

پتروژنز گرانیتوئیدهای پرآلومین شیرکوه (جنوب غرب یزد)

مریم شبیبی*، داریوش اسماعیلی

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

* مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: marysheibi@khayam.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۸/۴/۲۸؛ پذیرش: ۸۸/۹/۲۹)

چکیده

باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه به سن ژوراسیک میانی در ایران مرکزی به درون شیله‌ها و ماسه سنگهای سازند نایبند تزریق شده است. این باتولیت از سه واحد اصلی گرانودیوریت، مونزوگرانیت و لوکوگرانیت تشکیل گردیده است. واحد گرانودیوریتی شامل مجموعه کانیهای پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت بوده و به حاشیه شمالی محدود می‌گردد. مونزوگرانیتها بزرگترین واحد و بدنه اصلی این باتولیت را تشکیل داده از سنگهای مافیک کردیریت‌دار تا انواع تفریق یافته‌تر دارای موسکوویت تغییر می‌کنند. سنگهای لوکوگرانیتی که با رنگ سفید و نبود کانیهای تیره از سایر واحدها متمایز گردیده‌اند، حاشیه غربی باتولیت شیرکوه را به خود اختصاص داده‌اند. در ترکیبات مافیکنتر، این تغییرات ترکیبی به دلیل درجات مختلف جدایش مذاب حاوی ۷۰٪ SiO_2 از رستیت در تعادل با ماگما حاصل می‌گردد اما در ترکیبات فلسیک‌تر این تغییرات به واسطه تبلور تفریقی مذاب اولیه می‌باشد. بیشتر این تغییرات درون یک گروه مرتبط از نظر ژنتیکی مشاهده گردیده است. گرانیت‌های مافیک‌تر از کوندوم نرماتیو غنی هستند و انواع فلسیک از نظر ترکیبی نزدیک به مذابه‌های دمای مینیمم هستند. غنی‌شدگی سنگهای گرانیتی شیرکوه از عناصر LILE (شامل K, Rb, Th و U)، تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Nb, Ti) با الگوی گرانیت‌های مرتبط با فرورانش همخوانی دارد. باتولیت مزبور کالک آلکان و پرآلومین بوده و شاخص گرانیت‌های نوع S می‌باشد که با همگرایی صفحات و کمان آتشفشانی و آتاکسی سنگهای منشا گریوک مطابقت دارد.

واژه‌های کلیدی: گرانیت نوع S، ماگمای پرآلومین، یزد، شیرکوه.

مقدمه

جدایش مذاب از رستیت سنگهای مافیک‌تر را تولید می‌نماید و سنگهای فلسیک از تبلور تفریقی ناشی شده‌اند. مرز بین ایندو در SiO_2 حدود ۷۰ درصد مطابقت می‌نماید که با ترکیب مذاب اولیه انطباق دارد. گرانیت‌های نسبتاً مافیک و فلسیک (Chappell and White 1998) از نظر کانی‌شناسی به ترتیب با گرانیت‌های پرآلومین کردیریت‌دار (CPG) و موسکوویت‌دار (MPG) (Barbarin 1996) همخوانی دارند. هر دو این گروه گرانیت‌ها پرآلومین بوده و اساساً منشا پوسته‌ای دارند. باربارن مدعی است که دو گروه یاد شده منابع مختلف دارند اما (Chappell and White 1998) معتقدند که این دو گروه سنگی از نظر ژنتیکی به هم وابسته هستند.

باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه با سن ژوراسیک میانی درون بلوک یزد واقع شده است. در این مقاله مشاهدات صحرایی، پتروگرافی، شیمی عناصر اصلی و کمیاب و شیمی کانی تلفیق گردیده‌اند و مدلی برای پتروژنز باتولیت شیرکوه ارائه گردیده تا تغییرات سیستماتیک در ترکیب این گرانیتوئیدها را توجیه نماید. در اینجا فاکتورهایی همچون منشا، تحولات ترکیبی ماگمای میزبان و همچنین نحوه تشکیل دو

اگر چه گرانیت‌های پرآلومین از ذوب بخشی سنگهای پوسته بالایی به ویژه در طی حوادث برخورد قاره-قاره، منشا می‌گیرند، اما در موارد نادری نیز می‌توانند در حاشیه فعال قاره‌ای از تفریق سریه‌های کالک آلکان تولید گردند (Villaseca et al. 1998). آنچه که بر همگان مسلم است آنست که چنین گرانیت‌هایی از ذوب پلیت‌ها و یا پسامیت‌ها در پوسته میانی تا بالایی تشکیل شده‌اند (برای مثال: Wedepohl 1991; Osanai et al. 1991). در چنین جایگاههایی که دما به اندازه کافی بالا نمی‌رود، شارش سیال از طریق استراتیگرافی سنگی، تکتونیک و لیتوسفری مهیا می‌گردد. شارش ماگما‌های مافیک نیز می‌تواند گرمای لازم را تامین نماید اما همیشه وجود آن الزامی نیست (Miller et al. 2003).

