



شیمی کانی و دما-فشارسنجدی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی شرق سلماس، شمال غرب ایران

ثریاسادات سعیدی، رباب حاجی‌علی اوغلی*، محسن مؤذن

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

(دریافت مقاله: ۹۹/۳/۲۰، نسخه نهایی: ۹۹/۶/۱۲)

چکیده: متابازیت‌های شرق سلماس به عنوان یکی از گسترده‌ترین واحدهای مجموعه دگرگونی، در شمال غرب پهنه سندج - سیرجان واقع هستند. متابازیت‌های مورد بررسی بیشتر از نوع آمفیبولیت و شیست سبز در تناب و با سنگ‌های دگرگونی گنیس، متادیوریت، متاریولیت و مرمرها دیده می‌شوند. متابازیت‌ها از نظر ساختاری شکل جهت یافته و توده‌ای دارند و اندازه‌ی دانه‌ها نیز از ریز تا متوسط متغیر است. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، متابازیت‌های منطقه در ۶ زیرگروه آمفیبولیتی و ۴ زیرگروه شیستی دسته‌بندی می‌شوند. بر پایه نتایج ریزپردازشی، آمفیبول، پلازیوکلاز، میکا و اسپینل کانی‌های اصلی نمونه‌های متابازیتی (آمفیبولیت و شیست سبز) هستند. با توجه به شیمی کانی‌ها، ترکیب آمفیبول‌ها از نوع منیزیو هومنبلند و فروچرماکیت، پلازیوکلازها با ترکیب آندزین، میکاها از نوع فلوگوپیت و اسپینل‌ها به صورت آلومینیم اسپینل هستند. با دما - فشارسنجدی سنگ‌های متابازیتی (آمفیبولیت و شیست سبز) منطقه بر پایه از ترکیب شیمیابی کانی‌های آمفیبول و پلازیوکلاز، گسترده‌ی دمایی (۵۵۰-۶۰۰°C/Km درجه سانتی گراد) و فشاری (۴-۶ کیلوبار) متوسط، رخساره آمفیبولیت با نوع بارووین، شیب زمین گرمایی $30^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ و محیط‌های کوهزایی درون قاره‌ای برای سنگ‌های دگرگونی منطقه تعیین شد.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی؛ دما و فشارسنجدی؛ متابازیت؛ شرق سلماس؛ شمال غرب ایران.

زاگرس بین کمان ماقمایی ارومیه - دختر و زاگرس چین خورده [۲]، مجموعه سنگ‌های آذرین و دگرگونی این پهنه می‌توانند در معرض فرآیند باز و بسته شدن اقیانوس نخوتیس نیز قرار گرفته باشد. براساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ساختاری، پهنه سندج - سیرجان بیانگر یک کافت درون قاره‌ای در سپر پرکامبرین ایران و عربستان بوده که این گودال تا جنوب شرق ترکیه ادامه داشته است [۱].

این پهنه یک کمربند دگرگونی عمومی با رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت است که بخش عمده‌ی آن از سنگ‌های دگرگونی، آتشفسناني و آذرین درونی دگرشکل یافته تشکیل شده است [۳]. باور بر این است که شمال غرب ایران و نواحی کناری، شامل شمال شرق ترکیه و رشته کوه قفقاز کوچک، منطقه‌ای پیچیده با هسته نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین

مقدمه

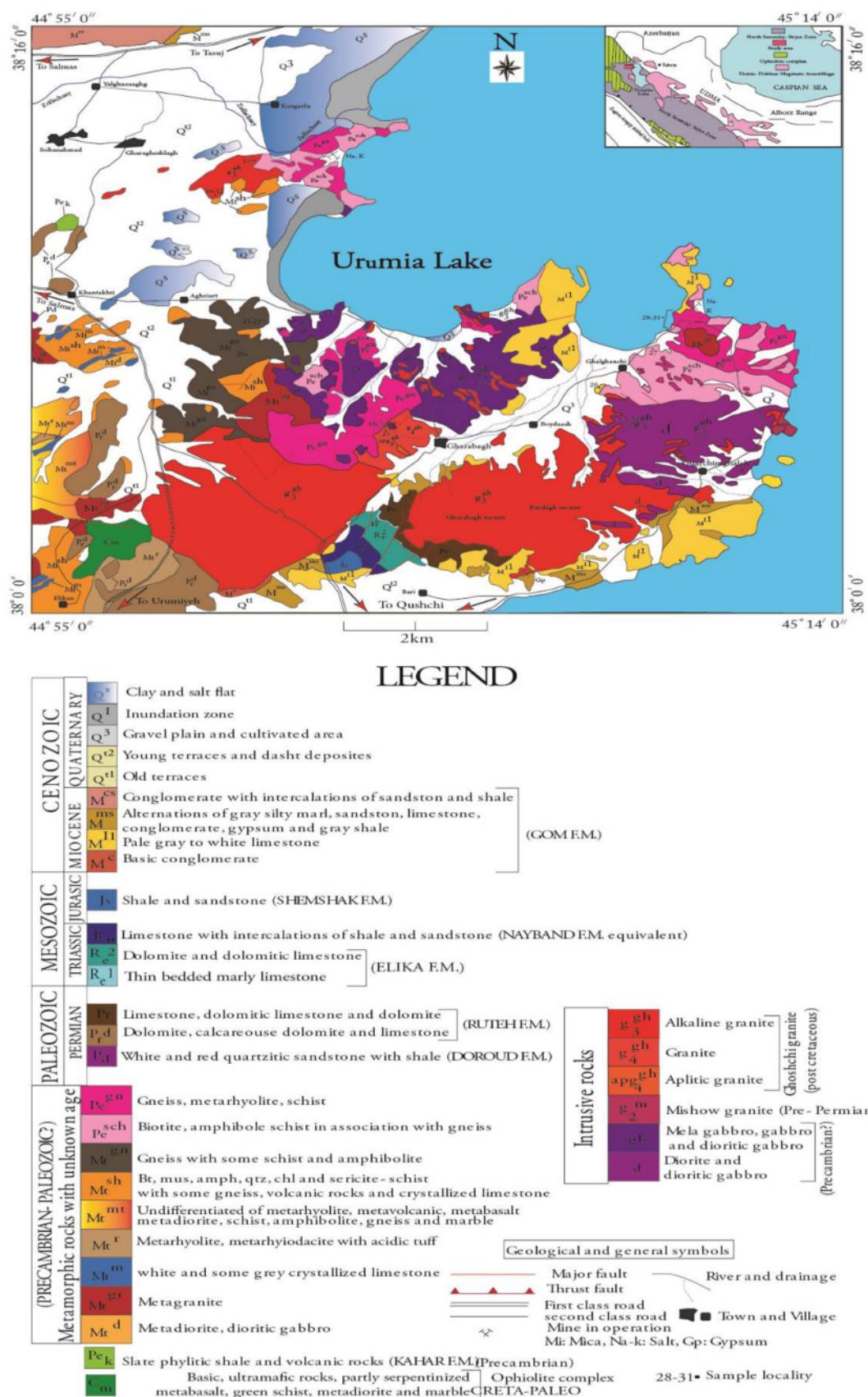
مجموعه دگرگونی شرق سلماس واقع در غرب دریاچه ارومیه در دورترین بخش شمال غرب ایران و در برخوردگاه دو پهنه مهم ساختاری سندج - سیرجان و ایران مرکزی قرار دارد. این منطقه با توجه به داشتن ویژگی‌های سنگ‌شناسی و نیز ساختارهای زمین‌شناسی براساس بررسی‌های صحرایی، ارتباط و شباهت نزدیکی با واحدهای پهنه سندج - سیرجان دارد [۱]. پهنه سندج - سیرجان با طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵۰ کیلومتر از غرب دریاچه ارومیه تا گسل میناب با روند شمال غرب - جنوب شرق ادامه دارد. پهنه سندج - سیرجان بویژه شمال غرب آن دارای انواع سنگ‌های دگرگونی و توده‌های آذرین چندفازی با گسترهای سنی متفاوت است. با توجه به قرار گرفتن پهنه سندج - سیرجان در سامانه کوهزایی

