



شیمی کانی و تعیین دما، فشار و فعالیت سیال‌ها در میگماتیت‌های بروجرد با استفاده از کانی‌کردیریت

معصومه زارع شولی^۱، زهرا طهماسبی*^۱، عادل ساکی^۲، احمد احمدی خلجی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز

(دریافت مقاله: ۹۶/۱۱/۲۸، نسخه نهایی: ۹۷/۴/۱۳)

چکیده: نفوذ مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد در سنگ‌های رسی دگرگون شده سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های پاره‌گدازشی در هاله دگرگونی خود شده است. واکنش‌های موثر در تشکیل مذاب شامل واکنش‌های ذوب در حضور سیال آزاد و واکنش‌های ذوب بدون حضور سیال آزاد هستند. واکنش‌های ذوب در حضور فاز سیال احتمالا با شروع ذوب، همه سیال آزاد در هاله را مصرف کرده‌اند و در نتیجه ادامه ذوب‌بخشی توسط واکنش‌های ذوب بدون حضور فاز سیال آزاد انجام شده است. به احتمال زیاد مجموعه کانی‌های درجه‌های بالا مانند اسپینل - کروندم در هاله در اثر واکنش آبدایی بیوتیت تشکیل شده‌اند. بنابراین وجود کانی‌های اسپینل و کروندم در این سنگ‌ها با فرآیند ذوب بخشی بدون سیال آزاد ارتباط دارد. براساس تعادل ترمودینامیکی کانی‌ها و واکنش‌های تعادلی چندگانه، دما و فشار اوج دگرگونی در میگماتیت‌ها به ترتیب ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۴ کیلو بار برآورد شده است فعالیت کل سیال‌ها در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌ها $(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2) \text{ a}$ برابر با ۰/۷۵ در دما و فشار بیان شده تعیین شد. مقدار آب در مذاب میگماتیت‌های بروجرد ۳/۷۵ درصد و در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌ها ۱/۱ درصد بوده که با توجه به این مقادیر، توزیع آب بین مذاب گرانیتی و کردیریت D_w ، مربوط به واکنش‌های ذوب در دمای ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برای میگماتیت‌های بروجرد ۳/۴۱ درصد است که همخوان با واکنش‌های ذوب آبدایی بیوتیت است. مقدار H_2O نمونه‌های گدازشی بر خط کمینه آب قرار گرفته‌اند که بیانگر حالت بدون سیال آزاد است و درستی نتایج سنگ‌نگاری، واکنش‌های ذوب بدون سیال آزاد و D_w محاسبه شده در میگماتیت‌ها را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: کردیریت؛ فعالیت سیال‌ها؛ میگماتیت؛ بروجرد؛ پهنه سندانج - سیرجان.

مقدمه

اولیه در بیشتر سنگ‌های دگرگونی وجود دارند، زیرا بیشتر واکنش‌های پیش رونده سبب آزاد شدن سیال‌هایی می‌شوند که می‌تواند از محل انجام واکنش‌ها جا به جا شوند [۱]. دگرگونی پیش رونده در سنگ‌های رسی دگرگون شده سبب شکستن کانی‌های آبدار، انجام واکنش آبدایی و ایجاد سیال غنی از آب می‌شود [۲]. تعیین شرایط فیزیکی شیمیایی رخ داده در پوسته عمیق نیازمند بررسی اصول شکل‌گیری دگرگونی‌های درجه-های بالا از جمله میگماتیت‌هاست بطوری که افزون بر بررسی

سیال‌ها و مذاب نقش کلیدی در شکل‌گیری و تکامل سنگ‌ها و مجموعه کانی‌ها در دگرگونی‌های درجه‌های بالا دارند. سیال‌هایی که در سرزمین‌های دگرگونی وجود دارند را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: ۱- سیال‌های دگرگونی برآمده از فرآیندهای دگرگونی و ۲- سیال‌های با خاستگاه خارجی که طی دگرگونی بر سنگ‌ها اثر می‌گذارند و اغلب باعث تغییر ترکیب سنگ دگرگونی می‌شوند. سیال‌ها معمولا به صورت

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۱، نامبر: ۰۶۶-۳۳۱۲۰۶۲۰، پست الکترونیکی: tahmasebi.z@lu.ac.ir

کیلوبار برآورد کرده‌اند. در این پژوهش، شرایط دما و فشار و فعالیت سیال‌ها در میگماتیت‌های بروجرد با استفاده از شیمی کانی‌ها بویژه کردیریت بررسی می‌شود.

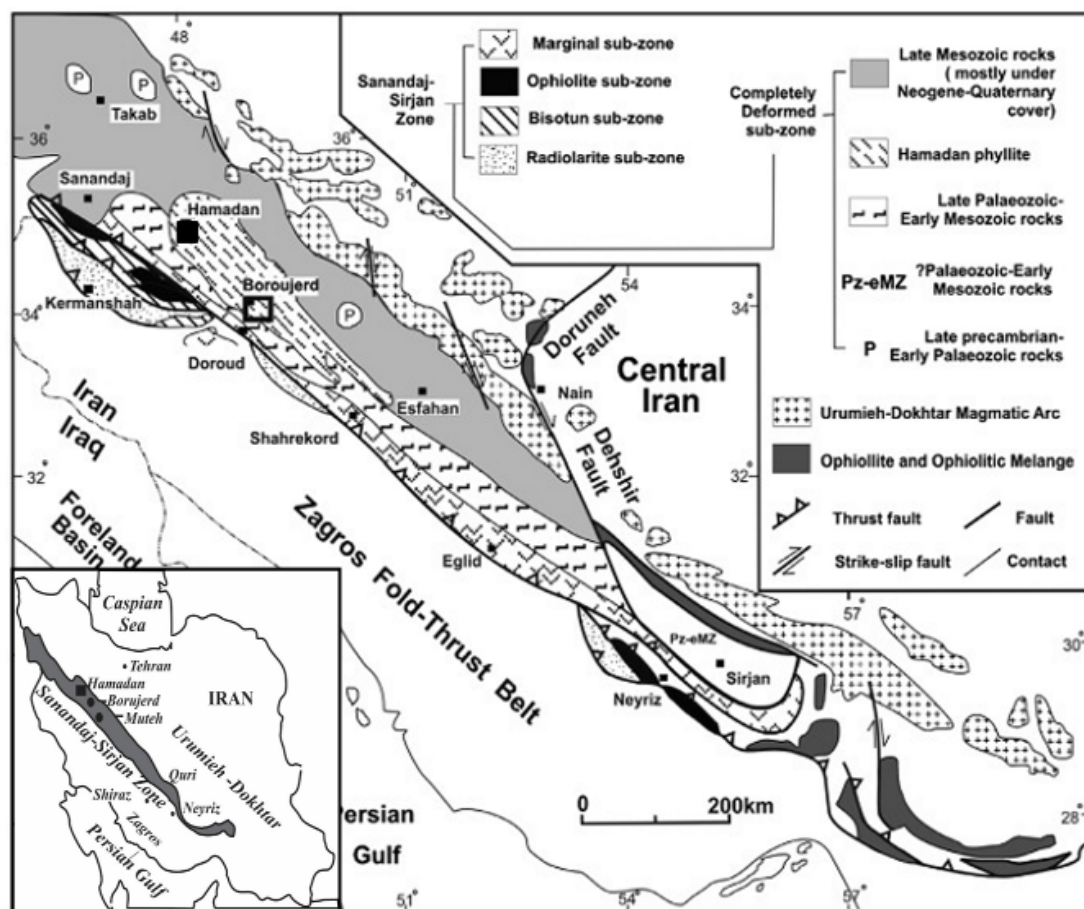
زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در شرق و جنوب‌شرق بروجرد، بعنوان بخشی از نوار دگرگونی پهنه سنج - سیرجان محسوب می‌شود [۱۲] (شکل ۱). از نظر برخی پژوهشگران [۱۳، ۱۴] منطقه مورد بررسی در زیرپهنه دگرشکلی پیچیده شامل سنگ‌های آذرین و دگرگونی قرار دارد (شکل ۲). قدیمی‌ترین نهشته‌های آن مربوط به تریاس هستند که در جنوب‌شرق بروجرد رخنمون دارند و شامل سنگ‌های آتشفشانی دگرگونه با درون لایه‌هایی از مرمر نازک تا ضخیم لایه هستند [۱۵]. مهمترین رخداد زمین‌شناختی این ناحیه، پیدایش توده گرانیتوئیدی بروجرد به سن ژوراسیک میانی است [۱۶]. با نفوذ توده گرانیتوئیدی به درون سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای پیشین (که بالاترین بخش از این دگرگونی‌ها را سنگ‌های رسی دگرگون شده موسوم به فیلیت‌های همدان تشکیل می‌دهند) یک مجموعه دگرگونی دما-بالا و فشار-پایین ایجاد شده است. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل شیست‌های لکه‌دار، انواع هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها هستند. دگرگونی مجاورتی در بخش جنوبی توده به دلیل گسله بودن ناقص دیده می‌شود یا دیده نمی‌شود [۱۶، ۱۷] و نوار باریکی از شیست‌های کردیریت‌دار که با اسلیت و پهنه‌های کلریت و بیوتیت به پایان می‌رسد وجود دارد، اما در بخش شمالی توده، میگماتیت و هورنفلس‌ها و پهنه سیلیمانیت - پتاسیم فلدسپار دیده می‌شود [۱۰، ۱۶] و با توجه به همبری کانی‌ها، دمای ۶۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۴ کیلوبار برای دگرگونی مجاورتی برآورد می‌شود.

