

شواهد سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی رستیت در گرانیت آناتکسی شیرکوه، جنوب غرب یزد

مریم شیبی^{۱*}، داریوش اسماعیلی^۲

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

(دریافت مقاله: ۸۸/۵/۱۹، نسخه نهایی: ۸۸/۹/۸)

چکیده: باتولیت گرانیتوئیدی نوع S شیرکوه یزد از سه واحد اصلی گرانودیوریت، مونزوگرانیت و لوکوگرانیت تشکیل شده است. جدایش کانی‌های رستیتی از مذاب ابتدایی که با تبلور جدایشی ادامه یافته است از مهم‌ترین عوامل تنوع ترکیبی مشاهده شده در باتولیت محسوب می‌شود. انبوهه‌هایی از بیوتیت‌های کوچک با محتوای X_{mg} بالاتر، در مقایسه با بیوتیت‌های ورقه‌ای میزبان، برونوم-های سورمیکاسه؛ مجموعه‌ی کانیایی بیوتیت $\pm$ سیلیمانیت؛ کردیریت با محتوای بسیار پایین Na_2O ($< 0.5wt\%$) و مراکز یکنواخت و کلسیک پلاژیوکلاز از مهم‌ترین رستیت‌های شناخته شده در بخش‌های مافیک‌تر گرانیت شیرکوهند. به علاوه زیرکن، آپاتیت و مونازیت نیز که به صورت ادخال در بیوتیت یافت شده‌اند، می‌توانند به عنوان رستیت در نظر گرفته شوند. شواهد ژئوشیمیایی نیز همانند بررسی-های سنگ‌شناختی حضور این کانی‌های رستیتی را تایید می‌کند. بر اساس این شواهد به نظر می‌رسد گرانیت شیرکوه از آناتکسی پوسته‌ی بالایی و اصولاً از طریق واکنش‌های شکست بیوتیت تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: رستیت، آناتکسی، گرانیت نوع S، ژئوشیمی، شیرکوه.

مقدمه

روندهای خطی پدیدار می‌شوند که رستیت‌ها از نظر شیمیایی همگن باشند [۳]. مشاهده‌ی چنین فرایندی تقریباً برای حجم زیادی از گرانیت‌ها و ذوب غیر تعادلی محتمل در خاستگاه بعید به نظر می‌رسد [۶]. گرچه هنوز در تشخیص درست انواع کانی-های رستیتی موجود در گرانیت‌های نوع S ابهام‌های بسیاری وجود دارد، ولی معمولاً به “هر ماده‌ی جامد در سنگ‌های درونی و بیرونی که باقی مانده‌ی ذوب در خاستگاه باشد” رستیت اطلاق می‌شود [۷]. با این حال، بسیاری از شواهد خاستگاه باقیمانده، طی تبلور دوباره و در نتیجه تعادل با گرانیت میزبان از بین می‌رود [۱]. رستیت‌های رایج در گرانیت-های نوع S اساساً شامل قطعات بلورهای مافیک، پلاژیوکلاز

در بسیاری از جایگاه‌های گرانیتی، روندهای خطی مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر به مدل عدم اختلاط رستیتی نسبت داده شده‌اند [برای مثال: ۱ و ۲]. این مدل که اولین بار توسط [۱] ارائه شده است، بر پایه‌ی جدایش کانی‌های باقی مانده از مذاب ابتدایی است و علی‌رغم اختلاف نظرهایی که بین پژوهشگران مختلف وجود دارد ولی تا به حال کاربرد زیادی داشته است. اگرچه بسیاری از پژوهشگران به نقش عدم اختلاط رستیت در سنگ‌زایی گرانیت‌های نوع S اعتقاد دارند [۳-۵]، ولی روند خطی مشاهده شده در بسیاری از جایگاه‌های گرانیتی را به فرایندهایی چون جدایش، انبوه شدن و اختلاط ماگمایی وابسته می‌دانند. البته بر پایه‌ی این مدل، تنها در صورتی

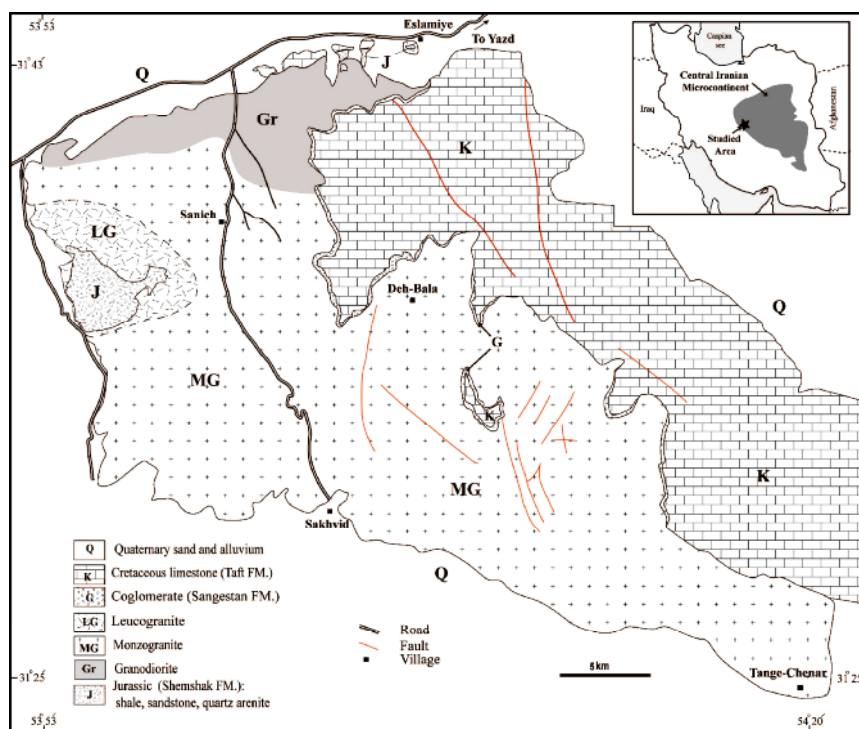
* نویسنده مسئول، تلفن: ۳۳۶۹۰۰۷ (۰۲۷۳)، پست الکترونیکی: marysheibi@khayam.ut.ac.ir

مقاله انواع رستیت‌های موجود در گرانیت‌های آناتکسی نوع S شیرکوه در جنوب غرب یزد از نظر سنگ‌شناختی و شیمی کانیایی شناخته شده و تاثیرهای ژئوشیمیایی عدم اختلاط رستیتی در این باتولیت مورد بررسی قرار گرفته است.

ماهیت گرانیت شیرکوه و سنگ‌های میزبان

باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه با سن ژوراسیک میانی درون بلوک یزد از خرده قاره‌ی ایران مرکزی تشکیل شده است (شکل ۱). به‌طور کلی این باتولیت از سه واحد اصلی گرانودیوریتی، مونزوگرانیتی و لوکوگرانیتی تشکیل شده است. این سنگ‌ها ریز بافت تا میان دانه بوده و از نظر کانی‌شناسی اساساً از کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. سنگ‌های دگرگون مجاورتی در دو حاشیه‌ی شمالی و غربی باتولیت شیرکوه گسترش دارند. در حاشیه‌ی شمالی گرانودیوریت‌ها، واحدهای آواری سازندهای نابند - شمشک را دگرگون و آن‌ها را به شیست و هورنفلس‌های کردیریت‌دار تبدیل کرده‌اند. در حاشیه‌ی غربی نیز واحد لوکوگرانیتی سازند شمشک و سازند نابند را تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی، ضعیفی قرار داده و مجموعه کانی‌های کوارتز، کلریت، مسکوویت را به‌وجود آورده است.

دارای منطقه‌بندی با مراکز کلسیک، برونوم‌های رسوبی دیرگداز، کردیریت، بیوتیت‌های حاوی اذخال‌های سیلیمانیت و زیرکن‌های موروثی هستند [برای مثال: ۱]. بنابر نظر [۳] هیچ یک از این شواهد نمی‌توانند سرشتی رستیت باشند. برای مثال، اگر چه پلاژیوکلاز در چشمه پریدوتیتی گوشته‌ای پایدار نیست [۸]، ولی مراکز کلسیک در پلاژیوکلاز و منطقه‌بندی پیچیده در آن، در برخی از بازالت‌ها و گابروها که رستیت نمی‌تواند در آن‌ها حضور داشته باشد، مشاهده شده‌اند. همچنین فازهایی که نسبتاً زودتر در ماگما تشکیل شده‌اند می‌توانند انبوهه شده و به دلیل کاهش انرژی سطحی، لکه‌های مافیکی تشکیل دهند، از اینرو ضرورتاً نشان دهنده‌ی رستیت‌ها نیستند [۳]. برای آگاهی از تاثیرهای ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی، عدم اختلاط رستیت‌ها در گرانیت‌های نوع S لازم است به‌طور کامل تاثیرهای عدم اختلاط آن‌ها به‌خصوص در انواعی که حاوی حجم زیادی رستیت هستند تشریح شود. بررسی‌های ژئوشیمیایی باید روی عناصری صورت گیرد که با کانی‌های سازنده‌ی سنگ‌ها به ویژه عناصر اصلی و Sr، Rb و Ba کنترل می‌شود [۹]. حضور رستیت و تاثیرهای عدم اختلاط رستیت در بسیاری از گرانیت‌ها از جمله گرانودیوریت Cooma در استرالیا [۱۰] و گرانیت Layos در اسپانیا [۲] به‌طور مفصل بررسی شده است. در این



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ یزد با اندکی تغییر).