واحدهای پرمین در منطقه به طور عمده شامل ماسه سنگ‌های مشابه سازند درود در زیر و آهک‌هایی مانند سازند روته در بخش بالایی هستند. نهشته‌های آهکی پرمین با خامت قابل توجه با همبری گسله بر روی مجموعه سنگ‌های دگرگونی قرار دارند. از آنجا که این همبری در کل شمال غرب ایران دیده می‌شود و همچنین با مقایسه این واحدها با واحدهای مشابه در کشور همسایه، ترکیه، شاید بتوان گفت که سن سنگ‌های دگرگونی به احتمال بسیار پرکامبرین - پالئوزوئیک (پیش از پرمین) است [۷، ۸]. نهشته‌های تریاس - ژوراسیک بطور عمده در گردنه قوشچی رخمنون دارند که شامل آهک مارنی نازک‌لایه، دولومیت، آهک دولومیتی (معادل های سازند الیکا)، آهک با تناوبی از شیل و ماسه سنگ (معادل سازند نایبیند) و مخلوطی از شیل و ماسه سنگ (معادل سازند شمشک) هستند. در منطقه، رسوب‌های هم ارز سازند شمشک قابل مشاهده هستند که در آن‌ها ریز سنگواره‌هایی به سن لیاس شناسایی شده و سپس با رسوب‌های الیگو - میوسن به طور دگرگشیب پوشیده شده‌اند [۵، ۶]. واحدهای کرتاسه بیشتر به صورت مجموعه آمیزه رنگین دیده می‌شوند که براساس بررسی‌های پیشین، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین و رسوی دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز هستند [۵، ۶]. نهشته‌های ترشیری منطقه با گسترش بسیار مربوط به واحدهای میوسن هستند که به طور پیشرونده و با دگرگشیبی زاویه دار بر سنگ‌های قدیمی تر قرار دارند که از قدیم به جدید شامل کنگلومرا قاعده، آهک خاکستری کم رنگ تا سفید، تناوبی از مارن لای دار خاکستری، ماسه سنگ، آهک، کنگلومرا، سنگ گچ و شیل خاکستری، کنگلومرا با تناوبی از ماسه سنگ و شیل هستند. نهشته‌های کواترنر بیشتر به صورت آبرفت بوده که این رسوب‌ها شامل دو سامانه پادگانه آبرفتی و مخروط افکه هستند. توده‌های نفوذی بیشترین حجم سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند که شامل انواع سنگ‌های آذرین اسیدی، متوسط و مافیک هستند. گرانیت قوشچی گستردگیرین توده نفوذی منطقه است که داخل سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین با سن اواخر پالئوزوئیک قرار دارد [۵، ۶]. گابرو - دیوریت‌ها از دیگر توده‌های نفوذی منطقه هستند که ترکیب شیمیایی آن‌ها از ملانوگابرو تا دیوریت متغیر است. براساس سن سنجی‌های گزارش شده، این توده‌ها با سن اواخر پالئوزوئیک درون سنگ‌های دگرگونی منطقه نفوذ کرده‌اند [۷، ۸].

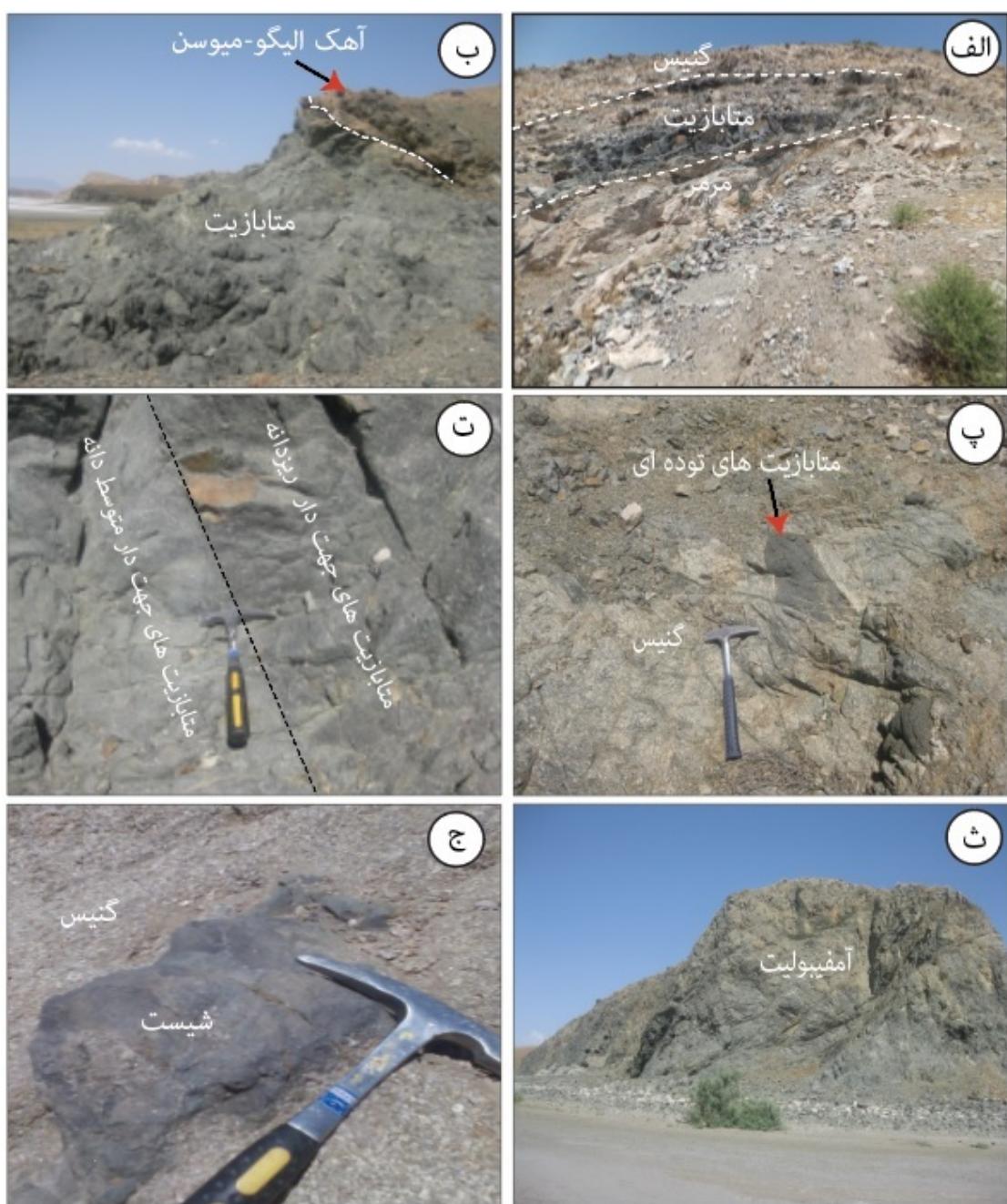
پیشین (500-600Ma) است، که این قطعه‌های کادومین همراه با ساختارهای پالئوزوئیک - مزوزوئیک جوش خورده و سپس با گسترش بالایی از سنگ‌های آتشفسانی سنوزوئیک پوشیده شده‌اند [۴]. متابازیت‌های شرق سلماس در شمال غرب پهنه سندج - سیرجان در تناب و با دیگر سنگ‌های دگرگونی چون گنیس‌ها، متاریولیت و مرمرها هستند، که با سنگ‌های رسوی پرمین - ژوراسیک پوشیده شده و سپس توسط سنگ‌های نفوذی قطع شده‌اند [۵، ۶].

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در مرز بین استان‌های آذربایجان شرقی و غربی، به ترتیب در جنوب غرب، شرق و شمال شهرستان‌های ترسوچ، سلماس و ارومیه واقع است. این منطقه دارای مختصات جغرافیایی "۰° ۵۵' ۴۴" تا "۰° ۴۵' ۳۸" طول شرقی و "۰° ۱۴' ۳۸" تا "۰° ۱۴' ۲۸" عرض شمالی است (شکل ۱). براساس زمان زمین‌شناسی، رخمنون انواع سنگ‌های پرکامبرین تا عهد حاضر در آن دیده می‌شود. کهن‌ترین سنگ-های منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی شامل سنگ‌های آتشفسانی - رسوی (آركوزی و آذرآواری نوع اسیدی)، تخریبی - تخریبی آتشفسانی و توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیت - دیوریت دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت هستند (شکل ۱). سنگ‌های دگرگونی منطقه به صورت مجموعه درهمی از آمفیبولیت، شیست، گنیس، سنگ-های آذرین - آتشفسانی و نفوذی دگرگون شده، مرمر و آهک-های متبلور هستند. باور بر این است که سازند که دگرگونی بسیار ضعیف و همبری گسله بر روی مجموعه سنگ‌های دگرگونی قرار دارد که اغلب سن این سازند را پرکامبرین پسین در نظر می‌گیرند [۷، ۸]. متابازیت‌ها بویژه آمفیبولیت‌ها از جمله سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند که از نظر فراوانی بیشترین حجم مجموعه دگرگونی شرق سلماس را تشکیل می‌دهد. براساس بازدیدهای صحرایی، آمفیبولیت‌ها و شیست‌ها (شکل‌های ۲ ث و ج) بیشتر به صورت تناوب با دیگر واحدهای دگرگونی چون گنیس‌ها و آهک‌های بلوری دیده می‌شوند (شکل ۲ الف) که در برخی نقاط با گنیس‌ها در تماس مستقیم بوده و یا به صورت قطعه‌های کوچک و بزرگ درون آن‌ها قابل مشاهده هستند (شکل ۲ پ). براساس بررسی‌های صحرایی، متابازیت‌های منطقه توسط سنگ آهک‌های جوانتر به سن الیگو - میوسن به صورت دگرگشیب پوشیده شده‌اند [۵، ۶] (شکل ۲ ب) که بیشتر به صورت جهت یافته و توده‌ای با اندازه‌های ریز و متوسط دانه و با آثار چین‌خوردگی دیده می‌شوند (شکل ۲ ت).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سوچ و سلماس.



