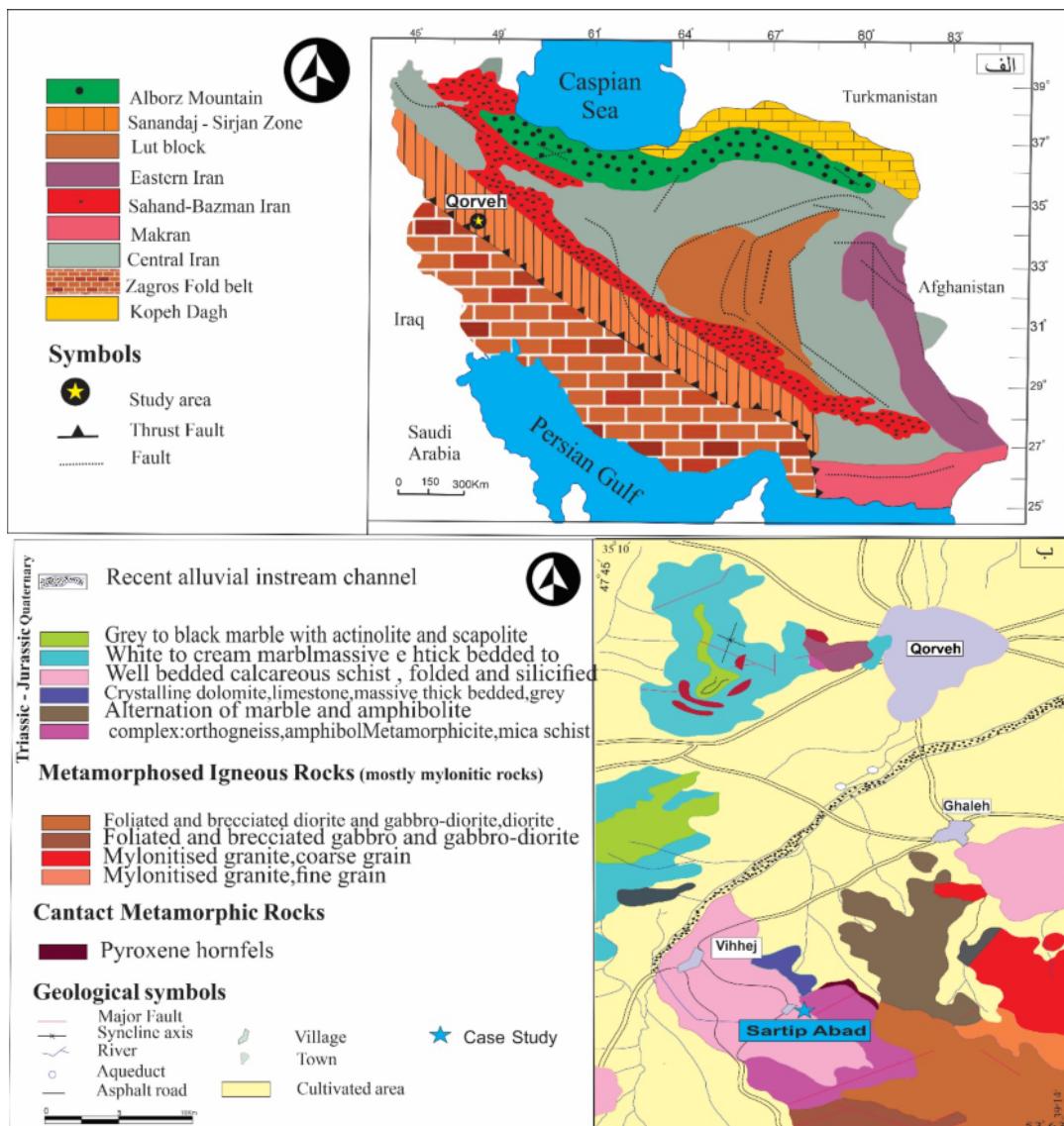
مزوزوئیک هستند و کم و بیش دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای و گاهی مجاورتی شده‌اند. از این رو، فرآیندهای دگرگونی در همه جای آن یکسان نیستند. در نیمه جنوب شرقی این پهنه پدیده‌های دگرگونی بیشتر ناشی از عملکرد کوه‌زایی سیمیرین پیشین بوده، در حالی که در نیمه شمالی، رویدادهای سیمیرین میانی از عوامل فعالیت آذرین نفوذی و دگرگونی هستند.

مقدمه
فلات ایران شامل چند واحد ساختاری است که از کمربند چین خورده آلب هیمالیا محسوب می‌گردد [۱]. پهنه دگرگونی- نفوذی سنندج- سیرجان با طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۲۰۰ کیلومتر، با روند شمال غربی - جنوب شرقی از مهمترین این واحدهاست [۲]. از نظر فعالیت‌های دگرگونی این پهنه بسیار فعال بوده است و سنگ‌های آن بیشتر وابسته به دوران

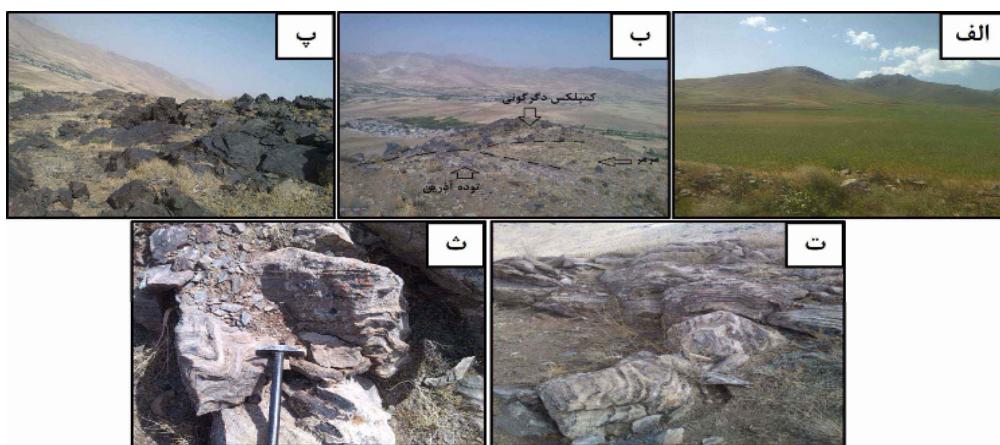
بررسی کلی و سنگنگاری سنگ‌های دگرگونی جنوب قروه است (شکل ۲). حریری [۸] دگرگونی‌های این منطقه را با سنگ‌های شیست سبز دما بالا در رخساره آمفیبولیت در معرض دگرگونی ناحیه‌ای معرفی کرد. عمروانی [۹] نیز دگرگونی‌های جنوب قروه را بررسی و معرفی نموده است. ترکیان و همکاران [۱۰] سنگ‌های دگرگونی منطقه زرینه (جنوب قروه) را بررسی کردند. چراغی [۱۱] نیز در جنوب منطقه مورد نظر، سنگ‌های دگرگونی مرزبین آصف‌آباد- تازه‌آباد را بررسی نموده و آنها را مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل انواع شیست‌ها، متادیوریت، آمفیبولیت، مرمر و کوارتزیت تشخیص داده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه قروه در تقسیم‌بندی سنتدج - سیرجان در زیرپهنه با دگرگشکلی پیچیده قرار دارد [۴، ۳] (شکل ۱). نفوذ توده‌ها وجود سنگ‌های مادر گوناگون سبب تنوع سنگ‌های دگرگونی این پهنه و به ویژه در منطقه موربد بررسی شده است. توده آذرین-نفوذی جنوب قروه که طیفی از سنگ‌های گرانیت‌وئیدی، کوارتز مونزونیتی و گابروها را دربردارد، براساس سن‌سنجهای انجام شده [۵] در ۱۴۹-۱۵۲ میلیون سال پیش در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مزوژوئیک نفوذ کرده [۶] و منجر به تشکیل سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شده است. سنگ‌های مجاورتی و گستره جنوب قروه شامل دو مجموعه سنگ‌های مجاورتی و ناحیه‌ای هستند. قدیمی‌ترین پژوهش انجام شده [۷] شامل



شکل ۱ (الف) نقشه پراکندگی پهنه‌های ساختاری - چینه‌شناسی ایران و موقعیت منطقه سرتیپ‌آباد در پهنه سنتدج-سیرجان [۴، ب]، نقشه سنگ‌شناسی منطقه قروه و سرتیپ‌آباد، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه [۶].



شکل ۲ (الف) دورنمایی از ارتفاعهای مجموعه دگرگونی در منطقه سرتیپ آباد (دید به سمت غرب)، (ب) موقعیت مرمرها به طور مجزا در کنار سایر سنگ‌های مجموعه و توده نفوذی گابرو-دیوریتی کوه دروازه، (پ) بروزد سنگ‌های هورنفلسی مجموعه سرتیپ آباد، (ت) بروزد های مرمر در منطقه، (ث) نمای نزدیکی از شکل (ت) که در آن اثر تنش‌های تراکمی در منطقه نمایان است.

پاراگنیس: ترکیب کانی‌شناسی این سنگ کوارتز (۱۵-۳۵٪)، پلاژیوکلاز (۱۰-۱۵٪) و اورتوکلاز (۲۰-۳۰٪) در کنار کانی‌های مافیک چون بیوتیت (۱۰-۱۵٪) و هورنبلند سبز (۱۰-۱۵٪) است. اسفن (تیتانیت)، اپیدوت، زیرکن، اکسیدهای فلزی و روزئیزیت کانی‌های اصلی را همراهی می‌کنند (شکل ۳ الف، ب، پ). در نمونه دستی این سنگ‌ها درشت بلور و دارای ساخت‌گیستوزیته هستند. ضریب رنگینی متناسب با فراوانی کانی‌های مافیک متغیر است، ولی اغلب سنگ روشن بوده و در صورت وجود کانی‌های مافیک، کمی تیره‌تر هستند. مرمر؛ در سراسر منطقه جنوب قزوین، سنگ‌های آهکی دگرگون شده (مرمر) به چشم می‌خورد، به طوری که معادن سنگ تزیینی بسیاری در این ناحیه در حال بهره‌برداری هستند. در مرزبین مجموعه دگرگونی سرتیپ آباد و توده نفوذی گابرو-دیوریتی دروازه، یک لایه آهک دگرگون شده، با ضخامت حدود پنج متر دیده می‌شود. رنگ آن در نمونه دستی سفید مایل به شیری و به نسبت درشت دانه است. مقطع میکروسکوپی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که نخستین اثر دگرگونی بر مرمرها بازتلور کلسیت است. کلسیت در مرمرها بافت موزائیکی دارد و زاویه بین مرز کانی‌ها در نقطه سه‌گانه حدود ۱۲۰ درجه است. کانی اصلی کلسیت است و کانی‌های فرعی کوارتز، بیونیت، اپیدوت، فلدسپار، کانی‌های فلزی و گرافیت هستند. این سنگ‌ها در درجه‌های پایین دگرگونی ناحیه‌ای شکل گرفته‌اند، بطوریکه همچنان در بخش‌هایی، سنگ مادر آهکی دست نخورده مانده است (شکل ۳ ت و ث).