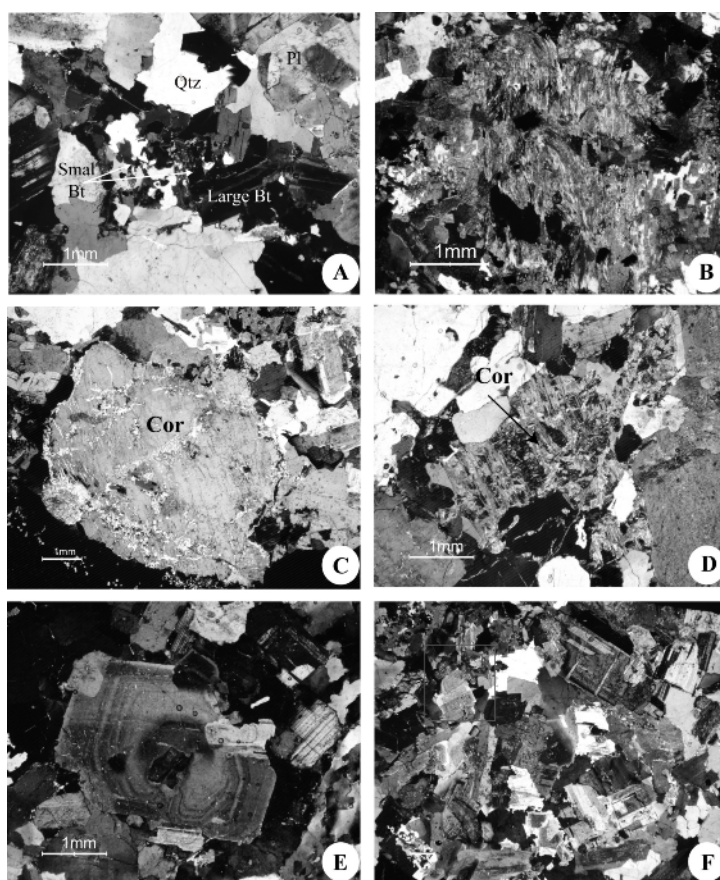
در حاشیه جنوبی به حدود ۱۴ درصد در مرکز می‌رسد. فلدسپار قلیایی فراوانی کمتری از پلاژیوکلاز داشته و همانند کوارتز از حاشیه (حدود ۵ درصد) به مرکز توده (حدود ۲۵٪) افزایش می‌یابد. بیشتر آن‌ها بی‌شکل بوده ارتوز با بافت پرتیتی را به نشان می‌دهد. بیوتیت به مقادیر متفاوتی حضور دارد به طوری که از ۲۴٪ در حاشیه شرقی به حدود ۸٪ در بخش‌های مرکزی باتولیت کاهش می‌یابد. این کانی به دو صورت برگه‌های مجزا و یا دانه‌های کوچک همراه با بیوتیت‌ها دیگر یا بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۲A). بیشتر ادخال‌های آپاتیت، زیرکن و مونازیت در بیوتیت‌های نوع اول مشاهده می‌شود. کردیریت و گارنت از فرانتیرین کانی‌های فرعی هستند. اعضای فلسیک‌تر این واحد نزدیک به روستای سانچ و بین گرانودیوریت‌ها و لوکوگرانیت‌ها قرار گرفته‌اند. اگرچه در بررسی‌های صحرایی نمی‌توان مرز مشخصی بین دو قطب مافیک و فلسیک این واحد قائل شد، ولی این دو از نظر فراوانی و نوع کانی‌ها از یکدیگر قابل تشخیص‌اند. به عنوان مثال در سنگ‌های جدایشی این واحد، فراوانی مدی کوارتز و فلدسپار قلیایی به ترتیب به ۵۱٪ و ۱۹٪ افزایش، ولی پلاژیوکلاز به ۱۵ درصد کاهش یافته است (جدول ۱، نمونه SK.66). به علاوه موسکویت نیز به جای کردیریت حضور دارد. در واقع در مذاب‌های جدایشی‌تر فوگاسیته آب به حدی رسیده است که بلورهای کردیریت اولیه با ماگما واکنش کرده و موسکویت به‌وجود آمده است. این بدین معناست فشار که حداقل در اعضای فلسیک‌تر این سنگ‌های مونزگرانیتی به اندازه کافی بالاست تا موسکویت پایدار باشد. آندالوزیت تنها در دو نمونه و مجموعه کانیایی بیوتیت $\pm$ سیلیمانیت به‌صورت رستیت در اعضای مافیک‌تر این واحد تشخیص داده شده است (شکل ۲B). کلریت و پره‌نیت نیز در راستای رخ‌های بیوتیت گسترش یافته‌اند.

واحد گرانودیوریتی با گسترشی در حدود ۵۰ کیلومتر مربع در حاشیه شمالی باتولیت قرار گرفته است و از اسلامیه به سمت غرب کشیده شده است (شکل ۱). پلاژیوکلازها (۲۰ تا ۴۱٪) بیشترین سهم کانیایی را به خود اختصاص داده‌اند (جدول ۱). کوارتز (۳۴ تا ۴۷٪) به‌صورت درشت بلورهایی با مقادیر کمتر فلدسپار پتاسیم (۱۲ تا ۱۴٪) همراه شده‌اند. بیوتیت با فراوانی ۱۰ تا ۲۵ درصد مهم‌ترین کانی مافیک تشکیل دهنده این واحد است که به دو صورت بیوتیت پهنه‌ای و درشت‌دانه و انواع ریز دانه که با بیوتیت‌های درشت‌تر در برگرفته شده‌اند، دیده می‌شوند. موسکویت اولیه، کردیریت، ایلمنیت، زیرکن، آپاتیت، مونازیت، و مقادیر ناچیزی تورمالین کانی‌های فرعی این واحد را تشکیل می‌دهند. برونوم‌های سورمیکاسه با قطری بیشتر از ۱۰ سانتی‌متر، خطوارگی ترجیحی و بافت لپیدوبلاستی نشان داده و اساساً از بیوتیت، موسکویت و سیلیمانیت با مقادیر کمتر کوارتز و فلدسپار تشکیل شده‌اند. این برونوم‌ها نیز بیشتر در گرانودیوریت‌ها پراکنده شده‌اند.

واحد مونزوگرانیتی گسترده‌ترین بخش سنگ‌های باتولیت شیرکوه را تشکیل دهند و از شمال روستای سانچ تا تنگه-ی‌چنار در جنوب شرقی گسترش یافته است. شباهت‌های کانی‌شناسی بسیاری بین این واحد و واحد گرانودیوریتی مشاهده شده است به‌طوری که این سنگ‌ها نیز از مجموعه کانیایی پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، بیوتیت، کردیریت، گارنت، موسکویت، تورمالین و کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت، مونازیت و کدر تشکیل شده‌اند. اعضای مافیک‌تر، بخش‌های شرقی‌تر را به خود اختصاص داده و به رنگ خاکستری دیده می‌شوند. کوارتز به‌صورت بی‌شکل با فراوانی ۱۴ تا ۵۱ درصد از حاشیه باتولیت به مرکز افزایش می‌یابد. فراوانی پلاژیوکلاز از حاشیه به مرکز توده کاهش می‌یابد به گونه‌ای که از ۷۰ درصد

جدول ۱ نتایج آنالیز مدی و محاسبات ساختگی نمونه‌های مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه.