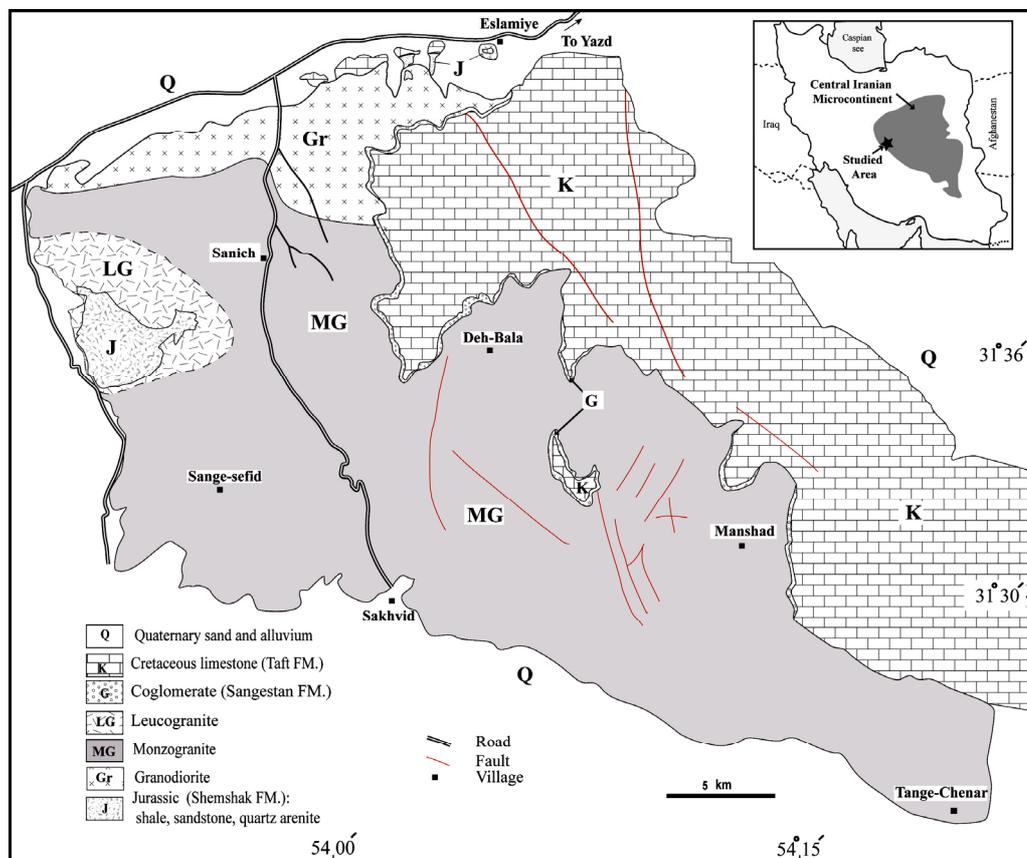
(Chappell and White 1987) تغییرات ترکیبی درون بسیاری از گرانیت‌های نوع S را به درجات متفاوت جدایش دو متشکله ماگما یعنی مذاب و رستیت مرتبط دانسته‌اند. در این مدل به محض خروج همه رستیتها از ماگما این گرانیت‌ها فرایند تفریق را متحمل می‌شوند.

این باتولیت را می‌توان به ژوراسیک میانی نسبت داد. داده‌های ایزوتوپی که Forster (1978) با استفاده از روش Rb-Sr بر روی چهار نمونه از گرانیت شیرکوه ارائه کرده است، سن 10 ± 176 میلیون سال را نشان می‌دهد. (Reyre and Mohafez (1972) نیز سن این گرانیت را به روش پتاسیم-آرگون ۱۵۹-۱۸۶ میلیون سال بدست آورده‌اند. با تکیه بر اطلاعات موجود که سن گرانیت شیرکوه را ۱۷۶ میلیون سال نشان می‌دهد و با توجه به این نکته که سازندهای کرتاسه با ناپیوستگی آذرین‌پی، بخشهای اصلی توده را می‌پوشانند، می‌توان اظهار داشت که مهمترین مرحله پلوتونیزم منطقه در ژوراسیک میانی روی داده و با حوادث زمین‌شناسی ایران مرکزی در مزوزوئیک مرتبط می‌باشد. در پالئوژئیک، ایران مرکزی بخشی از گندوانا بوده است. بسته شدن پالئوتتیس در طی تریاس و حرکت رو به شمال خرده قاره ایران مرکزی به جوش خوردگی با پلیت اوراسیا منجر گردید. در همین زمان با بسته شدن پالئوتتیس در شمال، بازشدگی در زون روراندی زاگرس اتفاق افتاده و اقیانوس جدیدی به نام نئوتتیس بوجود آمده است. در تریاس-ژوراسیک، با از بین رفتن پالئوتتیس در شمال، پوسته اقیانوسی نئوتتیس شروع به فرورانش به زیر ایران مرکزی نمود (Berberian & Berberian 1981). احمدی خلجی و همکاران

گروه گرانیت‌های مافیک و فلسیک مورد بررسی قرار گرفته است.