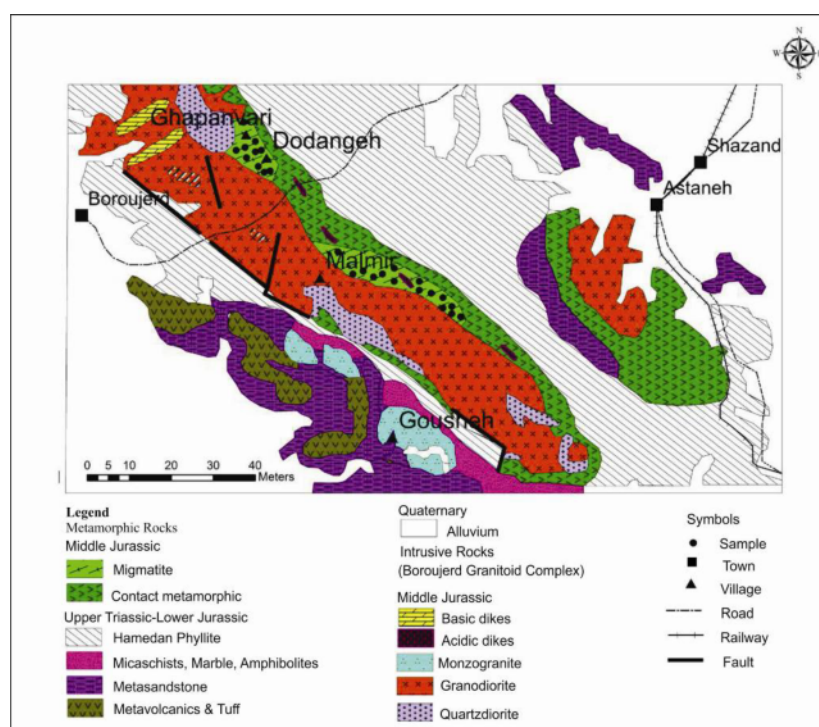
بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه شامل سنگ‌های ناحیه‌ای درجه‌های پایین و سنگ‌های مجاورتی درجه‌های پایین تا بالا هستند. مرز بین این دو نوع دگرگونی با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی شناسی مشخص می‌شود.

های دما-فشار سنجی در این مناطق، ترکیب سیال‌های شرکت کننده در این فرآیندها نیز باید در نظر گرفته شود [۳]. از سیال‌های H_2O و CO_2 موجود در شبکه کردیریت برای تعیین مقدار سیال‌های (CO_2 , H_2O) در مذاب استفاده می‌شود [۴-۸] همچنین با استفاده از فعالیت سیال‌های H_2O و CO_2 در کردیریت‌ها می‌توان شرایط ذوب بدون حضور سیال آزاد و ذوب با حضور سیال آزاد را تعیین کرد. سطوح اشباع سیال‌های H_2O و CO_2 کردیریت‌ها که بتازگی از بررسی‌های تجربی بدست آمده‌اند برای تعیین شرایط P-T مربوط به دگرگونی‌های درجه‌های بالا و ارزیابی شرایط سیال‌های شرکت کننده در شکل‌گیری مذاب‌های بخشی و گرانولیت‌ها استفاده شده است [۳]. سطوح اشباع و ایزوپلیت‌های اشباع از H_2O و CO_2 در کردیریت‌ها وابسته به فشار هستند. در مقابل، جذب H_2O توسط کردیریت‌هایی که در تعادل با مذاب‌های تشکیل شده از طریق ذوب آبدایی بیوتیت هستند، توسط توزیع آب بین مذاب گرانیتی و کردیریت (D_w) کنترل می‌شود. توزیع آب بین مذاب و کردیریت به طور عمده وابسته به دماست. برای نوعی از کردیریت‌های با مقدار آب ۰/۴ تا ۱/۶ که طی واکنش آبدایی بیوتیت در فشار ۳ تا ۷ کیلوبار و دمای ۷۵۰-۹۰۰ درجه سانتی‌گراد شکل گرفته‌اند، مقدار D_w برابر با ۲/۵-۶ درصد است. این گستره D_w باعث یک کاهش ۱۵-۳۰ درصدی در کل مذاب‌های تولید شده از سنگ‌های رسی می‌شود. کردیریت در گرانیت‌ها غنی از H_2O است (۱/۳-۱/۹ درصد وزنی)، در حالی که مقادیر پایین آب (۰/۶-۱/۲ درصد وزنی) در کردیریت‌های حفظ شده در بسیاری از گرانولیت‌ها و دگرگونی‌های درجه‌های بالا (میگماتیت‌ها) بیانگر شرایط ذوب بدون سیال طی ذوب بخشی است [۳]. مجموعه آذرین و دگرگونی بروجرد اولین بار توسط برتیه و همکاران [۹] بررسی شد. آنها با اشاره به تشکیل میگماتیت در منطقه، کانی درجه بالای کروندم را در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی تشخیص دادند. بر اساس منحنی‌های تعادل چند گانه، اوج دمای دگرگونی در هاله بروجرد ۶۴۲ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است [۱۰]. همچنین برخی پژوهشگران [۱۱] دما و فشار اوج دگرگونی را ۶۶۲ درجه سانتی‌گراد و ۳/۳



شکل ۱ جایگاه منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی ایران و جایگاه زمین‌ساختی پهنه‌ها در غرب ایران [۱۴].



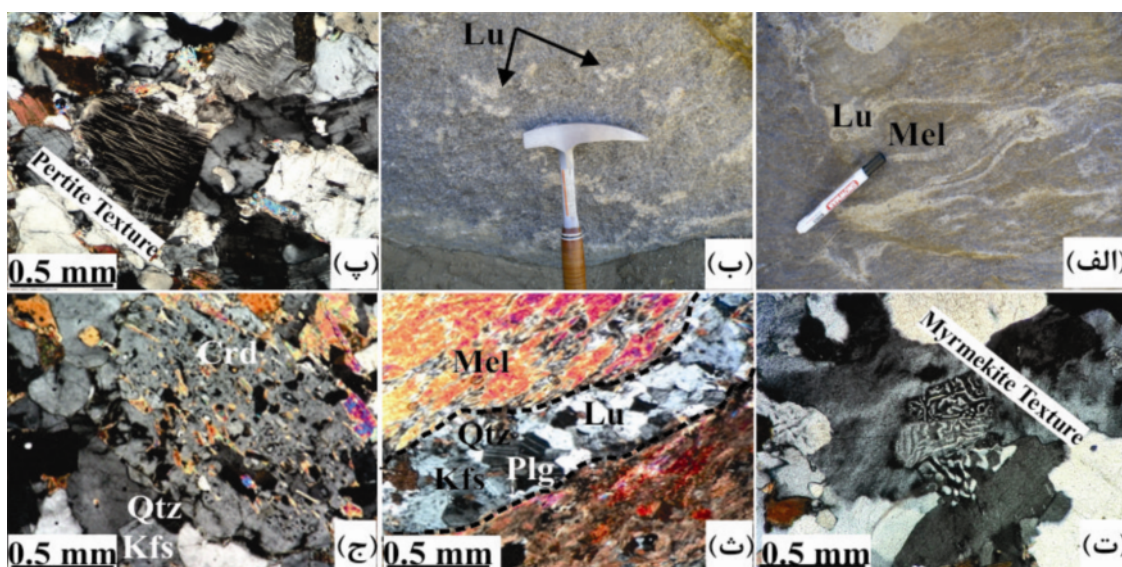
شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از مرجع [۱۶] که محل نمونه‌ها بر آن نشان داده شده است.

کرد:

لوکوسوم‌ها بیشتر به صورت رگه‌ای و به ندرت به صورت لکه‌ای هستند. با توجه به اینکه رگه‌ها به صورت گسسته تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۳ الف و ب) می‌توان گفت که این رگه‌ها با توده‌های آذرین ارتباطی ندارند. همچنین با توجه به ویژگی ساختی لوکوسوم‌ها، امکان تشکیل آنها از خاستگاه جدایش دگرگونی در حالت جامد وجود ندارد، زیرا لوکوسوم‌ها و ملانوسوم‌ها به صورت متناوب و متوالی دیده نمی‌شوند.

بافت لوکوسوم‌ها آذرین دانه‌درشت بوده، ولی بافت ملانوسوم‌ها دانه‌شکفتی هورنفلسی دانه‌ریز تا دانه‌متوسط است؛ به عبارت دیگر، بافت لوکوسوم‌ها با تبلور از مذاب همخوانی دارد. همچنین شکل و اندازه دانه‌ها در لوکوسوم‌ها و ملانوسوم‌ها متفاوت است. در لوکوسوم‌ها، پتاسیم فلدسپار شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و کوارتز به صورت بی‌شکل با بافت بین بلوری فضای بین پتاسیم فلدسپار را پر کرده است در صورتی که در ملانوسوم‌ها پتاسیم فلدسپار به صورت بی‌شکل و کوارتز به صورت دانه‌ای است. در لوکوسوم‌ها خاموشی پیوسته دانه‌های کوارتز بی‌شکل تبلور آن از مذاب در مراحل نهایی تبلور را نشان می‌دهد. همچنین لوکوسوم‌ها بافت پرتیتی و میرمیکیت (شکل‌های ۳ پ و ت) را نشان می‌دهند.

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت و فیلیت‌ها هستند که با توجه به همبری کانی‌ها، این سنگ‌ها درحد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند. [۱۸] با نفوذ توده گرانیتوئیدی بروجرد در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، یک مجموعه دگرگونی دمای بالا - فشار پایین ایجاد شده است. دگرگونی مجاورتی با شیست‌های لکه‌دار شروع می‌شود و با هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها به پایان می‌رسد. میگماتیت‌های بروجرد در همبری هورنفلس‌های رسی با توده نفوذی (مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد) در بخش شمالی هاله دگرگونی دیده می‌شوند. وسعت هاله‌ای که دستخوش ذوب بخشی و میگماتیتی شدن گردیده حدود ۱۵۰ متر است. این میگماتیت‌ها دارای بخش‌های روشن (لوکوسوم‌ها) و تیره (ملانوسوم‌ها) هستند. لوکوسوم‌ها به صورت رگه‌ای هستند و از کانی‌های درشت پتاسیم فلدسپار و کوارتز بی‌شکل به صورت بین دانه‌ای تشکیل شده‌اند. ملانوسوم‌ها بافت دانه شکفتی هورنفلسی دارند و شامل کانی‌های آندالوزیت، سیلیمانیت، اسپینل، کروندم، کردیریت، گارنت و بیوتیت هستند. لوکوسوم‌ها در هاله دگرگونی بروجرد در اثر ذوب‌بخشی سنگ‌های رسی تشکیل شده‌اند. از جمله شواهدی که نشان دهنده ذوب بخشی این سنگ‌هاست می‌توان به موارد زیر اشاره



شکل ۳ الف و ب) شواهد ماکروسکوپی ذوب بخشی در تصاویر ماکروسکوپی از میگماتیت‌های منطقه (Lu: لوکوسوم، Mel: ملانوسوم، پ) بافت پرتیت در بخش لوکوسوم (در نور xpl)، (ت) بافت میرمیکیت در بخش لوکوسوم (در نور xpl) (لوکوسوم‌هایی که فضای بین پتاسیم فلدسپارهای شکل‌دار آن توسط کوارتز پر شده است (در نور xpl) و (ج) نمونه‌ای از لوکوسوم‌های دارای کردیریت که کوارتز فضای بین کردیریت و پتاسیم فلدسپار را پر کرده است (در نور xpl).

