



شیمی برخی از کانی‌های موجود در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه، جنوب غرب یزد

مریم شبی^{۱*}، داریوش اسماعیلی^۲

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۱۷، نسخه نهایی: ۹۱/۵/۵)

چکیده: باتولیت گرانیتوئیدی نوع S شیرکوه که بخشی از زون ساختمانی ایران مرکزی را در جنوب غربی شهرستان یزد تشکیل می‌دهد، از سه واحد گرانودیوریتی، مونزوگرانیتی و لوکوگرانیتی تشکیل شده است. تغییرات ترکیبی مشاهده شده در پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌ها، مذاب‌های غنی از پلاژیوکلازهای با مراکز کلسیک، مونزوگرانیت‌های مذاب جدا شده از گرانودیوریت‌ها و لوکوگرانیت‌ها مذاب‌های باقی‌مانده تاخیری هستند. به طور کلی، همه بیوتیت‌های مورد بررسی دارای Al^{IV} بالا هستند (۳/۲ تا ۶/۲ اتم بر واحد فرمولی) که از مشخصات شاخص گرانیت‌های پرآلومین است. گارنت‌های غنی از آلماندن نیز به انواع گارنت‌های ماگمایی موجود در توده‌های نفوذی پرآلومین شباهت دارند. هر دو نوع مسکویت اولیه و ثانویه نیز در گرانیت‌های شیرکوه دیده می‌شوند. غالب مونازیت‌های باتولیت گرانیتی شیرکوه از دو عضو پایانه‌ی مونازیت و برابانتیت $[CaTh(PO_4)_2]$ تشکیل شده‌اند. حضور دانه‌های همگن شکل‌دار بزرگ مونازیت فقیر از Th و U همراه با بلورهای ریز برابانتیت درون و در سطح آپاتیت با انواع مونازیت‌های حاصل از انحلال ناجور آپاتیت طی آناتکسی سنگ‌های رسوبی- دگرگون همخوانی دارد. محتوای کمتر از ۱۰٪ هماتیتی که در کانی‌های کدر همراه با مجموعه بیوتیت $\pm$ سیلیمانیت در برگرفته شده است به شرایط احیایی اعمال شده از یک خاستگاه رسوبی دارای گرافیت وابسته است. با توجه به مجموعه کانی‌های موجود در باتولیت شیرکوه، حضور بیوتیت‌های رستیتی و نیز دمای تشکیل گرانیت یاد شده (به طور متوسط ۸۲۰ درجه سانتی‌گراد) که بر اساس دمای اشباع شده از زیرکن بدست آمده است می‌توان ادعا کرد که گرانیت یاد شده از ذوب بخشی بیوتیت در دمای در حدود ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد به وجود آمده است.

واژه‌های کلیدی: گارنت؛ بیوتیت؛ مونازیت؛ گرانیت نوع گ؛ ماگمای پرآلومین؛ گرانیت شیرکوه.

مقدمه

شده‌اند، محتوای CaO کمتری (کمتر از ۴ درصد وزنی) در مقایسه با انواع گارنت‌های مشاهده شده در سنگ‌های آتشفشانی متآلومین (نوع I) دارند [۱]. همچنین حضور بلورهای خود شکل گارنت در سنگ‌های آتشفشانی نشانه‌ی صعود سریع ماگما و یا تعادل گارنت با ماگمای میزبان است [۲]. بدین ترتیب ترکیب و شرایط تشکیل ماگما را می‌توان بر اساس ترکیب شیمی گارنت برآورد کرد. در این پژوهش تلاش شد تا پس از ارائه مختصری از ویژگی‌های صحرایی، سنگ نگاری و نتایج حاصل از آنالیز ریزپردازشی کانی‌های سازنده، شرایط تشکیل باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه مورد بررسی قرار

به کارگیری فن تجزیه نقطه‌ای تک کانی، یکی از مهم‌ترین عوامل موثر در شکل‌گیری و پیشرفت علم سنگ‌شناسی است، زیر بررسی‌های کانی‌شناسی می‌تواند نقش به سزایی در تکمیل شکل‌گیری‌های سنگ‌شناختی و تعیین شرایط دما و فشار توده‌های نفوذی ایفا کند. از موارد کاربرد این روش می‌توان به شناسایی کانی‌ها و تعیین فرمول شیمیایی دقیق آن‌ها، تشخیص سرشتی‌های کانی‌شناسی نمونه و بررسی چگونگی پراکندگی و توزیع عناصر در یک فاز مشخص اشاره کرد. به- عنوان مثال گارنت‌هایی که از ماگماهای پرآلومین نوع S متبلور

گیرد.

روش بررسی

در این پژوهش به منظور بررسی ژئوشیمیایی کانی‌های موجود در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد، نمونه‌هایی از ترکیب‌های مختلف سنگی انتخاب و پس از تهیه مقاطع نازک- صیقلی مورد بررسی کانی‌شناسی قرار گرفته‌اند. آنالیزهای موجود با یک ریز پردازنده الکترونی مدل Cameca- SX50 در آزمایشگاه میکروسوند دانشگاه پول سباتیه شهر تولوز فرانسه انجام شده است. در طول این بررسی‌ها، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه Kv ۱۵ و شدت جریان namp ۳۰ بوده است. همچنین با استفاده از یک میکروسکوپ الکترونی (مدل Jeol - JSM 6360 در آزمایشگاه یاد شده) تعدادی تصاویر الکترونی از کانی موناژیت برای بررسی شکل، ابعاد و ساختار درونی آن تهیه شدند. آنالیزهای عناصر اصلی و کمیاب استفاده شده در محاسبه‌ی دمای اشباع از زیرکن به ترتیب با استفاده از روش ICP-AES در آزمایشگاه‌های ژئوشیمی مرکز تحقیقات ژئوشیمی ناسی، و دستگاه ICP-MS دانشگاه پول سباتیه شهر تولوز فرانسه انجام گرفت.

زمین‌شناسی عمومی

باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه در فاصله‌ی ۴۰ کیلومتری جنوب غربی یزد و در موقعیت جغرافیایی $31^{\circ} 25'$ تا $31^{\circ} 45'$ عرض شمالی و $53^{\circ} 52'$ تا $54^{\circ} 20'$ طول شرقی قرار دارد. بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی- رسوبی ایران [۳]، گستره‌ی مورد بررسی در محدوده‌ی ایران مرکزی قرار می‌گیرد. با توجه به این که باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه سازند نایبند- شمشک با سن تریاس بالایی را در مجاورت خود دگرگون کرده و از طرف دیگر سازند سنگستان با رخساره‌ی ماسه سنگی و با سن ژوراسیک پسین روی آن نهشته شده است؛ سن نسبی این باتولیت را می‌توان به رویدادهای همزمان با سیمین پسین نسبت داد. آنالیزهای ایزوتوپی U-Pb که اخیراً روی تعدادی از زیرکن‌های گرانیت شیرکوه انجام شد، سن 136 ± 5 میلیون سال را نشان می‌دهد (حسن‌زاده، گفتگوی شفاهی).