Igneous Facies	Granodiorite			Monzogranite											Leucogranite		
	۹۰۲	۹۹۰	۱۳۵۲	۱۳۶۰	۱۰۵۶	۷۸۹	۱۰۲۰	۸۹۱	۱۱۲۰	۱۰۴۶	۱۴۷۹	۱۰۶۲	۱۱۳۲	۶۹۸	۸۹۶	۶۲۴	۹۷۷
Total point	S.K155	S.K23	S.K11	S.K100	S.K111	S.K116	S.K39	S.K74	S.K180	S.K137	S.K122	S.K50	S.K142	S.K66	S.K178	S.K19	S.K60
Modal																	
Plagioclase	۴۱/۶	۳۵/۵	۲۰/۲	۷۰/۷	۴۹/۲	۳۷/۵	۳۵/۶	۳۴/۲	۳۰/۸	۳۱/۰	۲۹/۷	۲۷/۶	۲۲/۰	۱۵/۹	۱۲/۲	۱۰/۳	۸/۶
Quartz	۳۴/۳	۳۵/۶	۴۷/۶	۱۴/۶	۱۴/۵	۴۷/۰	۳۱/۸	۲۷/۵	۳۷/۴	۴۳/۸	۴۰/۸	۴۹/۲	۳۷/۲	۵۱/۶	۳۳/۳	۳۷/۶	۴۱
Al/Felspar	۱۹/۶	۰/۷	۱۴/۸	۹/۰	۱۳/۴	۵/۲	۷/۵	۲۵/۵	۱۱/۵	۱۷/۹	۱۰/۹	۹/۳	۲۱/۴	۱۹/۵	۵۳/۶	۴۸/۳	۴۵/۵
Biotite	۱۰/۵	۲۵/۷	۱۵/۹	۴/۹	۲۲/۲	۸/۵	۲۴/۴	۹/۸	۱۵/۴	۷/۳	۱۸/۳	۷/۸	۹/۶	۱۲/۰	۰	۰/۵	۱/۵
Cordierite	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۲/۰	۳/۲	۰/۰	۵/۵	۷/۷	۰/۶	۰	۰	۰	۰
Muscovite	۰/۰	۱/۴	۰/۹	۰/۴	۰/۰	۰/۰	۰/۵	۰/۱	۱/۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۱/۹	۰/۰	۰/۹	۲/۲	۳/۲
Total	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Mesonorm																	
Orthoclase	۴/۶	۲/۷	۴/۲	۱۴/۰	۱۲/۴	۱۳/۰	۱۵/۷	۱۲/۸	۱۲/۲	۱۳/۵	۱۵/۲	۱۱/۹	۹/۵	۱۱/۶	۲۵/۲	۳۲/۱	۲۶/۶
Albite	۲۳/۸	۲۰/۶	۲۰/۳	۲۳/۵	۲۴/۱	۲۲/۹	۲۴/۵	۲۳/۶	۲۳/۴	۲۳/۵	۲۵/۱	۲۲/۵	۲۱/۸	۲۳/۲	۲۸/۲	۲۱/۸	۲۴/۹
Anorthite	۱۶/۵	۱۵/۲	۱۶/۶	۱۱/۸	۱۳/۲	۱۳/۳	۹/۴	۱۲/۳	۱۰/۵	۶/۸	۱۳/۴	۱۱/۷	۱۲/۷	۱۲/۱	۰/۷	۰/۹	۲/۱
Quartz	۳۰/۹	۲۳/۶	۳۱/۶	۳۴/۲	۳۰/۱	۲۲/۶	۳۱/۸	۳۳/۰	۳۴/۸	۳۵/۸	۲۹/۳	۳۳/۵	۳۵/۰	۳۴/۵	۳۹/۱	۳۸/۴	۳۸/۲
Apatite	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۳
Ilmenite	۰/۷	۰/۷	۰/۷	۰/۴	۰/۶	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۱	۰	۰
Biotite	۱۹/۳	۲۱/۸	۲۴/۹	۱۳/۷	۱۶/۵	۱۴/۸	۱۴/۸	۱۴/۸	۱۵/۴	۱۴/۱	۱۷/۱	۱۷/۲	۱۵/۱	۱۵/۱	۲/۶	۳/۷	۳/۱
Corundum	۳/۲	۳/۲	۵/۰	۱/۸	۱/۹	۲/۰	۳/۰	۲/۰	۲/۶	۳/۵	۱/۵	۲/۴	۲/۳	۲/۰	۲/۱	۱/۹	۲/۳
Sum	۹۸/۶	۹۷/۵	۹۹/۰	۹۹/۳	۹۸/۶	۹۸/۹	۹۸/۳	۹۸/۹	۹۹/۳	۹۷/۶	۹۸/۸	۹۸/۵	۹۸/۸	۹۸/۹	۹۸/۳	۹۹	۹۷/۴



شکل ۲ مجموعه‌ای از کانی‌های رستیتی مختلف که در بخش‌های مافیک‌تر باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه مشاهده شده است. (a) بیوتیت‌های ورقه‌ای بزرگ و تجمع بیوتیت‌های کوچک. (b) مجموعه بیوتیت $\pm$ سیلیمانیت که به نظر می‌رسد بخش‌های دیر گداز باقی مانده و رستیتی هستند. (c) کردیریت نسبتاً سالم و (d) کردیریت دگرسان شده به مجموعه‌ای از کلریت و موسکویت (e و f) مراکز کلسیکتر بلورهای پلاژیوکلاز که دگرسان شده و به عنوان فاز رستیتی در نظر گرفته می‌شوند.

شدند. روش‌های آنالیز، و دقت دستگاه‌های یادشده در [۱۱] آورده شده‌اند. آنالیزهای کمی کانایی ریزپردازنده‌ی الکترونی نیز در دانشگاه یاد شده با استفاده از ریزپردازنده‌ی الکترونی مدل Cameca SX50 و انرژی ۱۵ keV، شدت جریان namp ۳۰ انجام شد. نتایج حاصل از آنالیز عناصر اصلی و کمیاب واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه در جدول ۲ ارائه شده‌اند. میانگین شاخص اشباع از آلومنیوم در سنگ‌های مورد بررسی بیش از ۱/۱ بوده و بر اساس رده‌بندی [۱۲] جزء گرانیتهای به شدت پراآلومین محسوب می‌شوند. ماهیت نوع S این گرانیتوئیدها با محتوای بالای کربندوم ساختگی آن‌ها که به بیش از ۵ درصد می‌رسد تایید می‌شود (جدول ۱). شکل ۳ تغییرات عناصر اصلی واحدهای مختلف سنگی نسبت به SiO_2 را نشان می‌دهد که در آن محتوای سیلیس به ترتیب از واحد گرانودیوریتی به سمت مونزوگرانیتهای و لوکوگرانیتهای افزایش

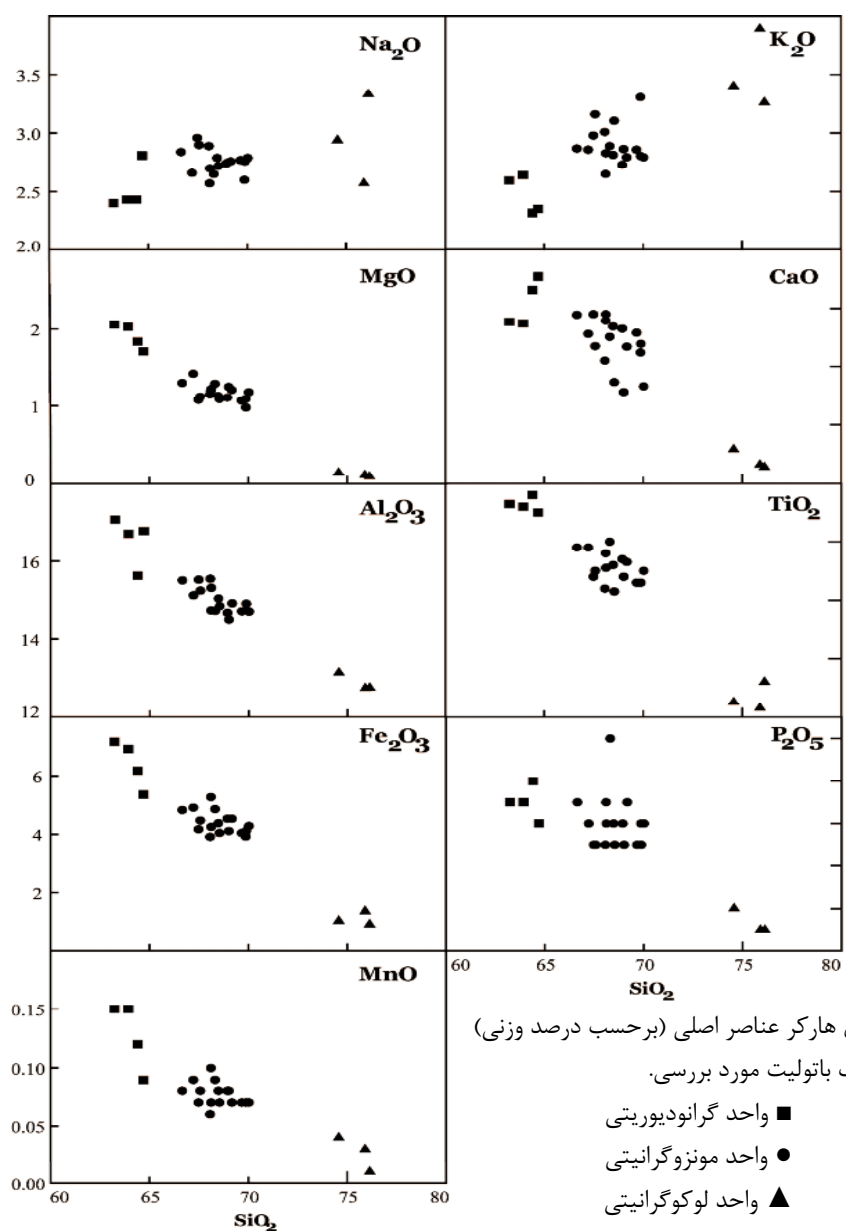
واحد لوکوگرانیتهی با رنگ سفید و نبود کانی‌های کدر از واحدهای دیگر متمایز شده و حاشیه غربی باتولیت شیرکوه را به خود اختصاص داده است. این واحد برخوردگاه نسبتاً واضحی با مونزوگرانیتهای دارد، و اساساً از کوارتز (۳۳-۴۱٪)، فلدسپار پتاسیک (۴۵ تا ۵۳٪)، پلاژیوکلاز سدیک (۸-۱۲٪، جدول ۱) و به مقدار کمتر بیوتیت تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز اساساً از نوع سدیک با محتوای آلبيت بالاست. بافت گرانوفیر و حضور دو کانی موسکویت و تورمالین در این واحد محتوای آب بالاتر را نشان می‌دهد.