موقعیت زمین‌شناسی

گستره مورد مطالعه در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب غرب یزد و در موقعیت $31^{\circ} 25'$ تا $31^{\circ} 45'$ عرض شمالی و $52^{\circ} 52'$ تا $54^{\circ} 20'$ طولهای شرقی واقع شده است. بر اساس تقسیم بندی واحدهای ساختمانی-رسوبی ایران (Alavi 1994) باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه در خرده قاره ایران مرکزی قرار می‌گیرد (شکل ۱). سنگهای دگرگونی مجاورتی در این محدوده در دو حاشیه شمالی و غربی باتولیت شیرکوه گسترش دارند. تزریق واحد گرانودیوریتی در حاشیه شمالی موجب دگرگونی واحدهای آواری سازندهای نایبند - شمشک و تبدیل آنها به شیست و هورنفلسهای کردیریت‌دار گردیده است. در حاشیه غربی که لوکوگرانیتها رخمون دارند، ماسه سنگ، شیل، کوارتزیت و میان لایه های آهکی (سازندهای شمشک و نایبند) تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی ضعیفی قرار گرفته و مجموعه کانیهای کوارتز، کلریت، مسکوویت و تیره پدید آمده‌اند. با توجه به این که باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه سازندهای نایبند و شمشک با سن تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین را دگرگون نموده و از طرف دیگر سازند سنگستان با واحد ماسه سنگی و با سن کرتاسه زیرین روی آن نهشته شده است؛ سن نسبی



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی واحدهای مختلف سنگی در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ یزد (حاج ملا علی ۱۳۷۵) با اندکی تغییر).

با کنتاکت نسبتا واضح در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه تشخیص داده شده است (شکل ۱). واحد گرانودیوریتی به حاشیه شمالی باتولیت محدود گردیده است. موزوگرانیتها که بزرگترین واحد و بدنه اصلی این باتولیت را تشکیل داده‌اند از سنگهای مافیک کردیریت دار تا انواع تفریق یافته‌تر دارای موسکوویت تغییر می‌کنند. واحد لوکوگرانیته نیز با رنگ سفید متمایل به قرمز در صحرا در حاشیه غربی باتولیت رخنمون دارد. در زیر خصوصیات دقیق پتروگرافی هر کدام از این واحدها که موجب تمایز آنها از یکدیگر گردیده است ارائه می‌گردد.

– واحد گرانودیوریتی

این واحد با وسعتی حدود ۵۰ کیلومترمربع در حاشیه شمالی باتولیت واقع شده و از اسلامیه به سمت غرب کشیده شده است. به طور کلی سنگهای این واحد، ریز تا متوسط دانه بوده و از شاخص رنگی بالاتری نسبت به سایر واحدها برخوردار هستند. این سنگها از نظر کانی شناسی دارای پلاژیوکلاز فراوان (۳۵-۴۱٪) هستند (جدول ۱). بیوتیت (۱۰ تا ۱۵٪) تنها کانی مافیک تشکیل دهنده این واحد است که به دو صورت مشاهده می‌شود: ۱) بیوتیت‌های ورقه‌ای و درشت دانه و ۲) انواع ریز دانه که توسط بیوتیت‌های درشت‌تر احاطه شده و به نظر می‌رسد قطعاتی از رستیت باشند. کوارتز (۳۴ تا ۳۷٪) نیز با موسکوویت و مقادیر کمتر فلدسپار پتاسیم (۱۲ تا ۱۴٪) همراه شده‌اند. در مقایسه با سنگهای سایر واحدها، در اینجا کردیریت به دلیل هم‌رشدی مجموعه کلریت و موسکوویت (پنیت) در آن منشا پریکتیک را تداعی می‌نماید

(۲۰۰۷) نیز با استفاده از سن بدست آمده از روش اورانیوم-سرب برای توده گرانیتوئیدی بروجرد، حادثه فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته قاره‌ای پلانفرم ایران و فعالیت فاز کوهزایی سیمین میانی را به ژوراسیک میانی نسبت داده‌اند.