شکل ۲ (الف) تناوبی از واحدهای متابازیت، گنیس و آهک بلوری در ارتفاعهای قره قشلاق (دید به سمت شمال)، (ب) مرز متابازیت‌های منطقه با آهک‌های الیگو-میوسن به صورت دگرشیب، (پ) قطعه‌هایی از متابازیت‌های توده‌ای درون گنیس‌های منطقه (دید به سمت جنوب)، (ت) متابازیت‌های جهت یافته با دانه‌های ریز و متوسط (دید به سمت جنوب شرق)، (ث) رخنمون آمفیبولیت در ساحل غربی دریاچه ارومیه (دید به سمت جنوب) و (ج) مرز شیست سبز توده‌ای با گنیس (دید به سمت شمال- شمال شرق).

میکروسکوپی و بررسی‌های سنگنگاری انتخاب شدند. از بین نمونه‌های بررسی شده، تعداد ۲ نمونه مناسب از متابازیت‌ها برای بررسی شیمی انواع کانی‌ها با دستگاه ریزپردازشگر مدل JEOI JXA-8200 در شرایط ولتاژ شتاب دهنده ۱۵kV، قطر نقطه‌ای $2\mu\text{m}$ و جریان پرتو 10nA در دانشگاه پستدام کشور

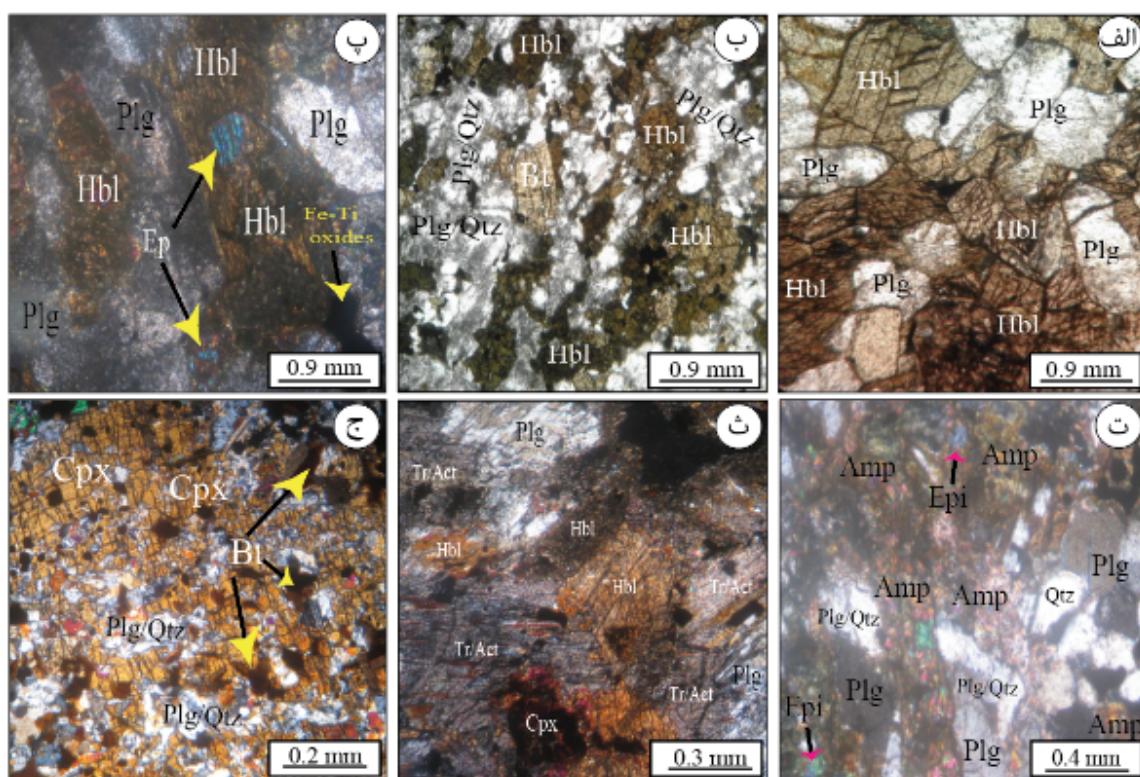
نمونه برداری و روش بررسی
با بازدیدهای صحراوی در چند روز متوالی، از مجموعه سنگ‌های دگرگونی، آذرین و رسوبی منطقه مورد بررسی به صورت منظم نمونه برداری شد. از بین حدود ۳۰۰ نمونه برداشت شده، تعداد ۴۰ نمونه سالم و با کمترین هوازدگی برای تهیه مقاطع

پیرامون روستای قلقانچی بروزند دارند که از نظر کانی‌شناسی بیشتر شامل آمفیبیول، پلازیوکلاز، اپیدوت و کانی‌های فرعی کوارتز و اکسید‌های Fe-Ti هستند (شکل ۳ پ). در این سنگ‌ها، اپیدوت هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه حضور دارد. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های تیره هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه ناشی از دگرسانی کانی‌های آهن و منیزیم‌دار در سنگ دیده می‌شوند. بیوتیت - اپیدوت آمفیبیولیت‌ها به طور کلی در ارتفاع‌های شمال شرق روستای قلقانچی و پیرامون دریاچه ارومیه بروزند گسترده‌ای دارند که در بررسی‌های صحرایی با دو بافت ریزدانه و درشت دانه دیده می‌شوند. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها از کانی‌های هورنبلند سبز - قهقهه‌ای، فلدسپات، بیوتیت، اپیدوت به همراه کانی‌های فرعی کوارتز و اکسیدهای Fe-Ti تشکیل شده‌اند (شکل ۳ ت). در این سنگ‌ها، کانی‌های آمفیبیول به دو صورت ریز و درشت دانه دیده می‌شوند که به صورت متناوب با زمینه کوارتز و فلدسپات جهت یافته‌گی بارزی از خود نشان می‌دهند. کانی‌های بیوتیت و اپیدوت بیشتر به صورت اولیه بوده و Fe-Ti کمتر برآمده از دگرسانی آمفیبیول هستند. اکسیدهای Ti در بیوتیت - اپیدوت آمفیبیولیت‌ها مانند دیگر آمفیبیولیت‌ها در زمینه گرانوبلاست سنگ دیده می‌شوند. ترمولیت - اکتینولیت آمفیبیولیت‌ها با گستردش به نسبت وسیع پیرامون جنوب شرق روستای آق زیارت رخنمون دارند که در بررسی‌های صحرایی در اثر فازهای زمین‌ساختی منطقه به شدت دچار چین خودگی شده‌اند. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی شامل آمفیبیول‌های سبز - قهقهه‌ای و ترمولیت - اکتینولیت‌های سوزنی، پلازیوکلاز همراه با کانی‌های فرعی کوارتز، اکسیدهای Fe-Ti و کلسیت ثانویه هستند. در برخی از این سنگ‌ها، کانی‌های کلینوپیروکسن به صورت باقی مانده آذرین در مرکز ترمولیت - اکتینولیت دیده می‌شوند (شکل ۳ ث). در بررسی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها، بقایای بافت دلبریتی بصورت پلازیوکلازهای هفت - هشتی دیده می‌شوند. بیوتیت - کلینوپیروکسن آمفیبیولیت‌ها پیرامون ارتفاع‌های شمالی قره باğ رخنمون به نسبت کمی دارند که در اثر زمین‌ساخت منطقه دچار خردشده‌گی شده‌اند. این سنگ‌ها بیشتر شامل کانی‌های هورنبلند، پلازیوکلاز، بیوتیت و کلینوپیروکسن همراه با کانی‌های فرعی کوارتز و اکسیدهای Fe-Ti هستند (شکل ۳ ج).

آلمان تجزیه شدند. از نمونه‌های انتخابی متابازیت‌ها، ۱۴۵ نقطه از کانی‌های آمفیبیول، پلازیوکلاز، میکا، اسپینل و دیگر کانی‌های فرعی و ثانویه تجزیه شدند.