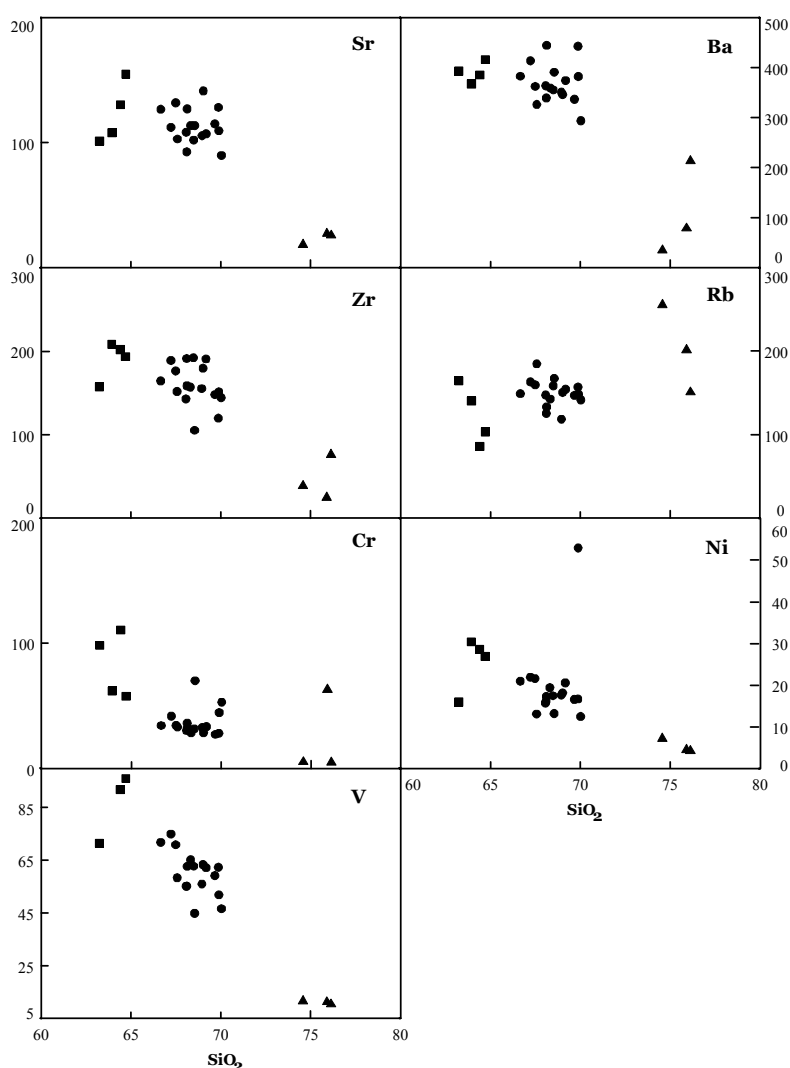
ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

آنالیزهای عناصر اصلی در «آزمایشگاه ژئوشیمی مرکز تحقیقات پتروگرافی و ژئوشیمی نانسی فرانسه» با استفاده از روش ICP-AES انجام شده است. عناصر کمیاب نیز با استفاده از دستگاه ICP-MS در دانشگاه پول ساباتییه فرانسه آنالیز

بالاترین فراوانی Zr، Sr و Ba در سنگ‌های مافیک‌تر مشاهده می‌شود و به‌طور پیش‌رونده به سمت ترکیب‌های فلسیک‌تر از مقدار آن‌ها کاسته شده است (شکل ۴). از طرفی تبلور جدایشی در مرحله‌ی بعدی تکامل ماگمایی رخ داده است، زیرا محتوای Sr و Ba به ترتیب کمتر از ۷۰ و ۲۰۰ ppm شاخص سیستم-های ماگمایی هستند که دستخوش چنین تبلور جدایشی شده-اند [۱]. بنابراین افزایش مقادیر K_2O ، Na_2O ، Rb و کاهش مقادیر Al_2O_3 ، FeO ، MgO ، MnO ، TiO_2 ، CaO، V در نمودارهای هارکر (شکل‌های ۳ و ۴) نیز مبین فرایند تبلور جدایشی است.

می‌یابد. گرانودیوریت‌ها بالاترین محتوای CaO ، Al_2O_3 ، FeO ، MnO و MgO ، TiO_2 ، P_2O_5 را دارند. لوکوگرانیت‌ها بالاترین Na_2O و K_2O و مونزوگرانیت‌ها ترکیبی حدواسط بین این دو را نشان می‌دهند. به‌طور کلی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی هر سه واحد با مجموعه کانی‌های مشاهده شده در آن‌ها همخوانی دارد (برای مثال گرانودیوریت‌ها از پلاژیوکلاز و بیوتیت و لوکوگرانیت‌ها از فلدسپار پتاسیم غنی هستند). محتوای P_2O_5 به‌طور مشخصی از ترکیب‌های مافیک‌تر به فلسیک‌تر کاهش می‌یابد. ترکیبات فلسیک‌تر تغییراتی مشابه گرانیت‌های با دمای پایین دارند، زیرا فسفر در چنین مذاب‌های فلسیک پراآلمین از حلالیت کمی برخوردار است [۱۳].





شکل ۴ نمودارهای هارکر عناصر کمیاب (بر حسب ppm). علامت‌ها شبیه شکل ۳ است.

بحث و بررسی

رستیت‌های سورومیکاسه

بسته‌های غنی از بیوتیت معروف به برونوم‌های سورومیکاسه [۱۴] از آشناترین رستیت‌های موجود در گرانیتهای شیرکوه‌اند. این برونوم‌ها در واحد گرانودیوریتی بسیار رایج بوده و ترکیب و بافت آن‌ها از قطعات باقی‌مانده‌ی شیست‌های دیرگداز مجاور سنگ‌های خاستگاه است [۱۴]. این برونوم‌ها در حاشیه‌ی خود تبلور دوباره یافته‌اند و حاشیه‌های غنی از بیوتیت درشت دانه ایجاد کرده‌اند. دلیل احتمالی اینکه چرا این مقدار بیوتیت ذوب نشده و به‌صورت تفاله باقی مانده است اینست که دما در گرانیتهای یادشده از دمای لازم برای واکنش‌های شکست بیوتیت در مقیاس بزرگ و در غیاب شاره در سنگ‌های پهنه‌ای بالاتر

نرفته است (دمای بالاتر از ۸۳۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بالاتر از ۷ کیلو بار [۱۵]).

مشاهده انبوه‌های نسبتاً بزرگی از بیوتیت‌های ریز دانه و مجموعه بیوتیت $\pm$ سیلیمانیت در مشاهدات سنگ شناختی گرانودیوریت‌ها و بخش‌های مافیک‌تر واحد مونزوگرانیتهای ما را بر آن داشت تا آن‌ها را از نظر کانی‌شناسی با انواع بیوتیت‌های درشت پهنه‌ای مقایسه کنیم. پس از آنالیزهای ریزپردازشی مشخص شد که محتوای Al^{IV} همه‌ی این بیوتیت‌ها بالا بوده (۳/۲ تا ۶/۲ اتم بر واحد فرمولی) و ویژگی بارز گرانیتهای پرآلمین [۱۶] را نشان می‌دهند (جدول ۲، شکل ۵). تفاوت عمده‌ای از نظر کانی‌شناسی بین بیوتیت‌های بزرگ و کوچک در واحد گرانودیوریتی تفاوت چشمگیری مشاهده نشد، و احتمالاً می‌توان آن را به تعادل دوباره‌ی بخشی یا کامل با

در گرانیت شیرکوه کردیریت به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل تغییر کرده و حاوی اذخال‌های کوارتز، بیوتیت‌های ریزدانه و کانی‌های کدر است (شکل ۲C). این کانی در بیشتر موارد به مجموعه‌ای از کلریت و موسکویت (پنیتی شدن) تبدیل شده است (شکل ۲D). محتوای Na_2O آن‌ها ($< 0.5\text{wt}\%$) بسیار کمتر از کردیریت‌های ماگمایی شاخص بوده و بیشتر به کردیریت‌های دگرگونی و رستیتی شباهت دارند (جدول ۲).

فازهای دیگر رستیتی

کوارتز و پلاژیوکلاز از دیگر کانی‌هایی هستند که می‌توانند در گرانیت‌های نوع S خاستگاه رستیتی داشته باشند [برای مثال: ۲۱]. در خاستگاه همه‌ی گرانیت‌های دارای ترکیب باقی مانده مذاب که در تعادل با کوارتز به علاوه فلدسپار تشکیل شده‌اند، کوارتز باید یک فاز رستیت باشد؛ هرچند که تشخیص آن دشوار است و به بررسی‌های کاتدولومینسانس نیاز دارد [۱].

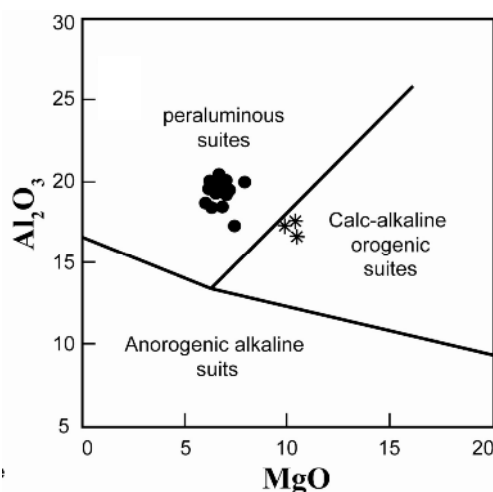
پلاژیوکلازهای رستیتی به دلیل حضور مراکز کلسیک، حاشیه‌های گرد شده و یا بر اساس الگوی منطقه‌بندی پیچیده‌شان شناسایی می‌شوند [۲۲، ۲۳]. ناگفته نماند که این پدیده می‌تواند در پلاژیوکلازهایی که طی جدایش یا اختلاط ماگمایی تشکیل می‌شوند نیز مشاهده شوند [۵]. منطقه‌بندی پیچیده در پلاژیوکلاز در گرانیت‌های حاصل از آناتکسی نادر است. پلاژیوکلاز معمولاً هم‌رشدی کانسترال با فلدسپار پتاسیک نشان می‌دهد که به عنوان فاز تاخیری در نظر گرفته می‌شود. معمولاً پلاژیوکلازهای رستیتی با ترکیب An_{55} تا An_{80} گزارش شده‌اند [۵] ولی محتوای آنورتیت پلاژیوکلاز در گرانیت‌های آناتکسی از An_{25} فراتر نمی‌رود، زیرا در سیستم $(\text{P}_{\text{H}_2\text{O}} = \text{P}_{\text{total}})\text{Qz-Or-An-Ab-H}_2\text{O}$ ، ماگمایی که توانایی تبلور بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب An_5 تا An_{30} را دارد، می‌تواند در تعادل با پلاژیوکلاز رستیتی باشد.