باتولیت یاد شده از سه واحد گرانودیوریتی، مونزوگرنیتی و لوکوگرنیتی تشکیل شده است. واحد گرانودیوریتی به حاشیه‌ی شمالی باتولیت محدود شده و از نظر کانی‌شناسی دارای پلاژیوکلاز فراوان است (شکل ۱). بیوتیت تنها کانی مافیک تشکیل دهنده‌ی این واحد است که به دو صورت مشاهده می‌شود: ۱) بیوتیت‌های ورقه‌ای و درشت و ۲) انواع ریزدانه که با بیوتیت‌های درشت‌تر پوشیده شده و به نظر می‌رسد قطعاتی از

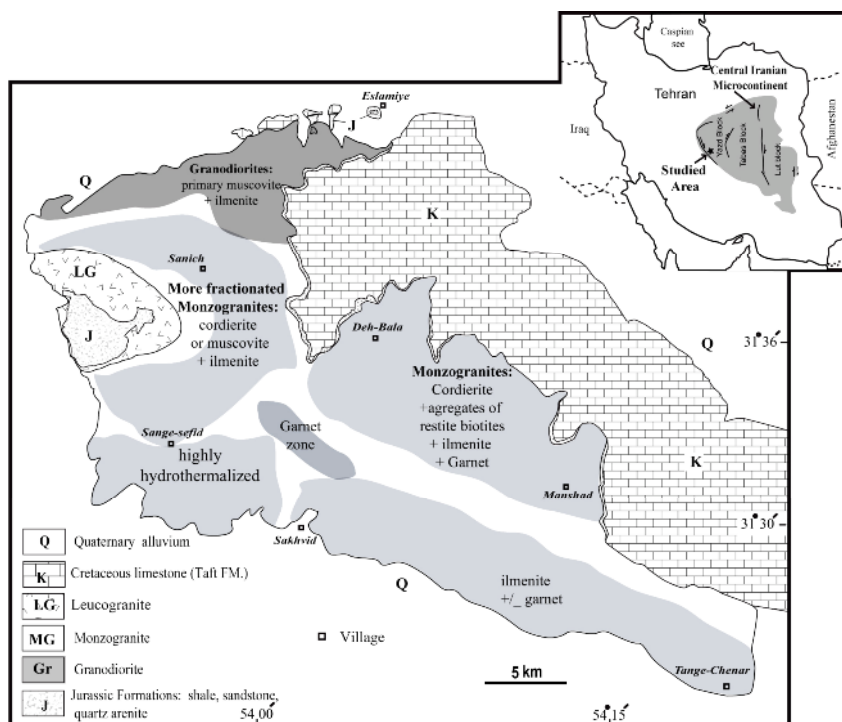
رستیت باشند. کوارتز نیز با موسکویت اولیه و مقادیر کمتر ارتوز همراه شده‌اند. زیرکن، آپاتیت، موناژیت و ایلمنیت به- صورت ادخال در بیوتیت و مقادیر ناچیزی از تورمالین کانی‌های فرعی این واحد را تشکیل می‌دهند.

مونزوگرنیت‌ها بزرگترین واحد و بدنه‌ی اصلی این باتولیت را تشکیل داده و از سنگ‌های مافیکتر کردیریت‌دار تا انواع فلسیک‌تر جدا شده‌ی دارای موسکویت، تغییر می‌کنند (شکل ۱). از نظر سنگ‌نگاری، سنگ‌های کردیریت‌دار که بخش- های شرقی‌تر را به خود اختصاص داده‌اند از کوارتز، پلاژیوکلاز و ارتوز تشکیل شده‌اند. بیوتیت به دو صورت ورقه‌های مجزا و یا دانه‌های کوچک $\pm$ سیلیمانیت همراه با بیوتیت‌ها یا بلورهای پلاژیوکلاز دیگر مشاهده می‌شود. بیوتیت‌های درشت بلور دارای رنگ قهوه‌ای متمایل به سرخ بوده و دارای ادخال‌های آپاتیت، زیرکن، موناژیت و ایلمنیت هستند. انواع کوچک نیز با سوزن- های سیلیمانیت همراه بوده و به‌عنوان رستیت در نظر گرفته می‌شوند. کردیریت و گارنت فراوان‌ترین کانی‌های فرعی هستند. در سنگ‌های جدا شده این واحد، گریزندگی آب به حدی رسیده است که بلورهای کردیریت با ماگما واکنش کرده و موسکویت به علاوه کلریت را به‌وجود آورده است [۵]. پرهنیت نیز در راستای رخ‌های بیوتیت گسترش یافته است.

واحد لوکوگرنیتی نیز با رنگ سفید در صحرا در حاشیه‌ی غربی باتولیت رخنمون دارد (شکل ۱). به طور کلی، این سنگ‌ها ظاهری خرد شده داشته و با عدم حضور کانی‌های کدر از واحدهای دیگر تمیز داده می‌شوند. لوکوگرنیت‌ها اساساً شامل کوارتز، ارتوز، پلاژیوکلاز سدی (محتوای آلینیت بیش از ۸۰٪) و به مقدار کمتر بیوتیت تشکیل شده‌اند. بافت گرانوفیر و حضور دو کانی موسکویت و تورمالین در این واحد، محتوای بالاتر آب را نشان می‌دهد.

شیمی کانی‌ها

مجموعه‌های کانیایی موجود در هر سه واحد شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز، بیوتیت، موسکویت به همراه کانی‌های گارنت، کردیریت، سیلیمانیت، زیرکن، موناژیت و اکسیدهای آهن (به ویژه ایلمنیت) هستند. با بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری مشخص شد که هر یک از این کانی‌ها در بخش‌های مختلف باتولیت سهم متفاوتی را به خود اختصاص داده‌اند که در شکل ۱ طرح وار نشان داده شده است. در اینجا، جزئیات کانی‌شناسی و مفاهیم سنگ‌شناسی هر یک از کانی‌ها ارائه می‌شود. لازم به توضیح است که در این پژوهش برخی از نتایج ارائه شده در [۴] نیز استفاده شده است.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه. مونزوگرانیت‌ها به عنوان بزرگترین واحد و بدنه‌ی اصلی این باتولیت از سنگ‌های مافیک‌تر کردیریت‌دار در بخش‌های شرقی تا انواع فلسیک تفریق یافته‌تر دارای موسکویت در حاشیه غربی تغییر می‌کند.

پلاژیوکلاز

نتایج حاصل از آنالیز پلاژیوکلازها در جدول ۱ الف ارائه شده‌اند. در واحد گرانودیوریتی، بلورهای پلاژیوکلازی وجود دارند که دارای هسته‌های آهکی نسبتاً یکنواختی بوده و در حاشیه به منطقه‌بندی عادی ختم می‌شوند (جدول ۱ الف، S.K11). (An_{47} در مرکز، An_{31} در حاشیه). این هسته‌های آهکی به پلاژیوکلازهای باقی مانده از ذوب بخشی شباهت داشته و به دلیل ترکیب یکنواختشان در مرکز بلور به عنوان فازهای رستیتی در نظر گرفته می‌شوند [۶]. در واحد مونزوگرانیتی پلاژیوکلازها منطقه‌بندی عادی داشته و از An_{23} در حاشیه تا An_{38} در مرکز تغییر می‌کند. محتوای آل‌بیت در لوکوگرانیت‌ها بسیار بالاست و به بیش از ۸۸ درصد وزنی می‌رسد. بنابراین هر چه از واحد گرانودیوریتی به سمت لوکوگرانیت‌ها نزدیکتر می‌شویم محتوای آل‌بیت افزایش می‌یابد.

بیوتیت

به‌طور کلی، بیوتیت تنها کانی مافیک تشکیل دهنده‌ی باتولیت گرانیتی شیرکوه است. این کانی در لوکوگرانیت‌ها، به‌صورت بلورهای کوچک جداگانه و یا همراه با ورقه‌های موسکویت مشاهده می‌شود. بیوتیت در مونزوگرانیت‌ها به دو صورت بلورهای ورقه‌ای اولیه و یا انباشت‌های کوچک که اصلی‌ترین

کانی‌های رستیتی را در بخش‌های مافیک‌تر این گرانیت‌ها تشکیل می‌دهند مشاهده شده است. در مواردی سوزن‌های سیلیمانیت درون این انباشت‌های بیوتیتی باقی مانده‌اند. چاپل و همکاران [۶] رستیت‌های اولیه را به‌صورت بلورهای باقی مانده از خاستگاه تعریف کرده‌اند. همه‌ی این بیوتیت‌ها دارای Al_{IV} بالا هستند ($3/2$ تا $6/2$ اتم بر واحد فرمولی) که سرشتی گرانیت‌های پرآلومین است [۷]. X_{Mg} در بیوتیت‌های ورقه‌ای از $0/32$ تا $0/37$ و در انواع کوچکتر از $0/34$ تا $0/46$ در تغییر است (جدول ۱ ب). همه‌ی بیوتیت‌ها تقریباً دارای نسبت $Ti/Al_{VI} = 0/5$ هستند ولی این مقدار در انواع رستیتی به $1/3$ می‌رسد. بیوتیت‌های مورد بررسی را نمودار چهارتایی آنیت - سیدروفیلیت - فلوگوپیت - انستاتیت (رده‌بندی تروگر [۸]) دارای $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg) \geq 0/33$ بوده و از نوع لپیدوملان محسوب می‌شوند (شکل ۲ الف). بیوتیت‌های رستیتی به دلیل X_{Fe} پایین‌تر به قلمرو فلوگوپیت نزدیک‌ترند. در نمودار عبدالرحمن [۹] همه‌ی این بیوتیت‌ها به جایگاه گرانیت‌های پرآلومین وابسته‌اند، ولی انواع رستیتی در قلمرو آهکی - قلیایی واقع شده‌اند که می‌تواند به دلیل تغییرات احتمالی در دمای تبلور باشد (شکل ۲ ب).