بی‌شکل فضای بین پتاسیم فلدسپار را پر کرده است (شکل ۳ ث)، ۲- لوکوسوم‌های دارای کوارتز + پتاسیم فلدسپار + بیوتیت $\pm$ مسکوویت که پتاسیم فلدسپار در آنها شکل‌دار بوده و کوارتز بی‌شکل با بافت بین بلوری فواصل بین کانی‌ها را پر کرده است و بیوتیت‌ها نیز به صورت ریز و شکل‌دار هستند و پتاسیم فلدسپار مقداری به مسکوویت دگرسان شده است، ۳- لوکوسوم‌های دارای کوارتز + پتاسیم فلدسپار + کلدیریت که پتاسیم فلدسپار در آنها به صورت شکل‌دار و بلورهای کلدیریت تقریباً درشت و بدون میانبار دیده می‌شود و کوارتز فضای بین کلدیریت و پتاسیم فلدسپار را بصورت بین دانه‌ای پر کرده است (شکل ۳ ج).

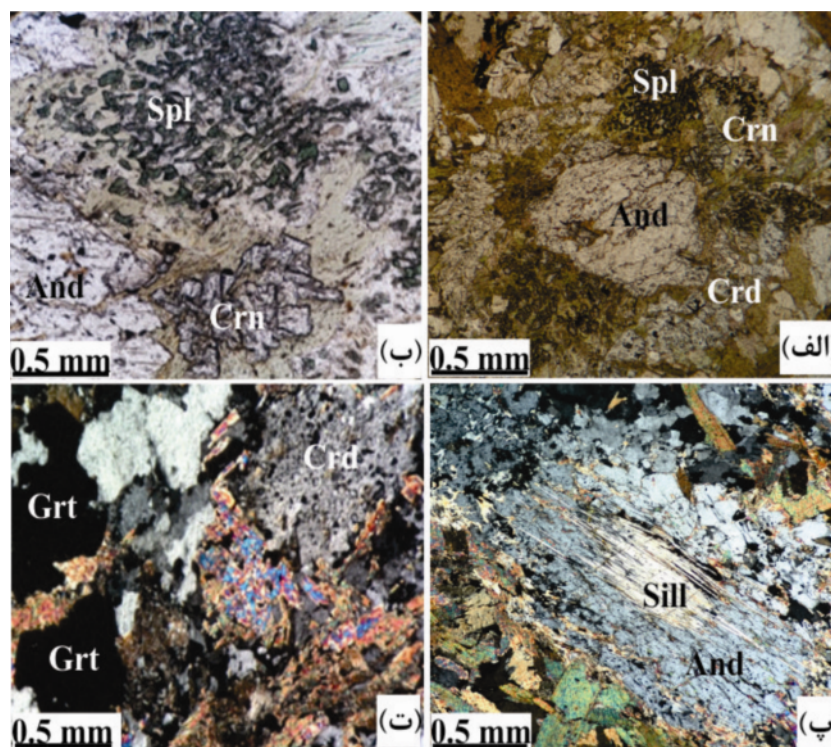
سنگ نگاری سنگ‌هایی که دستخوش ذوب بخشی شده‌اند

۱- سنگ‌های دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، آندالوزیت، سیلیمانیت، بیوتیت، کلدیریت، اسپینل و کروندم هستند. در بخش ملانوسوم این دسته از سنگ‌ها لبه‌ای از هم رشدی اسپینل، کروندم و کلدیریت اطراف آندالوزیت شکل گرفته است (شکل‌های ۴ الف و ب). همچنین در این سنگ‌ها در بخش ملانوسوم، آندالوزیت از لبه داخلی گاهی به سیلیمانیت تبدیل می‌شود (شکل ۴ پ).

عمده‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده لوکوسوم‌ها کوارتز و پتاسیم فلدسپار هستند و کانی‌های آهن و منیزیم‌دار مانند بیوتیت و کلدیریت یا وجود ندارند یا به مقدار بسیار کم دیده می‌شوند. در لوکوسوم‌ها، بیوتیت‌ها نیمه شکل‌دار و درشت به همراه کوارتز و پتاسیم فلدسپار تشکیل شده‌اند و بر اساس نتایج سنگ‌نگاری بلورهای کوچک مسکوویت در لوکوسوم‌ها احتمالاً از دگرگونی پس‌رونده بیوتیت‌ها تشکیل شده‌اند. بررسی‌های تجربی نشان داده است که ترکیب شیمیایی مذاب‌های حاصل از ذوب ناقص سنگهای رسی، معمولاً گرانیتی است [۱۹-۲۴]. نتایج سنگ‌نگاری لوکوسوم‌ها در هاله بروجرد نشان می‌دهد که ترکیب سنگ شناسی آنها به احتمال زیاد مشابه با گرانیت‌های روشن و گرانیت‌های برآمده از ذوب‌بخشی است و با خاستگاه تبلور از مذاب همخوانی دارد.

سنگ شناسی لوکوسوم‌ها در هاله بروجرد

سنگ‌های رسی در دگرگونی‌های درجه‌های بالا و در نزدیکی همبری به علت گرمای برآمده از توده به طور بخشی ذوب شده‌اند. بر اساس ترکیب کانی‌شناسی قسمت‌های ذوب شده، لوکوسوم‌های هاله بروجرد به سه گروه تقسیم شده‌اند: ۱- لوکوسوم‌های دارای کوارتز - پتاسیم فلدسپار دارای پتاسیم فلدسپار به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار هستند و کوارتز



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از میگماتیت‌های منطقه: الف و ب) سنگ‌های دارای هم رشدی کلدیریت و اسپینل و کروندم اطراف آندالوزیت (در نور ppl)، پ) تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت (در نور xpl) و ت) سنگ‌های دارای کلدیریت همراه با گارنت (در نور xpl).

علاوه بر موارد بالا، افزایش دما نیز می‌تواند در تشکیل مذاب دخیل باشد. با توجه به سنگ‌های مافیک در منطقه، به نظر می‌رسد که افزایش دما به علت نفوذ بخش‌های مافیک باشد. دسته دوم سنگ‌ها دارای پهنه‌های کانی‌شناسی کردیریت-گارت-پتاسیم فلدسپار و کردیریت-پتاسیم فلدسپار هستند. این مجموعه در اثر واکنش‌های ۳ و ۴ تشکیل می‌شوند.

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، به منظور شناسایی ترکیب کانی‌ها و تعیین شرایط دما و فشار، نقاطی از کانی‌های مختلف به روش ریزپردازش الکترونی به وسیله دستگاه CAMECA مدل SX 100 در موسسه تحقیقاتی علوم زمین دانشگاه چین تجزیه شدند. ولتاژ شتاب باریکه الکترونی استفاده شده برابر با ۱۵ kv و زمان تجزیه برای هر نقطه ۴۰ ثانیه بوده است. برای تجزیه‌ی نمونه از جریانی به شدت ۳ nA استفاده شد. داده‌های تجزیه ریزپردازشی معرف هر کانی در جدول‌های ۱ تا ۷ آورده شده است.

شیمی کانی

ترکیب عناصر اصلی کانی‌های بیوتیت، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، گارت، اسپینل و کروندم در نمونه‌های انتخاب شده از بخش ملانوسوم میگماتیت‌ها به روش ریزپردازشی الکترونی تعیین شد. پیش از محاسبه دما و فشار به بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌پردازیم:

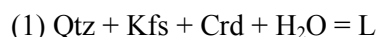
فلدسپار قلیایی: نتایج تجزیه شیمیایی فلدسپارها در جدول ۱ آورده شده است. تعداد کاتیون‌ها براساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. در میگماتیت‌های بروجرد، مقادیر X_K فلدسپارها بین ۰/۸۶ تا ۰/۹۰ متغیر است. ترکیب فلدسپارهای میگماتیت‌های بروجرد غنی از پتاسیم و از نوع ارتوکلاز است (شکل ۵).

پلاژیوکلازها: نتایج تجزیه شیمیایی پلاژیوکلازها در جدول ۲ آورده شده‌اند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در نمودارهای سه تایی An، Or، Ab [۲۶] نشان داده شده است (شکل ۵ الف). براساس این نمودار، ترکیب پلاژیوکلاز میگماتیت‌های بروجرد در گستره الیگوکلاز قرار دارد.

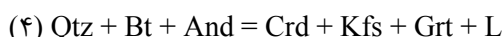
۲- سنگ‌های دارای کانی پتاسیم فلدسپار، کردیریت، پلاژیوکلاز، گارت، بیوتیت و کوارتز است. در زمینه این سنگ‌ها هیچ گونه سیلیکات آلومینیوم (سیلیمانیت) دیده نمی‌شود و کردیریت‌ها دارای میانبار فیبرولیت هستند. در بخش لوکوسم این سنگ‌ها، کوارتز بی شکل فضای بین پتاسیم فلدسپار شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار را پر کرده و دارای بافت میرمیکیت است. گارت به صورت درشت بلور و نیمه شکل‌دار با مجموعه کانی‌های پتاسیم فلدسپار، کردیریت، بیوتیت و کوارتز وجود دارد (شکل ۴ ت).

واکنش‌های ذوب در سنگ‌های رسی دگرگون شده هاله بروجرد

بر اساس مجموعه کانیایی سنگ‌های دگرگونی رسی منطقه بروجرد که دستخوش ذوب‌بخشی شده‌اند، می‌توان پهنه‌های کانی‌شناسی گارت - کردیریت-پتاسیم فلدسپار، کردیریت - پتاسیم فلدسپار و اسپینل-کروندم را برای سنگ‌های این منطقه در نظر گرفت. با توجه به مجموعه کانی‌شناسی لوکوسوم‌ها واکنش‌های احتمالی ذوب با حضور سیال آزاد در منطقه به صورت زیر است [۲۵]:



و واکنش‌های ذوب بدون حضور سیال آزاد می‌توانند به صورت زیر باشند [۲۵]:



علائم اختصاری استفاده شده برای کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۴] است.