نتایج حاصل از آنالیز پلاژیوکلازهای گرانیت شیرکوه در جدول ۳ ارائه شده‌اند. در واحد گرانودیوریتی، بلورهای پلاژیوکلازی وجود دارند که در آن مراکز کلسیک یکنواخت تا تقریباً یکنواخت است و در حاشیه به منطقه‌بندی عادی ختم می‌شوند (جدول ۳، An_{47-31} ، SK23). بیشتر این مراکز حاشیه‌های خورده و یا گرد شده دارند که جذب بخشی را نشان می‌دهند (شکل ۲E). این مراکز به دلیل ترکیب یکنواخت‌شان فازهای رستیتی در نظر گرفته می‌شوند [۱]. زیرکن، آپاتیت و مونازیت نیز می‌توانند به عنوان کانی‌های رستیتی دیگر در گرانیت‌های آناتکسی در نظر گرفته شوند [۲۴] به این دلیل که

سنگ‌های میزبان نسبت داد. ولی چنانکه انتظار می‌رفت ترکیب بیوتیت‌های کوچک و بزرگ در درون مونزوگرانیت‌ها از یکدیگر متفاوت بود به گونه‌ای که بیوتیت‌های کوچک دارای X_{Mg} بالاتری (۰/۴۴ تا ۰/۴۶) در مقایسه با بیوتیت‌های بزرگ میزبان (۰/۳۲ تا ۰/۳۷) بودند که حکایت از شرایط متفاوت تبلور این دو نوع بیوتیت دارد. بنابراین این انبوه‌های کوچک را می‌توان به عنوان یکی دیگر از رستیت‌های شاخص اعضای مافیک مونزوگرانیت‌ها در نظر گرفت.

کردیریت با خاستگاه رستیتی

اینکه کردیریت در گرانیت‌های پرآلومین یک فاز اولیه‌ی ماگمایی [برای مثال ۱۷] است یا به صورت رستیت از سنگ‌های خاستگاه به ارث رسیده است [۱۸] هنوز مورد بحث است. گرچه خود شکل‌بودن کردیریت ضرورتاً سرشتی ماگمایی بودن این کانی نیست [۱۹] ولی غالباً بافت ماگمایی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که می‌تواند در گرانیت‌های پرآلومین جزء فازهای تاخیری محسوب شود [۱۷]. این کانی یا به صورت فاز ماگمایی کوتکتیک یا در نتیجه‌ی واکنش‌های ماگمایی پریکتیک در طول افزایش دما یا کاهش فشار و یا کاهش دما و یا کاهش فشار به وجود می‌آید [۲۰]. شواهد اصلی برای تشخیص کردیریت‌های ماگمایی و پریکتیکی ماگمایی شامل (۱) خود شکل بودن آن، (۲) عدم منطقه‌بندی، (۳) نبود اذخال، (۴) نسبت بالای Na_2O در آن‌ها ($> 0.5\text{wt}\%$) [۲] در مقایسه با کردیریت‌های دگرگون و رستیتی ($< 0.5\text{wt}\%$) [۹] است.



شکل ۵. ترکیب بیوتیت‌های موجود در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه در نمودار عبدالرحمن (۱۹۹۴). نمونه‌هایی که در قلمرو آهکی-قلیایی رسم شده‌اند به بیوتیت‌های ریزدانه در بخش‌های مافیک‌تر واحد مونزوگرانیتی تعلق دارند.

جدول ۲ آنالیز عناصر اصلی (wt%) و فرعی (ppm) واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه.

Igneous facies Sample	Granodiorites				Monzogranites											
	SK11	SK25	SK23	SK155	SK111	SK50	SK122	SK101	SK39	SK142	SK116	SK123	SK74	SK4	SK66	SK137
SiO ₂	۶۳/۴۴	۶۳/۶۳	۶۴/۴۰	۶۴/۷۰	۶۶/۶۵	۶۷/۲۲	۶۷/۴۸	۶۷/۵۷	۶۸/۰۶	۶۸/۶۰	۶۸/۱۱	۶۸/۳۱	۶۸/۴۸	۶۸/۵۴	۶۸/۴۴	۶۹/۰۶
TiO ₂	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۶	۰/۷۰	۰/۵۸	۰/۵۸	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۴۴	۰/۵۶	۰/۵۱	۰/۶۰	۰/۵۶	۰/۴۳	۰/۵۴	۰/۴۸
Al ₂ O ₃	۱۷/۰۷	۱۶/۷۰	۱۵/۶۳	۱۶/۷۸	۱۵/۵۹	۱۵/۱۳	۱۵/۵۳	۱۵/۴۵	۱۵/۵۵	۱۴/۷۵	۱۵/۳۲	۱۴/۷۴	۱۵/۰۵	۱۴/۸۶	۱۴/۶۹	۱۴/۵۲
Fe ₂ O ₃	۷/۱۷	۶/۹۲	۶/۱۸	۵/۳۶	۴/۸۳	۴/۹۱	۴/۱۷	۴/۳۷	۳/۹۱	۵/۲۷	۴/۷۵	۴/۸۶	۴/۳۸	۴/۰۴	۴/۵۳	۴/۱۱
MnO	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸
MgO	۲/۰۶	۲/۰۳	۱/۸۴	۱/۷۱	۱/۳۰	۱/۴۲	۱/۰۸	۱/۶۲	۱/۱۵	۱/۲۰	۱/۲۲	۱/۲۹	۱/۱۳	۱/۰۹	۱/۱۱	۱/۲۵
CaO	۲/۷۷	۲/۷۴	۳/۳۱	۳/۵۴	۲/۸۹	۲/۵۶	۲/۹۰	۲/۳۵	۲/۱۰	۲/۷۹	۲/۹۰	۲/۵۱	۲/۶۹	۱/۷۳	۲/۶۵	۱/۵۶
Na ₂ O	۲/۴۰	۲/۴۳	۲/۴۳	۲/۸۱	۲/۸۴	۲/۶۶	۲/۹۶	۲/۶۰	۲/۸۹	۲/۵۷	۲/۷۰	۲/۶۵	۲/۷۹	۲/۷۲	۲/۷۴	۲/۷۵
K ₂ O	۳/۱۹	۳/۲۸	۲/۶۳	۲/۷۰	۳/۷۴	۳/۷۲	۳/۹۶	۴/۲۲	۴/۰۲	۳/۳۰	۳/۶۶	۳/۷۸	۳/۶۳	۴/۲۱	۳/۴۶	۳/۷۳
P ₂ O ₅	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵
LOI	۱/۷۰	۱/۹۲	۲/۱۳	۲/۱۱	۱/۳۵	۱/۴۵	۱/۱۴	۱/۲۳	۱/۵۸	۱/۷۸	۱/۳۳	۱/۵۹	۱/۲۱	۲/۱۱	۱/۶۵	۱/۸۳
Total	۱۰۰/۶۳	۱۰۰/۹۹	۹۹/۶۰	۱۰۰/۶۶	۹۹/۶۳	۹۹/۸۷	۹۹/۹۲	۹۹/۹۴	۹۹/۹۰	۱۰۰/۵۹	۱۰۰/۶۳	۱۰۰/۶۰	۱۰۰/۶۱	۹۹/۹۵	۱۰۰/۵۴	۹۹/۴۵
A/CNK	۱/۳۷	۱/۳۳	۱/۲۲	۱/۲۰	۱/۱۱	۱/۱۶	۱/۰۸	۱/۱۱	۱/۲۰	۱/۱۵	۱/۱۲	۱/۱۳	۱/۱۲	۱/۲۲	۱/۱۲	۱/۲۷
Rb	۱۶۴/۴۳	۱۴۰/۱۱	۸۵/۵۵	۱۰۳/۴۴	۱۴۹/۱۱	۱۶۳/۰۹	۱۵۹/۶۸	۱۸۴/۸۶	۱۴۷/۳۱	۱۲۵/۳۸	۱۳۳/۰۴	۱۴۲/۴۳	۱۵۸/۳۳	۱۶۷/۲۴	۱۱۸/۴۰	۱۵۰/۳۸
Ba	۳۹۲/۴۷	۳۶۶/۹۶	۳۸۵/۱۲	۴۱۵/۸۲	۳۸۲/۴۰	۴۱۳/۵۶	۳۶۶/۲۲	۳۷۶/۰۹	۳۶۳/۶۴	۳۳۹/۴۳	۴۴۴/۴۷	۳۵۸/۸۱	۳۵۵/۲۹	۳۹۰/۵۲	۳۵۰/۵۰	۳۴۶/۰۰
Sr	۱۰۱/۲۰	۱۰۷/۷۷	۱۳۰/۱۱	۱۵۴/۷۶	۱۲۶/۷۱	۱۱۲/۱۴	۱۳۱/۷۷	۱۰۲/۸۹	۱۰۸/۲۸	۹۲/۵۹	۱۲۶/۸۴	۱۱۳/۵۰	۱۰۶/۰۰	۱۱۳/۴۶	۱۰۵/۶۱	۱۴۱/۳۴
Zr	۱۵۷/۲۱	۲۰۸/۲۳	۲۰۲/۰۴	۱۹۳/۴۳	۱۶۴/۴۴	۱۸۸/۴۴	۱۷۶/۳۲	۱۵۱/۸۵	۱۴۹/۸۲	۱۹۱/۳۴	۱۵۸/۳۷	۱۵۷/۰۳	۱۹۲/۳۳	۱۰۵/۲۹	۱۵۵/۱۷	۱۷۹/۶۴
Ti	۳۳۸/۳۹	۴۳۱/۸۲	۴۲۶/۴۷	۳۸۱/۵۹	۳۳۱/۴۲	۳۱۵/۵۱	۲۸۹/۷۸	۲۹۱/۵۳	۲۶۰/۲۲	۲۹۱/۷۰	۲۷۳/۵۷	۳۰۶/۹۲	۳۱۷/۸۱	۲۴۰/۶۴	۳۱۱/۳۳	۲۸۸/۵۱
Th	۳۹/۳۹	۲۸/۴۵	۳۴/۸۵	۳۳/۱۵	۳۵/۹۳	۳۵/۲۰	۳۳/۵۶	۴۰/۵۳	۳۳/۴۴	۳۹/۳۱	۲۸/۹۹	۳۶/۵۱	۳۱/۶۲	۲۸/۷۰	۳۴/۱۸	۴۱/۲۹
U	۱/۵۶	۲/۴۳	۱/۲۲	۱/۳۲	۱/۳۶	۱/۸۲	۲/۱۳	۲/۲۰	۱/۵۲	۲/۱۳	۱/۷۲	۴/۲۱	۲/۳۷	۱/۲۲	۱/۳۱	۱/۵۴
V	۷۱/۳۷	۱۰۰/۴۲	۹۱/۸۶	۹۵/۶۶	۷۱/۷۸	۷۴/۹۶	۷۰/۹۱	۵۸/۴۱	۵۵/۱۵	۵۵/۲۰	۶۲/۷۰	۶۵/۱۵	۶۲/۷۷	۴۴/۸۵	۵۵/۹۸	۶۳/۴۰
Cr	۹۸/۱۷	۶۱/۲۳	۱۱۰/۴۵	۵۷/۵۷	۳۴/۱۸	۴۱/۵۲	۳۴/۶۱	۳۳/۰۴	۳۰/۳۱	۳۶/۰۲	۳۲/۴۹	۲۸/۵۰	۳۱/۴۲	۶۹/۹۶	۳۲/۷۰	۲۸/۵۰
Ni	۱۵/۹۵	۳۰/۴۲	۲۸/۶۱	۲۶/۹۰	۲۰/۶۶	۲۱/۹۰	۲۱/۵۸	۱۳/۰۹	۱۵/۷۶	۱۶/۲۴	۱۷/۲۷	۱۹/۴۶	۱۷/۴۹	۱۳/۲۲	۱۷/۶۰	۱۸/۱۹