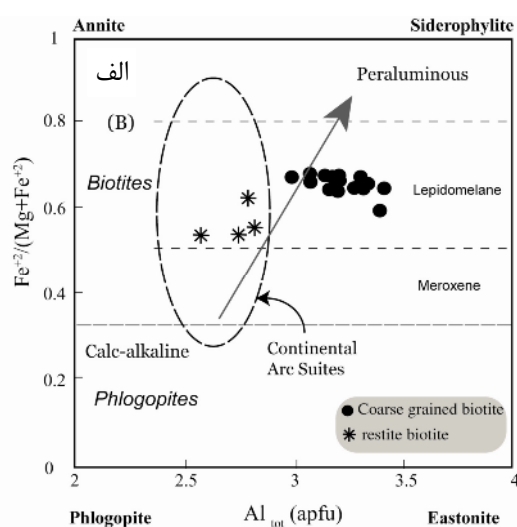
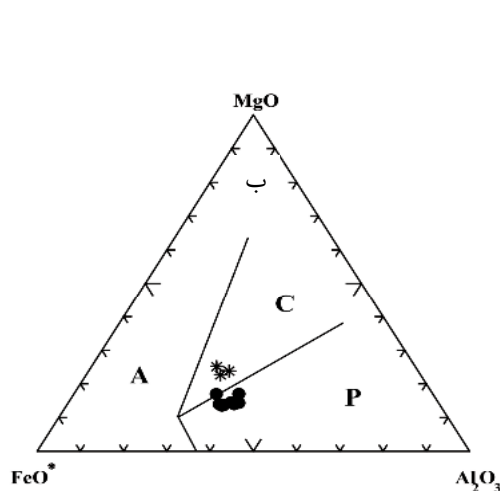
جدول ۱ نتایج آنالیز ریزپردازشی (wt%) کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، گارنت، موسکویت، مونازیت و ایلمنیت از رخساره‌های مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه.

جدول ۱- الف

پلاژیوکلاز شماره آنالیز	گرانودیوریت								مونزوگرانیت								لوکوگرانیت					
	S.K.۲۳								S.K.۱۱۱		S.K.۵۶						S.K.۱۷۸					
	حاشیه به مرکز- مرکز به حاشیه								مرکز	حاشیه	حاشیه به مرکز- مرکز به حاشیه						حاشیه مرکز					
SiO ₂	۶۱٫۲	۵۸٫۸	۵۵٫۵	۵۶٫۸	۵۷٫۹	۵۷٫۷	۵۸٫۴	۵۷٫۶	۵۸٫۸	۶۲٫۹	۵۹	۵۷٫۱	۵۷٫۶	۵۶٫۲	۵۶٫۵	۵۸٫۱	۵۶٫۶	۵۷	۵۷٫۵	۵۹٫۱	۶۷٫۴	۶۷
Al ₂ O ₃	۲۴٫۷	۲۶٫۱	۲۷٫۷	۲۶٫۶	۲۶٫۶	۲۶٫۵	۲۶٫۸	۲۶٫۳	۲۶٫۵	۲۳٫۶	۲۵٫۵	۲۶٫۶	۲۶٫۵	۲۷٫۲	۲۷٫۵	۲۶٫۳	۲۶٫۸	۲۶٫۹	۲۶٫۳	۲۶	۲۱٫۲	۲۱٫۶
Fe ₂ O ₃	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۱	۰	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۵	۰٫۱۶	۰٫۰۸	۰	۰٫۱۵	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۹	۰	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۱۷
CaO	۶٫۴۷	۸٫۱۹	۱۰٫۲	۹٫۵۵	۸٫۸۴	۸٫۷۶	۸٫۷۲	۸٫۹۴	۸٫۲۵	۵	۷٫۷۷	۸٫۷۹	۸٫۸۶	۱۰	۹٫۶۶	۸٫۹۶	۹٫۴۳	۹٫۶۸	۸٫۹۱	۷٫۹۱	۰٫۷۸	۰٫۶۱
Na ₂ O	۸٫۱۱	۷٫۳۹	۵٫۹۱	۶٫۶۳	۶٫۷۵	۶٫۶۵	۶٫۷۵	۶٫۸۱	۷٫۱۴	۸٫۹۷	۷٫۵۵	۶٫۰۷	۶٫۴۶	۵٫۸۸	۶٫۳۵	۶٫۸۵	۶٫۱۶	۶٫۱۱	۶٫۴۱	۶٫۹۲	۱۰٫۷۱	۱۰٫۲
K ₂ O	۰٫۲۳	۰٫۱۶	۰٫۴	۰٫۲۵	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۲۴	۰٫۰۷	۰٫۳۶	۰٫۲۲	۰٫۵۱	۰٫۵۵	۰٫۴۶	۰٫۴۶	۰٫۴۳	۰٫۵۵	۰٫۴۵	۰٫۴۶	۰٫۷۱	۱٫۳۹	۰٫۸۵
Total	۱۰۱	۱۰۱	۹۹٫۸	۹۹٫۹	۱۰۰	۹۹٫۷	۱۰۱	۱۰۰	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۰	۹۹٫۲	۱۰۰	۹۹٫۷	۱۰۱	۱۰۱	۹۹٫۵	۱۰۰	۹۹٫۷	۱۰۱	۱۰۲	۱۰۱
An%	۳۰٫۲	۳۷٫۷	۴۷٫۸	۴۳٫۷	۴۱٫۶	۴۱٫۸	۴۱٫۳	۴۱٫۵	۳۸٫۸	۲۳٫۱	۳۵٫۸	۴۳٫۱	۴۱٫۸	۴۷٫۲	۴۴٫۵	۴۱٫۴	۴۴٫۴	۴۵٫۵	۴۲٫۳	۳۷٫۲	۳٫۶	۲٫۸