روشهای انجام آنالیز

بیش از ۲۰۰ مقطع نازک از واحدهای متفاوت سنگی این باتولیت (شامل گرانیتوئیدها، دایکها، رگه‌های آپلیتی و انکلاوها) تهیه و از نظر پتروگرافی مورد بررسی قرار گرفته است. از این تعداد در مجموع ۲۴ نمونه از واحدهای مختلف گرانیتوئیدی، ۳ دایک آپلیتی و ۵ آنکلاو برای انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی انتخاب گردیدند. آنالیزهای عناصر اصلی در آزمایشگاه ژئوشیمی «مرکز تحقیقات پتروگرافی و ژئوشیمی ناسی» فرانسه با استفاده از روش ICP-AES انجام گرفته است. عناصر کمیاب نیز با استفاده از دستگاه ICP-MS در دانشگاه پول ساباتییه شهر تولوز کشور فرانسه مورد آنالیز قرار گرفته است. روشهای انجام آنالیز، دقت و صحت دستگاه‌های مزبور در (Carignan *et al.* 2001) آورده شده است. آنالیزهای کمی کانیایی میکروپروب الکترونی نیز در دانشگاه یاد شده با استفاده از دستگاه الکترون میکروپروب مدل Cameca SX50، تحت انرژی 15 keV و شدت جریان 30namp انجام گردیده است.

سنگ شناسی

بر اساس شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سه واحد متفاوت

جدول ۱: نتایج حاصل از آنالیز مدال و محاسبه ترکیب نورم از واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه.

Facies	Granodiorites				Monzogranites													Leucogranites			
	902	990	1352	1360	1056	882	594	789	1020	891	1230	1046	1479	900	767	1062	1132	698	896	633	977
Total points	SK155	SK23	SK 11	SK 100	SK 111	SK134	SK30	SK116	SK39	SK 74	SK 180	SK 137	SK122	SK141	SK14	SK50	SK 142	SK66	SK178	SK19	SK60
Modal	41.6	35.5	30.2	70.7	49.2	40.6	38.2	37.5	35.6	34.2	30.8	31	29.7	28.1	28.4	27.6	22	15.9	12.2	10.3	8.6
Plag	41.6	35.5	30.2	70.7	49.2	40.6	38.2	37.5	35.6	34.2	30.8	31	29.7	28.1	28.4	27.6	22	15.9	12.2	10.3	8.6
Qtz	34.3	35.6	37.6	14.6	14.5	33	36.5	47	31.8	27.5	37.4	43.8	40.8	31.9	38.1	49.2	37.2	51.6	33.3	37.6	41
Af	12.6	0.7	14.8	9	13.4	9.4	17.2	5.2	7.5	25.5	11.5	17.9	10.9	17.6	20.2	9.3	21.4	19.5	53.6	48.3	45.5
Bio	10.5	25.7	15.9	4.9	22.2	13.9	3.7	8.5	24.4	9.8	15.4	7.3	18.3	14.4	11.9	7.8	9.6	12	0	0.5	1.5
Cor	0	0	0	0	0	0.1	2.2	0	0	2	3.2	0	0	4.6	0	5.5	7.7	0.6	0	0	0
Mus	0	1.4	0.9	0.4	0	2.3	2.2	0	0.5	0.1	1.1	0	0	1.7	0.3	0	1.9	0	0.9	2.2	3.2
Opq	0	0	0.1	0.1	0.1	0.3	0	0.1	0	0.2	0.5	0	0	0	0	0.2	0.1	0.1	0	0	0.1
Chlo	0.9	0.4	0	0.2	0.4	0	0	1.6	0.3	0.7	0	0.1	0.1	2	1.2	0.4	0	0.3	0.1	1.1	0
Ap	0	0.7	0.3	0.1	0.3	0.3	0	0	0	0	0.1	0	0.1	0	0	0.1	0	0	0	0	0
Zr	0.1	0.1	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mesonorm																					
Orthoclase	4.6	2.7	4.2	14	12.4		13	15.7	12.8	12.2	13.5	15.2			11.9	9.5	11.6	25.2	32.1	26.6	
Albite	23.8	20.6	20.3	23.5	24.1		22.9	24.5	23.6	23.4	23.3	25.1			22.5	21.8	23.2	28.2	21.8	24.9	
Anorthite	16.5	15.2	12.6	11.8	13.2		13.3	9.4	12.3	10.5	6.8	13.4			11.7	12.7	12.1	0.7	0.9	2.1	
Quartz	30.9	33.6	31.6	34.2	30.1		32.6	31.8	33	34.8	35.8	29.3			32.5	35	34.5	39.1	38.4	38.2	
Apatite	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4		0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4			0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	
Ilmenite	0.7	0.7	0.7	0.4	0.6		0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5			0.6	0.5	0.5	0.1	0	0	
Biotite	19.3	21.8	24.9	13.7	16.5		14.8	13.7	14.8	15.4	14.6	14.1			17.1	17.2	15.1	2.6	3.7	3.1	
Corundum	3.2	3.2	5	1.8	1.9		2	3	2	2.6	3.5	1.5			2.4	2.3	2	2.1	1.9	2.3	
Total	98.6	97.5	99	99.3	98.6		98.9	98.3	98.9	99.3	97.6	98.8			98.5	98.8	98.9	98.3	99	97.4	

بیوتیت گسترش یافته‌اند.