ادامه جدول ۲ ترکیب باقی مانده مذاب گرانیت‌های نوع S از وایت و چاپل (۱۹۷۷).

Igneous facies Sample	Monzogranites					Leucogranites			S-type minimum melts
	SK180	SK100	SK105	SK128	SK8	SK60	SK19	SK178	
SiO ₂	۶۶/۱۷	۶۶/۶۶	۶۶/۸۶	۶۶/۸۸	۷۰/۰۲	۷۴/۵۷	۷۵/۶۰	۷۶/۱۳	۷۵/۰۷
TiO ₂	۰/۵۳	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۵۰	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۲۸
Al ₂ O ₃	۱۴/۶۳	۱۴/۷۳	۱۴/۷۵	۱۴/۶۲	۱۴/۷۲	۱۳/۶۴	۱۲/۷۴	۱۲/۷۵	۱۲/۸۵
Fe ₂ O ₃	۴/۵۳	۴/۰۴	۳/۲۲	۴/۱۱	۴/۸۸	۱/۰۴	۱/۳۷	۰/۹۲	۱/۶۹
MnO	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳
MgO	۱/۲۱	۱/۰۷	۱/۰۹	۰/۹۸	۱/۱۸	۰/۶۴	۰/۶۱	۰/۰۹	۰/۲۶
CaO	۲/۳۴	۲/۵۸	۲/۲۴	۲/۳۹	۱/۶۶	۰/۵۸	۰/۳۲	۰/۲۸	۱/۱۱
Na ₂ O	۲/۷۶	۲/۷۷	۲/۶۰	۲/۷۶	۲/۷۹	۲/۶۴	۲/۵۷	۲/۳۳	۲/۰۸
K ₂ O	۳/۵۹	۳/۷۲	۴/۶۱	۳/۶۱	۳/۵۹	۴/۸۰	۵/۷۸	۴/۵۲	۴/۸۱
P ₂ O ₅	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۶
LOI	۱/۲۸	۱/۰۶	۱/۰۵	۱/۲۱	۱/۹۲	۱/۳۰	۱/۳۴	۱/۳۸	
Total	۱۰۰/۵۹	۱۰۰/۳۲	۱۰۰/۸۰	۱۰۰/۵۴	۱۰۰/۸۹	۹۸/۷۱	۱۰۰/۲۷	۹۹/۶۲	۹۹/۲۹
A/CNK	۱/۱۸	۱/۱۱	۱/۱۱	۱/۱۷	۱/۲۸	۱/۱۹	۱/۱۵	۱/۱۷	
Rb	۱۵۴/۱۶	۱۴۷/۰۸	۱۵۶/۸۶	۱۴۸/۱۶	۱۴۱/۴۰	۲۵۵/۴۷	۲۰۱/۳۱	۱۵۰/۷۷	
Ba	۳۷۳/۷۹	۳۳۱/۵۲	۴۴۲/۵۵	۳۸۱/۸۶	۲۹۲/۶۲	۳۵/۱۰	۷۸/۸۰	۲۱۲/۵۲	
Sr	۱۰۷/۰۸	۱۱۴/۶۶	۱۲۸/۱۳	۱۰۹/۵۳	۸۹/۶۷	۱۸/۲۸	۲۷/۱۶	۲۵/۰۰	
Zr	۱۹۰/۸۱	۱۴۷/۹۸	۱۱۹/۸۴	۱۵۱/۱۸	۱۴۴/۶۶	۳۸/۴۴	۲۴/۴۶	۷۶/۰۶	
Ti	۳۰۴/۵۸	۲۷۲/۳۶	۲۵۷/۰۴	۲۸۰/۳۲	۲۱۶/۸۰	۲۱۱/۳۳	۱۵۰/۸۲	۲۰۰/۲۷	
Th	۳۶/۴۴	۲۸/۰۳	۳۶/۰۵	۳۱/۴۵	۳۳/۷۸	۱۴/۷۵	۱۲/۳۴	۲۲/۵۸	
U	۱/۵۹	۱/۳۷	۱/۲۷	۱/۲۵	۲/۱۰	۴/۸۰	۲/۴۴	۲/۳۱	
V	۶۲/۲۱	۵۹/۱۸	۶۲/۲۴	۵۹/۹۱	۴۶/۵۵	۱۱/۶۱	۱۱/۶۶	۱۰/۳۴	
Cr	۳۳/۲۲	۲۷/۱۵	۲۷/۶۱	۴۴/۶۲	۵۲/۸۰	۴/۶۴	۲۲/۰۱	۴/۶۴	
Ni	۲۰/۵۶	۱۶/۲۳	۱۶/۷۱	۵۲/۶۲	۱۲/۵۲	۷/۲۳	۴/۴۸	۴/۲۳	

جدول ۳ نتایج آنالیز ریز پردازش (wt%) کانی‌ها از واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه.