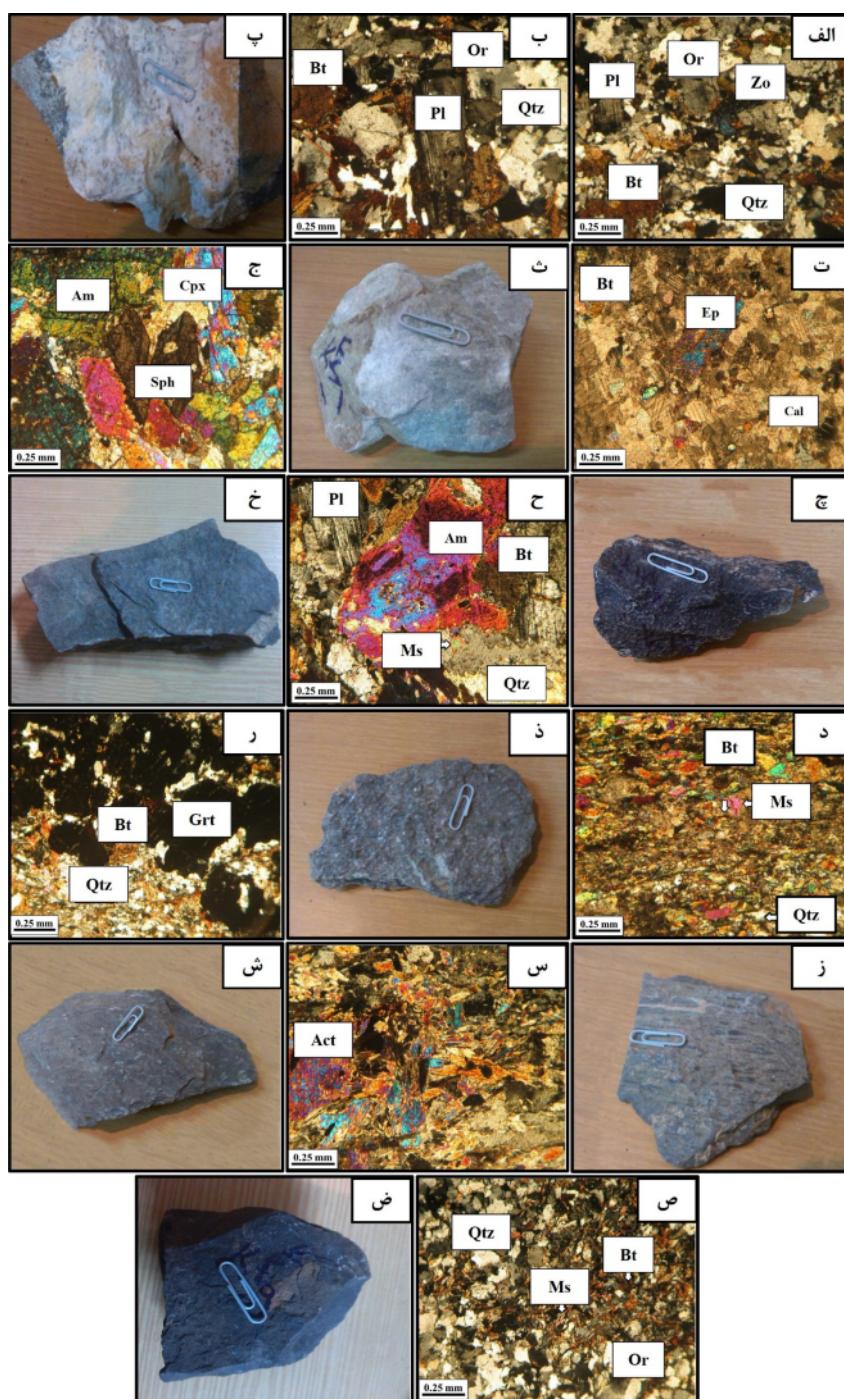
در این پژوهش، سنگ‌های دگرگونی مجموعه سرتیپ آباد در جنوب شهرستان قزوین بررسی شده است. این مجموعه دگرگونی دربردارنده سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل انواعی از شیست، مرمر، متادیوریت، متاگابرو، گنیس و نیز هورنفلس است (شکل‌های ۳ و ۴). در این نوشتار، مجموعه یادشده از روابط صحرایی، سنگ‌نگاری، و شیمی کانی بررسی می‌شود. ترکیب نتایج به دست آمده منجر به داده‌هایی از شرایط ترمودینامیکی سنگ‌های مورد بررسی شده است.

روش پژوهش

برای انجام این پژوهش، از بین ۱۵۰ نمونه برداشت شده از منطقه، حدود ۴۲ نمونه‌ی برای تهیه مقطع نازک انتخاب شدند. برای بررسی‌های شیمی کانی، ۵ نمونه به شرکت کانساران بینالود (تهران) ارسال و با دستگاه ریزکاوالکترونی با زمان ۸۰s ولتاژ ۵۰kV و پرتوی 1mA و $1\mu\text{m}$ تجزیه شدند. افزون بر این، برای بررسی ویژگی‌های زمین شیمیایی سنگ کل در سنگ‌های مجموعه دگرگونی سرتیپ آباد، ۹ نمونه (۳ نمونه از شیست‌ها، ۳ نمونه از هورنفلس‌ها و ۳ نمونه از پاراگنیس‌ها) انتخاب و به روش طیفسنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) در آزمایشگاه MSA کانادا تجزیه گردیدند.

سنگ نگاری

مجموعه دگرگونی سرتیپ آباد شامل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای چون پاراگنیس، مرمر، متاگابرو، متادیوریت و شیست و نیز سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (هورنفلس) است:



شکل ۳ تصویرهای میکروسکوپی (در نور قطبیده متقطع، XPL) و نمونه دستی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای سرتیپ‌آباد: (الف) پاراگنیس که بافت آن دانه شکفتی است؛ (ب) بافت پورفیری دانه شکفتی در پاراگنیس، (پ) نمونه دستی از پاراگنیس‌های سرتیپ‌آباد، (ت) یک نمونه مرمر که بافت آن موزائیکی بوده و کانی غالب کلسیت است، کانی بیوتیت و اپیدوت به عنوان کانی فرعی در شکل دیده می‌شود؛ (ث) نمونه دستی از مرمر منطقه سرتیپ‌آباد، (ج) ماتاگابروهای منطقه، که در آن‌ها اسفن‌ها و آمفیبول‌ها گاهی بافت پورفیری شکفتی را نشان می‌دهند؛ (چ) نمونه دستی ماتاگابرو، (ح) سنگ متادیوریتی که پورفیری شکفتی آمفیبول در کنار پلازیولازها دیده می‌شود؛ (خ) نمونه دستی سنگ متادیوریتی، (د) میکا شیست که میکاها دارای کشیدگی بوده و بافت ورقه شکفتی هستند؛ (ذ) نمونه دستی میکاشیست، (ر) گارنت میکا شیست که در آن گارنت تمام شکل و دارای سایه فشاری از نوع نامتقارن و بافت پورفیری ورقه شکفتی است؛ (ز) گارنت میکا شیست در نمونه دستی، (ژ) اکتینولیت شیست که در آن اکتینولیت کانی غالب بوده و دارای بافت نخ شکفتی است، (س) اکتینولیت شیست در نمونه دستی، (ش) یک نمونه از هورنفلس‌های منطقه که دارای بافت دانه شکفتی است و میکاها در آن ریز دانه و بدون برای یافتنگی هستند؛ (ص) نمونه دستی از هورنفلس‌های منطقه سرتیپ‌آباد.

شواهد بلورشناسی از نوع هورنبلند سبز هستند. بیوپتیت به دو صورت اولیه و ثانویه در این سنگ‌ها یافت می‌شود. بیوپتیت‌های اولیه اغلب درشت‌تر هستند و به صورت انبوه‌ای از بلورهای نیمه شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. بیوپتیت ثانویه و اکتینولیت از دگرسانی دیگر کانی‌های فرومینیزین شکل گرفته‌اند (شکل ۳ ح و خ).

شیست‌ها: شیست‌ها در منطقه مورد بررسی از نوع میکاشیست، گارنت-میکاشیست و آمفیبول‌شیست هستند. میکاشیست‌ها پراکندگی بیشتری دارند و اغلب به رنگ سبز تا خاکستری دیده می‌شوند. بافت آن‌ها ورقه شکفتی است و کانی‌ها شامل بیوپتیت، مسکوویت، کوارتز، پلازیوکلاز، اپیدوت و کانی‌های کدر هستند (شکل‌های ۳ د و ۵). مسکوویت‌ها بسیار ریز و پراکنده با فراوانی کمتر از ۱۰٪ هستند ولی فراوانی بیوپتیت‌ها بیشتر و حدود (۴۵-۲۰٪) است. کانی کدر و پلازیوکلاز که فراوانی بسیار کمی دارند به صورت بسیار دانه‌ریز در بین میکاهای دیده می‌شوند.

گارنت-میکاشیست‌ها (شکل ۳ ر، ز) سنگ‌هایی ورقه ورقه، سیاه و دانه درشت هستند، به طوری که درشت بلورهای گارنت در نمونه دستی نیز دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها پورفیری شکفتی، پورفیری ورقه شکفتی است و کانی‌های اصلی شامل گارنت، بیوپتیت، مسکوویت، کوارتز، پلازیوکلاز و کانی‌های کدر هستند. گارنت‌های موجود اغلب تمام‌شکل بوده و مقاطع آن‌ها چند ضلعی هستند. برخی مسکوویت‌ها و بیوپتیت‌ها درشت بلور هستند. سنگ مادر این سنگ‌ها رسی است و در بالای رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند.

آمفیبول‌شیست‌ها (شکل ۳ ژ، س) سیاه رنگ و درشت بلور دیده می‌شوند. این سنگ که در درجه‌های بالاتری از رخساره شیست سبز و ابتدای رخساره آمفیبولیت دگرگون شده، از کانی‌های اصلی چون هورنبلند، بیوپتیت، اپیدوت‌های ریز بلور، اسفن، کوارتز و از کانی‌های فرعی مثل پلازیوکلاز، کانی‌های کدر و گاهی اکتینولیت تشکیل شده‌است. بافت آمفیبول‌شیست‌ها نخ شکفتی است. اکتینولیت‌شیست‌ها که زیرمجموعه‌ای از آمفیبول‌شیست‌ها هستند، حدواسط دو رخساره شیست سبز و آمفیبولیت قرار دارند و از کانی‌های سوزنی شکل شامل ترمولیت و اکتینولیت تشکیل شده‌اند. آنها در مقطع نازک دارای بافت نخ‌شکفتی و متقطع هستند.