بررسی‌های سنجنگاری

براساس بررسی‌های میکروسکوپی، متابازیت‌های منطقه از ۶ گروه آمفیبیولیتی شامل آمفیبیولیت‌های معمولی، بیوتیت - آمفیبیولیت‌ها، اپیدوت - آمفیبیولیت‌ها، بیوتیت - اپیدوت - آمفیبیولیت‌ها، ترمولیت - اکتینولیت - آمفیبیولیت - آکتینولیت - گلینوپیروکسن - آمفیبیولیت‌ها و همچنین ۴ گروه شیست سبز از نوع بیوتیت شیست، مسکوویت - بیوتیت شیست، ترمولیت - اکتینولیت شیست و میکا - ترمولیت - اکتینولیت - اسپینل - اپیدوت شیست تشکیل شده‌اند. آمفیبیولیت‌های معمولی پیرامون ناحیه آق زیارت از فراوانی قابل توجهی برخوردارند که در نمونه دستی به رنگ سبز تیره هستند. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها بیشتر از کانی‌های آمفیبیول، پلازیوکلاز، اکسیدهای Fe-Ti یا ایلمینیت به همراه کوارتز، تیتانیت و زیرکن تشکیل شده‌اند (شکل ۳ الف). آمفیبیول‌های سبز - قهقهه‌ای نسبت به آمفیبیول‌های سبز - آبی از فراوانی بیشتری در آمفیبیولیت‌ها برخوردارند که در بررسی‌های بافتی، هر دو جهت یافته‌گی مشخصی را نشان می‌دهند. اکسیدهای Fe-Ti به طور عمده در آمفیبیولیت‌های معمولی از لبه به تیتانیت تبدیل شده‌اند که در بیشتر مقاطع فراوان دیده می‌شود. آمفیبیولیت‌های معمولی نسبت به سایر آمفیبیولیت‌ها دچار دگرسانی کمتری شده‌اند. در منطقه مورد بررسی، بیوتیت آمفیبیولیت‌ها پیرامون روستاهای آق زیارت و قلقانچی رخنمون گسترده‌ای دارند که در نمونه دستی به رنگ سبز روشن هستند دستخوش و دگرسانی به نسبت شدیدی را شده‌اند. این سنگ‌ها شامل کانی‌های آمفیبیول سبز - آبی و سبز - قهقهه‌ای، فلدسپات، بیوتیت به همراه کانی‌های فرعی کوارتز، تیتانیت و اکسیدهای Fe-Ti هستند (شکل ۳ ب). براساس بررسی‌های میکروسکوپی، بافت عمده این سنگ‌ها پورفیروblast و پویی کیلوبلاست هستند که با قرار گرفتن پورفیروblast آمفیبیول و تیتانیت در زمینه‌ای از فلدسپات مشخص می‌شوند. فلدسپات - های این سنگ مجموعه‌ای از پلازیوکلاز و پتاسیم فلدسپار است که تا حد بسیاری دگرسان شده‌اند. در این سنگ‌ها، تیتانیت هم بصورت اولیه و هم ثانویه حضور دارد. اپیدوت آمفیبیولیت‌ها با رخنمون گسترده و بسیار دگرسان شده در



شکل ۳ مقاطع میکروسکوپی متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها): (الف) آمفیبولیت‌های معمولی (در نور قطبیده صفحه‌ای، PPL)، (ب) بیوتیت آمفیبولیت‌ها (نور PPL)، (پ) اپیدوت آمفیبولیت‌ها (در نور قطبیده متقاطع XPL)، (ت) بیوتیت – اپیدوت آمفیبولیت‌ها (نور XPL)، (ث) ترمولیت – اکتینولیت آمفیبولیت‌ها (نور XPL) و (ج) بیوتیت – کلینوپیروکسن آمفیبولیت (نور PPL). نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۹].

بیوتیت‌ها به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. براساس بررسی‌های سنگنگاری، بیوتیت‌ها به طور مستقیم کنار تیتانیت و کانی‌های تیره به (احتمال بسیار اکسیدهای Fe-Ti) قرار دارند (شکل ۴ ب). از جمله بافت‌های عمدۀ در این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های دانه لپیدوگرانوبلاستی و پویی کیلوبلاست اشاره کرد. کانی زیرکن در این نوع سنگ‌ها درون بیوتیت و فلدسپات دیده می‌شوند. ترمولیت – اکتینولیت شیست‌ها (اکتینولیت‌ها) با رخنمون به نسبت متوسط در جنوب شرق روستای آق زیارت بروونزد دارند که از نظر کانی‌شناسی شامل بیش از ۹۰٪ ترمولیت – اکتینولیت هستند. در این سنگ‌ها، آثاری از کلینوپیروکسن آذرین باقی مانده نیز دیده می‌شود. پلازیوکلاز و کانی‌های تیره نیز به عنوان کانی‌های فرعی قابل مشاهده هستند. براساس بررسی‌های سنگنگاری، می‌توان گفت که این سنگ‌ها حاصل از دگرگونی درجه پایین پیروکسینیت‌ها هستند. میکا – ترمولیت – اکتینولیت – اسپینل – اپیدوت شیست‌ها بیشتر پیرامون معدن میکای قره باگ باشد. در نمونه دستی این سنگ‌ها، آثاری از دگرگونی درجه پایین پیروکسینیت‌ها نشان نمی‌دهند. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای مقدادر فراوانی از کانی‌های براق میکا هستند. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های این سنگ شامل فلدسپات پلازیوکلاز، مسکویت، بیوتیت، کوارتز همراه با کانی‌های فرعی تیتانیت، زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند (شکل ۴ پ). در مسکویت – بیوتیت شیست‌ها، کانی‌های میکا جهت یافتن ترجیحی بارز دارند. در این سنگ‌ها، مسکویت‌ها به صورت انباشتی (شکل ۴ ت) و

بیوتیت شیست‌ها در منطقه مورد بررسی بیشتر پیرامون معدن میکای قره باگ بروونزد دارند که براساس بررسی‌های سنگنگاری شامل کانی‌های فلدسپات پلازیوکلاز، کوارتز، بیوتیت همراه با کانی‌های فرعی و ثانویه کلریت و اکسیدهای Fe-Ti هستند (شکل ۴ الف). براساس بررسی‌های بافتی، از جمله بافت‌های عمدۀ در این سنگ‌ها می‌توان به بافت دانه لپیدوگرانوبلاستی اشاره کرد. کانی‌های موجود در این سنگ‌ها در اثر دگرسانی به کانی‌های ثانویه تبدیل شده‌اند که از جمله می‌توان به دگرسانی بیوتیت به کلریت و اکسیدهای Fe-Ti به کلریت اشاره کرد. مسکویت – بیوتیت شیست‌ها با رخنمون به نسبت گسترده در ارتفاعهای جنوب شرق روستای قره قشلاق بروونزد نشان می‌دهند. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای مقدادر فراوانی از کانی‌های براق میکا هستند. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های این سنگ شامل فلدسپات پلازیوکلاز، مسکویت، بیوتیت، کوارتز همراه با کانی‌های فرعی تیتانیت، زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند (شکل ۴ پ). در مسکویت – بیوتیت شیست‌ها، کانی‌های میکا جهت یافتن ترجیحی بارز دارند. در این سنگ‌ها، مسکویت‌ها به صورت انباشتی (شکل ۴ ت) و

نظر فرمول‌های عمومی و ساختاری بیشتر به صورت میکاهای دو هشت‌وجهی $A = (M1+M2)_2T_4O_{10}(OH)_2$ (مسکویت)، پاراگونیت و مارگاریت) و سه هشت‌وجهی $A = (M1+M2)_3T_4O_{10}(OH)_2$ (فلوگوپیت، آنیت، بیوتیت و وونیت) وجود دارد که در نمونه‌های انتخابی، میکا به صورت سه هشت وجهی با ترکیب فلوگوپیت شناسایی شده است (شکل ۵ پ). فرمول ساختاری میکاهای تجزیه شده براساس ۲۲ اتم اکسیژن به صورت $K_{1.51-1.93}Mg_{2.81-4.98}AlSi_{5.25-5.50}O_{10}(OH)_2$ محاسبه شد. ترکیب میکاهای تجزیه شده در متابازیت‌های انتخابی (SS25B، SS19) منطقه مورد بررسی بیشتر در گستره ترکیبی فلوگوپیت قرار دارد. مقادیر عناصر اصلی در نمونه‌های فلوگوپیتی آمفیبولیت‌های تجزیه شده تا حدی نزدیک بهم است:

$$\begin{aligned} Si &= 5.254-5.498, Al = 3.116-3.311, \\ Cr &= 0.000-0.002, Fe^{2+} = 0.480-2.425, Mn = 0.007-0.023, \\ Mg &= 2.814-4.985, Ca = 0.000-0.063, Na = 0.028-0.071 \\ &\quad K = 1.512-1.930. \end{aligned}$$