جدول ۱- ب

شماره آنالیز	بیوتیت		گرانودیوریت						مونزوگرانیت							
	S.K.۱۱۱		S.K.۱۱			S.K.۲۳			S.K.۵۶			S.K.۴۴				
	Bio1	Bio2	Bio1	Bio2	Bio3	Bio4	Bio1	Bio2	Bio3	Bio1	Restite	Restite	Restite	Bio2	Bio1	Bio2
SiO ₂	۳۴٫۸	۳۵	۳۵٫۲	۳۵٫۳	۳۴٫۸	۳۴٫۵	۳۴٫۷	۳۳٫۹	۳۴٫۶	۳۴٫۱	۳۴٫۷	۳۵٫۴	۳۶٫۴	۳۴٫۱	۳۵٫۶	۳۴٫۶
TiO ₂	۳٫۱	۲٫۷۶	۲٫۴۸	۱٫۶۲	۳٫۹۹	۳٫۶۳	۲٫۳۶	۱٫۶۸	۲٫۶۴	۲٫۷۳	۲٫۱۷	۲٫۹۵	۲٫۳۲	۴٫۰۴	۲٫۶۹	۲٫۸۵
Al ₂ O ₃	۱۷٫۸	۱۸٫۲	۱۸	۱۸٫۲	۱۶٫۱	۱۶٫۵	۱۷٫۱	۱۸	۱۸٫۶	۱۶٫۳	۱۵٫۱	۱۴٫۹	۱۴	۱۴٫۷	۱۷٫۴	۱۷
FeO	۲۱٫۹	۲۲٫۴	۲۲٫۶	۲۳٫۲	۲۳٫۳	۲۳٫۱	۲۲٫۳	۲۱٫۱	۲۱٫۷	۲۳٫۹	۲۲٫۶	۲۰٫۹	۲۱٫۸	۲۲٫۳	۲۳٫۳	۲۴٫۳
MgO	۶٫۷۹	۶٫۵۸	۶٫۲۴	۷٫۰۴	۶٫۴	۶٫۱۸	۷٫۱۳	۸٫۰۴	۶٫۷۴	۶٫۹۲	۱۰٫۳	۱۰٫۱	۱۰٫۵	۷٫۵۶	۷٫۲۹	۶٫۶۲
CaO	۰	۰	۰	۰٫۰۵	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۱۳	۰٫۲	۰٫۰۶	۰٫۲۳	۰٫۱	۰٫۳۳	۰٫۳۸	۰٫۱	۰	۰
Na ₂ O	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۲۱	۰٫۱۵	۰٫۲۶
K ₂ O	۹٫۳	۹٫۲۲	۹٫۱۳	۹٫۲۸	۸٫۸۳	۹٫۰۳	۸٫۷	۷٫۵۸	۹٫۳۹	۸٫۶۱	۷٫۷۳	۸٫۹۹	۷٫۹۱	۸٫۵	۹٫۲۸	۸٫۸۷
Sum Ox%	۹۸٫۶	۹۸٫۷	۹۸٫۳	۹۹٫۳	۹۸٫۶	۹۸٫۱	۹۶٫۶	۹۸٫۸	۹۸٫۴	۹۷٫۲	۹۷٫۴	۹۸٫۱	۹۸٫۲	۹۶	۱۰۰	۹۹٫۲
X _{Mg}	۰٫۳۶	۰٫۲۴	۰٫۳۳	۰٫۳۵	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۳۶	۰٫۴	۰٫۳۶	۰٫۳۴	۰٫۴۵	۰٫۴۶	۰٫۴۶	۰٫۳۸	۰٫۳۶	۰٫۳۳



شکل ۲ الف) رده‌بندی میکاها با استفاده از ترکیب شیمیایی آن‌ها [۸]. ب) نمودار مثلثی اکسیدهای MgO ، Al_2O_3 و FeO^* [۹] برای تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیت‌ها با استفاده از اکسیدهای MgO ، Al_2O_3 و FeO^* موجود در ساختار بیوتیت. A: بیوتیت در جایگاه‌های آلکان غیر کوهزایی؛ P: بیوتیت در جایگاه‌های پرآلومین (شامل گرانیت‌های نوع S)؛ C: بیوتیت در جایگاه‌های آهکی-قلیایی کوهزا.

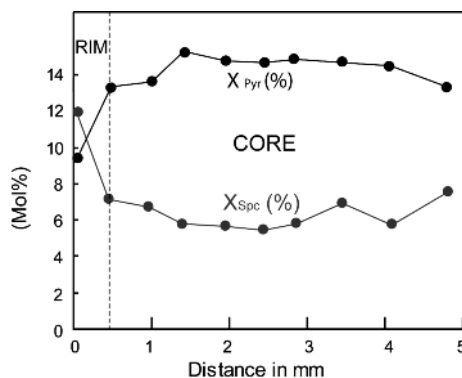
گارنت

(شکل ۳ الف). بخش همگن مرکزی نیز تبلور در دمای بالای 700°C را تداعی می‌کند [۱]. از آنجا که گارنت‌های دگرگون دارای منطقه‌بندی وارون بوده و در مرکز غنی از منگنز هستند بنابراین الگوی منطقه‌بندی گارنت، زون‌های مرکزی فقیر و حاشیه‌ی غنی از Mn را به نمایش می‌گذارد که به انواع گارنت-های موجود در توده‌های نفوذی پرآلومین دیگر، به ویژه انواع ماگمایی که توسط میلر و استارد [۱۱] گزارش شده است اعماق بیشتر از ۲۵ km همخوانی دارد [۱۲]. بنابراین با توجه به روند پراکندگی این کانی که به بخش خاصی از باتولیت شباهت دارد (شکل ۳ ب). ویژگی‌های بافتی و ترکیب شیمیایی آن نشان می‌دهد که این کانی باید از هسته‌بندی مستقیم

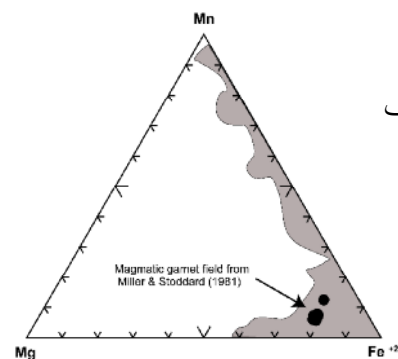
گارنت معمولاً به صورت شش گوش و در مواردی نیز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار همراه یا بدون اذخال‌هایی همچون بیوتیت و کلریت (از بیوتیت) مشاهده شده است. یکی از گارنت‌های موجود در واحد مونزوگرانیته برای بررسی منطقه‌بندی و تغییرات ترکیبی آن انتخاب و مورد آنالیز ریز ردازشی قرار گرفت. به طور کلی، محتوای آلماندن از ۷۴/۵٪ تا ۷۵/۹٪ و مقدار CaO نیز که سازهای اصلی گروسولار و آندرادیت در ساختار فرمولی است از ۱/۲ تا ۱/۳۵ در تغییر بوده و غالباً از مرکز به حاشیه کاهش می‌یابد (جدول ۱ ج). درحالی‌که محتوای اسپسارتیت در مرکز بلور بین ۵/۴ تا ۷/۱٪ (به طور متوسط ۶/۳٪) است، که در حاشیه‌ها به ۱۱٪ افزایش می‌یابد

جدول ۱- ج

گارنت	S.K.۴۴									
فاصله بر حسب میلیمتر	۰	۰/۴	۱	۱/۴	۲	۲/۴	۲/۹	۳/۵	۴/۱	۴/۸
SiO ₂	۳۷	۳۷	۳۷	۳۷	۳۷	۳۷	۳۷	۳۷	۳۷	۳۷
TiO ₂	۰	۰/۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۱	۰
Al ₂ O ₃	۲۱	۲۱	۲۱	۲۱	۲۱	۲۱	۲۱	۲۱	۲۱	۲۱
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۱	۰/۱	۰	۰	۰/۱
Fe ₂ O ₃ (c)	۱/۳	۰/۸	۱/۱	۱/۲	۱/۴	۰/۸	۱/۶	۲/۲	۱/۲	۱/۵
FeO	۳۳	۳۴	۳۴	۳۳	۳۳	۳۴	۳۳	۳۳	۳۳	۳۳
MnO	۵/۲	۳/۱	۳	۲/۵	۲/۵	۲/۴	۲/۵	۳	۲/۵	۳/۳
MgO	۲/۴	۳/۴	۳/۵	۳/۹	۳/۷	۳/۷	۳/۸	۳/۷	۳/۷	۳/۴
CaO	۱/۲	۱/۳	۱/۳	۱/۳	۱/۳	۱/۳	۱/۴	۱/۳	۱/۳	۱/۳
Sum Ox%	۱۰۰	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۰	۱۰۱	۱۰۱	۱۰۰	۱۰۰
Pyrope	۹/۶	۱۴	۱۴	۱۶	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۴
Almandin	۷۵	۷۶	۷۶	۷۵	۷۶	۷۶	۷۵	۷۵	۷۶	۷۵
Spessartine	۱۲	۷/۲	۶/۷	۵/۸	۵/۷	۵/۵	۵/۸	۶/۹	۵/۷	۷/۶
XMg	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲



ب



الف

شکل ۳ الف) الگوی رده‌بندی گارنت موجود در واحد مونزوگرانیته. درصد مولی اسپسارتین و پیروپ (X_{Pyr} , X_{Sps}) برای بررسی تغییرات عناصر اصلی ترسیم شده است. ب) ترکیب گارنت (Mn, Fe, Mg) از گرانیت شیرکوه. قلمرو خاکستری ترکیب گارنت از میلر و استارد [۱۱] را نشان می‌دهد.