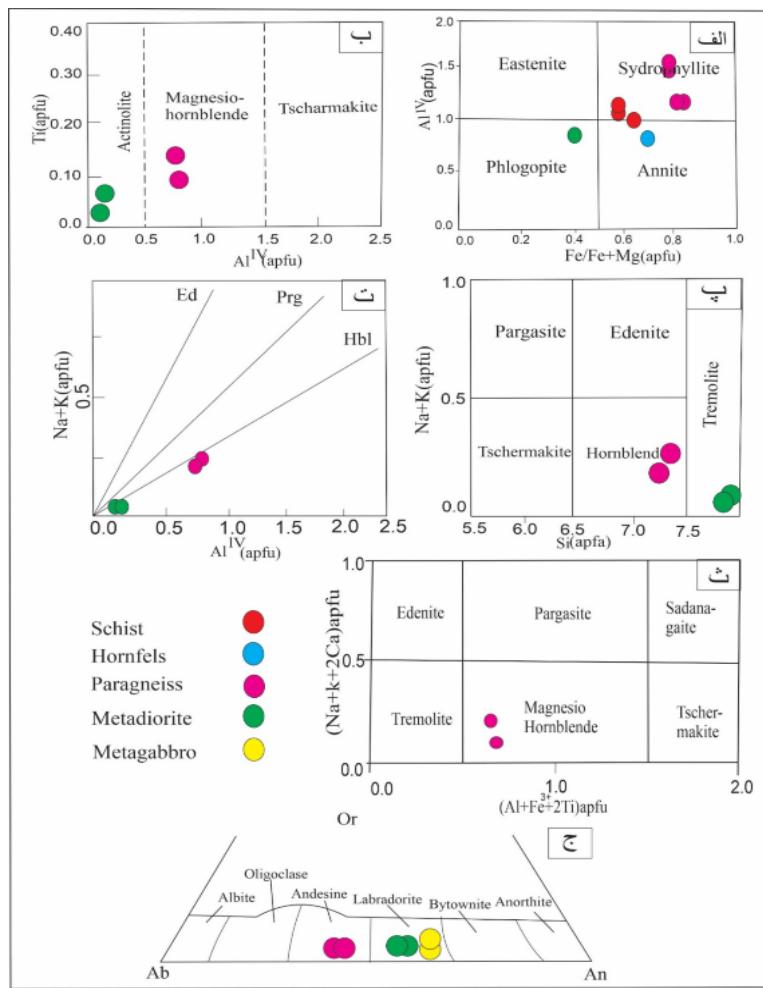
هورنفلس: هورنفلس‌ها دارای بافت غالب دانه شکفتی و ساخت توده‌ای ریزدانه و تیره رنگ هستند. کانی‌های اصلی تشكیل-دهنده آنها بیوپتیت، پلازیوکلاز، کوارتز، فلدسپار‌قلیایی

متاگابرو: متاگابروها کمتر از ۱۰ درصد کل مجموعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ ج، ج). این سنگ‌ها نیز دربردارنده کانی‌های دگرگونی و نیز دارای ماهیت آذرین هستند و از این رو متاگابرو نامیده می‌شوند. ضربی رنگینی تیره و رنگ آن‌ها خاکستری تیره تا سیاه است و دارای ساخت توده‌ای و از نظر دانه‌بندی متوسط تا درشت دانه هستند. وجود پلازیوکلاز به عنوان مهم‌ترین کانی روش، به همراه کانی‌های مافیک با فراوانی متغیر، منجر به متاگابروهایی با ترکیب‌های گوناگون گابرو، هورنبلند گابرو، بیوپتیت-هورنبلند گابرو شده است. پلازیوکلازهای شکل دار تا نیمه شکل دار به طور متوسط حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد، کلینوپیروکسن‌ها حدود ۵ تا ۱۵ درصد و آمفیبول‌های سبزرنگ نوع هورنبلند به مقدار ۱۰ تا ۴۰ درصد ترکیب کانیایی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. در برخی از انواع دگرسان شده اپیدوت، سرسیت و کلسیت جانشین پلازیوکلاز و کلسیت و اپیدوت جایگزین هورنبلند شده‌اند. برخی از کلینوپیروکسن‌ها با آمفیبول (هورنبلند) دربرگرفته شده و در برخی نقاط همزمان با دگرسانی به اکتینولیت تبدیل گردیده‌اند. در برخی نمونه‌ها، بیوپتیت به مقدار قابل توجهی (۸ تا ۲۵ درصد) یافت می‌شود. این گابروها در اثر نفوذ توده‌های آذرین کناری (فازهای اسیدی متأخر) دچار دگرنهادی پ TASیمی شده‌اند و در آن‌ها بیوپتیت شکل گرفته است (بیوپتیت‌زایی).

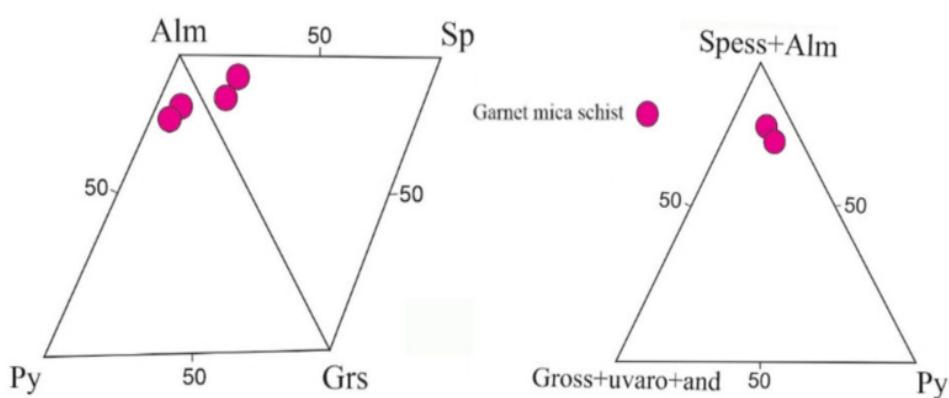
متادیبوریت: این سنگ‌ها در کنار شیست‌ها قرار دارند، با این حال، ماهیت آذرین خود را حفظ نموده و دچار درجه‌هایی از دگرگونی شده‌اند. کانی‌های شاخص با درجه پایین دگرگونی چون اکتینولیت‌های رشته‌ای در آن‌ها دیده می‌شوند. افزون بر این، اپیدوت‌های دگرگونی بسیار در برخی از نمونه‌ها به چشم می‌خورند. این سنگ‌ها از نظر ضربی رنگینی نیمه روش تا تیره بوده و رنگ آن‌ها سبز بسیار تیره تا سیاه بوده و دارای ساخت توده‌ای و دانه‌بندی دانه‌ریز تا متوسط هستند. این واحد در اثر نفوذ توده‌های فلزی گرانوودیوریتی و گرانیتی به‌طور محلی، از نظر کانی‌شناسی دچار تغییراتی شده‌است، به طوریکه مقدار و گستره ترکیبات مodal کوارتز و بیوپتیت آن افزایش یافته و در صورت برخورداری از مقادیر بیشتری از کوارتز و فلدسپار‌قلیایی رنگ روش‌تری پیدا نموده‌اند. بافت آن‌ها دانه شکفتی، شکفتی پورفیری (نیمه شکفتی) بوده و اندازه کانی‌ها در سنگ‌های مختلف به طور محسوسی متغیر است. گاهی بلورهای درشت پلازیوکلاز و به ندرت هورنبلند، بافت پورفیری شکفتی ایجاد کرده‌اند. پلازیوکلازها بیشتر نیمه‌شکلدار تا شکل دار هستند. آمفیبول‌ها خودشکل تا نیمه شکل دار با اندازه متغیر و براساس

باشد.
شیمی کانی سنگ‌های دگرگونی منطقه قروه در اثر نفوذ توده‌های گابرو-دیوریتی و گرانیتی دستخوش رخدادهای دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی پی‌درپی شده و مجموعه کانی‌های سازنده آن‌ها در مراحل مختلف به وجود آمده‌اند. بررسی شیمی برخی از کانی‌ها برای بازسازی شرایط تشکیل آن‌ها بسیار مفید است. برای این منظور، شیمی کانی‌های بیوتیت، آمفیبول، گارنت و پلاژیولکلاز بررسی گردید (شکل ۴ و ۵).

(ارتوكلاز)، مسکوویت و اپیدوت و سوزن‌هایی از آمفیبول بصورت کم و پراکنده هستند، از کانی‌های فرعی آنها می‌توان به زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، زیرکن و اکسیدهای فلزی اشاره نمود (شکل ۳ ش، ص). ریز بوده دانه‌ها به احتمالاً بسیار مربوط به افزایش سریع دما و در نتیجه افزایش تشکیل هسته و زمان کمتر برای رشد دانه‌هاست. این سنگ‌ها در نزدیکی توده آذرین قرار داشته، در بازدیدهای صحرایی ضخامت و بروزد کمی دارند، و بدون کانی‌های شاخص دگرگونی چون گارنت، کردیریت و یا کانی‌های خانواده آلومینوسیلیکات هستند که این می‌تواند به دلیل کمبود عنصر آلومینیوم در محیط دگرگونی



شکل ۴ (الف) نمودار $\text{Al}^{IV}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ نسبت به $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ برای تقسیم‌بندی بیوتیت‌های مناطق مورد بررسی بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۲]. که براساس آن بیوتیت‌های موجود در شیست‌ها از نوع سیدروفیلیتی، در متادیوریت‌ها از نوع فلوگوپیتی، در هورنفلس‌ها از نوع آنیتی و در پاراگنیس‌ها سیدروفیلیتی هستند. ب) نمودار Al^{IV}/Ti نسبت به Ti که براساس آن آمفیبول موجود در پاراگنیس‌ها در گستره مگنزیو-هورنبلند و در متادیوریت‌ها از نوع اکتینولیتی است. پ) نمودار $\text{Na}^{+}\text{K}^{+}/\text{Si}$ نسبت به Si که بر پایه آن آمفیبول موجود در پاراگنیس‌ها در گستره هورنبلند و در متادیوریت‌ها در گستره ترمولیت قرار دارد. ت) نمودار $\text{Al}^{IV}/\text{Al}^{IV}$ نسبت به $\text{Na}^{+}\text{K}^{+}/\text{Ca}$ که با توجه به آن آمفیبول‌ها در پاراگنیس‌ها و متادیوریت‌ها از نوع هورنبلند هستند. ث) نمودار $\text{Al}^{IV}/(\text{Al}^{IV}+\text{Fe}^{3+}+3\text{Ti})$ نسبت به $\text{Na}^{+}\text{K}^{+}/2\text{Ca}$ که براساس آن آمفیبول‌های کلسیمی در پاراگنیس‌ها ترکیب منیزیو-هورنبلند دارد. ج) تقسیم‌بندی پلاژیولکلازهای مجموعه سرتیپ‌آباد براساس ترکیب شیمیایی [۱۲] که بر پایه آن ترکیب پلاژیولکلازهای موجود در متاگابروها و متادیوریت‌ها از نوع لابرادوریت و در پاراگنیس‌ها از نوع آندزین است.



شکل ۵ تقسیم‌بندی گارنت‌های موجود در گارنٹ‌شیست بر اساس ترکیب شیمیایی [۱۳] که در نمودار (الف) بیشترین تمرکز در قطب اسپسارتین و آلماندن و در نمودار (ب) بیشترین تمرکز گارنت‌ها در قطب آلماندن است. در مجموع می‌توان گفت که گارنت‌ها در قطب آلماندن متتمرکز شده‌اند.

های چاروچه زنجیره‌های دوگانه جانشینی محدودی رخ می‌دهد. جانشینی جزئی F و O به جای OH در جایگاه‌های هیدروکسیلی نیز رایج است. در جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی آمفیبول‌های منطقه ارائه شده است و براساس آنها و با توجه به $\text{Ca}_{\text{B}} > \text{Na} + \text{K}$ (Na_A)_{0.5}، نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها ارائه گردید (شکل‌های ۴ ب تا ۷). بر اساس نمودار $\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Ti}-\text{Al}^{\text{IV}}$ [۱۴]، آمفیبول موجود در پاراگنیس‌ها از نوع مگنزیوهرونبلند و در متادیوریت‌ها از نوع اکتینولیتی بوده (شکل ۴ ب) و بر پایه نمودار $\text{Si}-(\text{Na}+\text{K})$ [۱۴]، آمفیبول موجود در پاراگنیس‌ها هورنبلند و در متادیوریت‌ها ترمولیت است (شکل ۴ پ). در نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها بر اساس متادیوریت‌ها از نوع هورنبلند هستند (شکل ۴ ت). آمفیبول‌های کلسیمی موجود در پاراگنیس‌ها براساس نمودار تقسیم‌بندی $(\text{Al}+\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti})-(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})$ [۱۵] ترکیب منیزیوهرونبلند دارند (شکل ۴ ث).

پلاژیوکلاز: فلدسپارهای قلیایی بیشتر دارای ترکیب شیمیایی یکنواخت با تغییر کمی هستند، اما فلدسپارهای پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های سنگ‌ساز نسبت به آنها توزیع و تغییرات گسترده‌تری دارند. جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی پلاژیوکلازها در منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد. براساس نمودار مثلثی $\text{Or}-\text{Ab}-\text{An}$ [۱۲] در شکل ۴ ج برای تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها، ترکیب فلدسپارهای مورد بررسی در متاگابروها و متادیوریت‌ها از نوع لابرادوریت و در پاراگنیس‌ها از نوع آندزین است.