مقادیر نسبت‌های

$$\begin{aligned} Mg/(Mg+Fe^{2+}) &= 0.53-0.90, Fe/(Fe+Mg) = 0.090-0.46, \\ Al/(Al+Si) &= 0.35-0.38, Na/(Na+K) = 0.018-0.035 \end{aligned}$$

در نمونه‌های آمفیبولیتی تجزیه شده با ترکیب فلوگوپیت نیز نزدیک بهم است (جدول ۱). فرمول ساختاری اسپینل‌های مورد بررسی براساس ۴ اتم اکسیژن محاسبه شد. نمونه‌های اسپینل تجزیه شده براساس نمودار سه تایی $Al^{3+}-Cr^{3+}-Fe^{3+}$ و نمودار دوتایی $Cr\#-Mg\#$ بیشتر از نوع آلومینیم اسپینل هستند (شکل ۵ ت). با توجه به گستره‌های پایداری متفاوت گروه‌های اسپینل، نمونه‌های اسپینلی مورد بررسی در گستره پایداری بالاتر از 60° درجه سانتیگراد قرار دارند. $Al -$ اسپینل‌های مورد بررسی دارای اکسیدهای اصلی $MgO = 16.86-18.96$ ، $Al_2O_3 = 58.04-65.65$ و

همچنین نسبت‌های

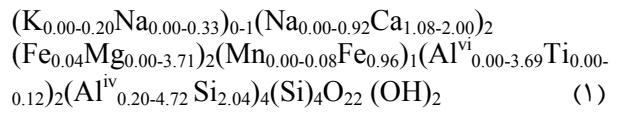
$$\begin{aligned} Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+}) &= .Mg, (Mg+Fe^{2+}) = 0.714-0.740 \\ Al/(Al+Fe^{3+}+Cr) &= 0.965-0.996 \quad 0.709-0.969 \end{aligned}$$

هستند (جدول ۱). با توجه به اعضای نهایی گروه‌های اسپینل، عضو نهایی Al -اسپینل در نمونه‌های تجزیه شده دارای اسپینل بین ۰.۷۰۴ تا ۰.۷۳۱ و هرسینیت ۰.۲۴۱-۰.۲۵۹ است (جدول ۱). گزینه‌ای از نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها در جدول ۱ آمده است.

سنگ‌ها شامل میکا (مسکویت، بیوتیت و بیشتر فلوگوپیت)، آمفیبول (بیشتر ترمولیت - اکتینولیت)، اسپینل (بیشتر هرسینیت‌های سبز رنگ و به احتمال بسیار کمتر کروم - اسپینل‌های قرمز - قهوه‌ای)، پلازیوکلاز و اپیدوت همراه با کانی‌های فرعی زیرکن و اکسیدهای $Fe-Ti$ هستند (شکل های ۴ و ۵). در این نوع سنگ‌ها، کانی‌های اسپینل بیشتر از نوع هرسینیت و کروم - اسپینل‌ها هستند که از لبه به کانی‌های میکایی (فلوگوپیت) دگرسان شده‌اند و گاهی به صورت شبه ریخت دیده می‌شوند.

شیمی کانی

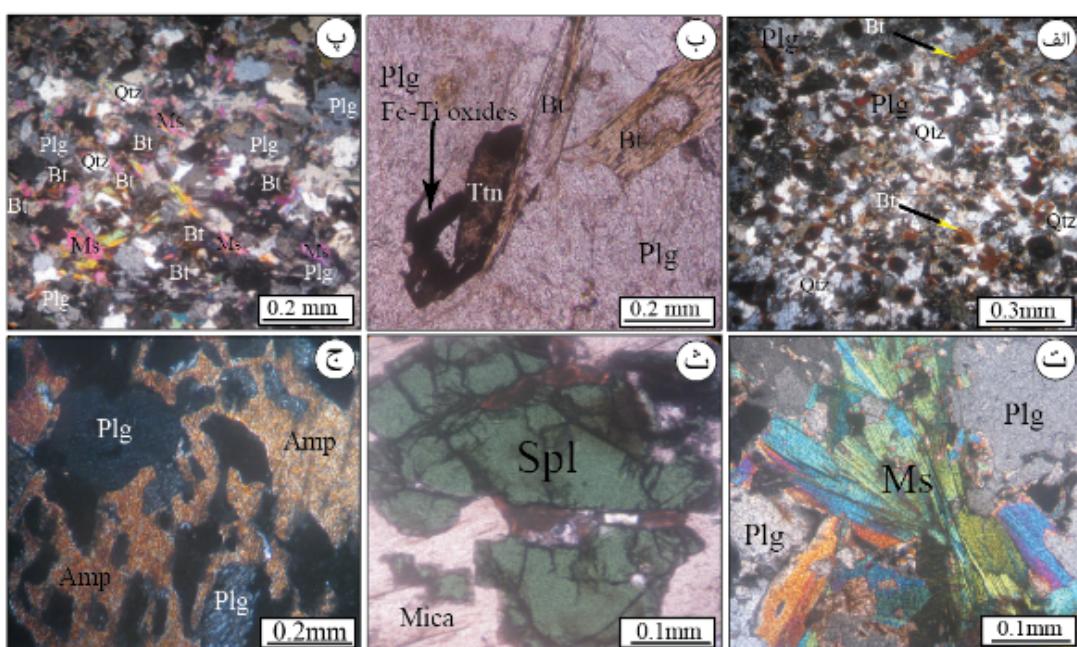
شیمی کانی سنگ‌های متابازیتی (آمفیبولیت و شیست سبز) منطقه در ۱۴۵ نقطه از کانی‌های آمفیبول، پلازیوکلاز، میکا و اسپینل توسط دستگاه به روش تجزیه ریز پردازشی بررسی شد. فرمول عمومی آمفیبول به صورت $A(M4)_{2(M3)_{1(M2)_{2(T1)_{4(T2)_{4}O_{22}}(OH)_2}}$ است. بر این اساس کانی‌های آمفیبول تجزیه شده در نمونه‌های متابازیتی (آمفیبولیت و شیست سبز) منطقه دارای فرمول ساختاری زیر هستند.



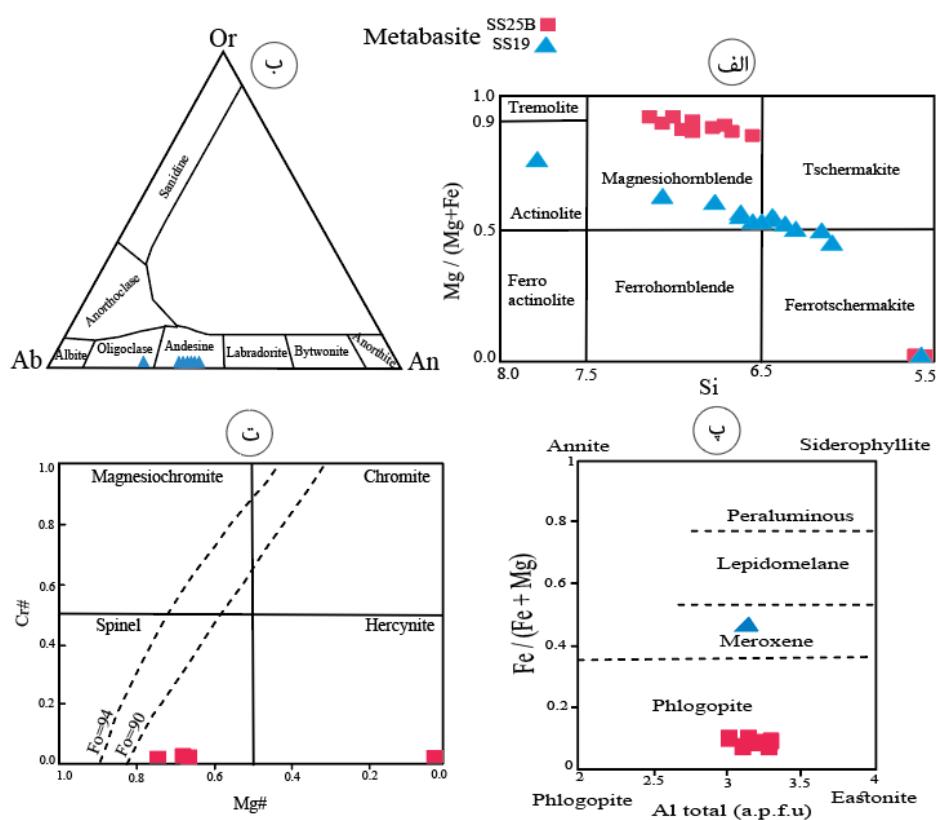
آمفیبول‌های تجزیه شده از نمونه‌های متابازیتی (SS25B و SS19) منطقه مورد بررسی با توجه به تقسیم‌بندی مرجع [۱۰] از نوع آمفیبول‌های کلسیمی هستند که بیشتر در گستره منیزیو هورنبلند و فروچرماکیت قرار دارند (شکل ۵ الف).