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ابعاد متفاوت از چند سانتیمتر تا حدود نیم متر در این گرانیته‌ها پراکنده شده‌اند. ترکیب آنها از گرانیته تا گرانودیوریت تغییر می‌کند و غالباً کنتاکت واضحی با گرانیته‌های میزبان دارند. این انکلاوها از کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و مقادیر کمی کلدیریت تشکیل شده‌اند. فازهای فرعی شامل آپاتیت سوزنی، ایلمنیت و زیرکن می‌باشد. بافت آنها نیز از میکروگرانولار ریز دانه تا پزودودولریتی در تغییر است (شکل ۲۴).

تعدادی دایک بازیک سنگهای این واحد را قطع نموده است. از آنجا که قطعاتی از این دایکها به صورت زینولیت در داخل باتولیت پراکنده شده‌اند به نظر می‌رسد که همزمان با نفوذ توده تریق شده‌اند. از نظر کانی‌شناسی از پلاژیوکلاز فراوان تشکیل شده‌اند که با در برگرفته شدن توسط بلورهای پیروکسن آتره بافت افیتیک را به نمایش می‌گذارند. کوارتز همراه با کانیتهای فرعی اسفن، اپک و کلریت در این سنگها یافت می‌شوند.

– واحد لوکوگرانیته

سنگهای لوکوگرانیته در حاشیه غربی باتولیت شیرکوه آخرین واحد را تشکیل داده‌اند (شکل ۱). به طور کلی، این سنگها ظاهری شکننده داشته و با رنگهای قرمز تا سفید و نبود کانیتهای تیره از سایر واحدها متمایز گردیده‌اند. اینها اساساً شامل کوارتز (۳۳-۴۱٪)، فلدسپار پتاسیک (۴۵ تا ۵۳٪)، پلاژیوکلاز سدیک (۸-۱۲٪) و به مقدار کمتر بیوتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۲E) (جدول ۱). بافت گرانوفیر و حضور دو کانی موسکوویت و تورمالین در این واحد محتوای بالاتر آب را نشان می‌دهد. البته این سنگها به صورت استوکها و دایکهایی در کل ناحیه بویژه همراه با مونزوگرانیته‌ها پراکنده شده‌اند. دایکهای فلسیک تاخیری (به طول بیش از ۱۰۰ متر و عرض تقریبی ۳۰ سانتیمتر) در این واحد وجود دارند و شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و مقادیر کمی آپاتیت می‌باشند.

ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

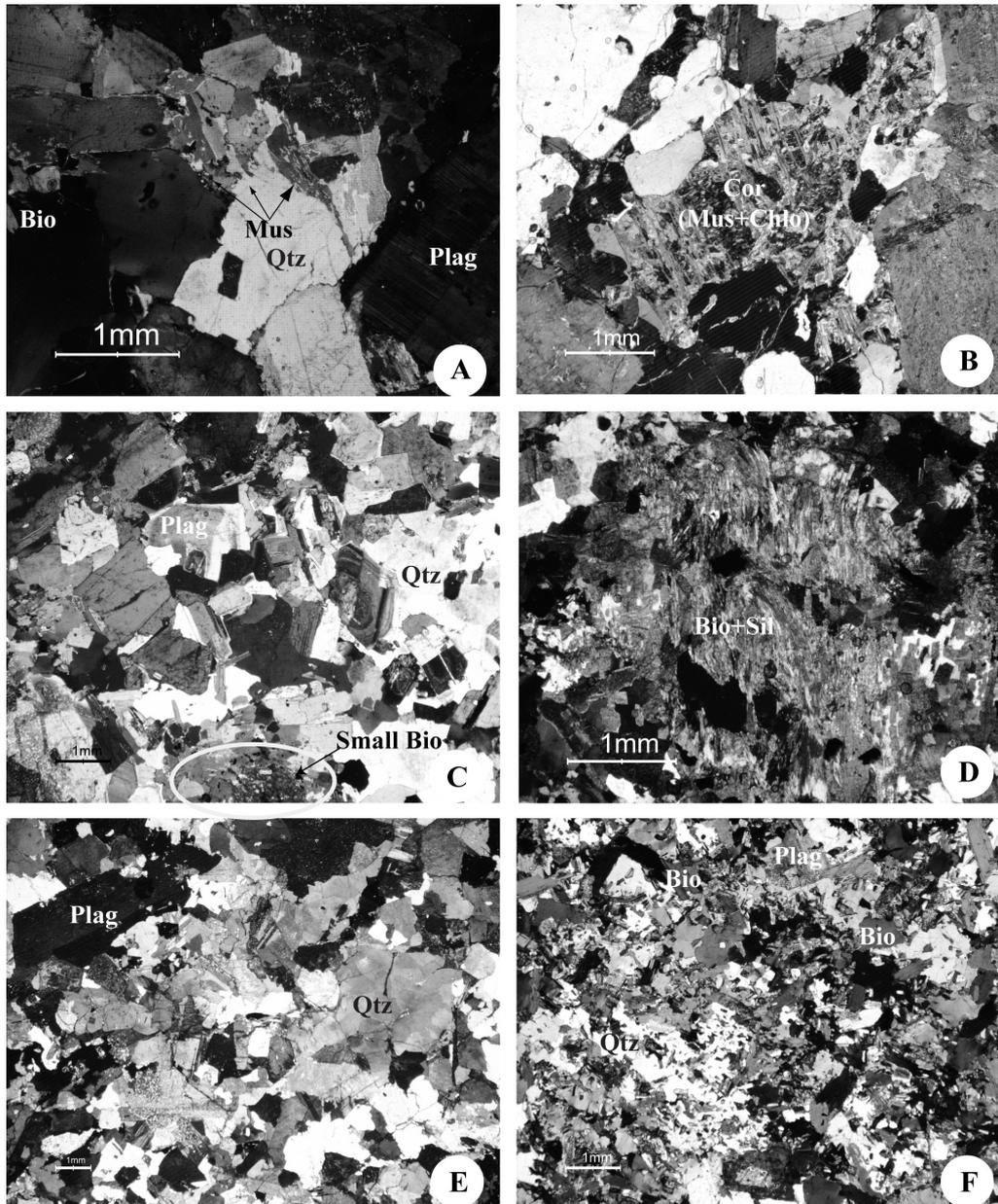
نتایج حاصل از آنالیز عناصر اصلی و کمیاب بدست آمده از واحدهای مختلف سنگی باتولیت گرانیته‌ی شیرکوه در جدول ۳ آورده شده است. میانگین شاخص اشباعیت از آلومینیوم در سنگهای مورد مطالعه بیش از ۱/۱ می‌باشد و بر اساس رده‌بندی Chappell & White (1992) جزء گروه‌های به شدت پرآلومین محسوب می‌گردند. ماهیت نوع S این گرانیته‌ها با محتوای بالای کربنوم نورماتیو آنها که به بیش از ۵ درصد می‌رسد تایید می‌گردد (جدول ۱). مقادیر ثابت کربنوم نورماتیو در سنگهای تفریق یافته‌تر پیشنهاد می‌کند که مذاب از Al_2O_3 اشباع بوده و احتمالاً به نهشت موسکوویت و یا سایر کانی‌های غنی از آلومینیوم همانند آندالوزیت و موسکوویت منجر

(شکل ۲B). زیرکن، آپاتیت و مونازیت به صورت ادخال تنها در بیوتیت در برگرفته شده‌اند. ایلمنیت و مقادیر ناچیزی (کمتر از ۰/۲٪) از تورمالین کانیتهای فرعی این واحد را تشکیل می‌دهند.

زینولیت‌های کالک‌سیلیکاته تنها به این ناحیه محدود گردیده و با مجموعه کانیتهای ملیلیت، گارنت، وزوویانیت، دیوپسید و ولاستونیت مشخص شده‌اند (خلیلی و مکی‌زاده ۱۳۸۳). انکلاوهای سورومیکاسه با قطر بیشتر از ۱۰ سانتی متر، خطوارگی ترجیحی و بافت لپیدوبلاستی نشان داده و اساساً از بیوتیت، موسکوویت و سیلیمانیت با مقادیر کمتر کوارتز و فلدسپار تشکیل شده‌اند. این انکلاوها نیز بیشتر در گرانودیوریتها پراکنده شده‌اند.