واکنش‌های ذوب بدون حضور سیال آزاد نشان می‌دهد که سنگ‌ها در دمای بالا تشکیل شده‌اند. کانی‌شناسی دسته اول سنگ‌ها نشان می‌دهد که سنگ در پهنه اسپینل-کروندم قرار دارد. با توجه به حضور آندالوزیت در این دسته از سنگ‌ها و واکنش (۵) می‌توان نتیجه گرفت که عامل ذوب‌بخشی آب منفذی و آب آزاد شده از شکست کانی‌های آبدار و مصرف شدن آندالوزیت به مقدار کم است. با توجه به هم رشدی اسپینل و کروندم پیرامون آلومینوسیلیکات، می‌توان گفت که

جدول ۱ داده‌های معرف کانی فلدسپار قلیایی. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	MIB-2	MIB-2	MIB-9	MIB-9	MIB-9	MIB-9
SiO ₂	۶۳٫۲۴	۶۳٫۴۵	۶۳٫۸۸	۶۳٫۴۴	۶۳٫۱۷	۶۳٫۶۲
TiO ₂	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳
Al ₂ O ₃	۱۸٫۶۲	۱۸٫۶۰	۱۹٫۳۲	۱۹٫۴۰	۱۹٫۴۷	۱۹٫۵۸
FeO	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۴
MnO	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Na ₂ O	۱٫۱۵	۱٫۳۹	۱٫۳۹	۱٫۱۱	۱٫۵۱	۱٫۱۵
K ₂ O	۱۵٫۲۵	۱۵٫۱۷	۱۴٫۷۲	۱۵٫۰۲	۱۴٫۵۴	۱۴٫۸۸
مجموع	۹۹٫۰۰	۹۹٫۳۲	۹۹٫۴۰	۹۹٫۰۶	۹۸٫۷۱	۹۹٫۳۱
Si	۲٫۹۶	۲٫۹۶	۲٫۹۶	۲٫۹۵	۲٫۹۵	۲٫۹۵
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۰۳	۱٫۰۲	۱٫۰۶	۱٫۰۶	۱٫۰۷	۱٫۰۷
Fe ²⁺	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۱۰
K	۰٫۹۱	۰٫۹۰	۰٫۸۷	۰٫۸۹	۰٫۸۷	۰٫۸۸
مجموع	۵٫۰۳	۵٫۰۴	۵٫۰۱	۵٫۰۱	۵٫۰۲	۵٫۰۱
X _{ab}	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۱۰
X _{Or}	۰٫۸۹	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۹۰	۰٫۸۶	۰٫۹۰
X _{an}	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰

جدول ۲ داده‌های معرف کانی پلاژیوکلاز. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2
SiO ₂	۵۸٫۶۱	۵۸٫۵۶	۵۸٫۲۶	۵۸٫۲۸	۵۷٫۵۵	۶۰٫۱۶	۵۷٫۹۰	۵۹٫۹۳	۶۰٫۶۳	۵۹٫۹۶
TiO ₂	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۳
Al ₂ O ₃	۲۵٫۰۰	۲۵٫۶۰	۲۵٫۳۷	۲۵٫۵۷	۲۶٫۰۷	۲۴٫۱۹	۲۴٫۱۵	۲۴٫۱۱	۲۳٫۴۹	۲۳٫۷۵
FeO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۵
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۵
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۷
CaO	۸٫۰۳	۸٫۲۳	۷٫۴۵	۸٫۱۱	۸٫۶۶	۵٫۸۱	۵٫۸۳	۵٫۷۱	۵٫۰۰	۵٫۲۷
Na ₂ O	۶٫۷۰	۶٫۷۱	۷٫۱۲	۶٫۹۱	۶٫۶۱	۸٫۴۵	۸٫۳۶	۸٫۶۴	۹٫۰۴	۸٫۵۶
K ₂ O	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۵
مجموع	۹۸٫۴۰	۹۹٫۱۷	۹۸٫۲۶	۹۸٫۹۶	۹۹٫۰۰	۹۹٫۲۲	۹۸٫۸۵	۹۹٫۰۲	۹۸٫۷۴	۹۸٫۲۹
Si	۲٫۶۶	۲٫۶۴	۲٫۶۴	۲٫۶۳	۲٫۶۰	۲٫۷۰	۲٫۶۷	۲٫۷۰	۲٫۷۳	۲٫۷۲
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۴
Al	۱٫۳۴	۱٫۳۶	۱٫۳۶	۱٫۳۶	۱٫۳۹	۱٫۲۸	۱٫۳۱	۱٫۲۸	۱٫۲۵	۱٫۲۷
Fe ³⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Fe ²⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ca	۰٫۳۹	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۴۲	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۲۸	۰٫۲۴	۰٫۲۶
Na	۰٫۵۹	۰٫۵۹	۰٫۶۳	۰٫۶۱	۰٫۵۸	۰٫۷۴	۰٫۷۵	۰٫۷۵	۰٫۷۹	۰٫۷۵
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
مجموع	۴٫۹۷	۴٫۹۸	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۴٫۱۰	۵٫۰۲	۵٫۰۵	۵٫۰۴	۵٫۰۴	۵٫۰۲
X _{an}	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۴۲	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۲۳	۰٫۲۶
X _{ab}	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۶۴	۰٫۶۱	۰٫۵۸	۰٫۷۳	۰٫۷۲	۰٫۷۳	۰٫۷۷	۰٫۷۴
X _{Or}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱

جدول ۳ داده‌های معرف کانی بیوتیت. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2
SiO ₂	۳۳٫۶۵	۳۳٫۳۳	۳۳٫۷۹	۳۲٫۷۳	۳۳٫۷۵	۳۵٫۴۰	۳۳٫۸۱	۳۸٫۸۵	۳۴٫۱۸	۳۴٫۲۶	۳۳٫۸۰	۳۳٫۸۵
TiO ₂	۰٫۸۶	۱٫۱۳	۱٫۰۷	۰٫۶۱	۰٫۷۲	۱٫۲۶	۱٫۵۲	۱٫۴۱	۱٫۳۳	۲٫۸۵	۱٫۴۰	۲٫۷۵
Al ₂ O ₃	۱۹٫۱۱	۱۸٫۸۹	۱۸٫۹۶	۲۰٫۰۷	۱۹٫۱۷	۱۹٫۰۹	۱۸٫۵۷	۱۸٫۹۵	۱۹٫۱۸	۱۸٫۵۵	۱۸٫۹۱	۱۸٫۱۹
FeO	۱۹٫۲۹	۱۸٫۸۳	۱۹٫۳۱	۱۹٫۴۵	۱۹٫۵۲	۱۹٫۶۰	۲۳٫۱۷	۲۲٫۹۳	۲۳٫۹۴	۲۳٫۵۷	۲۴٫۰۵	۲۳٫۱۳
MnO	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۴۳	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۲۶	۰٫۴۰	۰٫۲۵
MgO	۹٫۸۹	۱۰٫۲۷	۱۰٫۰۱	۹٫۷۲	۱۰٫۰۱	۹٫۸۶	۷٫۶۷	۷٫۳۷	۷٫۶۲	۶٫۱۲	۷٫۹۳	۶٫۴۶
CaO	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۱۹	۰٫۱۳	۰٫۲۶	۰٫۱۵	۰٫۲۱
Na ₂ O	۰٫۳۰	۰٫۲۵	۰٫۳۲	۰٫۳۸	۰٫۳۶	۰٫۲۰	۰٫۳۹	۰٫۴۵	۰٫۴۲	۰٫۱۶	۰٫۲۷	۰٫۱۷
K ₂ O	۸٫۲۸	۸٫۲۵	۸٫۲۸	۸٫۱۰	۸٫۲۲	۸٫۳۶	۸٫۷۸	۸٫۳۹	۸٫۷۸	۹٫۵۸	۸٫۰۴	۹٫۴۰
مجموع	۹۱٫۶۲	۹۱٫۱۲	۹۱٫۸۸	۹۱٫۲۲	۹۱٫۸۹	۹۳٫۹۸	۹۴٫۴۹	۹۸٫۹۳	۹۵٫۹۷	۹۵٫۶۱	۹۵٫۹۵	۹۴٫۴۱
Si	۲٫۶۵	۲٫۶۳	۲٫۶۵	۲٫۵۸	۲٫۶۴	۲٫۷۱	۲٫۶۵	۲٫۶۳	۲٫۶۴	۲٫۶۷	۲٫۶۱	۲٫۷۳
Ti	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۷۷	۰٫۱۷	۰٫۰۸	۰٫۱۷
Al	۱٫۷۷	۱٫۷۶	۱٫۷۵	۱٫۸۷	۱٫۷۷	۱٫۷۳	۱٫۷۲	۱٫۸۳	۱٫۷۴	۱٫۷۰	۱٫۷۲	۱٫۷۳
Fe ³⁺	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۰۴	۰٫۱۴	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۲۳	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۱٫۱۳	۱٫۰۷	۱٫۱۳	۱٫۰۹	۱٫۱۰	۱٫۲۲	۱٫۳۸	۱٫۴۶	۱٫۴۶	۱٫۵۴	۱٫۳۲	۱٫۵۶
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۹	۰٫۲۶	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲
Mg	۱٫۱۶	۱٫۲۱	۱٫۱۷	۱٫۴۲	۱٫۱۷	۱٫۱۳	۰٫۹۰	۰٫۸۵	۰٫۸۸	۰٫۷۱	۰٫۹۱	۰٫۵۴
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Na	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳
K	۰٫۸۴	۰٫۸۳	۰٫۸۳	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۷۸	۰٫۸۳	۰٫۸۶	۰٫۹۵	۰٫۷۹	۰٫۹۷
مجموع	۷٫۷۹	۷٫۷۸	۷٫۷۸	۷٫۷۹	۷٫۷۸	۷٫۷۶	۷٫۷۵	۷٫۸۲	۷٫۸۴	۷٫۸۰	۷٫۷۵	۷٫۷۴
Mg(Mg+Fe ²⁺)	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۶۷	۰٫۶۸	۰٫۶۴	۰٫۳۷	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۳۷
XAl(T)	۰٫۶۷	۰٫۶۸	۰٫۶۷	۰٫۷۰	۰٫۶۷	۰٫۶۴	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۳۱	۰٫۶۷	۰٫۹۴
phl	۰٫۶۹	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۴۳	۰٫۴۸	۰٫۵۲	۰٫۶۱	۰٫۶۳	۰٫۶۲	۰٫۶۸	۰٫۵۹	۰٫۷۴
ann	۰٫۵۱	۰٫۵۳	۰٫۵۱	۰٫۵۷	۰٫۵۲	۰٫۴۸	۰٫۳۹	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۳۲	۰٫۴۱	۰٫۲۶