Biotite		Granodiorite									Monzogranite						
Sample no.	S.K.111		S.K.11				S.K.23			S.K.56					S.K.44		
	Large Bio	Large Bio	Large Bio	Large Bio	Large Bio	Large Bio	Large Bio	Large Bio	Large Bio	Small Bio	Small Bio	Small Bio	Large Bio	Large Bio	Large Bio		
Analysis no.																	
SiO ₂	۳۴/۸	۳۵	۳۵/۳	۳۵/۳	۳۴/۸	۳۴/۵	۳۴/۷	۳۳/۹	۳۴/۷	۳۴/۷	۳۴/۷	۳۵/۴	۳۶/۴	۳۴/۷	۳۵/۷		
TiO ₂	۳/۷	۲/۷	۲/۴۸	۱/۶۲	۳/۹۹	۳/۶۹	۲/۳۹	۱/۶۸	۲/۶۴	۲/۷۳	۲/۷۷	۲/۹۵	۲/۲۲	۴/۰۴	۲/۶۹		
Al ₂ O ₃	۱۷/۸	۱۸/۲	۱۸	۱۸/۲	۱۶/۷	۱۶/۵	۱۷/۷	۱۸	۱۸/۷	۱۶/۳	۱۵/۱	۱۴/۹	۱۴	۱۴/۷	۱۷/۴		
FeO	۲۱/۹	۲۲/۴	۲۲/۷	۲۳/۲	۲۳/۳	۲۳/۱	۲۲/۳	۲۱/۷	۲۱/۷	۲۳/۹	۲۲/۷	۲۰/۹	۲۱/۸	۲۲/۳	۲۲/۳		
MgO	۱/۷۹	۱/۵۸	۱/۲۴	۷/۰۴	۱/۴	۱/۱۸	۷/۱۳	۸/۰۴	۱/۷۴	۱/۹۲	۱۰/۳	۱۰/۱	۱۰/۵	۷/۵۶	۷/۲۹		
CuO	.	.	.	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱	۰/۱۳	۰/۲	۰/۰۶	۰/۲۳	۰/۱	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۱	.		
Na ₂ O	۰/۷	۰/۷	۰/۷	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۹	.	۰/۰۷	۰/۱۲	.	.	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۲۱	۰/۰۵		
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		
Sum Ox%	۹۸/۶	۹۸/۷	۹۸/۳	۹۹/۳	۹۸/۶	۹۸/۱	۹۶/۷	۹۴/۸	۹۸/۴	۹۷/۲	۹۷/۴	۹۸/۱	۹۸/۲	۹۶	۱۰۰		
XMg	۰/۳۶	۰/۴۴	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		

Plagioclase		Granodiorites						Monzogranites				Leucogranites		
Sample no.	S.K.23						S.K.44		S.K.111		S.K.178			
	rim to core- core to rim						core	rim	core	rim	core	rim	Kf	
SiO ₂	۶۱/۲	۵۸/۸	۵۵/۵	۵۶/۸	۵۷/۹	۵۷/۷	۵۸/۴	۵۸/۲	۶۵/۷	۵۸/۸	۶۲/۹	۵۸/۲	۵۷/۲	۶۷/۴
Al ₂ O ₃	۲۴/۷	۲۶/۱	۲۷/۷	۲۶/۷	۲۶/۶	۲۶/۵	۲۶/۸	۲۶/۳	۲۱/۳	۲۶/۵	۲۳/۶	۲۶/۷	۲۷/۱	۲۱/۲
Fe ₂ O ₃	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۱	۰/۰۷	۰/۱	.	۰/۰۶	۰/۰۳	.	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۷
CaO	۱/۴۷	۸/۱۹	۱۰/۲	۹/۵۵	۸/۸۴	۸/۷۶	۸/۷۲	۸/۴۶	۲/۵۲	۸/۳۵	۵	۸/۹	۹/۲۸	۰/۷۸
Na ₂ O	۸/۱۱	۷/۳۹	۵/۹۱	۶/۱۳	۶/۷۵	۶/۶۵	۶/۷۵	۷/۱۱	۱۰/۵	۷/۱۴	۸/۹۷	۶/۹۸	۶/۴۳	۱۰/۷
K ₂ O	۰/۲۳	۰/۱۶	۰/۴	۰/۳۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۲۸	۰/۲۶	۰/۰۷	۰/۳۶	۰/۱۷	۰/۱۹	۱/۳۹
Total	۱۰۰	۱۰۰	۹۹/۸	۹۹/۹	۱۰۰	۹۹/۷	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۹۸/۷
An	۳۰/۲	۳۷/۷	۴۷/۸	۴۳/۷	۴۱/۶	۴۱/۸	۴۱/۳	۳۹/۱	۱۱/۵	۳۸/۸	۲۳/۱	۴۱	۴۳/۹	۳/۶

Cordierite		Granodiorite				Monzogranite			
Sample no.	S.K.148				S.K.128				
SiO ₂	۴۷/۶				۴۷				
Al ₂ O ₃	۳۴/۶				۳۲/۲				
FeO	۵/۸				۵/۵۳				
MgO	۱/۳۴				۲/۳۲				

این مقدار است و مقدار آن‌ها نیز برخلاف روند افزایش مشاهده شده در گرانیت‌های نوع S از سنگ‌های مافیک به سمت فلسیک کاهش یافته است.

نقش مدل رستیتی در تکامل باتولیت شیرکوه

گرانیت شیر کوه در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی روندی خطی نشان می‌دهد (شکل‌های ۳ و ۴). چنین روندی می‌تواند در اثر فرایندهای مختلفی از جمله جدایش، هضم و تبلور جدایشی (AFC)، دمای ذوب بخشی و اختلاط ماگمایی روی دهد [۳، ۵]. با توجه به محتوای بالای رستیت و برونوم-ها، بویژه در بخش‌های مافیک‌تر گرانیت شیرکوه که به احتمال قوی مانع جدایش فازهای تبلور یافته شده است، بعید به نظر می‌رسد که چنین روندهایی حاصل فرایند هضم و تبلور

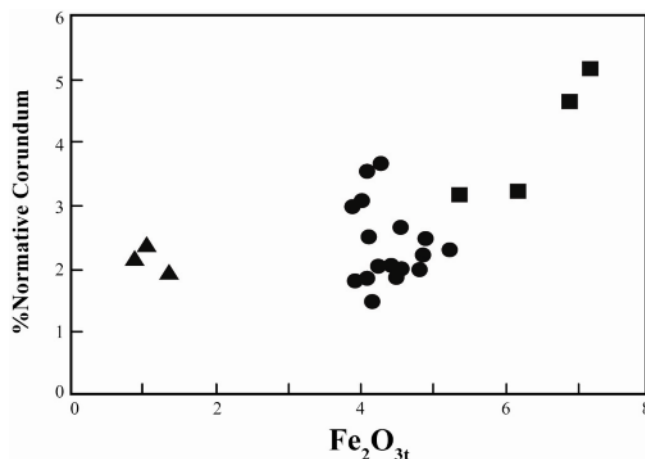
پتانسیل آن‌ها برای تشکیل رستیت در بسیاری از کارهای تجربی [برای مثال: ۲۵ و ۲۴] و پردازشی یونی در طول کانی زیرکن که حاوی هسته‌های قدیمی هستند [۲۶] به اثبات رسیده است. در گرانیت‌های آناتکسی، آپاتیت، زیرکن و مونازیت می‌توانند به صورت اذخالی‌هایی درون بیوتیت و درون ماتریس برونوم‌های سورمیکاسه یافت شوند و از اینرو حداقل بخشی از آنها رستیت‌اند. کارهای تجربی نشان داده است که آپاتیت با خاستگاه ماگمایی در گرانیت‌های پرآلومینوسی می‌توانند تشکیل شوند که مذاب‌های سازنده‌ی آن‌ها دارای بیش از ۰/۵ درصد وزنی P₂O₅ باشند [۲۷]. بدین ترتیب به احتمال قوی آپاتیت‌های موجود در باتولیت شیرکوه از نوع رستیت‌اند زیرا محتوای P₂O₅ کلیه سنگ‌های یاد شده کمتر از

حضور مراکز زیرکن موروثی اثبات می‌شود ولی تاکنون گرانیتوئیدهای شیرکوه از این نظر مورد بررسی قرار نگرفته‌اند. کاهش فراوانی Ba و P_2O_5 با افزایش محتوای SiO_2 نشان می‌دهد که کانی‌های بیوتیت و آپاتیت که به ترتیب حاوی مقادیر چشمگیری Ba و فسفر بوده‌اند به‌صورت رستیت وجود داشته‌اند (شکل ۴).

اگر ترکیب یک جایگاه گرانیتی کاملاً از طریق جدایش رستیت کنترل شده باشد، در آن صورت ترکیب مذاب برای همه‌ی عناصر روی محتوای SiO_2 سنگ‌های فلسیک‌تر و برخوردگاه آن عنصر با محور SiO_2 قرار خواهد داشت (شکل ۴). در این موقعیت که "ترکیب باقی مانده مذاب" نامیده می‌شود، عناصری همچون MgO و P_2O_5 محور SiO_2 را نزدیک به مذاب هاپلوگرانیتی قطع می‌کنند. در نمودارهای تغییرات هارکر برای گرانیت‌های این منطقه روند MgO ، TiO_2 و FeO محور SiO_2 را در ۷۷ درصد وزنی قطع می‌کنند (شکل ۳)، ترکیب هاپلوگرانیت [۱]. باقی مانده مذاب در گرانیت آناتکسی شیرکوه با لوکوگرانیت‌ها مشخص شده‌اند و ترکیبی نزدیک به ترکیب باقی مانده مذاب گرانیت‌های نوع S چابل و وایت [۱] دارند (جدول ۲). بنابراین تغییر از رژیم غالب با جدایش رستیت تا رژیم تبلور جدایشی با تغییر در مقدار Sr پایین‌تر از ۷۰wt% که از روند برآورد شده در محتوای SiO_2 پایین جدا می‌شود نشان داده شده است. افت ناگهانی در مقدار Sr به تبلور جدایشی فلدسپارها پیش از تشکیل سنگ‌های فلسیک‌تر می‌تواند نسبت داده شود. بنابراین در اینجا نیز همانند بسیاری از جایگاه‌های گرانیتی نوار چین خورده لاخلان تبلور جدایشی در مرحله‌ی بعدی تکامل ماگمایی رخ داده است.