مونازیت

کانی‌های گروه مونازیت بر اساس فرمول عمومی ABO_4 ($B = P, Si$ و $A = REE, Y, Th, U, Ca, Pb$) در یک سیستم سه‌تایی به کانی‌های مونازیت ($LREEPO_4$) - هوتونیت ($ThSiO_4$) - برابانتیت ($[CaTh(PO_4)_2]$) تقسیم می‌شوند. کانی‌هایی که ترکیب حدواسط بین مونازیت - برابانتیت، و مونازیت - هوتونیت دارند به ترتیب به عنوان مونازیت‌های چرالیت ($[LREE, Ca, Th, U](P, Si)_2O_4$) و هوتونیتی خوانده می‌شوند [۱۸].

این کانی تنها در گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌های باتولیت شیرکوه مشاهده شد است. در این آنالیزها، دو عضو انتهایی مونازیت و برابانتیت $[CaTh(PO_4)_2]$ سازهای اصلی این گروه هستند (جدول ۱ م و شکل ۴) و بر اساس محتوای CaO به دو گروه تقسیم شده‌اند: (۱) مونازیت‌های دارای کمتر از ۳/۲۵ درصد وزنی CaO که به سیستم مونازیت-چرالیت-هوتونیت وابسته‌اند و (۲) انواع با بیش از ۱۸/۸ درصد وزنی CaO که دارای ترکیب برابانتیت است. در این پژوهش به منظور بررسی ساختار درونی مونازیت (یعنی شکل، منطقه‌بندی و اذخال‌های آن) بیش از ۳۰ تصویر از نمونه‌های مختلف با استفاده از یک ریز پردازنده‌ی الکترونی برداشت شده‌اند. غالب آن‌ها خودشکل بوده و اندازه‌ی آن‌ها از ۱۰ تا ۳۰ میکرون تغییر کرده و به صورت دانه‌های همگن شکل‌دار در سطح و درون آپاتیت مشاهده شده‌اند (شکل ۵). بعضی از آن‌ها نیز بی‌شکل بوده، زوایای گرد شده دارند و فاقد هر گونه منطقه‌بندی هستند. از نظر ترکیبی این مونازیت‌ها به گروه اول وابسته‌اند. مونازیت‌های گروه دوم به‌صورت بلورهای بسیار ریز برابانتیت (کوچکتر از ۱ تا ۲ میکرومتر) درون آپاتیت مشاهده شده‌اند. هر دوی آن‌ها از REE غنی ولی از Th و U تهی هستند. در سنگ‌های دگرگونی، مونازیت‌های فقیر از توریم به‌عنوان شاهده‌ی از پتانسیل خاستگاه که می‌تواند حاوی الانیت، تیتانیت و آبشویی یا جایگزینی فلورآپاتیت باشد به کار می‌روند [۱۹]. این عامل معیاری برای تشخیص انواع مونازیت‌های حاصل از انحلال ناجور آپاتیت طی آناتکسی سنگ‌ها [۲۰] و انواعی که به طور مستقیم از ماگما متبلور می‌شوند در نظر گرفته می‌شود. غالباً محتوای Th موجود در مونازیت ماگمایی بیش از ۲ تا ۴ درصد وزنی است [۲۱]، ولی در مورد نمونه‌های مورد بررسی، این مقدار به کمتر از ۰/۱ درصد می‌رسد (جدول ۱م). بنابراین با انواع مونازیت‌های حاصل از کانی‌های فسفاتی در سنگ‌های دگرگونی با دمای بالا همخوانی دارد.

ماگماهای پرآلومین در تعادل با فازهای جامد دیگر همانند بیوتیت تشکیل شده باشد. گارنت غنی از آلماندن با تبلور در محدود شده و در شکل ۱ نشان داده شده‌ایم، می‌توان گفت که این کانی در مراحل نهایی تبلور و در پاسخ به افزایش محتوای Mn تشکیل شده است. هر چند که حضور آلومینوم اضافی نیز برای تبلور آن الزامی بوده است [۱۳].

موسکویت

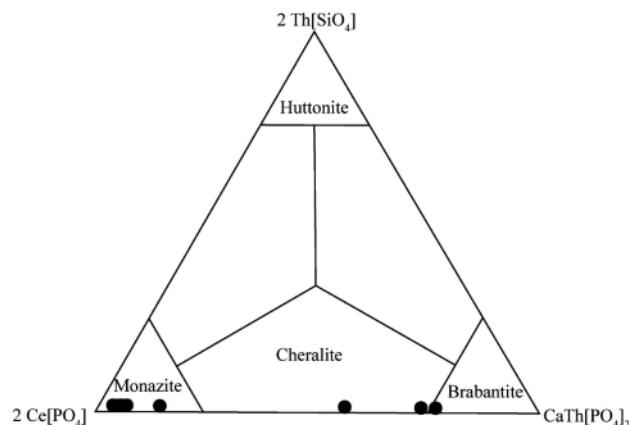
بر اساس شواهد سنگ‌نگاری میلر و همکاران [۱۴]، باربارن [۱۵] و اسپیر [۱۶] مهم‌ترین معیارهای تشخیص موسکویت-های اولیه و ثانویه به قرار زیرند: (۱) موسکویت‌های اولیه در مقایسه با فازهای دیگر، درشت بلور بوده و می‌تواند همانند بیوتیت به عنوان فاز اصلی محسوب شود؛ (۲) انتهای بلورها صاف بوده و می‌تواند به صورت شکل‌دار یا نیمه شکل‌دار باشد؛ (۳) درون کانی‌های دیگر قرار نگرفته باشد؛ (۴) هیچ بافت واکنشی با کانی‌های دیگر اطراف نشان نداده و (۵) در سنگ‌های سالم و فاقد هرگونه دگرسانی مشاهده شود. مشاهدات سنگ-نگاری وجود هر دو نوع موسکویت اولیه و ثانویه را در گرانیت-های شیرکوه اثبات می‌کند. جدول ۱ د اختلاف ترکیبی درون یک نمونه از واحد گرانودیوریتی را نشان می‌دهد ($S.K.11$). اگرچه انواع اولیه و ثانویه در ظاهر به هم شبیه‌اند اما موسکویت‌های اولیه نسبت به ثانویه از Na و Al غنی‌تر و از Mg و Si تهی شده‌اند [۱۴]. نبود TiO_2 در این موسکویت‌ها بدین معناست که آن‌ها ماگمایی نبوده و احتمالاً آلومینیم روی مذاب و تهی‌شدگی آن از FeO و TiO_2 طی تبلور جدایشی را نشان می‌دهد [۱۷].

جدول ۱- د

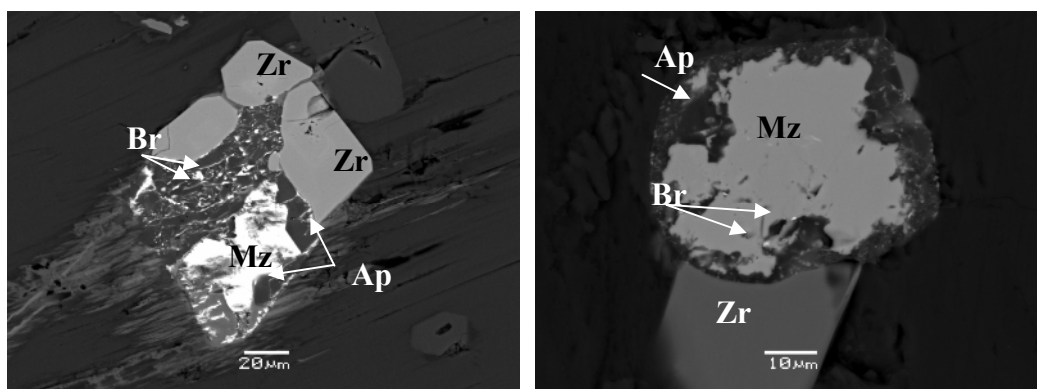
موسکویت	S.K.11	
	ثانویه	اولیه
SiO_2	۴۷/۶۵	۴۵/۶۴
Al_2O_3	۳۳/۰۲	۳۵/۲۸
FeO	۱/۳۹	۱/۳۸
MgO	۰/۵۸	۰/۵
CaO	۰/۰۲	۰/۰۸
Na_2O	۰/۳۹	۰/۶۶
K_2O	۱۰/۱۷	۱۰/۲۴
BaO	۰	۰/۱۴
NiO	۰/۰۷	۰
$H_2O(c)$	۴/۴۳	۴/۲۸
Sum	۹۷/۷۴	۹۸/۶۲
Ox%		