جدول ۴ داده‌های معرف کانی گارنت. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2
SiO ₂	۳۵/۷۵	۳۵/۵۸	۳۶/۸۶	۳۶/۰۰	۳۵/۸۱	۳۵/۹۴	۳۵/۴۰	۳۵/۰۷	۳۵/۸۵	۳۵/۴۲	۳۵/۹۸	۳۵/۰۳
TiO ₂	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۷
Al ₂ O ₃	۲۰/۵۷	۲۰/۵۹	۲۱/۶۴	۲۰/۴۹	۲۰/۴۶	۲۰/۵۳	۱۹/۰۴	۱۹/۳۸	۲۰/۳۱	۱۹/۹۸	۱۹/۷۶	۱۹/۲۹
Fe ₂ O ₃	۲/۸۲	۲/۵۳	۰/۰۴	۲/۷۱	۲/۵۲	۲/۴۳	۴/۱۶	۵/۲۱	۲/۴۷	۳/۰۴	۲/۸۳	۴/۶۵
FeO	۳۰/۲۹	۳۰/۲۸	۳۲/۰۳	۳۰/۹۲	۳۰/۶۵	۳۱/۱۰	۳۲/۸۷	۲۶/۸۰	۲۸/۰۹	۲۸/۵۰	۳۳/۵۸	۲۶/۴۲
MnO	۶/۳۷	۶/۰۰	۵/۹۸	۵/۸۶	۵/۵۹	۵/۶۲	۴/۱۵	۱۰/۱۴	۱۰/۳۲	۹/۰۵	۴/۱۶	۱۰/۹۹
MgO	۲/۳۰	۲/۴۷	۲/۳۲	۲/۵۲	۲/۶۲	۲/۵۳	۱/۸۸	۱/۳۵	۱/۳۵	۱/۳۴	۱/۸۵	۱/۳۰
CaO	۱/۵۰	۱/۳۶	۱/۳۶	۱/۲۲	۱/۲۳	۱/۲۹	۱/۰۷	۱/۴۹	۱/۱۴	۱/۲۰	۱/۰۳	۱/۱۷
Na ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۱۰
مجموع	۹۹/۶۶	۹۸/۸۲	۱۰۰/۲۶	۹۹/۷۵	۹۸/۹۶	۹۹/۶۱	۹۸/۹۵	۹۹/۸۱	۹۹/۹۱	۹۸/۹۰	۹۹/۵۰	۹۹/۲۰
Si	۲/۹۲	۲/۹۳	۲/۹۷	۲/۹۴	۲/۹۴	۲/۹۳	۲/۹۴	۲/۹۰	۲/۹۴	۲/۹۴	۲/۹۶	۲/۹۱
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۱/۹۸	۱/۱۰	۲/۰۶	۱/۹۷	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۸۶	۱/۸۹	۱/۹۶	۱/۹۵	۱/۹۲	۱/۸۹
Fe ³⁺	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۰۰	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۹
Fe ²⁺	۲/۰۷	۲/۰۸	۲/۱۶	۲/۱۱	۲/۱۰	۲/۱۲	۲/۲۸	۱/۸۵	۱/۹۳	۱/۹۸	۲/۳۱	۱/۸۴
Mn	۰/۴۴	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۲۹	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۶۴	۰/۲۹	۰/۷۷
Mg	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۲۸	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۲۳	۰/۱۶
Ca	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۰
Na	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
مجموع	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰
Alm	۰/۷۱	۰/۷۱	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۷۹	۰/۶۵	۰/۶۶	۰/۶۸	۰/۷۹	۰/۶۴
Pyp	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶
Spss	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۱۰	۰/۲۷
Grs	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳

جدول ۵ داده‌های معرف کانی کلدیریت. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۱۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

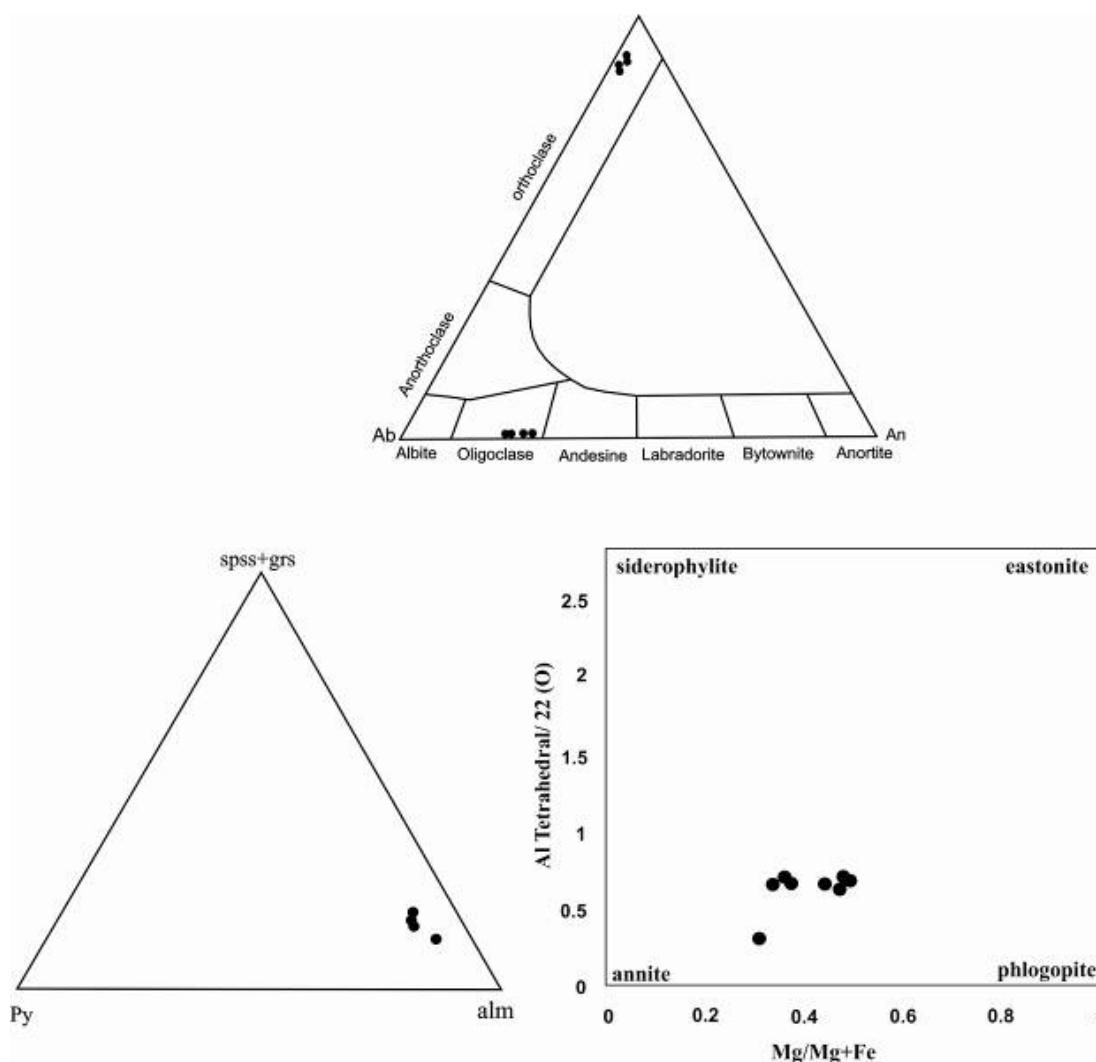
نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2	MIB-2
SiO ₂	۴۷/۷۳	۴۷/۰۴	۴۷/۲۳	۴۶/۷۵	۴۶/۲۱	۴۶/۴۹	۴۶/۴۸	۴۷/۱۱	۴۴/۷	۴۶/۵۲	۴۶/۷۴	۴۶/۷۴
TiO ₂	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۷
Al ₂ O ₃	۳۱/۹	۳۱/۹۱	۳۲/۱۸	۳۲/۰۲	۳۱/۷۵	۳۲/۱۹	۳۱/۹۴	۳۲/۰۸	۳۰/۷۰	۳۱/۸۹	۳۱/۶۷	۳۱/۶۷
Fe ₂ O ₃	۱/۹۶	۲/۰۷	۱/۰۰	۲/۸۵	۲/۷۶	۲/۸۰	۲/۸۱	۲/۸۹	۲/۷۸	۱/۹۴	۱/۷۵	۱/۷۵
FeO	۷/۲۶	۷/۲۶	۷/۸۹	۱۰/۲۴	۹/۹۴	۱۰/۰۶	۱۰/۱۰	۱۰/۳۹	۹/۹۹	۱۰/۶۸	۱۰/۸۵	۱۰/۸۵
MnO	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۴۰	۰/۶۳	۰/۵۴	۰/۶۵	۰/۶۱	۰/۵۳	۰/۶۳	۰/۴۶	۰/۴۷	۰/۴۷
MgO	۷/۰۵	۷/۰۷	۶/۹۳	۵/۷۳	۵/۵۹	۵/۴۷	۵/۶۷	۵/۶۶	۵/۹۶	۵/۶۳	۵/۶۸	۵/۶۸
CaO	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Na ₂ O	۰/۴۰	۰/۴۳	۰/۳۱	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۲۱	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۵
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۹۶/۸۳	۹۶/۴۱	۹۵/۹۹	۹۸/۶۸	۹۷/۲۹	۹۸/۲۶	۹۸/۱۷	۹۹/۱۷	۹۵/۳۱	۹۷/۳۱	۹۷/۳۸	۹۷/۳۸
Si	۴/۹۶	۴/۹۷	۴/۹۹	۴/۹۱	۴/۹۱	۴/۹۰	۴/۹۰	۴/۹۲	۴/۸۶	۴/۹۴	۴/۹۶	۴/۹۶
Ti	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۳/۹۹	۳/۹۷	۴/۰۱	۳/۹۶	۳/۹۸	۳/۱۰	۳/۹۷	۳/۹۵	۳/۹۶	۳/۹۹	۳/۹۶	۳/۹۶
Fe ³⁺	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۰۸	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۴
Fe ²⁺	۰/۶۴	۰/۶۶	۰/۷۰	۰/۹۰	۰/۸۸	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۵	۰/۹۶	۰/۹۶
Mn	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
Mg	۱/۱۲	۱/۱۱	۱/۰۹	۰/۹۰	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۸۹	۰/۸۸	۰/۹۷	۰/۸۹	۰/۹۰	۰/۹۰
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۱۱	۱۱/۰۱	۱۱/۰۰	۱۱/۰۱	۱۱/۰۰	۱۱/۰۱	۱۱/۰۱	۱۱/۰۱	۱۱/۰۶	۱۱/۰۰	۱۱/۰۰	۱۱/۰۰
crd	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۵	۰/۵	۰/۵۱	۰/۵	۰/۵۱	۰/۴۸	۰/۵۲	۰/۵	۰/۵
ferd	۰/۶۴	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۵	۰/۵	۰/۴۹	۰/۵	۰/۴۹	۰/۵۲	۰/۴۸	۰/۵	۰/۵