ترکیب نمونه‌های متابازیتی تجزیه شده مقادیر کاتیونی $Si = 4.31-7.78, Al = 0.000-0.12, Cr = 0.00, Fe^{3+} = 0.00, Fe^{2+} = 0.04-2.30, Mn = 0.00-0.08, Mg = 0.00-3.71, Ca = 1.18-5.56, Na = 0.00-0.87, K = 0.00-0.20$

اتم بر واحد فرمولی هستند. ترکیب فلدسپار در نمونه آمفیبولیتی SS19 تجزیه شده، براساس نمودار مثلثی $-Ab-Or-An$ بیشتر در گستره آندزین قرار می‌گیرد (شکل ۵ ب). فرمول عمومی پلازیوکلازها براساس ۸ اتم اکسیژن به صورت $XAl_{(1-2)}Si_{(3-2)}O_8$ است که در آن، جایگاه X با عناصر Na، K، Ca پر می‌شود. براساس نتایج تجزیه ریزپردازشی، فرمول ساختاری فلدسپارهای تجزیه شده به صورت $Na_{(0.55-0.72)}Ca_{(0.26-0.41)}Al_{(1.31-1.47)}Si_{(2.55-2.59)}$ است. میکا از



شکل ۴ مقاطع میکروسکوپی متابازیتها (شیستها): (الف) بیوتیت شیستها (نور XPL)، (ب) تبدیل بیوتیت از لبه به تیتانیت در مسکویت - بیوتیت شیستها (نور PPL)، (پ) بافت دانه لپیدوگرانوبلاستی در مسکویت شیستها (XPL)، (ت) کانی مسکویت به صورت دسته جاروبی در مسکویت شیستها (XPL)، (ث) و (ج) اسپینل، میکا و آمفیبول در میکا - ترمولیت - اسپینل - اپیدوت شیستها (PPL و XPL).



شکل ۵ تعیین ترکیب کانی‌های تجزیه شده در نمونه‌های متابازیتی (SS25B, SS19) براساس نمودارهای رده‌بندی کانی‌ها، (الف) نمودار ترکیب آمفیبول‌ها، (ب) نمودار ترکیب پلازیوکلازها، (پ) نمودار ترکیب میکاها و (ت) نمودار ترکیب گروه‌های اسپینل.

جدول ۱ گزیده‌ای از نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی‌های آمفیبول، پلازیوکلаз، میکا و اسپینل در نمونه‌های متابازیتی (SS25B و SS19) شرق سلماس.

	آمفیبول			پلازیوکلاز		(Phl) میکا			اسپینل
اسیدها	SS25B	SS19	اسیدها	SS19	اسیدها	SS25B	SS19	اسیدها	SS25B
SiO ₂	۴۶,۵۲	۴۳,۷۲	SiO ₂	۵۸,۱۹	SiO ₂	۳۷,۵۸	۳۵,۷۹	TiO ₂	۰,۰۱
TiO ₂	۰,۴	۰,۳۹	TiO ₂	۰,۰۱	TiO ₂	۰,۴	۱,۴۹	Al ₂ O ₃	۶۵,۲۷
Al ₂ O ₃	۱۱,۵۴	۱۲,۸۶	Al ₂ O ₃	۲۷,۳۲	Al ₂ O ₃	۱۸,۸۶	۱۷,۶۱	Cr ₂ O _۳	۰,۰۱
Cr ₂ O _۳	۰,۰۰	۰,۰۱	Cr ₂ O _۳	۰,۰۱	Cr ₂ O _۳	۰,۰۰	۰,۰۱	FeO	۱۵,۹۳
FeO	۴,۰۲	۱۷,۰۸	FeO	۰,۱۱	FeO	۴,۵۸	۱۹,۱۴	MnO	۰,۶۶
MnO	۰,۱۴	۰,۳۰	MnO	۰,۰۱	MnO	۰,۰۹	۰,۱۸	NiO	۰,۰۲
MgO	۱۰,۸	۹,۶۷	MgO	۰,۰۰	MgO	۲۲,۹	۱۲,۴۶	MgO	۱۸,۷۷
CaO	۲۶,۰۹	۱۲,۷۳	CaO	۷,۷۵	CaO	۰,۰۳	۰,۳۹	ZnO	۰,۰۰
Na ₂ O	۰,۲۱	۱,۱۸	Na ₂ O	۶,۹۶	Na ₂ O	۰,۱۹	۰,۱۰	مجموع	۱۰۰,۶۷
K ₂ O	۰,۰۱	۰,۶۱	K ₂ O	۰,۰۵	K ₂ O	۱۰,۳۶	۷,۸۳		
مجموع	۹۹,۷۳	۹۸,۵۸	مجموع	۱۰۰,۴۱	مجموع	۹۴,۹۹	۹۵,۰۰		
(O)	۲۳	۲۳	(O)	۸	(O)	۲۲	۲۲	(O)	۴
Si	۶,۴۴	۶,۴۴	Si	۲,۵۹	Si	۵,۳۶	۵,۴۲	Ti	۰,۰۰
Ti	۰,۰۴	۰,۰۴	Ti	۰,۰۰	Ti	۰,۰۴	۰,۱۷	Al	۱,۹۴
Al	۲,۰۰	۲,۲۴	Al	۱,۴۳	Al	۳,۱۷	۳,۱۴	Cr	۰,۰۰
Al iv	۱,۴۲	۱,۵۰	Cr	۰,۰۰	Cr	۰,۰۰	۰,۰۰	Fe3+	۰,۰۶
Al vi	۰,۵۵	۰,۷۱	Fe3+	۰,۰۰	Fe3+	۰,۰۰	۰,۰۰	Fe2+	۰,۲۸
Cr	۰,۰۰	۰,۰۰	Fe2+	۰,۰۰	Fe2+	۰,۵۵	۲,۴۴	Mn	۰,۰۱
Fe3+	۰,۰۰	۰,۰۰	Mn	۰,۰۰	Mn	۰,۰۱	۰,۰۲	Ni	۰,۰۰
Fe2+	۰,۴۸	۱,۸۹	Mg	۰,۰۰	Mg	۴,۸۷	۲,۸۱	Mg	۰,۷۱
Mn	۰,۰۱	۰,۰۳	Ca	۰,۳۶	Ca	۰,۰۱	۰,۰۶	Zn	۰,۰۰
Mg	۲,۱۳	۲,۱۲	Na	۰,۶۰	Na	۰,۰۵	۰,۰۳	Total	۳
Ca	۲,۹	۲,۰۱	K	۰,۰۰	K	۱,۸۹	۱,۵۱	Mg(Mg+Fe ²)	۰,۷۲
Na	۰,۰۵	۰,۳۴	مجموع	۴,۹۸	مجموع	۱۵,۹۶	۱۵,۵۸	Fe2/(Fe ² +Fe ³)	۰,۸۳
K	۰,۰۰	۰,۱۲	Na _A (Na+K+Ca)	۰,۶۱	Mg(Mg+Fe2)	۰,۸۹	۰,۵۳	Al/(Al+Fe ³ +Cr)	۰,۹۷
مجموع	۱۷,۰۰	۱۷,۴۶	K _A (Na+K+Ca)	۰,۰۰	Fe _E (Fe+Mg)	۰,۰۹	۰,۴۶	Fe ²	۰,۲۸
Mg(Mg+Fe2)	۰,۶۷	۰,۴۹	Ca _B (Na+K+Ca)	۰,۳۸	Al _E (Al+Si)	۰,۳۶	۰,۳۶	Mg	۰,۷۱
Na _B	۰,۰۶	۰,۱۳			Na _A (Na+K)	۰,۰۳	۰,۰۲	Mn+Zn+Ni	۰,۰۱
Ca _B	۱,۹۳	۱,۸۳						Al	۰,۹۷
(Ca+Na) _B	۲,۰۰	۲						Fe3	۰,۰۳
Na _A	۰,۰۰	۰,۲۱						Cr	۰,۰۰
K _A	۰,۰۰	۰,۱۱						Mg#	۰,۶۷
(Na+K) _A	۰,۰۰	۰,۳۲						Cr#	۰,۰۰
A	۰,۲۲	۰,۱۶						اسپینل	۰,۷۱
C	۰,۵۵	۰,۲۸						هرسینیت	۰,۲۵
FM	۰,۲۴	۰,۵۶						گلکسیت	۰,۰۱
								گاهنیت	۰,۰۰
								ترووریت	۰,۰۰
								مگنتیت	۰,۰۳
								کرومیت	۰,۰۰
								الو اسپینل	۰,۰۰