جدول ۱- م

مونازیت	مونزوگرانیت					گرانودیوریت		
	S.K. ۱۱۱					S.K. ۴۴		
	S.K. ۱۱۱					S.K. ۴۴		
شماره آنالیز	Mon1	Mon2	Mon3	Mon4	Mon5	Mon1	Mon1	Mon2
P2O5	۳۰/۴۹	۳۰/۱۵	۳۱/۱۹	۲۶/۵۱	۳۱/۰۷	۳۰/۰۸	۳۰/۸۲	۲۸/۹۴
SiO2	۰/۲۷	۰/۶۴	۰/۳۵	۴/۷۰	۰/۲۵	۰/۳۵	۱/۲۴	۳/۱۵
CaO	۱/۰۰	۰/۷۰	۳/۲۲	۲۷/۸۲	۱/۳۶	۱/۰۷	۱۸/۸۷	۳۰/۹۵
PbO	۰/۰۰	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
ThO2	۵/۴۸	۶/۸۶	۶/۱۸	۱۰/۶۱	۶/۱۶	۶/۷۲	۵/۴۳	۶/۵۸
UO2	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۸۰	۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۰۰	۰/۱۰	۰/۲۲
Y2O3	۱/۶۵	۱/۵۷	۲/۰۷	۱/۰۰	۲/۶۰	۲/۷۷	۰/۸۴	۱/۴۸
La2O3	۱۳/۶۲	۱۳/۴۷	۱۲/۲۶	۴/۹۹	۱۳/۰۰	۱۲/۵۷	۹/۲۴	۴/۹۴
Ce2O3	۲۸/۹۲	۲۸/۱۲	۲۵/۷۰	۱۳/۲۵	۲۷/۲۰	۲۷/۰۰	۲۰/۱۰	۱۰/۸۷
Pr2O3	۳/۱۰	۳/۸۸	۲/۹۹	۱/۱۴	۳/۱۹	۳/۰۰	۲/۶۷	۱/۳۵
Nd2O3	۱۲/۱۴	۱۱/۷۰	۱۱/۱۱	۶/۱۳	۱۱/۰۵	۱۰/۴۳	۷/۸۷	۵/۵۳
Sm2O3	۱/۸۹	۱/۴۵	۱/۷۳	۱/۰۸	۱/۸۴	۱/۴۴	۰/۸۶	۰/۷۷
Gd2O3	۱/۶۱	۱/۴۹	۱/۱۹	۰/۷۷	۱/۷۹	۱/۱۱	۰/۷۷	۰/۹۱
Dy2O3	۰/۳۵	۰/۰۸	۰/۵۲	۰/۱۹	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۱۷	۰/۴۰
Total	۱۰۰/۵۳	۱۰۰/۳۵	۹۸/۷۳	۹۸/۲۸	۱۰۰/۴۹	۹۷/۰۸	۹۸/۹۶	۹۶/۰۹
Mon %	۹۰/۲۹	۹۲/۴۰	۷۴/۵۰	۱۴/۹۱	۸۷/۳۵	۸۹/۲۲	۲۷/۶۵	۱۲/۷۵
CrI %	۸/۳۱	۶/۱۳	۲۴/۲۱	۸۴/۵۲	۱۱/۲۴	۹/۳۳	۷۱/۶۵	۸۶/۷۱
Hut %	۱/۴۱	۱/۴۷	۱/۲۹	۰/۵۸	۱/۴۱	۱/۴۵	۰/۷۱	۰/۵۴



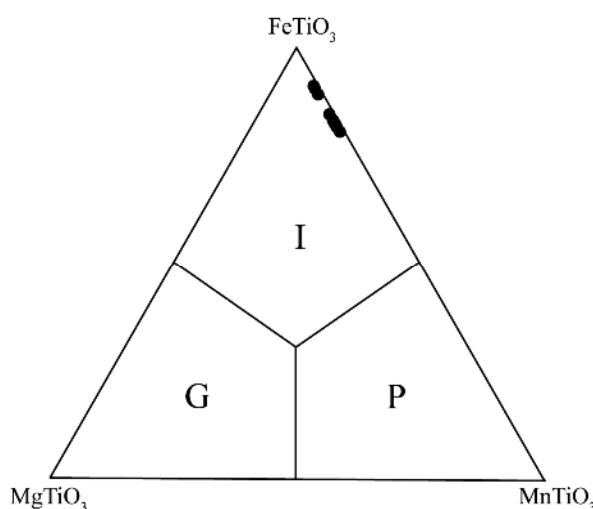
شکل ۴ موقعیت مونازیت‌های مورد بررسی در سیستم مونازیت $[2\text{Ce}(\text{PO}_4)]$ ، برابانتیت $[\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2]$ و هوتونیت $2 [\text{Th}(\text{SiO}_4)]$ [۲۲].



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپ الکترونی کانی‌های گروه مونازیت فقیر از Th. بلورهای درشت‌تر مونازیت در سطح آپاتیت و بلورهای ریز برابانتیت (Br) به صورت نقاط سفید مشاهده شده‌اند.

ایلمنیت

بلورهای ایلمنیت اولیه که حجم اصلی کانی‌های کدر را تشکیل می‌دهند می‌توانند تبلور مستقیم از مذاب، مشارکت مواد رستیتی و یا بلورهای حاصل از واکنش کانی‌های مافیک سیلیکاتی را نشان دهند. بلورهای ثانویه محصول فرایندهای جایگزینی (مانند جایگزینی بیوتیت با کلریت و موسکویت)، جدایشی، اکسایشی و واکنش‌های کانی‌های سیلیکاتی هستند. شکل ۶ ترکیب شیمیایی ایلمنیت در این باتولیت را در نمودار سه تایی FeTiO_3 ، Fe_2O_3 و MnTiO_3 نشان می‌دهد.



شکل ۶ ترکیب شیمیایی ایلمنیت موجود در گرانیت شیرکوه در نمودار FeTiO_3 ، MgTiO_3 و MnTiO_3 . قلمروهای پیروفانیت (P)، ایلمنیت (I) و ژیکیلیت (G) نیز نشان داده شده‌اند [۲۳].

جدول ۱-ن

ایلمنیت شماره آنالیز	گرانودیوریت										مونزوگرانیت	
	S.K.۱۱		S.K.۲۳								S.K.۵۶	
	Ilm1	Ilm2	Ilm1	Ilm2	Ilm3	Ilm4	Ilm5	Ilm6	Ilm7	Ilm8	Ilm1	Ilm2
SiO ₂	۰/۰۱	۰/۰۵	۰	۰	۰/۰۶	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰	۰/۰۵	۰/۰۲
TiO ₂	۵۳/۷	۵۳	۴۵	۴۴/۹	۴۴/۸	۴۵/۶	۴۳/۸	۴۶/۳	۴۴/۲	۴۳/۵	۴۵/۴	۴۴/۷
Cr ₂ O ₃	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۱	۰	۰/۰۳	۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰	۰/۱۳	۰	۰/۱
Fe ₂ O ₃ (c)	۰	۰	۹/۰۴	۸/۶	۷/۳	۷/۲۷	۸/۷۵	۶/۷۶	۸/۱	۹/۲۸	۶/۱۳	۷/۰۷
FeO(c)	۴۲/۵	۳۷	۳۲/۸	۳۳/۶	۳۲/۱	۳۲/۹	۳۲/۱	۳۴/۱	۳۲/۳	۳۱/۶	۳۶/۲	۳۵/۱
MnO	۴/۷۹	۹/۷۱	۷/۴۳	۶/۶۹	۷/۷۴	۷/۷۹	۷/۱۳	۷/۴۹	۷/۱۸	۷/۲۳	۴/۳۸	۴/۸
MgO	۰/۰۴	۰	۰	۰	۰	۰/۰۶	۰	۰	۰	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۸
CaO	۰	۰/۱	۰	۰/۰۶	۰	۰/۰۶	۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۰	۰	۰
ZnO	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۴	۰	۰/۳۸	۰	۰	۰	۰/۰۹	۰/۱۴	۰	۰
Total	۱۰۱	۱۰۰	۹۴/۴	۹۳/۹	۹۲/۵	۹۳/۷	۹۱/۹	۹۴/۷	۹۲	۹۱/۹	۹۲/۴	۹۲
Ilmenite	۸۹/۶	۷۹	۷۳/۹	۷۵/۹	۷۴/۳	۷۴/۵	۷۴/۲	۷۶/۲	۷۴/۸	۷۳/۱	۸۳/۱	۸۱/۱
Geikielite	۰/۱۵	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰/۲۴	۰	۰	۰	۰/۲۱	۰/۳۵	۰/۳۵
Pyrophanite	۱۰/۲	۲۱	۱۷	۱۵/۲	۱۸/۱	۱۷/۸	۱۶/۷	۱۷	۱۶/۸	۱۷	۱۰/۲	۱۱/۲
Hematite	۰	۰	۹/۱۷	۸/۷۵	۷/۶	۷/۴	۹/۱	۶/۸	۸/۴۲	۹/۶۸	۶/۳۳	۷/۳۴