بیوپیت: نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوپیت‌ها در جدول (۱) ارائه شده است. با توجه به نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})-\text{Al}^{\text{IV}}$ [۱۲]، بیوپیت‌های موجود در شیست‌ها از نوع سیدروفیلیت، در متادیوریت‌ها از نوع فلوگوپیت، در هورنفلس‌ها از نوع آنیت و در پاراگنیس‌ها از نوع سیدروفیلیتی هستند (شکل ۴ الف). تفاوت ترکیب بیوپیت‌ها با توجه به تفاوت سنگ مادر این سنگ‌ها قابل توجیه است. بیوپیت‌های سه سنگ با ترکیب پاراگنیس، شیست و هورنفلس و سنگ مادر روسوبی، در گستره غنی از آهن قرار دارند. بیوپیت‌های با خاستگاه روسوبی در مقایسه با بیوپیت‌های با سرشت آدرین، از آهن غنی‌تر هستند. براساس گزارش ترکیان و همکاران [۱۰] نیز در ناحیه زرینه (در جنوب توده نفوذی کوه دروازه) که بیشتر سنگ‌ها از نوع دگرگونی مجاورتی هستند، ترکیب بیوپیت‌ها در گستره فلوگوپیت-آنیت با مقدار آلومینیوم ۱/۴۱-۱/۳۸٪ قرار دارند. در انواع بیوپیت‌های برآمده از فرایندهای دگرگونی ناحیه‌ای در مقایسه با بیوپیت‌های کنار توده‌های نفوذی، جانشینی Si بیشتر صورت می‌گیرد.

آمفیبول: ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها که سیلیکات‌های زنجیره‌ای مضاعفی هستند، را می‌توان با فرمول $\text{W}_{0.1}\text{X}_2\text{Y}_5\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2$ نشان داد که در جایگاه W یون‌های Ca^{2+} , Li^+ , Na^+ , K^+ و Na^+ ، در جایگاه X یون‌های Ca^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} و در جایگاه Y یون‌های Fe^{3+} , Al^{3+} , Ti^{4+} و در Z یون‌های Al^{3+} , Mn^{2+} می‌گیرند. جانشینی یونی کاملی می‌تواند بین Ca و یون‌های Fe^{3+} , Mg^{2+} و Mn^{2+} وجود داشته باشد. بین Al و Fe^{3+} و بین Ti و دیگر یون‌های جایگاه Y، و نیز بین Al با Si در جایگاه

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌های منطقه بر حسب درصد وزنی.

سنگ	گارنت میکا شیست	هورنفلس	پاراگنس	متادیوریت		
نمونه	Km15(1-2)	Km15(2-2)	Kf9	Kf16(1-2)	Kf16(2-2)	Kf17(1-2)
(N) طول جغرافیایی	۳۵° ۶۳' ۳۶"	۳۵° ۶۳' ۳۶"	۳۵° ۶۴' ۰.۷"	۳۵° ۶۳' ۲۱"	۳۵° ۶۳' ۲۱"	۳۵° ۶۲' ۸.۰"
(E) عرض جغرافیایی	۴۷° ۴۷' ۳۴"	۴۷° ۴۷' ۳۴"	۴۷° ۴۷' ۳۶"	۴۷° ۴۷' ۳۸"	۴۷° ۴۷' ۳۸"	۴۷° ۴۷' ۴۴"
SiO ₂	۴۹.۹۱	۴۹.۲۱	۵۰.۳۲	۳۸.۳۸	۴۳.۸۷	۴۹.۴
TiO ₂	۱.۴۸	۱.۴	۲.۴	۳.۷۹	۱.۲۱	۱.۶۶
Al ₂ O ₃	۲۶.۱۱	۱۳.۱۷	۱۳.۵۹	۱۴.۳۵	۱۰.۰۸	۲۰.۲۹
FeO	۱۱.۱۸	۱۹.۸۳	۱۷.۶۴	۲.۵۲	۲۲.۱۲	۸.۹۷
MgO	۵.۲۷	۶.۵۲	۵.۱۹	۵.۱۷	۳.۰۱	۷.۸۷
MnO	۰.۲۸	۰.۰۹	۰.۲	۰.۵۱	۰.۶	۰.۹۰
CaO	۱.۴	۰.۴۵	۰	۰.۳۷	۱۲.۱۲	۳.۸۴
K ₂ O	۵.۹۵	۶.۷۳	۷.۴۶	۹.۳۱	۱.۳۴	۶.۸۴
مجموع	۱۰۱.۵۸	۹۷.۴	۹۷.۷۶	۹۷.۰۸	۳۷.۹۴	۹۸.۹۶
O	۲۲.۰۰	۲۲.۰۰	۲۲.۰۰	۲۲.۰۰	۲۲.۰۰	۲۲.۰۰
Si	۵۷۶	۶.۰۱۹	۶.۱۷	۴.۸۲	۵.۵۹	۶.۱۶
Al ^{IV}	۲.۲۴	۱.۹۸	۱.۸۳	۳.۱۸	۲.۴۱	۱.۸۴
Fe ⁺²	۱.۱۴	۲.۰۲۹	۱.۸۱	۲.۸۵	۲.۳۶	۰.۹۳
Ti	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۳۱	۰.۳۵	۰.۱۱	۰.۱۵
Mg	۰.۹۶	۱.۱۸	۰.۹۴	۰.۹۶	۰.۵۷	۱.۴۶
Mn	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۱
Ca	۰.۱۸	۰.۰۵	۰	۰.۰۴	۱.۶۵	۰.۵۱
K	۰.۹۳	۱.۰۵	۱.۱۶	۱.۴۹	۰.۲۱	۱.۰۸
Total	۱۲.۹	۱۲.۳۵	۱۲.۳۷	۱۲.۴۹	۱۲.۰۶	۱۳.۲۷
Fe ⁺² /(Fe ⁺² +Mg)	۰.۵۴	۰.۶۳	۰.۶۵	۰.۷۳	۰.۸	۰.۳۸

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های منطقه.

سنگ	پاراگنس	متادیوریت		
نمونه	Kf16(1-3)	Kf16(2-3)	Kf17(1-3)	Kf17(2-2)
(N) طول جغرافیایی	۳۵° ۶۳' ۲۱"	۳۵° ۶۳' ۲۱"	۳۵° ۶۲' ۸.۰"	۳۵° ۶۲' ۸.۰"
(E) عرض جغرافیایی	۴۷° ۴۷' ۳۸"	۴۷° ۴۷' ۳۸"	۴۷° ۴۷' ۴۴"	۴۷° ۴۷' ۴۴"
SiO ₂	۴۷.۷۲	۴۶.۵۱	۵۶.۸۴	۵۶.۹۶
TiO ₂	۰.۷۵	۱.۲۱	۰.۱۹	۰.۴۷
Al ₂ O ₃	۱۰.۵۱	۷.۷۵	۵.۶۳	۲.۲۵
FeO	۲۱.۵۰	۲۴.۲۱	۱۰.۱۷	۹.۰۲
MnO	۰.۶۶	۰.۸۰	۰.۲۵	۰.۲۴
MgO	۴.۳۹	۳.۸۴	۱۲.۵۶	۱۶.۷۲
CaO	۱۱.۰۰	۱۱.۷۷	۱۲.۸۲	۱۲.۱۸
Na ₂ O	۰.۰۰۲	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰
K ₂ O	۰.۸۵	۱.۱۳	۰.۲۴	۰.۱۰
مجموع	۹۷.۳۸	۹۷.۲۲	۹۸.۷۰	۹۸.۹۴
O	۲۲.۰۰	۲۳.۰۰	۲۳.۰۰	۲۳.۰۰
Si	۷.۲۳	۷.۲۶	۸.۱۱	۷.۸۹
Al ^{IV}	۰.۷۶	۰.۷۳	۰.۰۰	۰.۱۰
Al ^{VI}	۱.۱۱	۰.۶۹	۰.۹۴	۰.۴۲
C Fe ⁺³	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
C Ti	۰.۰۸	۰.۱۴	۰.۰۲	۰.۰۴
C Fe ⁺²	۲.۷۲	۳.۱۶	۱.۲۱	۱.۴
C Mn	۰.۰۸	۰.۱۰	۰.۰۳	۰.۰۲
C Mg	۰.۹۹	۰.۸۹	۲.۶۷	۲.۴۵
Ca(B)	۱.۷۸	۱.۹۷	۱.۸۴	۱.۸۰
K(A)	۰.۱۶	۰.۲۲	۰.۰۴	۰.۰۱

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلازموکلازهای منطقه مورد بررسی فلدسپارهای قلیابی

سنگ	باراگنیس		متادیوریت			متاگلوبرو
Sample No.	Kf16(1-1)	Kf16(1-2)	Kf1 7(1-1)	Kf1 7(2-1)	Km8(2-1)	Km8(3-2)
طول جفرافیایی(N)	۳۵° ۶۳' ۲۱"	۳۵° ۶۳' ۲۱"	۳۵° ۶۲' ۸۰"	۳۵° ۶۲' ۸۰"	۳۵° ۶۴' ۴۰"	۳۵° ۶۴' ۴۰"
عرض جغرافیایی(E)	۴۷° ۴۷' ۳۸"	۴۷° ۴۷' ۳۸"	۴۷° ۴۷' ۴۴"	۴۷° ۴۷' ۴۴"	۴۷° ۴۷' ۵۱"	۴۷° ۴۷' ۵۱"
SiO ₂	۶۲,۰۵	۶۲,۰۹	۵۷,۱۰	۵۸,۷۰	۷۶,۲۰	۷۷,۲۷
Al ₂ O ₃	۲۵,۰۷	۲۰,۲۱	۲۵,۴۲	۲۴,۴۳	۰,۹۸	۱,۱۳
FeO	۰,۶۰	۰,۲۳	۰,۷۷	۰,۱۴	۰,۱۰	۰,۱۰
TiO ₂	۰,۰۱	۰,۰۷	۰,۱۷	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۶
CaO	۷,۳۷	۷,۵۳	۱۱,۲۰	۱۱,۳۲	۸,۸۶	۸,۸۴
Na ₂ O	۱۰,۸۴	۹,۸۷	۶,۴۶	۶,۲۳	۵,۰۱	۵,۲۴
K ₂ O	۰,۲۵	۰,۲۱	۰,۷۷	۰,۸۸	۰,۳۷	۰,۴۴
مجموع	۱۰۶,۱۹	۱۰۳,۲۰	۱۰۱,۸۹	۱۰۱,۷۵	۹۱,۵۶	۹۲,۰۷
O	۸,۰۰	۸,۰۰	۸,۰۰	۸,۰۰	۸,۰۰	۸,۰۰
Ab%	۵۸,۷۰	۵۶,۰۰	۳۵,۰۰	۳۳,۸۰	۳۵,۲۰	۳۶,۱۰
An%	۳۹,۹۰	۴۲,۸۰	۶۰,۸۰	۶۱,۴۰	۶۲,۲۰	۶۰,۹۰
Or%	۱,۴۰	۱,۲۰	۴,۲۰	۴,۸۰	۲,۶۰	۳,۰۰

زیادی بر نمودار P-T دارند. در مقابل، واکنش‌هایی که به عنوان فشارسنجد استفاده می‌شوند، به تغییر فشار حساس بوده یعنی دارای ΔV بزرگ، ΔS و ΔH کوچک و شیب بسیار کمی بر نمودار P-T هستند. دماسنجدی با استفاده از تک کانی بیوتیت: در این روش دماسنجدی از داده‌های تجزیه نقطه‌ای بیوتیت در نمونه سنگ‌های هورنفلس، گارنت شیست، پاراگنیس و متادیوریت استفاده شد. ساختار بیوتیت ارتباط مستقیمی با دما دارد. بر این اساس، دماسنجد بیوتیت بر پایه Ti و Mg موجود در ساختار این کانی در فشار ۶-۴ کیلوبار ارائه شده‌اند [۱۶، ۱۷] که دما با استفاده از رابطه زیر اندازه‌گیری می‌شود:

$$T = \{[In(Ti) - a - c(XMg) 3]b\} 0.333 \quad (1)$$

$$a = -2.3594, b = 4.6482E-09, c = -1.7283$$

در این رابطه، T دماست که برپایه مقدار Ti و X_{Mg} کانی بیوتیت و ضرایب ثابت a, b و c محاسبه می‌گردد (جدول ۵). بر این اساس و با توجه به نتایج تجزیه شیمی بلورهای بیوتیت (جدول ۱)، بیوتیتهای موجود در شیست، پاراگنیس و هورنفلس به ترتیب دارای میانگین دمایی ۴۳۹، ۶۴۹ و ۶۴۷ درجه سانتی‌گراد و بیوتیتهای موجود در متادیوریت دارای دمای ۵۶۹ درجه سانتی‌گراد هستند. همچنین نتایج دماسنجد با استفاده از مقدار Ti نسبت به (Mg)(Mg+Fe) برای این سنگ‌ها در شکل ۶ الف نشان داده تصویر شده است.