جدول ۶ داده‌های معرف کانی اسپینل. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-2
SiO ₂	۰٫۲۹	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۲۱
TiO ₂	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۲۱
Al ₂ O ₃	۵۷٫۴۶	۵۷٫۱۷	۵۷٫۵۹	۵۷٫۸۲	۵۷٫۸۰	۵۷٫۷۲	۵۶٫۳۸
Fe ₂ O ₃	۰٫۵۸	۲٫۴۲	۱٫۷۲	۰٫۹۹	۱٫۴۰	۱٫۱۸	۲٫۸۲
FeO	۳۵٫۷۸	۳۴٫۴۸	۳۴٫۲۱	۳۴٫۶۱	۳۴٫۵۹	۳۴٫۲۱	۳۷٫۲۷
MnO	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۶۸	۰٫۵۶	۰٫۶۹	۰٫۵۶
MgO	۲٫۶۳	۳٫۲۰	۳٫۳۸	۳٫۱۷	۳٫۲۵	۳٫۲۷	۱٫۵۴
CaO	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۱۵
Na ₂ O	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۲
K ₂ O	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۱۱
مجموع	۹۷٫۴۴	۹۷٫۹۹	۹۷٫۷۰	۹۷٫۳۵	۹۷٫۸۲	۹۷٫۲۲	۹۹٫۳۷
Si	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۶
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۵
Al	۱٫۹۷۳	۱٫۹۵۳	۱٫۹۶۵	۱٫۹۸۰	۱٫۹۷۱	۱٫۹۷۸	۱٫۹۲۸
Fe ³⁺	۰٫۰۱۳	۰٫۰۵۳	۰٫۰۳۷	۰٫۰۲۲	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۶	۰٫۰۶۲
Fe ²⁺	۰٫۸۷۲	۰٫۸۳۵	۰٫۸۲۸	۰٫۸۴۱	۰٫۸۳۷	۰٫۸۳۲	۰٫۹۰۴
Mn	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۴
Mg	۰٫۱۱۴	۰٫۱۳۸	۰٫۱۴۶	۰٫۱۳۷	۰٫۱۴۰	۰٫۱۴۲	۰٫۰۶۷
Ca	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵
Na	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷
K	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴
مجموع	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰	۳٫۰۰
اسپینل	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۰۷۶
هرسینیت	۰٫۸۸	۰٫۸۲	۰٫۸۳	۰٫۸۵	۰٫۸۴	۰٫۸۴	۰٫۸۸

جدول ۷ داده‌های معرف کانی کروندم در میگماتیت‌های بروجرد.

نمونه	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3	MIB-3
SiO ₂	۱٫۷۲	۰٫۰۳	۰٫۴۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al ₂ O ₃	۹۳٫۲۲	۹۷٫۱۰	۹۸٫۰۴	۹۹٫۸۶	۹۶٫۹۹
TiO ₂	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۱
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۴
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na ₂ O	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K ₂ O	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
مجموع	۹۵٫۲۶	۹۷٫۵۰	۹۸٫۸۳	۱۰۰٫۲۱	۹۷٫۲۶
Si	۰٫۳۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۷۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۲
Al	۱۹٫۵۵	۱۹٫۹۵	۱۹٫۸۶	۱۹٫۹۶	۱۹٫۳۹
Fe ²⁺	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۲	۰٫۰۰۲
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲
Na	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰



شکل ۵ ترکیب شیمیایی کانی‌ها در میگماتیت‌های بروجرد: الف) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلیایی در نمودارهای سه تایی An, Or, Ab [۲۶]، ب) ترکیب شیمیایی گارنت نمودار سه تایی Fe, Mg, Mn+Ca [۲۷] و پ) ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در نمودار Mg/Mg+Fe نسبت به Al Tetrahedral/22(O) چاروچی که بین قطب فلوگوپیت و آنیت قرار گرفته‌اند

غنی از Fe یا از نوع آلماندین هستند. مقدار X_{Fe} در گارنت میگماتیت‌های بروجرد بین ۰/۲۱ تا ۰/۴۲ است. در ترکیب گارنت Ti وجود ندارد و یا مقدار آن بسیار کم است.

کردیریت: نتایج شیمیایی نمونه‌های کردیریت در جدول ۵ آورده شده است. تعداد کاتیون‌های کردیریت بر اساس ۱۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. کردیریت‌ها در میگماتیت‌های منطقه بروجرد، غنی از منیزیم هستند. مقدار X_{Fe} کردیریت‌ها بین ۰/۳۶ تا ۰/۵۲ و مقدار کسر مولی منیزیم X_{Mg} در کردیریت‌ها بین ۰/۴۸ تا ۰/۶۴ متغیر است.

اسپینل: نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های اسپینل بروجرد در جدول ۶ آورده شده است. تعداد کاتیون‌های اسپینل بر

بیوتیت: نتایج تجزیه شیمیایی بیوتیت‌ها در جدول ۳ ارائه شده اند. تعداد کاتیون‌ها بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده است. براساس شکل ۵ فلوگوپیت و آنیت سازنده‌های غالب بیوتیت‌ها هستند. در میگماتیت‌های بروجرد، مقدار X_{Mg} بیوتیت بین ۰/۳۱ تا ۰/۴۹ و مقدار TiO_2 بیوتیت‌ها بین ۰/۶۱ تا ۲/۸۵ متغیر است.

گارنت: نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های گارنت در ملانوسوم‌ها در جدول ۴ آورده شده است. مقدار Fe^{3+} بر اساس ۸ کاتیون و ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده است. ترکیب شیمیایی گارنت بر نمودار سه تایی Fe, Mg, Mn + Ca [۲۷] نشان داده شده است (شکل ۵ ب)؛ به طور معمول، گارنت‌ها

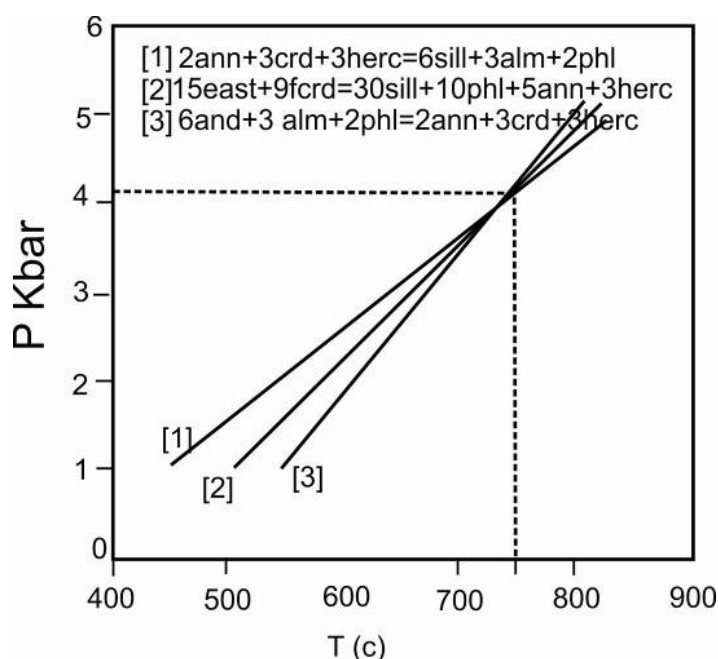
بالاترین تعداد کانی که از نظر بافتی و ترمودینامیکی در تعادل انتخاب شد. دمای تقریبی محاسبه شده برای اوج دگرگونی میگماتیت‌های بروجرد ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده و فشار ۴ کیلوبار محاسبه شده است (شکل ۶ الف). در این محاسبات، فعالیت همه کانی‌ها برای محاسبه واکنش‌های تعادلی اوج دگرگونی با استفاده از برنامه AX [۲۸] بدست آمد که در جدول ۸ ارائه شده است. بر اساس این داده‌ها، عمق شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی بروجرد ۱۴ کیلومتر و بنابراین شیب زمین گرمایی محاسبه شده در این سنگ تقریباً ۵۴ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر بوده است که در گستره دگرگونی‌های مجاورتی و سری دگرگونی باکان قرار می‌گیرند و منطبق بر دگرگونی‌های فشار پایین و دمای بالاست (شکل ۶ ب).

اساس ۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است. به طور معمول، اسپینل‌های میگماتیت‌های منطقه بروجرد غنی از Mg یا از نوع هرسینیت هستند. مقدار X_{Mg} اسپینل بین ۰/۸۲ تا ۰/۹۴ برآورد شده است.

کروندم: نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های کروندم در جدول ۷ آورده شده است. فراوانی SiO_2 برابر با ۰ - ۱/۷۲، مقدار Al_2O_3 ۹۳/۲۲ تا ۹۹/۸۶، مقدار FeO ۰/۲۴ تا ۰/۲۸ و فراوانی MgO در این کانی حدود ۰/۱ درصد وزنی است.

برآورد دما و فشار دگرگونی

به منظور محاسبه شرایط دگرگونی و ذوب و ترکیب سیال‌ها در میگماتیت‌های بروجرد از روش منحنی‌های تعادلی چند گانه (نمودار سنگ‌زایی) که توسط برنامه ترموکالک (نسخه ۳/۲، [۲۸]) رسم شده‌اند استفاده شد. برای این منظور، نمونه‌ای با



شکل ۶ برآورد فشار ۴ کیلوبار و دمای ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد برای اوج دگرگونی میگماتیت‌های بروجرد با استفاده از برنامه ترموکالک، براساس واکنش‌های ۱ - ۴ ارائه شده در متن مقاله.