دماسنجی اشباع شدگی از زیرکن

واتسون و هریسون [۲۵] روابط زیر را بین چگونگی حل شدن زیرکن، دما و ترکیب عناصر اصلی مذاب ارائه کردند:

$$\ln D^{Zr, \text{ zircon/melt}} = \{-3.8 - [0.85 (M-1)]\} + 12.900/T \quad (1)$$

که در آن $D^{Zr, \text{ zircon/melt}}$ نسبت غلظت Zr بر حسب ppm در مذاب به همین غلظت در مذاب اشباع شده ($\sim 476 \text{ ppm}$)، M یک فاکتور ترکیبی است که بسته به چگونگی حل شدن زیرکن در SiO_2 و مذاب پرآلومینیته (Na) $[(Na + 2Ca)/(Al \times Si)]$ (همگی در کسر کاتیونی) محاسبه می‌شوند، و T دما بر حسب کلون است که باید به درجه‌ی سانتی‌گراد تبدیل شود. با مرتب کردن این معادله، T را می‌توان برای این مذاب به عنوان دمای اندازه‌گیری شده به روش زمین دماسنجی در نظر گرفت:

$$T_{Zr} = 12900 \left[\frac{2}{95} + 0.85M + \ln (46900/Zr_{\text{melt}}) \right] \quad (2)$$

دمای اشباع از زیرکن که برآورد خوبی از دمای ماگما برای تبلور زیرکن است، بر مبنای این محاسبات برآورد شده است (جدول ۲). این دما برای گرانودیوریت‌های شیرکوه بین ۸۱۶ تا ۸۲۴ و برای مونزوگرنیت‌ها از ۷۸۰ تا ۸۳۴ درجه‌ی سانتی‌گراد در تغییر است. با این فرض که دمای خط گداز برای ماگمای

گرانیتی شیرکوه با میانگین ۸۲۰ و بالاتر است، چنین مذاب‌هایی باید در فشار ۴۰۰ تا ۵۰۰ مگاپاسکال (و یا بالاتر) و از طریق ذوب آبدای بیوتیت تشکیل شده باشند [۲۶].

بحث و برداشت

بنابر داده‌های تجربی تولید ماگمای گرانیتی از طریق ذوب بخشی اساساً با واکنش‌های شکستن بیوتیت و موسکویت کنترل می‌شود [۲۷]. مهم‌ترین واکنش ذوب آبدای موسکویت در سنگ‌های سیلیسی صورت زیر است:

مایع + سیلیکات‌های آلومنیوم‌دار + فلدسپار پتاسیم = آلبیت + کوارتز + موسکویت

بر اساس بررسی‌های تجربی، با اضافه شدن Ca (محتوای آنورتیت در پلاژیوکلاز)، واکنش به سمت دماهای بالاتر (یعنی از ۶۲۵ تا ۷۰۰°C در فشار ۵ کیلوبار) سوق می‌یابد [۲۸]. چنانچه موسکویت حاوی مقداری Fe، Mg، Ti باشد کانی‌های دیگری از قبیل کردیریت و بیوتیت ممکن است تشکیل شوند [۲۶]. به طور کلی، به دلیل محدوده‌ی ترکیبی کوچک، ذوب آبدای موسکویت در یک واکنش تک متغییره رخ می‌دهد، و اغلب حجم کمی کوچکی از مذاب‌های پرآلومین فلیک در دماهای زیر ۷۵۰ به دست می‌آیند. در حضور

جدول ۲ دمای اشباعی از زیرکن بر حسب درجه‌ی سانتی‌گراد برای واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (بر اساس [۲۷]).

مونزوگرنیت	TZr	گرانودیوریت	TZr
S.K.۸	۷۹۳٫۷	S.K.۱۱	۷۹۸٫۵
S.K.۴	۷۶۱٫۵	S.K.۲۳	۸۱۲٫۷
S.K.۳۹	۷۸۴٫۷	S.K.۲۵	۸۲۲٫۲
S.K.۵۰	۸۰۴٫۷	S.K.۱۵۵	۸۰۶٫۲
S.K.۶۶	۷۸۶٫۵		
S.K.۷۴	۸۰۴٫۵		
S.K.۱۰۰	۷۸۱٫۷		
S.K.۱۰۱	۷۸۱٫۲		
S.K.۱۰۵	۷۶۳٫۲		
S.K.۱۱۱	۷۸۶٫۷		
S.K.۱۱۶	۷۸۶٫۵		
S.K.۱۲۲	۷۹۰٫۵		
S.K.۱۲۳	۷۸۷٫۳		
S.K.۱۲۸	۷۸۸٫۷		
S.K.۱۳۷	۸۱۲٫۷		
S.K.۱۴۲	۸۰۶٫۲		
S.K.۱۸۰	۸۰۹٫۴		

(۰/۴ اتم بر واحد فرمولی) و الگوی منطقه‌بندی Mn که از مرکز به حاشیه افزایش می‌یابد (۰/۱۶ تا ۰/۳۲)، همگی دلایلی مبنی بر تشکیل آن در دنباله‌ی تبلور است. دو عضو انتهایی موناژیت و برابانتیت تشکیل‌دهنده‌های اصلی گروه موناژیت هستند. حضور دانه‌های همگن شکل‌دار بزرگ موناژیت فقیر از U و Th همراه با بلورهای ریز برابانتیت (کوچکتر از ۱ تا ۲ میکرومتر) درون و در سطح آپاتیت با انواع موناژیت‌های حاصل از انحلال ناجور آپاتیت طی آناتکسی سنگ‌ها همخوانی دارد. ایلمنیت مهمترین کانی کدر موجود در این باتولیت است و محتوای کمتر از ۱۰٪ هماتیتی را که در کانی‌های کدر موجود در مجموعه‌ی بیوتیت $\pm$ سیلیمانیت در برگرفته شده است می‌تواند به شرایط احیایی اعمال شده از یک خاستگاه دارای گرافیت وابسته باشد.

با توجه به شواهد ارائه شده از ترکیب کانیایی، حضور بیوتیت‌های رستیتی‌باقی مانده از ذوب بخشی و دماهای تشکیل گرانیته یاد شده که به خوبی با دمای لازم برای واکنش‌های شکست بیوتیت (دمای بالاتر از ۸۳۰ تا ۸۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار بالاتر از ۷ کیلوبار [۲۷] همخوانی دارد، چنین برداشت می‌شود که ذوب بخشی اساساً به واسطه‌ی واکنش‌های شکست بیوتیت و در دمای حدود ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد صورت گرفته است.

قدردانی

اعضای انتهایی گروه موناژیت با استفاده از برنامه‌ای که آقای دکتر کیز لیندوت (Kees Linthout) ارسال کرده بودند محاسبه شد که بدین وسیله از ایشان قدردانی می‌شود.

مراجع

- [1] Harangi S. Z., Downes H., Kósa L., Szabó C.S., Thirwall M.F., Mason P.R.D., Matthey D., "Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of northern Pannonian basin (east-central Europe)", *Geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications*. Journal of Petrology 42 (2001) 1813–1843.
- [2] Kawabata H., Takafuji N., "Origin of garnet crystals in calcalkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt", *Japan Mineralogical Magazine* 69 (2005) 59–179.