گارنت: گارنت‌های منطقه مورد بررسی، در نمونه‌دستی به صورت پورفیری شکفتی‌هایی به رنگ قرمز روشن تا تیره هستند. آنها از به دو نوع شکل‌دار و بی‌شکل تقسیم می‌شوند و شامل بلورهایی دانه متوسط تا درشت هستند. در جدول ۴ نتایج ریزپردازش الکترونی بلورهای گارنت منطقه آورده شده است که براساس آن و با رسم نمودارهای تفکیک گارنت‌ها مشخص گردید که نقاط در شکل ۵ الف بیشتر در قطب اسپسارتین و آلماندن و در شکل ۵ ب در قطب آلماندن تمرکز دارند. بر پایه نتایج، ترکیب گارنت‌های موجود در منطقه آلماندن است.

بحث

دماسنجدی

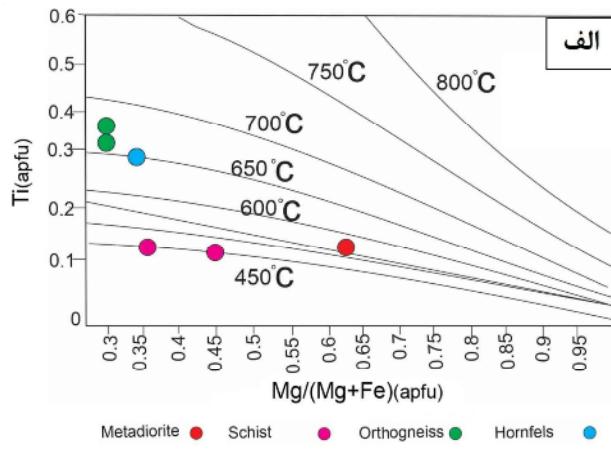
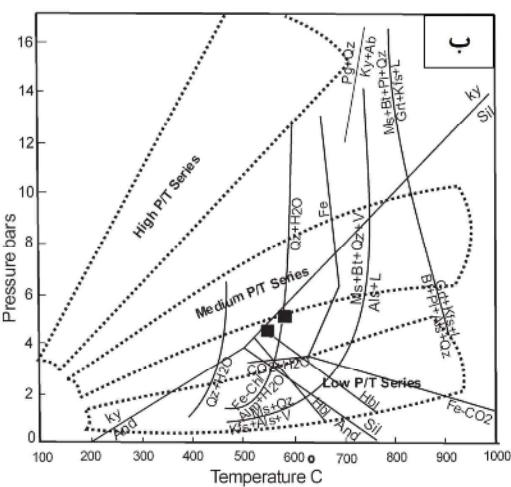
محاسبه دما و فشار تعادل براساس متغیرهای ترمودینامیکی را "دما-فشارسنجدی" می‌گویند و از اهداف مهم سنگ‌شناسی دگرگونی برآورده دما و فشار تشکیل سنگ یا به اختصار "زمین دمافشارسنجدی سنگ" است. در این زمینه، تجربیات آزمایشگاهی دانشمندان، محاسبه و مدل‌سازی ترمودینامیکی براساس نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها به روش ریزپردازش الکترونی به فهم بهتر شرایط دما و فشار سنگ‌ها طی فرآیندهای زمین‌شناسی کمک مؤثری نموده است. واکنش‌های حساس که به تغییر دما و دارای ΔS و ΔH بزرگ و ΔV کوچک و بطور کامل و یا تقریبی مستقل از فشار شیب بسیار

جدول ۴ نتایج تجزیه نقطه‌ای گارنت‌های منطقه.

سنگ	گارنت میکائیست	
نمونه	Km15(1-1)	Km15(2-1)
(N) طول جغرافیایی	۳۵° ۶۳' ۳۶"	۳۵° ۶۳' ۳۶"
(E) عرض جغرافیایی	۴۷° ۴۷' ۳۴"	۴۷° ۴۷' ۳۴"
SiO ₂	۳۷/۷۷	۳۷/۰۵
TiO ₂	۰/۴۷	۰/۳۹
Al ₂ O ₃	۱۷/۷۹	۱۶/۸۴
Cr ₂ O ₃	۰/۰۵	۰/۰۴
FeO	۲۲/۶۲	۳۹/۰۲
MnO	۳/۰۲	۲۲/۸
MgO	۱/۹۸	۱/۸۴
CaO	۰/۰۰	۱/۲۹
Na ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۹۶/۱۴	۹۹/۷۵
O	۱۲/۰۰	۱۲/۰۰
Si	۲۴۴	۲۴۰
Ti	۰/۰۲	۰/۰۱
Al	۱۳۵	۱۲۸
Cr	۰/۰۲	۰/۰۰
Fe	۱۸۲	۱۹۰
Mn	۰/۱۶	۰/۱۸
Mg	۰/۱۹	۰/۱۸
Ca	۰/۱۰	۰/۰۸
مجموع	۶/۱	۶/۰۵
Py%	۸/۴۰	۷/۶۰
Alm%	۸/۰/۰۰	۸/۰/۹۰
Gro%	۴/۴۰	۳/۹۰
Sp%	۷/۲۰	۷/۶۰

جدول ۵ نتایج دماسنجی با استفاده از کانی بیوتیت برای سنگ‌های دگرگونی سرتیپ آباد.

متادیبوریت	هورنفلس	پاراگینس	گارنت میکاشیست	سنگ
Kf17(1.2)	Kf9	Kf16(2.2)	Km15(2.2)	Km15(1.2)
۰.۶۱	۰.۳۴	۰.۱۹	۰.۲۶	۰.۴۵
۰.۱۵	۰.۲۱	۰.۳۳	۰.۲۵	۰.۱۳
۵۶۹	۶۴۷	۶۳۷	۶۶۱	۴۱۰
۴۶۸				T(°C)

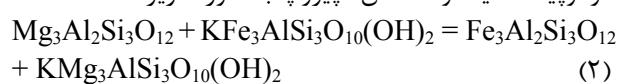


شکل ۶ الف) نتایج دماسنگی براساس نمودار Ti نسبت به $Mg/Mg+Fe$ برای سنگ‌های دگرگونی منطقه [۱۶]. ب) شبکه سنگ‌زایی سنگ‌های مورد بررسی در منطقه سرتیپ آباد در قزوین. گستره رخساره‌های دگرگونی از مرجع [۱۸]. ک) $Sil=And$ و $Ky=Sil$ از مرجع [۱۹]، $Pg+Qz=Ky+Ab$ از مرجع [۲۰]، $Ms+Bt+Pl+Als+Qz=Grt+kfs+L$ از مرجع [۲۱] و $Ms+qz=kfs+Als+V$ از مرجع [۲۲] برگرفته شده‌اند.

گارنت برای تعیین بیشینه دما و فشار به کار می‌رود. بر پایه دماسنجد تبادلی گارنت-بیوتیت، میانگین دمای گارنت شیست-های سرتیپ آباد با استفاده از واسنجی‌های مختلف حدود ۴۱۱ و ۴۸۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شد (جدول ۶).

دما-فشارسنجد مرحله دگرگونی با استفاده از تک کانی بیوتیت M1: با زمین دماسنجد گارنت-هورنبلند [۲۶] و براساس روش مرجع [۲۷]، دما و فشار ۵۶۰ درجه سانتی‌گراد و $6,25 \pm 0,5$ کیلوبار برآورد شدند. همچنین با استفاده از دماسنجد گارنت-هورنبلند [۲۶] و دما-فشارسنجد‌های گارنت-پلازیوکلاز-موسکویت-بیوتیت و گارنت-پلازیوکلاز-موسکویت-کوارتز [۲۸] دما و فشار ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۱ کیلوبار تعیین شد. افزون بر این، بر پایه دماسنجد‌های گارنت-هورنبلند [۲۶] و گارنت-کلینوپیروکسن [۲۹] و فشارسنجد گارنت-پلازیوکلاز-ارتونپیروکسن-کوارتز [۳۰] و سیستم تعادلی گارنت-پلازیوکلاز-کلینوپیروکسن-کوارتز [۳۱]، دما و فشار ۶۲۵ درجه سانتی‌گراد و $5,25 \pm 1,5$ کیلوبار به دست آمدند. در نتیجه، میانگین دما-فشار برای مرحله اول دگرگونی $578,33$ درجه سانتی‌گراد و $5,16$ کیلوبار تعیین شد.

دماسنجدی براساس واکنش‌های تبادلی زوج کانی‌های گارنت-بیوتیت: از بین همه زمین دماسنجد‌ها، دماسنجد تبادلی گارنت-بیوتیت متداول‌ترین است، زیرا برای سنگ‌های بسیار که طیف گسترده‌ای از درجه‌های دگرگونی را پوشش می‌دهند، کاربرد دارد. توزیع Mg و Fe بین گارنت و بیوتیت تابع دماست [۲۳]. از آنجا که تغییرات حجمی طی تبادل‌های مورد نظر بسیار کم و تغییرات آنتروپی به نسبت زیاد است، واکنش‌های تبادلی تا حد بسیاری مستقل از فشار بوده و برای استفاده به عنوان دماسنجد مناسب هستند [۲۴]. تبادل کاتیونی Fe-Mg بین فلوگوبیت-آنیت و آلماندن-پیروپ به صورت زیر است.