ها صورت گرفته است. به این ترتیب، میانگین دمای بهدست آمده برای آمفیبولیت‌های منطقه مورد بررسی ۷۸۲/۷ درجه سانتی‌گراد است. روش دیگر دماسنجدی بر پایه هورنبلند-پلازیوکلاز [۱۷] به صورت دو دماسنجد مستقل برای سنگ‌های کوارتزدار و بدون کوارتز طراحی شده است:

$$(2) \quad \text{البیت} + \text{ترمولیت} = \text{کوارتز} + \text{ادنیت}$$

$$(3) \quad \text{آنورتیت} + \text{ربیتریت} = \text{البیت} + \text{ادنیت}$$

براساس این واکنش‌ها، بترتیب میانگین دمای ۷۴۵/۳ و ۷۴۷/۸ درجه سانتی‌گراد برای آمفیبولیت‌های منطقه مورد بررسی به دست آمد. سنگ‌های مورد بررسی به علت داشتن کانی کوارتز (واکنش ۲)، دارای میانگین دمای ۷۴۵/۳ هستند. برای بهدست آوردن این دما از فشار بهدست آمده براساس روش مرچ [۹] استفاده شد.

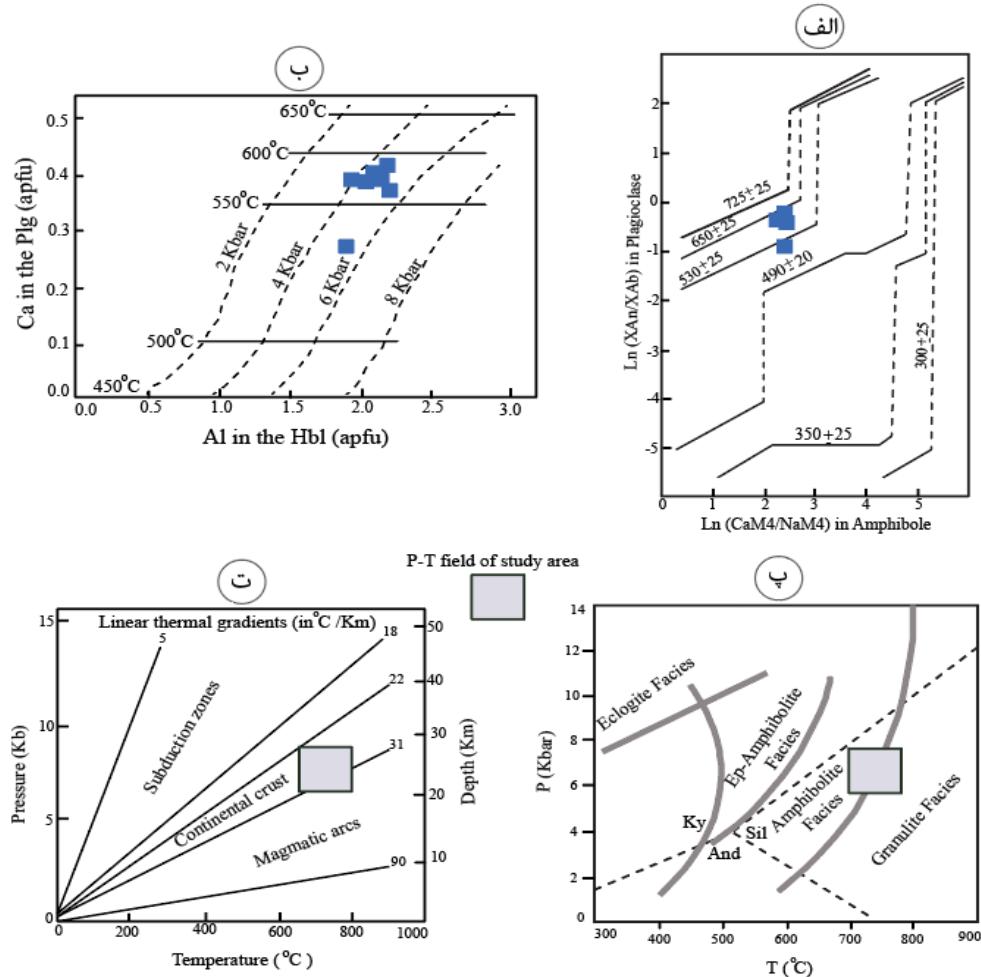
روش دیگر دماسنجدی هورنبلند است که توسط آتن [۱۸] ارائه شد. مبنای این روش میزان Ti موجود در آمفیبول‌ها بر این اساس، میانگین دمای آمفیبولیت‌های منطقه مورد بررسی ۶۰/۲ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. برای برآورده فشار متابازیت‌های منطقه نیز از ترکیب آمفیبول در نمونه‌های آمفیبولیتی و روابط مختلف معادله‌های استفاده شد که اساس همه آن‌ها مقدار کل آلومینیوم (Al^{i}) موجود در آمفیبول است، زیرا مقدار Al در ترکیب آمفیبول با تغییر فشار رابطه مستقیمی دارد. در روش فشارسنجدی آمفیبول [۱۶]، برای به دست آوردن مقدار فشار از رابطه $P = 3.01 + 4.76 \text{ Al}^{\text{i}} \pm 0.6$ در kbar استفاده شد که براین اساس، فشار آمفیبولیت‌های مورد بررسی حدود $6_{\pm 0.6}$ کیلوبار برآورده شد. فشارسنجدی آمفیبول [۱۶] روش دیگری بر پایه رابطه $P = 3.46 + 4.23 \text{ Al}^{\text{i}} \pm 0.5$ در kbar است. که براساس آن، فشار دگرگونی آمفیبولیت‌های مورد بررسی حدود بررسی حدود $4_{\pm 0.5}$ کیلوبار محاسبه شد هویستر و همکاران [۱۵] نیز برای فشارسنجدی آمفیبول براساس مقدار آلومینیوم کل (Al^{i}) موجود در ساختار و ترکیب آمفیبول‌ها رابطه $P = 4.76 + 5.64 \pm 1 \text{ kbar}$ را معرفی کرده‌اند که براساس آن، فشار تشکیل آمفیبولیت‌های منطقه مورد بررسی در حدود $1_{\pm 6}$ کیلوبار به دست آمد. رابطه ارائه شده است [۱۴] که براساس آن، فشار تشکیل آمفیبولیت‌های مورد بررسی برابر با $5_{\pm 3}$ کیلوبار به دست آمد. هر چند دما فشارسنجدی زوج کانی هورنبلند-پلازیوکلاز [۱۰، ۱۷] از

زمین دما - فشار سنجدی

تعیین دما و فشار سنگ‌های دگرگونی بسیار ضروری است، زیرا اطلاعاتی در مورد محیط تشکیل سنگ‌ها و ترکیب کانی‌های همزیست در حال تعادل به دست می‌دهد. پایه همه محاسبات زمین دما فشارسنجدی داشتن شرایط ترمودینامیکی است، یعنی $0 = RT \ln K + \Delta G^{\circ}$ که R ثابت گازها، T دما بر حسب کلوین و K ثابت تعادل (تابع ترکیب و فعالیت کانی‌ها) و ΔG از نوع تغییر انرژی آزاد و وابسته به دما و فشار است. برای به دست آوردن دما و فشار سنگ‌های دگرگونی روش‌های متفاوتی وجود دارد که یکی از روش‌های قدیمی بر پایه شبکه‌های سنگزایی است که در آن کانی‌های شاخص کاربرد بیشتری دارند [۹]. رخساره‌های دگرگونی اساس روشی برای بیان شرایط دگرگونی هستند که از مجموعه کانی‌هایی استفاده می‌شود که بیانگر دما و فشاری هستند که در آن سنگ به تعادل رسیده است. برای مثال، شرایط فشار بالا- دما پایین بیانگر رخساره شیست آبی است [۹]. استفاده از داده‌های ترمودینامیکی با پیشرفت علم و اندازه‌گیری عناصر با دستگاه‌های مدرن جایگاه ارزشمندی پیدا کرده است. براساس تجزیه شیمیایی کانی‌ها می‌توان به درک بیشتر شرایط دما و فشار وارد بر سنگ‌ها در فرآیندهای مختلف زمین‌شناسی پی برد، که یکی از این کانی‌ها آمفیبول است. آمفیبول‌ها از نظر کانی‌شناسی و فرمول شیمیایی بسیار متنوع بوده و در بسیاری از سنگ‌ها دارای گستره‌های دمایی و فشاری به ترتیب $1150-400$ درجه سانتی‌گراد و $1-23$ کیلوبار هستند [۱۰]. همچنین در آمفیبول‌ها، فراوانی عناصر تابع دما، فشار و گریزندگی اکسیژن است [۱۱] که با افزایش دما و فشار، مقدار $\text{Ti}, \text{Na}, \text{Al}, \text{K}$ و $\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Ca}$ و Si کاهش می‌یابد [۱۲، ۱۳]. براساس این روابط خطی، آمفیبول‌ها برای برآورده شرایط دما و فشار سنگ‌ها کاربرد گسترده‌ای دارند [۹، ۱۴-۱۶]. در نمونه‌های متابازیتی مورد بررسی از ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول و پلازیوکلاز در آمفیبولیت‌ها برای دما فشارسنجدی سنگ‌های منطقه استفاده شد. متدولترین روش دماسنجدی آمفیبولیت‌ها بر پایه زوج کانی هورنبلند-پلازیوکلاز است. اساس دماسنجد هورنبلند-پلازیوکلاز که توسط بلاندی و هلند [۱۰] ارائه شده است واکنش ترمولیت = (کوارتز) $4 + \text{ادنیت} + \text{البیت}$ است. با توجه به این واکنش، جانشینی ادنیتی و چرماکیتی در ترکیب آمفیبول-