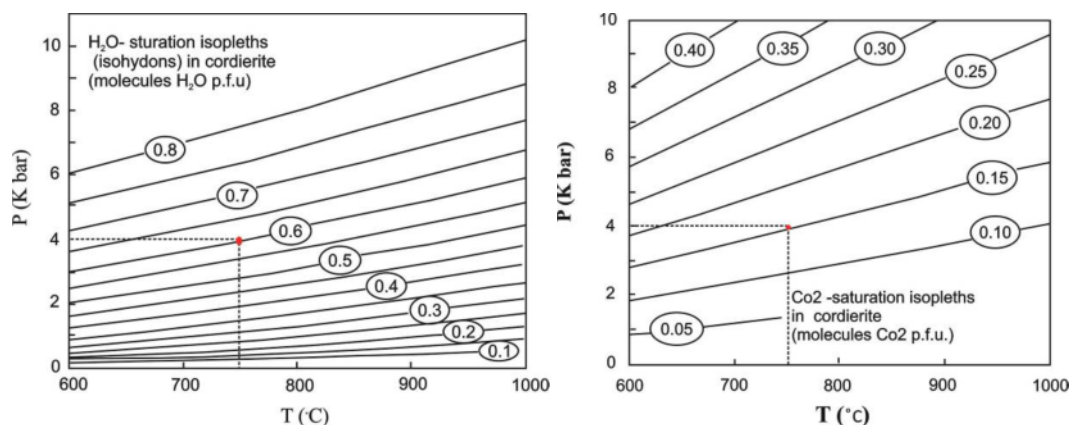
جدول ۸ فعالیت همه کانی‌ها برای محاسبه واکنش‌های تعادلی اوج دگرگونی با استفاده از برنامه AX [۲۲].

فعالیت	مجموعه کانی در میگماتیت‌های بروجرد
Q, Sill, And, Cor, herc ۰/۸۸, sp ۰/۰۷۶ , an ۰/۳۶, ab ۰/۷۲, phl ۰/۰۰۷۳, ann ۰/۰۷۰, fcrd ۰/۲۷, crd ۰/۲۴, alm ۰/۳۹, py ۰/۰۰۰۵۵, H ₂ O	Grt, Bt, Crd, Sill, And, Cor, Spl, Plg, Qtz, H ₂ O

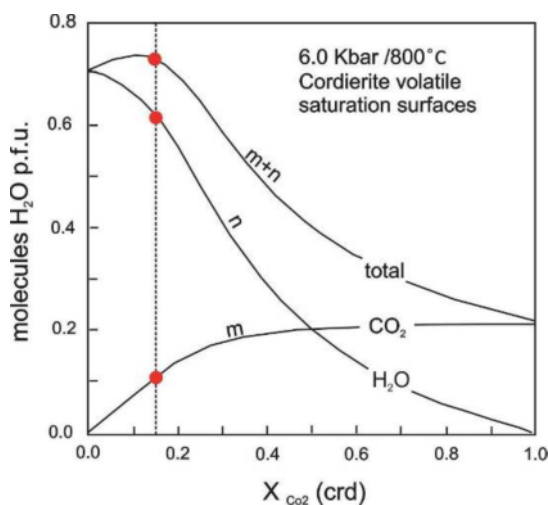
بحث و بررسی

شده است. براساس نمودار دما و فشار با ایزوپلیت‌های آب موجود در کردیریت همزیست با مذاب (سیال) غنی از H_2O ، مقدار فعالیت آب در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت-های بروجرد ۰/۶ درصد است (شکل ۷ الف) و همچنین برای محاسبه فعالیت CO_2 در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌ها از مدل مرجع [۳۰] استفاده شد که براساس نمودار دما و فشار با ایزوپلیت‌های CO_2 در کردیریت همزیست با سیال غنی از CO_2 ، برابر با ۰/۱۵ است (شکل ۷ ب). با توجه به مقدار بدست آمده برای فعالیت CO_2 موجود در کردیریت ملانوسوم‌ها بر اساس مدل ارائه شده در مرجع [۳۴]، تعداد مولکول‌های آب (n) و تعداد مولکول‌های CO_2 (m) موجود در شبکه کردیریت بر اساس فرمول ساختمانی آن به ترتیب ۰/۶ و ۰/۱ محاسبه شده است که مجموع آنها (m+n) برابر با ۰/۷ است (شکل ۸).

با استفاده از فعالیت سیال‌های H_2O و CO_2 در کردیریت‌ها می‌توان شرایط ذوب بدون حضور سیال آزاد و ذوب با حضور سیال آزاد را تعیین کرد. در شرایط ذوب با حضور سیال، فراوانی مطلق و X_{CO_2} در کردیریت به شرایط دما و فشار و X_{CO_2} در سیال همزیست بستگی دارد [۳۰، ۲۹، ۶، ۵]. همچنین در این شرایط، توزیع H_2O و CO_2 بین مذاب و کردیریت توسط ویژگی‌های مجراهای کردیریت که دارای سیال‌های H_2O و CO_2 است کنترل می‌شود [۳۳، ۳۲، ۳۱، ۲۹]. به منظور تعیین فعالیت سیال‌ها در میگماتیت‌های بروجرد براساس مقدار دما و فشار بدست آمده از برنامه ترموکالک، از کانی کردیریت در فشار ۲ تا ۸ کیلو بار و دمای ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد با استفاده از روش آمیختگی آرمانی مدل‌سازی شده است [۲۹]. به منظور تعیین فعالیت H_2O کردیریت از مدل مرجع [۲۹] استفاده



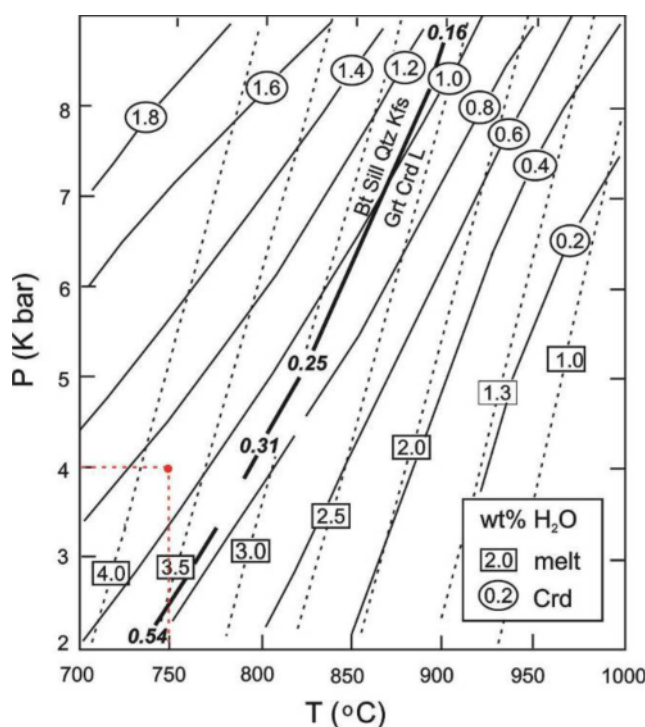
شکل ۷ مقدار فعالیت الف) آب و ب) CO_2 در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌ها.



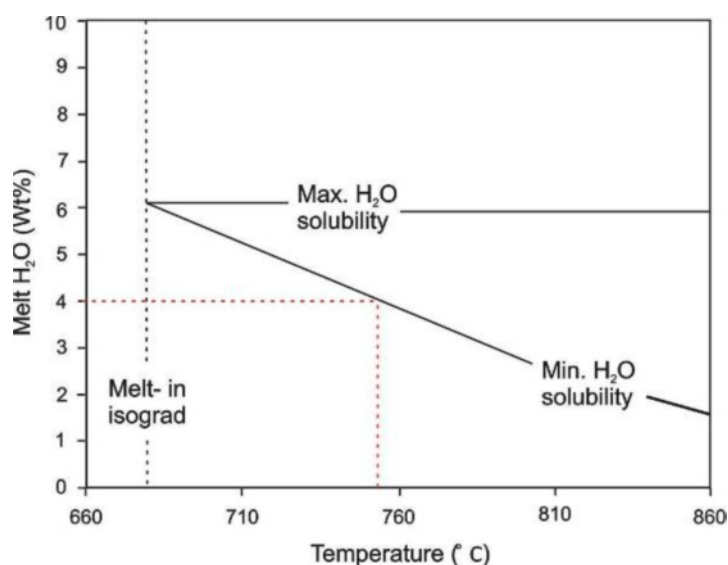
شکل ۸ نمودار تعیین تعداد مولکول‌های آب و CO_2 موجود در شبکه کردیریت [۳۵].

همراه مجموعه کاردیریت+بیوتیت+سیلیمانیت+کوارتز+پتاسیم فلدسپار و مذاب به وجود می‌آید. بر منحنی انجماد در سیستم KFMASH ($Bt + Sill + Kfs + Q = Grt + Crd + L$) که برگرفته از مرجع [۳۵] است مقادیر فعالیت آب به صورت ایتالیک نوشته شده است. بر اساس شکل ۷ الف، مقدار H_2O در مذاب میگماتیت‌های بروجرد ۳/۷۵ درصد وزنی و در کاردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌های بروجرد تقریباً ۱/۱ درصد وزنی است که براساس رابطه $D_w = Wt\% H_2O(melt) / Wt\% H_2O(Crd)$ مربوط به واکنش‌های ذوب در دمای ۷۵۰ درجه سانتی گراد برای میگماتیت‌های بروجرد ۳/۴۱ درصد وزنی است که متناسب با واکنش آبدایی بیوتیت بوده و نشان‌دهنده مذاب با کمترین مقدار H_2O در دما و فشار معین است و با واکنش ذوب بدون سیال آزاد در این میگماتیت‌ها همخوانی دارد. مقدار H_2O نمونه‌های ذوب براساس مدل ارائه شده در مرجع [۳۷] بر خط دارای کمترین آب قرار گرفته‌اند که بیانگر حالت بدون سیال آزاد است (شکل ۱۰). این موضوع درستی نتایج سنگ‌نگاری و واکنش‌های ذوب بدون سیال آزاد در میگماتیت‌های منطقه بروجرد را تأیید می‌کند.