دماسنجد تبادل کاتیونی Fe-Mg بین گارنت و بیوتیت با استفاده از واسنجی‌های مختلف [۲۵] برای سنگ گارنت شیستی به کار رفته است. گارنت با بالاترین مقدار Mg و بیوتیت با بالاترین مقدار Ti برای یافتن شرایط اوج دگرگونی استفاده می‌شوند. با فرض اینکه انتشار سریع کاتیونی و رسیدن به حالت تعادل بین لبه کانی و زمینه صورت می‌گیرد، از بخش بهای گارنت و بیوتیت برای دماسنجدی استفاده شد. ترکیب لبه

جدول ۶ داده‌های دماسنجدی (بر حسب درجه سانتی‌گراد) برآمده از تبادل کاتیونی گارنت-بیوتیت، گارنت میکاشیست‌های مجموعه سرتیپ آباد با استفاده از واسنجی‌های مختلف در فشار ۳,۸ Kbar

واسنجی	گارنت میکاشیست	
	KM15(1.1)	KM15(2.1)
Ln Kd (Gt - Bi)	۲۰,۸۴	۱۸۱
[۲۴]	۴۹۷,۹	۵۵۸,۶
[۳۲]	۴۶۸,۱	۵۰۹,۵
[۳۲]	۵۲۲	۴۰۹,۵
[۳۳]	۴۹۸	۵۵۲
[۳۴]	۵۳۱,۶	۵۵۷,۳
[۳۵]	۴۸۲,۶	۵۵۶,۵
[۳۶]	۵۲۲,۲	۶۰۲,۹
[۳۷]	۵۴۱,۶	۵۸۷,۹
[۳۷]	۵۳۱,۶	۵۵۷,۲
[۳۷]	۵۱۱,۵	۵۵۶
[۳۸]	۴۹۵	۵۸۲,۶
[۳۸]	۴۸۸,۶	۵۷۵,۲
[۳۹]	۵۲۲,۲	۵۶۴
[۴۰]	۴۰۸,۱	۵۱۱,۲
[۴۰]	۳۶۷,۵	۵۶۲,۲
[۴۱]	۵۳۱,۶	۶۱۶,۹
[۴۲]	۲۷۶,۲	۵۷۰
[۴۳]	۴۵۵,۲	۵۴۸,۶
[۴۳]	۳۷۹,۹	۵۳۲,۷
میانگین (بر حسب درجه سانتی‌گراد)	۴۷۵,۵	۵۵۵,۳

پهنه عبارتند از گارنت، بیوتیت، مسکوویت، فلدسپار، کوارتز و اکسید آهن. مجموعه کانی گارنت + بیوتیت + مسکوویت + کوارتز + پلاژیوکلاز در سنگ‌های پلیتی دارای اهمیت ویژه‌ای است، زیرا این مجموعه کانی در گستره وسیعی از دما در سنگ‌های رسی دگرگون شده پایدار است. مقدار بالای MnO و CaO باعث می‌شود که گارنت در دمای کمتر از ۴۵۰ درجه ظاهر شود، در حالی که در سنگ‌های با مقدار کمتر Mn و CaO گارنت تا دمای بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد ظاهر نمی‌شود [۴۶]. ویژگی گارنت‌های این پهنه، غنی بودن از آلماندن است. در فشارهای به نسبت بالا، آلماندن در سنگ‌هایی تشکیل می‌شود که ترکیب مناسبی دارند. گارنت غنی از آلماندن در سنگ‌های رسی نخست در بخش دمای بالای دگرگونی درجه پایین ظاهر می‌شود. در ظاهرا، اختلاف دمای تشکیل گارنت غنی از آلماندن در فشارهای گوناگون کم و به احتمال بسیار تنها ۲۰ تا ۳۰ درجه سانتی‌گراد است [۴۷]. تامپسون و نورتون [۴۸] واکنش زیر را در سنگ‌های با آلومینیوم بیشتر و نیز در سنگ‌های با ویژگی‌های اصلی نزدیکتر به پلیت‌ها پیشنهاد کردند:



(T = 400°C, P > 2 kbar)

همچنین تشکیل گارنت غنی از آلماندن را می‌توان به واکنش زیر نسبت داد [۴۸]:



شرایط T-P پیدایش نخستین گارنت باید نسبت به ترکیب آن بسیار حساس باشد. پس پیدایش نخستین گارنت غنی از آلماندن نمی‌تواند یک مرز دقیق برای دما و فشار مشخص نماید. اسپسارتین و آلماندن در گستره وسیعی از فشار پایدارند و میدان پایداری آن‌ها نسبت به شرایط اکسایش متغیر است [۴۹].

هسو [۵۰] نیز نشان داده است که میدان پایداری آلماندن با افزایش گریزندگی اکسیژن کاهش می‌یابد و دمای ظهور اسپسارتین بسیار کمتر از آلماندن است. اگر نسبت Fe^{+2}/Mg گارنت کمتر باشد، گارنت در فشارهای بالاتری تشکیل می‌شود [۵۱]. اسپیر [۵۲] نیز نشان داد که گارنت‌های با نسبت (Mn+Fe+Mg) برابر با ۴۰ درصد در دمای ۴۰۰ درجه می‌توانند ظاهر شوند، در صورتی که اگر این نسبت ۰/۱ باشد، تا دمای ۴۷۰ درجه تشکیل نمی‌شوند. بر این اساس خط

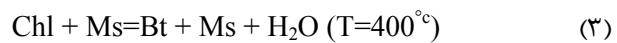
دما-فشارسنگی مرحله دگرگونی با استفاده از تک کانی بیوتیت M2: برپایه خروجی نرم افزارهای استفاده شده و کاتیون‌های خروجی از واسنجی خطی در مرحله دوم نیز دگرگونی با دما-سنگی گارنت-هورنبلند [۲۶] و دما-فشارسنگی به روش مرجع [۲۷]، دمای ۶۱۰ درجه سانتی‌گراد و فشار 5.5 ± 0.5 کیلوبار برآورد شد. افزون بر این، با استفاده از زمین دما-سنگ گارنت-هورنبلند [۲۶] سیستم‌های آلومینوسیلیکات، دما و فشار 520 درجه سانتی‌گراد و 3.75 ± 0.5 کیلوبار مشخص شدند. در نتیجه این مرحله از دگرگونی میانگین دما و فشار 565 درجه سانتی‌گراد و 4.6 کیلوبار دارد.

میانگین کل دما-فشار مجموعه دگرگونی منطقه سرتیپ آباد با توجه به نمودارهای رخساره‌های دگرگونی (شکل ۶ ب)، تغییراتی را از گستره آمفیبولیت در مرحله M1 به سطح کمتری از فشار در همان گستره آمفیبولیت به صورت ساعتگرد در مرحله M2 ثبت می‌کند.

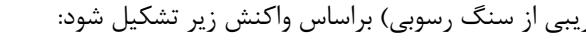
پهنه‌های دگرگونی

پهنه‌های دگرگونی در متاپلیت‌ها

پهنه بیوتیت: با ظهور بیوتیت در سنگ‌های رسی دگرگون شده، پهنه بیوتیت مشخص می‌شود. عدمه‌ترین سنگ‌های این پهنه میکاشیستها هستند. کانی‌های شاخص آن عبارتند از کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، ارتوکلаз، پلاژیوکلاز، کلریت و کانی‌های کدر. این مجموعه پایین‌ترین درجه دگرگونی در سنگ‌های متاپلیتی منطقه‌ی مورد بررسی را نشان می‌دهد. برای تشکیل بیوتیت واکنش‌های متعددی پیشنهاد شده است. نخستین نسل بیوتیت از تکامل کلریت غنی شده از Al و از تبادل عناصر بین کلریت و مسکوویت به وجود می‌آید [۴۴، ۴۵]:



در سنگ‌های دارای ارتوکلاز آواری، بیوتیت می‌تواند از واکنش بین کلریت و فلدسپارهای پتابسیمی (Hfs) اولیه (با خاستگاه تخریبی از سنگ رسوی) براساس واکنش زیر تشکیل شود:



بر این اساس، فلدسپار پتابسیم رسوی مصرف شده، بیوتیت تشکیل گردیده و همبры Qtz + Bt + Ms بوجود می‌آید.

پهنه گارنت: این کانی به صورت پوروفیری شکفتی در گارنت شیسته‌های منطقه یافت می‌شود. مجموعه کانی‌شناسی این

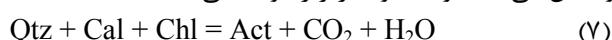
پهنه زوئیزیت: کانی‌های این پهنه اپیدوت، کوارتز و پلاژیوکلاز هستند. مجموعه کانی‌شناسی سنگ‌های تشکیل شده دگرگونی مجاورتی را در منطقه نشان می‌دهد.

سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی سرتیپ‌آباد در اثر دما و فشار، مجموعه کانی‌ای سنگ‌های رسوبی و آذرین از نظر ترمودینامیکی ناپایدار شده و در نتیجه متناسب با شرایط، چه دگرگونی از نوع ناحیه‌ای و چه مجاورتی باشد، منجر به تغییر کانی‌ها یا ساخت سنگ می‌گرددن [۴۵]. افرون بر این، متناسب با ترکیب اولیه سنگ‌ها پیش از دگرگون شدن، ترکیب ماقما(ها)ی کناری، مقدار آب و سایر مواد فرار دیگر و نیز سایر شرایط ترمودینامیکی، طیف کانی‌های شکل گرفته، ممکن است متفاوت باشد.

تشخیص دقیق نوع سنگ مادر در سرزمهین‌های دگرگونی از اهداف پژوهش‌های سنگ‌شناسی دگرگونی به شمار می‌رود. به این منظور، معیارهای صحرابی، میکروسکوپی (کانی و بافت) و شیمیابی به کار می‌روند. با استفاده از عناصر اصلی موجود در سنگ‌های دگرگونی می‌توان به نوع سنگ رسوبی قدیمی پی برد. برای تعیین سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی منطقه سرتیپ‌آباد از داده‌های جدول ۷ استفاده شد. با توجه به نمودارهای مراجع [۴۶، ۴۷]، سنگ مادر سنگ‌های شیستی و هورنفلس‌ها به ترتیب شیل و ماسه سنگ تبره است. در این راستا، پاراگنیس‌ها نیز سنگ مادر آركوزی داشته‌اند (شکل ۷ الف و ب).

هم دگرگونی گارنت، الزاماً یک دمای مشخص را تعریف نمی‌کند، مگر این که ثابت شود که نخستین گارنت‌های ظاهر شده، دارای ترکیب شیمیابی یکسان هستند. همچنین در منطقه مورد بررسی، مجموعه گارنت - بیوتیت - کلریت دیده می‌شود، وجود این مجموعه وابسته به وجود منگنز در ترکیب گارنت و کم بودن کلسیم نسبت به سدیم در سنگ است. اگر منگنز وجود نداشته باشد و یا کلسیم بیشتر از سدیم باشد، به جای مجموعه نام برده، مجموعه بیوتیت - کلریتوئید شکل می‌گیرد.

منطقه بندی و واکنش‌های دگرگونی در متابازیت‌ها
پهنه اپیدوت-اکتینولیت: سنگ‌های اصلی این پهنه اپیدوت اکتینولیت شیسته‌ها هستند. نمونه دستی این سنگ‌ها به رنگ سبز تیره تا خاکستری مات است. مجموعه کانی‌شناسی این پهنه شامل ترمولیت، اکتینولیت، اپیدوت، پلاژیوکلاز، کوارتز، کلریت و سرسیت است. در این پهنه، کلسیت و کلریت با هم واکنش می‌دهند و مجموعه زبر را تولید می‌کنند.