– واحد مونزوگرانیته

مونزوگرانیته‌ها واحد غالب باتولیت شیرکوه بوده و از شمال روستای سانچ تا تنگه‌چنار در جنوب گسترش یافته‌اند (شکل ۱). از نظر پتروگرافی، اعضای مافیکتر که بخشهای شرقی‌تر را به خود اختصاص داده‌اند سنگهای گرانیته متوسط تا درشت دانه غنی از بیوتیت و کلدیریت هستند. این سنگها از کوارتز (۱۴-۵۱٪)، پلاژیوکلاز (۱۵-۷۰٪) و آلکالی فلدسپار (۵-۲۰٪) تشکیل شده‌اند (جدول ۱). بیوتیت (۴-۲۴٪) به مقادیر متفاوتی حضور دارد و به دو صورت ورقه‌های مجزا و یا دانه‌های کوچک همراه با سایر بیوتیتها یا بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌گردد (شکل ۲C). بیوتیت‌های بزرگ دارای رنگهای قهوه‌ای متمایل به قرمز بوده و دارای ادخالهای فراوان آپاتیت، زیرکن و مونازیت هستند. در تعداد کمی از نمونه‌های مافیکتر این واحد مجموعه بیوتیت‌های ریزدانه \pm سیلیمانیت (شکل ۲D) مشاهده می‌گردد که می‌توان آنها را به عنوان کانیتهای برجسته مانده از منشا در نظر گرفت. گارنت غنی از آندرادیت و اسپسارتیت یکی دیگر از کانی‌های فرعی می‌باشند (جدول ۲). ترکیب این گارنتها به انواع گارنتهای موجود در سایر توده‌های نفوذی پرآلومین به ویژه انواع ماگمایی که توسط Du Bray (1988) گزارش شده است مشابهت دارد. در سنگهای تفریق یافته‌تر این واحد، موسکوویت به جای کلدیریت حضور دارد. نتایج تجربی نشان داده است که مقدار آب اولیه در مذاب برای تشکیل گرانیته‌های دارای کلدیریت از ۴ درصد تجاوز نمی‌نماید. هنگامی که این مقدار تا حدود ۷ یا ۸ درصد وزنی افزایش می‌یابد موسکوویت تشکیل می‌گردد (Wyllie 1977). بنابراین در مذابهای تفریق یافته‌تر فوگاسیته آب به حدی رسیده است که بلورهای کلدیریت اولیه با ماگما واکنش نموده و موسکوویت را بوجود آورده است. این بدان معناست که حداقل در اعضای فلسیکتر این سنگهای گرانیته فشار به اندازه کافی بالا بوده تا موسکوویت پایدار باشد. آندالوزیت تنها در دو نمونه تشخیص داده شده است و کلریت و پرهنیت نیز در امتداد رخیهای



شکل ۲: تصاویر میکروسکوپی از مجموعه کانیهای مشاهده شده در واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه. (A) واحد گرانودیوریتی؛ (B) درهم‌رشدی کلریت + موسکوویت در کردریت؛ (C) اعضای مافیکتر مونزوگرانیتها که در آن مجموعه کانیایی بیوتیت‌های ریزدانه \pm سیلیمانیت به عنوان کانیهای برج مانده از منشا مشخص شده‌اند؛ (D) تصویر بزرگتری از مجموعه بیوتیت \pm سیلیمانیت؛ (E) مجموعه کانیهای کوارتز، فلدسپار پتاسیم و آلبیت در لوکوگرانیتها؛ (F) انکلاوهای میکروگرانولار مافیک.

فلدسپار پتاسیم غنی هستند). محتوای P_2O_5 به طور مشخصی از ترکیبات مافیکتر به فلسیکتر کاهش می‌یابد. ترکیبات فلسیکتر تغییراتی مشابه گرانیت‌های دمای پایین دارند چرا که فسفر در چنین مذابهایی فلسیک پرآلومین از حلالیت کمی برخوردار می‌باشد (Harrison & Watson 1984). روند سنگهای گرانیتوئیدی شیرکوه در نمودار Villaseca *et al.* (1998) که از گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومین تا گرانیتوئیدهای پرآلومین فلسیک در تغییر است به جایگاه ماگمایی اشاره دارد که در آن لوکوگرانیتها مذابهایی به شدت تفریق

گردیده است. شکل ۳ تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 را نشان می‌دهد که در آن محتوای سیلیس در سه واحد گرانودیوریت، مونزوگرانیت و لوکوگرانیتی به ترتیب افزایش می‌یابد. گرانودیوریتها بالاترین محتوای CaO ، Al_2O_3 ، $MgO.Fe_2O_3$ ، TiO_2 ، P_2O_5 و MnO ، لوکوگرانیتها بالاترین مقدار K_2O و Na_2O و مونزوگرانیتها حدواسط بین این دو را نشان می‌دهند. به طور کلی، خصوصیات ژئوشیمیایی هر سه واحد با مجموعه کانیهای مشاهده شده در آنها مطابقت می‌نماید (برای مثال گرانودیوریتها از پلاژیوکلاز و بیوتیت و لوکوگرانیتها از

جدول ۲: نتایج آنالیز میکروپوب (wt.%) گارنت از واحد مونوزوگرانیتهی شیرکوه.