مقدار بالای توزیع آب بین مذاب و کاردیریت (D_w) با واکنش‌های ذوب متناسب است. واکنش‌های آبدایی بیوتیت اثر قابل توجهی بر مقادیر بالای توزیع آب بین مذاب و کاردیریت دارد، بطوریکه در واکنش آبدایی بیوتیت به شرط آنکه فاز اضافی وجود داشته باشد (مانند کوارتز)، مذاب با کمترین H_2O در دما و فشار معین ایجاد می‌شود. بر اساس پژوهش‌های هارلی و همکارش [۲۹]، مقدار D_w مربوط به واکنش‌های آبدایی بیوتیت در دمای ۷۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی گراد بین ۲/۶ و ۶ و برای دماهای بالای ۸۵۰ درجه، D_w ۴-۶ است. شکل ۹ نمودار P-T روابط آب مذاب - کاردیریت را در شرایطی که مذاب کمترین مقدار آب در دما و فشار معین را دارد نمایش داده است. خطوط نقطه چین بیانگر کمترین مقدار آب مذاب و برگرفته از مراجع [۳۶، ۲۹] است که درصد وزنی آب مذاب در مستطیل‌ها نوشته شده است. خطوط پیوسته که درصد آب موجود در کاردیریت را نشان می‌دهد برگرفته از مرجع [۲۹] است؛ درصد وزنی آب کاردیریت در بیضی‌ها نشان داده شده است. مقدار آب کاردیریت در دمای بالای ۷۵۰ °C برابر با ۱-۰/۸ درصد وزنی است و در دمای بسیار بالا (۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی گراد) فقط ۰/۲ تا ۰/۶ درصد وزنی آب دارد (شکل ۹). کاردیریت در دماهای کمتر از ۷۵۰ درجه سانتی گراد به



شکل ۹ نمودار تعیین مقدار آب موجود در مذاب و مقدار آب موجود در کاردیریت‌ها با استفاده از مدل ارائه شده در مراجع [۳۶، ۲۹].



شکل ۱۰ نمودار تعیین مقدار آب مذاب‌های همزیست با نمونه‌های کردیریت‌دار با استفاده از روش مرجع [۳۷].

برداشت

گرفته‌اند که بیانگر حالت بدون سیال آزاد است. این موضوع واکنش‌های ذوب بدون سیال آزاد و مقدار D_w محاسبه شده در میگماتیت‌های بروجرد را تأیید می‌کند.

مراجع

- [1] Vernon R. H., "A Practical Guide to rock Microstructure", Cambridge University Press (2004).
- [2] Vernon R. H., Clark G. I., "Principles of metamorphic Petrology", Cambridge University Press (2008).
- [3] Harley S. L., Thompson P., Hensen B. J., Buick I. S., "Cordierite as a sensor of fluid conditions in high-grade metamorphism and crustal anatexis", Journal of Metamorphic Geology 20 (2002) 71-86.
- [4] Kalt A., "Cordierite channel volatiles as evidence for dehydration melting: an example from high-temperature metapelites of the Bayerische Wald (Variscan belt, German)", European Journal of Mineralogy 12 (2000) 987-998.
- [5] Kolesov B. A., Geiger C. A., "Cordierite II: The role of CO_2 and H_2O ", American Mineralogist 85 (2000) 1265-1274.
- [6] Moazzen M., Droop G. T. R., Harte B., "Abrupt transition in H_2O activity in the melt-present zone of a thermal aureole: evidence from H_2O contents of cordierites", Geology 29 (2001) 311-314.
- [7] Rigby M. J., "Cordierite as a Monitor of Volatile Content during Metamorphism and

نفوذ مجموعه گرانیتوئیدی بروجرد در زمان ژوراسیک در سنگ‌های رسی دگرگون شده سبب ایجاد هورنفلس‌های رسی و میگماتیت‌های پاره گذارشی در هاله همبری شده است. واکنش‌های ذوب در حضور فاز سیال احتمالاً با شروع ذوب همه سیال آزاد در هاله را مصرف کرده و در نتیجه ادامه ذوب بخشی توسط واکنش‌های ذوب بدون حضور فاز سیال آزاد انجام شده است. به احتمال زیاد مجموعه کانی‌های درجه‌های بالا مانند اسپینل - کرونوم در هاله از طریق واکنش‌های آبزدایی بیوتیت تشکیل شده‌اند. بنابراین وجود کانی‌های اسپینل و کرونوم در این سنگ‌ها با فرآیندهای ذوب بخشی بدون سیال آزاد ارتباط دارد. بر اساس دما و فشار محاسبه شده برای میگماتیت‌های بروجرد که به ترتیب ۷۵۰ درجه سانتی گراد و ۴ کیلو بار است، فعالیت H_2O در کردیریت ملانوسوم میگماتیت‌ها ۰/۶ و فعالیت CO_2 در این کانی برابر با ۰/۱۵ است. مقدار آب در مذاب میگماتیت‌های بروجرد ۳/۷۵ درصد وزنی و مقدار فعالیت آب تقریباً برابر با ۰/۳۱ است. مقدار H_2O در کردیریت موجود در ملانوسوم میگماتیت‌ها ۱/۱ درصد وزنی است که با توجه به این مقادیر، D_w مربوط به واکنش‌های ذوب در دمای ۷۵۰ درجه سانتی گراد برای میگماتیت‌های بروجرد ۳/۴۱ درصد وزنی است که متناسب با واکنش‌های ذوب آبزدایی بیوتیت است. مقدار H_2O نمونه‌های ذوب بر خط کمترین آب قرار

- Boroujerd area (in Persian)* ", Journal of Geotechnical Geology 2 (2010) 71-81.
- [19] Clemens J. D., Wall V. J., "Crystallisation and origin of some peraluminous (S-type) granitic magmas", Contributions to Mineralogy and Petrology 14 (1981) 111-132.
- [20] Clemens J. D. and Vielzeuf D., "Constraints on melting and magma production in the crust", Earth and Planetary Science Letters, 86 (1987) 287-306.
- [21] Patiño Douce A. E., Johnstone A. D., "Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granites", Contributions to Mineralogy and Petrology 107 (1991) 202-218.
- [22] Stevens G., Clemens J. D., Droop G. T. R., "Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths", Contributions to Mineralogy and Petrology 28 (1997) 352-370.
- [23] Vielzeuf D., Holloway, J. R., "Experimental determination of the fluid-absent melting reactions in the elitic system: consequences for crustal differentiation", Contributions to Mineralogy and Petrology 98 (1988) 257-276.
- [24] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogy 68 (1983) 277-279.
- [25] Yardley B.W.D., "An introduction to Metamorphic Petrology", Longman (1991) 248p.
- [26] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "Rock-forming minerals", 3rd vol., Longman, London (1962).
- [27] Coleman R. G., Lee D. E., Beatty L. B., Brannock W. W., "Eclogites and eclogites: their differences and similarities", Geological Society America Bulletin 76(5) (1965) 483-508.
- [28] Holland T. J. B., Powell R., "An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest", Journal of Metamorphic Geology 16 (1998) 309-344.
- [29] Harley S. L., Carrington D. P., "The distribution of H₂O between cordierite and granitic melt: Improved calibration of H₂O incorporation in cordierite and its application to high-grade metamorphism and crustal anatexis", Journal of Petrology 42 (2001) 1595-1620.
- [30] Thompson P., Harley S. L., Carrington D. P., "H₂O-CO₂ partitioning between fluid, cordierite and granitic melt at 5 kbar and 900 °C", *Partial Melting*", PhD Thesis, University of Manchester, Manchester.
- [8] Rigby M. J., DROOP G. T. R., Bromiley G. D., "Variations in fluid activity across the Etive thermal aureole, Scotland: evidence from cordierite volatile contents", Journal of metamorphic Geology 26 (2008) 331-346.
- [9] Berthier F., Billiaul H.P., Halbrorom B., Marizot P., "Tude Stratigraphique, Petrologiqueet structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran)", These De 3e Cycle, Grenoble, France (1974) pp. 282.
- [10] Masoudi F., "Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran", PhD thesis, Leeds University, UK (1997).
- [11] Heydarianmanesh A., Tahmasebi Z., Ahmadi-Khalaji A., "Mineral chemistry and thermobarometry of migmatitic rocks of Boroujerd area (north of Sanandaj-Sirjan zone) (in Persian)", Petrology 25 (2016) 117-138.
- [12] Tahmasbi Z., "The role of garnet in interpretation of petrogeneses granitoid Boroujerd complex and its metamorphic areoule (in Persian)", Irainan Journal of crystallography and mineralogy 21 (2013) 57-70.
- [13] Mohajjel M., "Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran", Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Australia (1997).
- [14] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 379-412.
- [15] Stoklin J., "Structural histiry and tectonics of Iran, A review", American Association Petroleum Geologists 52 (1968) 1229-1258.
- [16] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M. V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sansandaj-Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 29 (2007) 859-877
- [17] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A., "Rb-Sr geochronology of pematites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran", Journal of Sciences 13 (2002) 249-254.
- [18] Ahmadi-Khalaji A., Tahmasbi Z., Keshtgar Sh., "A new view on the metamorphic rocks of the

metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system", Contributions to Mineralogy and Petrology 120 (1995) 270-291.

[35] Vry J. K., Brown P. E., Valley J. W., "Cordierite volatile content and the role of CO₂ in high-grade metamorphism", American Mineralogist 75 (1990) 71-88.

[36] Johannes W., Holtz F., "Petrogenesis and Experimental Petrology of Granoitic Rocks", Berlin: Springer Verlag (1996).

[37] Rigby M. J., Droop G. T. R., Bromiley G. D., "Variations in fluid activity across the etive thermal aureole, Scotland: evidence from cordierite volatile contents", Journal of Metamorphic Geology 26 (2008) 331-346.

Contributions to Mineralogy and Petrology 150 (2001) 170-190.

[31] Harley S., "Cordierite as a sensor of fluid and melt distribution in crustal metamorphism", Mineralogical Magazine 58a (1994) 374-375.

[32] Stevens G., Clemens J. D., "Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary?", Chemical Geology 108 (1993) 1-17.

[33] Carrington D. P., Harley S. L., "Cordierite as a momnitor of fluid and melt water contents in the lower crust: an experimental calibration", Geology 24 (1996) 647- 650.

[34] Carrington D. P., Harley S. L., "Partial melting and phase relations in high-grade