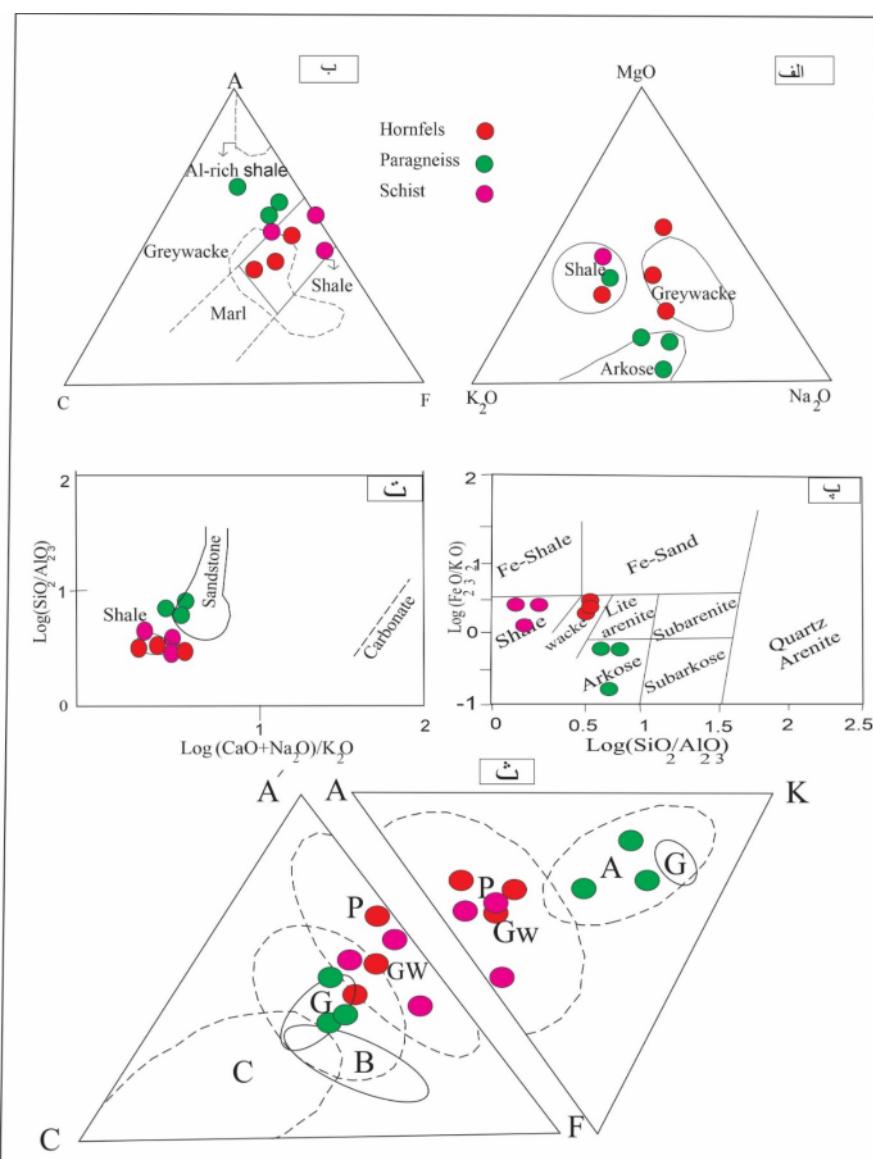
که کانی‌های $\text{Act}(\text{Tr})$ و Ep در این مجموعه گسترش می‌یابند.

پهنه‌های موجود در هورنفلس

پهنه آمفیبول: کانی‌های این پهنه آمفیبول‌های نوع سدیمی - کلسیمی، کوارتز و کلسیت هستند که هم در رخساره هورنبلند هورنفلس و هم در رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس تشکیل می‌شوند.

جدول ۷ اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) ۹ نمونه از سنگ‌های منطقه سرتیپ‌آباد.

سنگ	پلاراگنیس					هورنفلس				شیست	
	KF14	KF16	KM1	KF9	KF18	KM7	KM2	KM14	KM15		
نمونه											
(N)	۸۰/۰۰	۸۰/۰۰	۸۰/۰۰	۸۰/۰۰	۸۰/۰۰	۸۰/۰۰	۸۰/۰۰	۸۰/۰۰	۸۰/۰۰	۸۰/۰۰	۸۰/۰۰
SiO ₂	۷۱,۸۲	۵۷,۹۹	۷۶,۵۷	۵۳,۲۸	۶۲,۹۴	۵۳,۴۱	۶۴,۱۶	۴۱,۵۵	۵۳,۶۶		
Al ₂ O ₃	۱۳,۱۷	۱۶,۴	۲۱,۷۱	۲۱,۷۳	۱۴,۳۷	۱۵,۱	۱۴,۱۴	۹,۸۲	۱۶,۰۵		
Fe ₂ O ₃	۲,۷۶	۹,۵۸	۰,۵۵	۹,۶۵	۵,۹۹	۷,۶۵	۵,۳۴	۱۳,۴۱	۲۲,۳۵		
CaO	۱,۴۸	۵,۰۲	۰,۸	۱,۱۱	۲,۵۶	۷,۱۸	۳,۵۸	۰,۷	۰,۸۹		
Na ₂ O	۲,۷	۵,۵۵	۳,۳۲	۰,۷۲	۳,۹	۳,۲۳	۳,۳۸	۰,۳۸	۰,۸۱		
K ₂ O	۴,۷۷	۱,۶۴	۴,۸۴	۴,۸۹	۴,۳۷	۳,۲۲	۳,۰۱	۰,۱۸	۲,۵۳		
MgO	۰,۷	۱,۲	۰,۱۳	۲,۸۴	۱,۹۸	۵,۱	۲,۶۴	۲۰,۰۶	۲,۴		
TiO ₂	۰,۲۴	۰,۸۵	۰,۱	۱,۳	۰,۴۹	۱,۰۸	۰,۷۶	۱,۰۲	۰,۹۶		
MnO	۰,۰۴	۰,۱۲	۰,۰۱	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۱۳	۰,۰۹	۰,۲۱	۰,۲۲		
BaO	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۴		
Cr ₂ O ₃	۰,۰۱	۰,۱۸	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۱۳	۰,۱۲		
P ₂ O ₅	۰,۰۷	۰,۱۸	۰,۰۳	۰,۱۵	۰,۰۹	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۲	۰,۱۵		
SrO	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲		
LOI	۱,۱۴	۱,۱۳	۰,۷۲	۲,۵۷	۱,۱۴	۲,۵۷	۲,۰۷	۵,۶۷	۲,۲۵		
مجموع	۹۹,۰۵	۹۹,۷۴	۹۹,۸۶	۹۸,۴۹	۹۸,۰۵	۹۸,۹۱	۹۹,۳۵	۹۸,۳۷	۱,۱۹۹		



شکل ۷ الف- موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار مرجع [۵۳]؛ ب) موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار مقادیر لگاریتمی $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ نسبت به $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ ؛ ت) نمودار مقادیر لگاریتمی $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ نسبت به $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ برای تعیین سنگ مادر [۵۴]؛ ث) موقعیت نمونه سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد بررسی بدن در نظر گرفتن ترکیب در نمودارهای مثلثی ACF و A'KF [۵۵]؛ پ) موقعیت نمونه سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد بررسی بدن در نظر گرفتن ترکیب در نمودارهای مثلثی ACF و A'KF [۵۶]؛ ج) نمودار مقادیر لگاریتمی MgO/CaO نسبت به $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ برای تشخیص سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی آنها (شکل ۷). (P: پلیتی، A: آركوز، B: بازالت و آندزیت، GW: ماسه سنگ، G: گرانیتونید و C: کربنات)

و MgO بیشتر از CaO و Na_2O هستند، یعنی سنگ مادر آن‌ها رسوبی است. برای رسم نمودارهای مثلثی ACF و A'KF، مقادیر A, A', C, F, A, KF, C, F, A بر اساس روابط زیر محاسبه شده‌اند (جدول ۸). از نمودارها و جدول‌های ارائه شده می‌توان نتیجه گرفت که نمونه‌های شیستی و هورنفلسی در گستره رسی‌ها و ماسه سنگ‌های نیره، و پاراگنیس‌ها در گستره آركوز قرار دارند (شکل ۷).

با توجه به نمودارهای مراجع [۵۵, ۵۶] نیز، سنگ مادر سنگ‌های شیستی و هورنفلس‌ها به ترتیب شیل و ماسه سنگ تیره، و برای پاراگنیس‌ها، آركوز و ماسه سنگ است (شکل ۷ پ و ت). برای تشخیص سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی منطقه سرتیپ‌آباد از روابط $\text{MgO} > \text{CaO}$ و $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ نیز استفاده شد. این روابط از مشخصه‌های سنگ‌های رسی به ویژه سنگ‌های با مقادیر قابل توجهی ایلیت و مونت موریونیت هستند [۵۶]. بر این اساس، بیشتر نمونه‌ها دارای مقادیر K_2O

جدول ۸ مقادیر A, A', C, F و K محاسبه شده برای نمونه ها.

سنگ نمونه	پاراگنیس			هورنفلس			شیست		
	KF14	KF16	KM1	KF9	KF18	KM7	KM2	KM14	KM15
(۱)	۵۰/۸۰	۵۰/۸۰	۵۰/۸۰	۵۰/۸۰	۵۰/۸۰	۵۰/۸۰	۵۰/۸۰	۵۰/۸۰	۵۰/۸۰
A	۶۴,۰	۵۵,۱۰	۷۸,۶۰	۶۶,۱۰	۵۳,۹۰	۴۵,۳۰	۵۳,۷۰	۳۶,۹۰	۵۸,۴۰
C	۹,۵۰	۱۳,۰۰	۱۰,۸۰	۱۶,۰	۱۰,۱۰	۱۸,۹۰	۱۲,۲۰	۸,۲۰	۰,۷۰
F	۲۶,۵۰	۳۱,۹۰	۱۰,۶۰	۳۲,۳۰	۳۶,۰۰	۳۵,۸۰	۳۳,۱۰	۵۴,۹۰	۴۱,۰۰
A'	۴۵,۸۰	۵۲,۳۰	۴۳,۷۰	۵۸,۵۰	۴۳,۴۰	۳۶,۱۰	۴۶,۲۰	۳۳,۴۰	۵۵,۷۰
K	۳۱,۳۰	۶۲۰	۴۹,۲۰	۱۱,۶۰	۱۹,۹۰	۱۲,۸۰	۱۴,۶۰	۰,۴۰	۴,۱۰

$$A = \frac{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O)}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O) + (CaO - 3.3P_2O_5) + (MgO + FeO + MnO)} \times 100 \quad (9)$$

$$C = \frac{(CaO - 3.3P_2O_5)}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O) + (CaO - 3.3P_2O_5) + (MgO + FeO + MnO)} \times 100 \quad (10)$$

$$F = \frac{(MgO - FeO + MnO)}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O) + (CaO - 3.3P_2O_5) + (MgO + FeO - MnO)} \times 100 \quad (11)$$

$$A' = \frac{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O + CaO)}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O) + (CaO - 3.3P_2O_5) + (MgO + FeO + MnO) + K_2O} \times 100 \quad (12)$$

$$K = \frac{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O + Na_2O)}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (K_2O - Na_2O) + (CaO - 3.3P_2O_5) - (MgO + FeO + MnO) + K_2O} \times 100 \quad (13)$$

ها از نوع سیدروفیلیتی تا آئیتی، در هورنفلس ها از نوع آئیتی، در پاراگنیس ها از نوع سیدروفیلیتی و در متادیوریت ها از نوع فلوگوپیتی است. آمفیبول ها ترکیب اکتینیولیتی و هورنبلندی دارند. ترکیب پلازیوکلازها در پاراگنیس ها از نوع آندزین و در متادیوریت ها و متاگابروها لابرادوریت است. نتایج تجزیه کانی گارنت در سنگ گارنت شیستی نشان می دهد که ترکیب آن ها از نوع آلماندن است. با توجه به نتایج دما سنجی به روش های تک کانی بیوتیت و دما سنج تبادلی گارنت-بیوتیت، میانگین دما برای سنگ های دگرگونی ناحیه ای حدود ۵۶۷ درجه سانتی گراد و در گستره رخساره شیست سبز و دست بالا یک گام بالاتر یعنی شروع رخساره آمفیبولیت و در پهنه های بیوتیت-استارولیت بوده و برای سنگ های دگرگونی مجاورتی حدود ۶۴۷ درجه سانتی گراد است. این دما برای سنگ های دگرگونی مجاورتی بیانگر قلمرو رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس در پهنه های زوئیزیت تا آمفیبول است. همچنین براساس دما-فشار سنگی به روش تک کانی بیوتیت برای مراحل دگرگونی M1 و M2 که با نرم افزارهای محاسباتی دما-فشار سنگی، دما و

اگرچه برخی نتایج برآمده از نمودارها کمی با هم متفاوت هستند، اما به نتایجی که در بیشتر موارد شبیه به هم و نزدیک تر به واقعیت هستند استناد می شود. بر این اساس، که در مجموع سنگ مادر سنگ های پاراگنیسی را باید آركوزی، شیست ها را شیلی و هورنفلس ها را ماسه سنگ تیره دانست.