کوارتز، پلاژیوکلاز $\pm$ سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار، بیوتیت در دماهای بالاتری از موسکویت شکسته خواهد شد. مدل واکنش-های شکست بیوتیت بسته به ترکیب پروتولیت و فشار، به تشکیل یک یا چند کانی مافیک پریکتیک + مایع منتهی می‌شود، برای مثال:

مایع + گارنت $\pm$ کردیریت $\pm$ ارتوز = پلاژیوکلاز + کوارتز + بیوتیت در این واکنش کانی‌های اسپینل Fe-Mg، منیتیت تیتانیوم‌دار و ایلمنیت، احتمالاً روتیل، به علاوه بیوتیت‌های جدید (با Ti، Mg بیشتر و سرشار از آلومینیم) [۲۹] و ارتوآمفیبول/هورنبلند کلسیک تشکیل می‌شوند. منحنی‌های واکنش آبدای بیوتیت در فضای P-T به عدد منیزیوم و محتوای Ti بیوتیت و عدد منیزیوم و TiO₂ سنگ میزبان وابسته است. XMg بالاتر و محتوای تیتانیوم بیشتر، منحنی ناپایداری بیوتیت را به دماهای بالاتری سوق می‌دهد [۳۰]. در مقایسه با موسکویت، ذوب آبدای بیوتیت به مقدار قابل توجهی در گستره‌ی دمایی بالاتر و گسترده‌تری (۷۵۰ تا ۸۵۰°C) صورت گرفته و گرانیته‌های حجیم‌تری را تولید می‌کند [۳۱].

در باتولیت گرانیته‌ی شیرکوه، هر چه از واحد گرانودیوریتی به سمت لوکوگرانیته‌ها نزدیکتر می‌شویم از محتوای آنورتیت کاسته شده و به درصد آلبیت پلاژیوکلازها افزوده می‌شود. بنابراین گرانودیوریت‌ها مذاب‌های غنی از پلاژیوکلازهای با مراکز کلسیک، مونزوگرانیته‌ها مذاب جدایشی از گرانودیوریت‌ها و لوکوگرانیته‌ها مذاب‌های باقی‌مانده تاخیری هستند. همه‌ی بیوتیت‌های موجود در واحدهای مختلف باتولیت دارای Al^{IV} بالا هستند (۳/۲ تا ۶/۲ اتم بر واحد فرمولی) که از ویژگی‌های آشکار گرانیته‌های پرآلومین است. افزایش پیشرونده محتوای آلومینیوم و نسبت $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در بیوتیت‌ها، نشان‌دهنده‌ی سهم مواد پوسته طی سنگ‌زایی از طریق آناتکسی باتولیت گرانیته‌ی شیرکوه است [۳۲]. نبود TiO₂ در ساختار موسکویت‌ها بدین معناست که آن‌ها ماگمایی نبوده‌اند و احتمالاً آلومینیم بالای مذاب و تهی‌شدگی آن از FeO_۱ و TiO₂ طی تبلور جدایشی را نشان می‌دهد. خود شکل بودن گارنت، نبود نفوذی، و محتوای Fe^{+۲} (به طور متوسط ۲/۲ اتم بر واحد فرمولی)، Mg پایین

- Contribution of Mineralogy and Petrology 100 (1988) 205–212.
- [14] Miller C.F., Stoddard E. F., "The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman Piute Range, California", Journal of Geology 89 (1981) 233–246.
- [15] Barbarin B., "Genesis of the two main types of peraluminous granitoids", Journal of Geology 24 (1996) 295–298.
- [16] Speer J.A., "Micas in igneous rocks. Reviews in mineralogy", Mineralogical Society of America 13 (1984) 57–368.
- [17] Białek D., "Zawidów granodiorite from the Lusatian massif in SW Poland Granitoids in Poland", AM Monograph No. 1 (2007) 89–99.
- [18] Förster H.-J., Harlov D.E., "Monazite-(Ce) – huttonite solid-solutions in granulite-facies metabasites from the Ivrea–Verbano Zone, Italy", Mineralogical Magazine 63 (1999) 587–594.
- [19] Pan Y., "Zircon- and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario", The Canadian Mineralogist 35 (1997) 105–118.
- [20] Wolf M.D., London, D., "Incongruent dissolution of REE- and Sr-rich apatite in peraluminous granitic liquids: Differential apatite, monazite, and xenotime solubilities during anatexis", American Mineralogist 80 (1995) 765–775.
- [21] Forster H.-J., "The chemical composition of REEY- Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany. Part I: The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series", American Mineralogist 83 (1998) 259–72.
- [22] Bowie S.H.U., Horne J.E.T., "Cheralite, a new mineral of the monazite group", Mineralogical Magazine 30 (1953) 93–99.
- [23] Whalen J.B., Chappell B. W., "Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt. Southeast Australia", American Mineralogist 73 (1988) 281–296.
- [24] Morgan V G. B., D.London, Luedke R.G., "Petrochemistry of Late Miocene Peraluminous Silicic Volcanic Rocks from the Morococala Field,
- [3] Sengor A.M.C., "A new model for the late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman", In: Robertson, A. H. F., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.), "The Geology and Tectonics of the Oman Region", Geological Society of London. Special Publication 22 (1990) 278–281.
- [4] Sheibi M., Esmaily D., Nedelec A., Bouchez J. L., Kananian A., "Geochemistry and petrology of garnet-bearing S-type Shir-Kuh Granite, southwest Yazd, Central Iran", Island Arc 19 (2010) 292–312.
- [5] White A. R. G., "Water, restite and granite mineralization", Australian Journal of Earth Sciences 48 (2001) 551–555.
- [6] Chappell B. W., White A. J. R., Wyborn D., "The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis", Journal of Petrology 28 (1987) 1111–1138.
- [7] Clarke D.B., Dorais M., Barbarin B., et al., "Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks", Journal of Petrology 46 (2005) 441–472.
- [8] Troger W.E., "Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2", Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart (1982) 822 pp.
- [9] Abdel Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas", Journal of Petrology 35 (1994) 525–541
- [10] Dahlquist J.A., Galindo C., Pankhurst R.J., Rapela C.W, Alasino P.H., Savedra J., Fanning C.M., "Magmatic evolution of the Peñ Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids", Lithos 95 (2007) 177–207.
- [11] Miller C. F., Stoddard E. F., "The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman Piute Range, California", Journal of Geology 89 (1981) 233–246.
- [12] Green T.H., Ringwood A. E., "Crystallization of garnet-bearing rhyodacite under high-pressure hydrous conditions", Journal of Geological Society of Australia 19 (1972) 203–212.
- [13] du Bray E.A., "Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis-southeastern Arabian Shield",

- [29] Patiño-Douce A.E., Johnston A.D., "Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites", *Contribution of Mineralogy and Petrology* (1991), Pet. 107:202–218.
- [30] Vielzeuf D, Montel J.M., "Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships", *Contribution of Mineralogy and Petrology* 117 (1994) 375–393.
- [31] Chen G.N., Grapes R., "Granite Genesis: In Situ Melting and Crustal Evolution", Springer, (2007) 278p.
- [32] Shabani A.A.T., Lalonde A.E., Whalen J.B., "Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator?" *Canadian Mineralogist* 41 (2003) 1381–1396.
- Bolivia", *Journal of Petrology* 39 (1998) N. 4, 601–632.
- [25] Watson E. B., Harrison T. M., "Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types", *Earth and Planetary Science Letters* 64 (1983) 295–304.
- [26] Patiño Douce A. E., Harris N., "Experimental constraints on Himalayan anatexis", *Journal of Petrology* 39 (1998) 689–710.
- [27] Clemens J.D, Vielzeuf D., "Constraints on melting and magma production in the crust", *Earth and Planetary Science Letters* 86 (1987) 287–306.
- [28] Thompson A. B., Algor J. R., "Model systems for anatexis in pelitic rocks: I. Theory of melting reactions in the systems $KAlO_2$ - $NaAlO_2$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O ", *Contribution of Mineralogy and Petrology* 63 (1977) 247–269.