جدایشی باشد. اختلاط ماگمایی نیز نمی‌تواند برای مقادیر پایین CaO و Sr در گرانیت‌های شیرکوه با محتوای SiO_2 پایین در نظر گرفته شود. از طرف دیگر این احتمال که سنگ‌های مافیگتر باید از اختلاط ماگماهای پوسته‌ای نوع S فلسیک با مذاب‌های عمیق‌تر پوسته یا گوشته‌ای به وجود آمده باشند رد می‌شود، زیرا بنابر نظر [۱۲] هرچه سنگ‌ها مافیگتر می‌شوند پراآلومین‌تر خواهند بود (شکل ۶، جداول ۱ و ۲).

بر پایه‌ی مدل رستیت، ترکیب گرانیت خاستگاه باید بر روی این خط راست بین ترکیب باقی مانده مذاب و رستیت قرار گیرد. در هر حال، ترکیب مذاب ابتدایی تنها در صورتی می‌تواند تعیین شود که آن ترکیب به واسطه‌ی تبلور جدایشی و جدایش رستیت تغییر نکرده باشد. بر اساس این مدل، ترکیب خاستگاه مذاب که مافیگترین گرانیت‌ها را تشکیل می‌دهد باید در راستای این تغییرات قرار داشته و بالاترین تمرکز رستیت را دارا باشد. بنابراین سنگ‌های گرانیتوئیدی که در حاشیه‌ی شمالی این باتولیت رخمون دارند دارای کمترین محتوای SiO_2 و بیشترین سهم کانی‌های مافیگ هستند ترکیبی نزدیک یا مشابه مذاب‌های ابتدایی این جایگاه را نشان می‌دهند. بنابراین روند خطی مشاهده شده بین گرانودیوریت‌ها تا لوکوگرانیت‌ها حاکی از روند عدم اختلاط رستیتی است که به راحتی در بسیاری از نمودارهای هارکر از جمله Na_2O ، K_2O ، CaO ، P_2O_5 فراوانی Zr از سنگ‌های مافیگتر به سمت ترکیب‌های فلسیک‌تر با این واقعیت هماهنگ است که بلورهای زیرکن در مذابی که این گرانیت‌ها از آن به وجود آمده‌اند وجود داشته‌اند و یا حتی مذاب از زیرکن اشباع بوده است. اگرچه این موضوع با



شکل ۶ نمودار کاردوم ساختگی نسبت به آهن کل برای سنگ‌های گرانیتوئیدی باتولیت شیرکوه. علامت‌ها شبیه شکل ۳ هستند.

برداشت

شیرکوه به طور گسترده از سنگ‌های مافیک غنی از بیوتیت و کردیریت و حاوی مقادیر قابل چشمگیری از کانی‌های رستیتی تا گرانیت‌های به شدت جدا شده‌ی فاقد رستیت را شامل می‌شوند. گرانیت‌های مافیکتر از کردوم ساختگی غنی هستند و انواع فلسیک از نظر ترکیبی نزدیک به مذاب‌های دمای کمینه‌ی رسم شده‌اند. تنوع ترکیبی مشاهده شده در ترکیب‌های مافیکتر باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه به دلیل درجات مختلف جدایش مذاب از رستیت در تعادل با ماگما و تغییرات موجود در ترکیبات فلسیک‌تر این جایگاه از تبلور جدایشی ناشی شده است. به‌طور کلی، مهم‌ترین رستیت‌های شناخته شده در بخش‌های مافیکتر باتولیت مورد بررسی شامل برونوم-های سورمیکاسه، بیوتیت‌های ریزدانه با محتوای X_{mg} بالاتر در مقایسه با بیوتیت‌های میزبان، مجموعه کانیایی بیوتیت $\pm$ سیلیمانیت؛ کردیریت، مراکز یکنواخت کلسیک در پلاژیوکلاز؛ ادخال‌های فراوان زیرکن، آپاتیت و مونازیت موروثی در بیوتیت‌هاست. با توجه به بررسی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی و نیز وجود فازهای رستیتی می‌توان ادعا کرد که گرانیت شیرکوه از آناتکسی پوسته‌ی بالایی و اساساً در اثر آزاد شدن آب به واسطه‌ی واکنش‌های شکست بیوتیت در دمای کمتر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است.

معمولاً باتولیت‌ها از به هم پیوستن بسته‌های ماگمایی متفاوت از زون‌های تغذیه‌ای جداگانه تشکیل می‌شوند. از بررسی روابط صحرایی حاکم بر سه واحد اصلی تشکیل دهنده-ی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه، درصد و نحوه‌ی پراکندگی کانی‌ها و نیز مدل ژئوشیمیایی ارائه شده برای آن‌ها می‌توان ترتیب و زمان نسبی بین جای‌گیری واحدهای مختلف را به ترتیب به واحد گرانودیوریتی، مونزوگرانیتی و لوکوگرانیتی نسبت داد.

مراجع

- of parautochthonous restite-rich granite in a granulitic area", Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci. 83 (1992) 127-138.
- [3] Wall V.J., Clemens J.D., Clarke D.B., "Models for granitoid evolution and source compositions", J. Geol. 95 (1987) 731-749.
- [4] Clemens J.D., "The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis: A comment", I. Petrol. 30 (1989) 1313-1316.
- [5] Bateman R., "The Center Pond pluton: The restite of the story (phase separation and melt evolution in granitoid genesis)", Comment. Am. J. Sci. 288 (1988) 282-287.
- [6] Barbero L., Villaseca C., Rogers G., Brown P.E., "Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: An insight from the anatectic granitoids from Toledo, Spain", J. Geophys. Res. Solid Earth 100 (1995) 15745- 15765.
- [7] Chappell B.W., White A.J.R., "Restite enclaves and the restite model". In: Didier, J. Barbarin, B. (Eds.), "Enclaves and Granite Petrology", Developments in Petrology, 13 (1991) Elsevier, Amsterdam, pp. 479-492.
- [8] Vernon R.H., "Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites", J. Proc. R. Soc. NSW 116 (1983) 77-103.
- [9] Harris N.B.W., Inger S., "Trace element modelling of pelite-derived granites", Contrib. Mineral. Petrol. 110 (1992) 46-56.
- [10] White A.J.R., Chappell B.W., "Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt", Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci. 79 (1988) 169-181.
- [11] Carignan J., Hild P., Mevelle G., Morel J., Yeghicheyan D., "Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH", Geostandard Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis 25, No 2-3 (2001) 187-198.
- [12] Chppell B. W., White A. J. R., "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh", Earth Sciences 83 (1992) 1-26.
- [13] Harrison, Watson, Hensen B.J., Green D.H., "Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high

- [1] Chappell B.W., White A.J.R., Wyborn D., "The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis", J. Petrol. 28 (1987) 1111-1138.
- [2] Barbero L., Villaseca C., "The Layos Granite. Hercynian complex of Toledo (Spain): An example

- [20] Clarke D. B., "Cordierite in felsic igneous rocks: A synthesis", Mineral. Mag. 59 (1995) 311-325.
- [21] White A. J. R., Chappell B. W., "Ultrametamorphism and granitoid genesis", Tectonophysics 43 (1977) 7-22.
- [22] Smith J. V., Brown W. L., "Feldspar Minerals. I. Crystal structures, physical, chemical and microstructural properties", Springer Verlag, Berlin (1988) 828 pp.
- [23] Holtz F., Barbey P., "Genesis of peraluminous granites. II. Mineralogy and chemistry of the Tourem complex (North Portugal). Sequential melting vs. restite unmixing", J. Petrol. 32 (1991) 959-978.
- [24] Montel J. M., Cheilletz A., "Nature and composition of restites in the Velay granite (France)", Terra Abstr. 1 (1989) 282.
- [25] Watson E. B., Harrison T. M., "Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types", Earth Planet. Sci. Lett. 64 (1983) 295-304.
- [26] Williams I. S., "Inherited zircon, a unique key to granites' protoliths: An ion probe study", Geol. Soc. Am. Abstr. Progr. 21 (1989) 361-362.
- [27] Pichavant M., Montel J. M., Richard L.R., "Apatite solubility in peraluminous liquids: Experimental data and an extension of the Harrison-Watson model", Geochim. Cosmochim. Acta 56 (1992) 3855-3861.
- temperatures and pressures. Synthesis of experimental data and geological applications", Contrib. Mineral. Petrol. 38 (1984) 151-166.
- [14] Didier J., "The enclaves of the autochthonous granodiorites and quartz monzonites of the Velay massif in the French Massif Central. In: Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites", Developments in Petrology Series No. 3. 2. Elsevier, Amsterdam (1973) 27-56.
- [15] Vielzeuf D., Holloway J. R., "Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system", Contrib. Mineral. Petrol. 98 (1988) 257-276.
- [16] Dahlquist J. A., Rapela C. W., Baldo E. G., "Cordierite bearing S-Type granitoids in the Sierra de Chepes (Sierras Pampeanas): petrogenetic implications", J. South Am. Earth Sci. 20 (2005) 231-251.
- [17] Bouloton J., "Mise en evidence de cordierite heritee de terrains traverses dans le pluton granitique des Oulad Ouaslam (Jebilet, Maroc)", Can. J. Earth Sci. 29 (1992) 658-668.
- [18] Clemens J. D., Wall V. J., "Origin and crystallisation of some peraluminous (S-type) granitic magmas", Can. Mineral. 19 (1981) 111-131.
- [19] Wyborn D., Chappell B. W., "The petrogenetic significance of chemically related plutonic and volcanic rock units", Geol. Mag. 123 (1986) 619-628.