برداشت

مجموعه دگرگونی سرتیپ آباد در اثر دو نوع دگرگونی ناحیه ای و مجاورتی تشکیل شده است که سنگ های برآمده از دگرگونی ناحیه ای شامل پاراگنیس، مرمر، متادیوریت، متاگابرو و انواعی از شیست ها (میکاشیست، گارنت-شیست، اکتینیولیت-شیست، آمفیبول-شیست) و سنگ های دگرگونی مجاورتی هورنفلس ها هستند. بر اساس نتایج سنگ نگاری؛ سنگ ها در دگرگونی ناحیه ای منطقه در مربز بین رخساره های شیست سبز تا شروع آمفیبولیت و دگرگونی مجاورتی در گستره رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس دچار دگرگونی شده اند. نتایج تجزیه نقطه ای کانی های بیوتیت، آمفیبول، پلازیوکلاز و گارنت نشان می دهد که بیوتیت ها از نوع اولیه هستند و نیز ترکیب آن ها در شیست-

- [6] Hosseini M., “*Geological Qorveh Map 1:100000*”, No. 5560”, Geological Survey of Iran, (1999).
- [7] Blourchi M.H., “*Metamorphic lithological research in the south of Qorveh city*”, (In Persian), Master Thesis, Tehran University, (1967).
- [8] Hariri A., A “*view on the origin of a group of metamorphic rocks in Qorveh area*”, (In Persian), Master Thesis, Shahid Beheshti University, (1995) 161P.
- [9] Omravani H., “*Study of metamorphism and deformation of southern Qorveh rocks*”, (In Persian), Master Thesis, Tabriz University, (2005).
- [10] Torkian A., Izadyar J., Rezvani-mokaber Z., sephai A., “*Petrography and application of mineral chemistry in thermodynamic studies of metamorphic rocks, Zarineh region, S-Qorveh, Kurdistan*” (In Persian)”, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 27(4) (2018) 775-786.
- [11] Cheraghi S., “*Petrology of metamorphic complex from the Asifabad-Tazehabad, South Qorveh, Kordistan Province*” (In Persian), Bu-Ali Sina University, Master Thesis, (2019) 100P.
- [12] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., “*An Introduction to the Rock Forming Minerals*”, Longman, London, (1992) 528p.
- [13] Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W., “*Eclogites and Eclogites: their differences and similarities*”, Geological Society of America Bulletin, 76 (5) (1965) 483–508.
- [14] Leak B.E., Wolley A.R., Bird W.D., Gilbert M. C., Grice J.D., “*Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of International mineralogical Association, commission on newminerals and mineral names*”, American Mineralogy, 82 (1997) 1019-1037.
- [15] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., “*IMA report, nomenclature of the amphiboles upper group*”, American Mineralogist, 97 (2012) 2031–2048.
- [16] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., “*The Tisaturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms*”, American Mineralogist, 90 (2005) 316-328.
- [17] Henry D.J., Guidotti C.V., “*Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications*”, American Mineralogist, 87 (2002) 375- 382.

فشار دگرگونی به طور میانگین برای مرحله دگرگونی M1 حدود ۵۷۸ درجه سانتی گراد و ۵/۱۶ کیلوبار و برای مرحله M2 به طور میانگین حدود ۵۶۵ درجه سانتی گراد و ۴/۶ کیلوبار بدست آمد. براساس میانگین دما-فشار مجموعه دگرگونی سرتیپ آباد و با توجه به نمودارهای رخساره دگرگونی، می‌توان نتیجه گرفت که مراحل دگرگونی در گستره کاهش فشار در دمای نسبتاً ثابت روی داده است. با برآورد شرایط نهایی دما فشار دگرگونی به نظر می‌رسد که بیشترین عمق فعالیتهای دگرگونی در این منطقه حدود ۲۰ کیلومتری سطح زمین باشد. براساس روش‌های مختلفی که برای پاراگنیس‌ها، هورنفلس‌ها و شیسته‌های تجزیه شده به روش ICP-OES به کار برده شد، سنگ مادر سنگ‌های پاراگنیسی از نوع آرکوز، هورنفلس‌ها از نوع ماسه سنگ تیره و شیسته‌ها از نوع شیل است.

قدردانی

به سبب تامین بخشی از هزینه‌های این مقاله توسط دانشگاه بوعالی سینا از معاونت محترم پژوهش و فناوری تشرک و قدردانی می‌شود. همچنین نگارندگان از سردبیر، مدیران داخلی و داوران گرامی مجله برای پیشنهادهای ارزنده‌شان در بهتر شدن ساختار علمی مقاله کمال تشرک را دارند.

مراجع

- [1] Aghanabati S.A., “*Geology of Iran, Geological survey and mineral exploration of Iran*”, (In Persian)”, (2004) 640P.
- [2] Berberian M., Alavi-tehrani N., “*Structural analyses of Hamadan metamorphic tectonites, A paleotectonic discussion. In: contribution to the seismotectonic of Iran*”, Geological and Mining Survey of Iran, 40 (1977) 263-278.
- [3] Mohajjal M., “*Structure and tectonic Evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj- Sirjan zone, Western Iran*”, Ph.D. thesis, The University of Wollongong, New south wales, Australia. (1997) 279p.
- [4] Mohajjal M., Sahandi R., “*Tectonic evolution of Sanandaj-Sirjan zone in the northwestern half and introduction of new sub-zones in it*” (In Persian), Geosciences Scientific Quarterly Journal, 32(8) (1999) 21-49.
- [5] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjal M., “*U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran*”, Journal of Asian Earth Sciences, 41(3) (2011) 238-249.

- garnet granulite equilibria*", Contrib. Mineral. Petrol., 83 (1983) 52-61.
- [31] Newton R.C., Perkins D., "Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz", American Mineralogist, 67 (3-4) (1982) 203-222.
- [32] Goldman D.S.Y., Albee A.L., "Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ partitioning between quartz and magnetite", American Journal of Science, 277 (1977) 750-767.
- [33] Holdaway M., Lee, S.N., "Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations", Contributions to Mineralogy and Petrology, 63 (1977) 175-98.
- [34] Lavrenteva E.V., Perchuk L.L., "Cordierite-garnet thermometer, A collection of these", The Academy of Sciences of the USSR, 259 (1981) 607-700.
- [35] Hodges K.V.Y., Spear F.S., "Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire", American Mineralogist, 67(1982) 1118-1134.
- [36] Pigage L.C., Greenwood H.J., "Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem", American Journal of Science, 282(7) (1982) 943 – 969.
- [37] Perchuk L.L., Lavrenteva I.V., "Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite", In: Saxena, S.K. (Eds.) Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Advances in Physical Geochemistry, Springer, New York, 3 (1983) 199-239.
- [38] Ganguly J., Saxena S.K., "Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints for natural and experimental data and application to geothermobarometry", American Mineralogist, 69 (1984) 88-97.
- [39] Perchuk L.L., Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K., Lavrenteva I.V., "Precambrian granulites of the Alden Shield, eastern Siberia USSR", Journal Metamorphic Geology, 3 (1985) 265–310.
- [40] Indares A.Y., Martignole J., "Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite", American Mineralogist, 70 (1985) 272-278.
- [41] Williams M.L., Grambling J.A., "Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite", American Mineralogist, 75 (1990) 886-908.
- [42] Dasgupta S., Sengupta P., Guha, D., Fukuoka M., "A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange [18] Winter J., "An introduction to igneous and metamorphic petrology", (2010), No., 552.
- [19] Kuthe J.R., "The classification of eclogites and how the role of fluids, mineralogy and chemistry helps to determine their processes of formation", Geological hazards and mitigation, (2016).
- [20] Vielzeuf D., Holloway J.R., "Experimental determination of fluid-ascent melting relations in the pelitic system", Contributions to Mineralogy and Petrology, 98 (1988) 257-276.
- [21] Vielzeuf D., Schmidt M.W., "Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts", Contributions to Mineralogy and Petrology 141(2001) 251–267.
- [22] Holland T.J.B., "Experimental determination of the reaction paragonite: jadeite + kyanite + water, and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, with applications to eclogites and blueschists", Contributions to Mineralogy and Petrology, 68 (1979) 293-301.
- [23] Ferry J. M., Spear F. S., "Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet", Contributions to Mineralogy and Petrology, 66 (1978) 113–117.
- [24] Thompson A.B., "Mineral reactions in pelitic rocks: I Predication P-T-X (Fe-Mg) phase relations", American Journal of Science, (1976).
- [25] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer", Contribution to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-310.
- [26] Graham C.M., Powell R., "A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California", Journal of Metamorphic Geology, 3 (1984) 13–31.
- [27] Spear F.S., Rumble D., "Pressure, temperature and structural evolution of the Orfordville Belt, west-central New Hampshire", Journal of Petrology, 27 (1986) 1071–1093.
- [28] Hodges K.V., Crowley P.D., "Error estimation in empirical geothermometry and geobarometry for pelitic systems", American Mineralogist, 70 (7-8) (1985) 702–709.
- [29] Ellis D.J., Green D.H., "An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria", Contributions to Mineralogy and Petrology, 71 (1979) 13-22.
- [30] Bohlen S.R., Wall V.J., Boettcher A.L., "Experimental investigation and application of

- [50] Hsu K.J., “*The principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. Bull*”, Geological Society of America, 79 (1968) 1063-1074.
- [51] Hirschberg A., Winkler H.G.F., “*Stabilitäts beziehungen Zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der metamorphose*”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 18 (1968) 17-92.
- [52] Spear F.S., “*Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths*”, Metamorphic pressure-temperature-time paths. (1989), 7:1-55.
- [53] De La Roche H., “*Sur l' existence de plusieurs facies geochemiques dans les schistes paleozoïques des Pyrenees Luchonnaises*”, Geologische Rundschau, (1966), 55(2): 274-301.
- [54] Herron M.M., “*Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data*”, Journal of Sedimentary Petrology 58 (1988) 820-829.
- [55] Mackenzie, F.T. and Garrels, R.M., “*Evolution of sedimentary rocks*”, New York: Norton (1971).
- [56] Mason B., Moore C.B., “*Principle of geochemistry*”, John Wiley and Sons, (1982) 344p.
- [57] Barker A.J., “*Introduction to metamorphic textures and microstructures*”, Routledge, (2013).
- [58] geothermometer and its application in amphibolites and granulites”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 109 (1991) 130-137.
- [43] Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., Sen S.K., Raith M., “*Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer*”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 111 (1992) 87-93.
- [44] Yardley B.W.D., “*An Introduction to Metamorphic Petrology*”, Longman, (1991) 248p.
- [45] Kretz R., “*Metamorphic crystallization*”, John Wiley and Sons, (1994) 507p.
- [46] Spear F.S., “*Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*”, Mineralogical Society of America Monograph, (1993) 799p.
- [47] Winkler H.G.F., “*Petrogenesis of metamorphic rock*” (4thed.), Springer- Verlag, New York Inc., (1976) 334p.
- [48] Thompson J.B., Norton S.A., “*Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas*”, In: Zen et al. (Eds.) Studies in Appalachian geology- Northern and Maritime, New York, Interscience, (1968) 319-327.
- [49] Miyashiro A., “*Metamorphism and Metamorphic belts*”, George Allen and Unwin, London, (1973) 492p.