از رخساره آمفیبولیت به گرانولیت تفسیر می‌شوند (شکل ۶ پ). نمودار دوتایی $\text{Ln} (\text{Xan}/\text{XAb})$ در پلازیوکلاز نسبت به $\text{CaM4}/\text{NaM4}$ در آمفیبول [۱۱] برای محاسبه دمای دگرگونی متابازیت‌های منطقه استفاده شد که به این ترتیب نیز ترکیب نمونه‌های مورد بررسی در گستره دمایی متوسط قرار دارند (شکل ۶ الف). سرانجام برای تعیین همزمان دما و فشار متابازیت‌های منطقه مورد بررسی از نمودار Ca پلازیوکلاز نسبت به Al هورنبلند [۲۱، ۲۰] استفاده شد که به این ترتیب، میانگین دما و فشار به ترتیب 550°C و $600\text{–}650\text{ Kbar}$ درجه سانتی گراد و $4\text{–}6$ کیلوبار به دست آمد (شکل ۶ ب).

روش‌های مناسب برای برآورده دما و فشار متابازیت‌ها بهویژه آمفیبولیت‌ها است، از نمودارهای P-T مناسب نیز برای تعیین گستره‌ی دما و فشار سنگ‌های مورد بررسی استفاده شد. متابازیت‌های مورد بررسی براساس نمودارهای دما – فشار گوناگون در گستره‌ی کمربندهای کوهزایی قاره‌ای با کمی همپوشانی محیط‌های مagmaی قرار دارند (شکل ۶ ت). آمفیبولیت‌های منطقه به علت نداشتن کانی‌های گارنت بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و نتایج دما – فشارسنجی براساس شیمی کانی‌های آمفیبول و پلازیوکلاز در نمودارهای مرجع [۱۹]، در گستره‌ی دمایی و فشاری متوسط قرار دارند و با گذر



شکل ۶ نمودارهای دما و فشارسنجی متابازیت‌های منطقه: (الف) محاسبه مقدار دمای دگرگونی متابازیت‌ها با استفاده از نمودار دوتایی $\text{Ln} (\text{Xan}/\text{XAb})$ در پلازیوکلاز نسبت $\text{Ln} (\text{CaM4}/\text{NaM4})$ در آمفیبول، (ب) محاسبه متوسط گستره‌ی دما و فشار متابازیت‌های منطقه با استفاده از نمودار Ca در پلازیوکلاز نسبت به Al در هورنبلند، (ت) قرار گرفتن متابازیت‌های منطقه در مربیین رخساره آمفیبولیت – گرانولیت با نوع بارووین و حد پایداری هورنبلند و بدون گارنت و (پ) شب زمین گرمایی متابازیت‌ها با میانگین $30^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ و قرار گرفتن در محیط‌های کوهزایی قاره‌ای. (مستطیل نشانگر گستره مورد بررسی است).

- magmatism in the Gharebagh intrusives", NW of Iran, Journal of Earth Sciences (1392).*
- [9] Schmidt M. W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-310.
- [10] Blundy J. D., Holland A. F., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", Contribution to Mineralogy and Petrology, 104 (1990) 208-224.
- [11] Spear F. S., "NaSi= CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: An empirical model", Contributions to Mineralogy and Petrology, 77 (1980) 355-364.
- [12] Esawi E. K., "Amph-Class: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the 1997 recommendation of the international mineralogical Association", Computers Geosciences, 30(2004)753-760.
- [13] Tuloch A. J., Challis G. A., "Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry", New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 43 (2000) 555-567.
- [14] Hammarstrom J. M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", AmericanMineralogist,71(1986)1297-1313.
- [15] Hollister L. S., Grissom G. C., Peter E. K., Stowll H. H., Sisson V. B., "Confirmation of the empiricalcorrelation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons". American Mineralogist, 72 (1987) 231-239.
- [16] Johnson M. C., Rutherford J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks", Geology, 17 (1989) 837-841.
- [17] Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", Contribution mineral petroleum, 116(1994) 433-47.
- [18] Otten MT., "The origin of brown hornblende in Artfjallet gabbro and dolerites", Contributions to Mineralogy and Petrology, 86 (1984) 89-199.
- [19] Liu J., Bohlen S. R., Ernest W. G., "Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust", Earth and Planetary Science Letters, 143 (1996) 161-171.
- [20] Plyusnina L. P., "Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages", Contributions to Mineralogy and Petrology, 80 (1982) 40-146.
- [21] Leake B.E., "Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist 63, 1023–1052. Le Bas, M.J., 2000. IUGS reclassification of the high - Mg and picritic volcanic rocks. Journal of Petrology, 41 (1978)1467-1470.

برداشت

متابازیت‌های شرق سلماس شامل آمفیبولیت و شیست سیز بیشتر دارای ساختارهای جهت یافته و توده‌ای هستند و اندازه-ی دانه‌ها در آنها از ریز تا متوسط در تغییر است. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، آمفیبولیت‌ها به صورت ۶ زیرگروه و شیست‌های در سیز ۴ زیرگروه قابل مشاهده هستند. آمفیبول، پلازیوکلаз، میکا و اسپینل از جمله کانی‌های اصلی نمونه‌های متابازیتی (SS25B, SS19) منطقه هستند، که از این رو ترکیب آمفیبول‌ها بیشتر از نوع منیزیو هورنبلند- فروچرماتیت، پلازیوکلاز با نوع آندزین، میکا با نوع فلوگپیت و گروه‌های اسپینل با بیشترین عضو نهایی آلومینیم اسپینل است. برای به-دست آوردن میانگین دما و فشار متابازیت‌های منطقه از روش دماfasharستجی بر پایه زوج کانی هورنبلند – پلازیوکلاز استفاده شد که بر این اساس، سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی دارای دمای ۵۵۰-۶۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۴-۶ کیلوبار هستند. در حالت کلی با توجه به نمودارهای تفکیک محیط زمین-ساختی و روش‌های متنوع دماfasharستجی، می‌توان برای متابازیت‌های مورد بررسی، رخساره نوع بارووین با گذر تدریجی از آمفیبولیت به گرانولیت و شیب زمین گرمایی با میانگین ۳۰°C/Km و محیط‌های کوهزایی درون قاره‌ای را پیشنهاد داد.

مراجع

- [1] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (1968)1229-1258.
- [2] Alavi M., "Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", Tectonophysics, 229 (1994) 211-238.
- [3] Mohajjal M., Fergusson C.L., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision", Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Journal of Structural Geology, 22 (2000)125–1139.
- [4] Shafaii Moghadam H., Stern R.J., "Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(I) Paleozoic ophiolites", Journal of Asian Earth Sciences, 91(2014)19–38.
- [5] Khodabandeh A. A, Aminifazl A., "Geology map of 1/100000 Tasuj", organization of geology and mine explorations of country (1372).
- [6] Khodabandeh A.A, Aminifazl A., "Geology map of 1/100000 Salmas", organization of geology and mine explorations of country (1372).
- [7] Shafaii Moghadam H. Li, X-H., Ling, X-X., Stern R. J., Santos J. F., Minhold G., Ghorbani Gh., Shabani sh., "Petrogenesis and tectonic implications of late Carboniferous A type granites and gabbronorites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints", Journal of Lithos, 266-279 (2015).
- [8] Asadpour M., Heuss S., Pourmaafi S. M., "New evidences of Precambrian and Paleozoic