Distance in mm	0	0.449	0.976	1.397	1.954	2.434	2.865	3.453	4.091	4.82
wt%										
SiO ₂	36.61	37.14	37.16	37.21	37	36.96	36.99	37	36.92	36.8
TiO ₂	0.02	0.05	0	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.07	0
Al ₂ O ₃	20.7	21.07	21.33	21.06	21.19	21.09	21.02	21.03	21.05	20.82
Cr ₂ O ₃	0	0.03	0.01	0	0.02	0.07	0.05	0.04	0	0.05
Fe ₂ O _{3(t)}	1.29	0.81	1.14	1.19	1.37	0.76	1.64	2.22	1.2	1.54
FeO	32.78	33.58	33.64	33.3	33.44	33.57	33.25	32.97	33.46	33.11
MnO	5.17	3.14	2.96	2.54	2.48	2.38	2.54	3.02	2.51	3.28
MgO	2.35	3.38	3.45	3.89	3.72	3.7	3.75	3.71	3.66	3.35
CaO	1.24	1.31	1.29	1.32	1.3	1.26	1.35	1.26	1.32	1.25
Sum Ox%	100.2	100.5	101	100.5	100.5	99.8	100.6	101.3	100.2	100.2
Si	2.97	2.977	2.963	2.972	2.959	2.974	2.958	2.945	2.964	2.964
Ti	0.001	0.003	0	0.001	0.001	0	0.001	0.001	0.004	0
Al ^{IV}	0.03	0.023	0.037	0.028	0.041	0.026	0.042	0.055	0.036	0.036
Al ^{VI}	1.949	1.967	1.968	1.955	1.956	1.975	1.939	1.918	1.955	1.94
Cr	0	0.002	0	0	0.001	0.005	0.003	0.003	0	0.003
Fe ³⁺	0.079	0.049	0.069	0.071	0.083	0.046	0.099	0.133	0.072	0.093
Fe ²⁺	2.224	2.251	2.243	2.225	2.236	2.259	2.224	2.195	2.246	2.23
Mn ²⁺	0.355	0.213	0.2	0.172	0.168	0.162	0.172	0.204	0.171	0.224
Mg	0.285	0.403	0.41	0.463	0.444	0.444	0.446	0.44	0.438	0.402
Ca	0.107	0.112	0.11	0.113	0.111	0.109	0.116	0.108	0.114	0.108
Sum Cat#	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Pyrope	9.576	13.54	13.83	15.59	15	14.94	15.09	14.93	14.76	13.57
Almandin	74.86	75.55	75.71	74.82	75.56	75.95	75.17	74.51	75.68	75.24
Spessartine	11.95	7.152	6.739	5.778	5.682	5.46	5.822	6.913	5.745	7.55
Andradite	3.615	2.41	3.371	3.52	3.757	2.272	3.917	3.652	3.56	3.637
Uvarovite	0	0.109	0.022	0	0.048	0.234	0.167	0.128	0	0.169
Grossular	0	1.245	0.326	0.291	0	1.15	0	0	0.265	0
XMg	0.113	0.152	0.155	0.172	0.166	0.164	0.167	0.167	0.163	0.153

فلسیکتر از مقدار آن کاسته می‌گردد. چنین تغییراتی با این واقعیت هماهنگ است که بلورهای زیرکن در مذابی که این گرانیتهای از آن بوجود آمده‌اند وجود داشته‌اند و یا حتی مذاب از زیرکن اشباع بوده است. اگرچه این موضوع با حضور مراکز زیرکن موروثی اثبات می‌گردد ولی تا به حال گرانیتهای شیرکوه از این نظر مورد بررسی قرار نگرفته‌اند.

در حالیکه ترکیب آنکلاوها از نظر عناصر Al₂O₃، Fe₂O_{3t}، MgO و CaO از روند گرانیتهای میزبان پیروی می‌کند اما عناصر TiO₂، K₂O و P₂O₅ از این روند دور می‌شوند. دایکهای آپلیتی نیز خصوصیات ژئوشیمیایی مشابهی با لوکوگرانیتهای نشان می‌دهند. مشابهتهای ترکیبی که بین آنکلاوها و گرانیتهای میزبان مشاهده شده است به دو دلیل است که یا این آنکلاوها حاشیه انجماد سریع و یا کومولیت بوده‌اند. اگر قرار بود که این سنگها کومولیت باشند بنابراین باید محتوای Cr، Ni و Sr آنها در آنکلاوها بالا باشد که چنین نیست (به فراوانی Sr و Cr در آنکلاوها در شکل ۵ توجه شود). به دلیل

یافته یا باقیمانده ماگماهای پرآلومین هستند (شکل ۴).

در شکل ۵، عناصر کمیاب که عوامل کلیدی در فهم روابط بین انواع واحدهای گرانیتهای شیرکوه می‌باشند در مقابل SiO₂ ترسیم گردیده‌اند. برای این واحدها، فراوانی Sr با کاهش SiO₂ افزایش می‌یابد به گونه‌ای که از غلظتهای پایین در سنگهای فلسیکتر تا حدود ۱۴۰ تا ۱۵۰ ppm در سنگهای مافیک تر تغییر می‌کند. کاهش فراوانی Ba با افزایش محتوای SiO₂ نشان می‌دهد که یک فاز یا فازهایی حاوی مقادیر قابل ملاحظه‌ای Ba بوده‌اند (همانند بیوتیت) و به صورت رستیت وجود داشته‌اند (شکل ۵). در اینجا همانند بسیاری از جایگاه‌های گرانیتهای نوار چین خورده لاخلان، تبلور تفریقی در مرحله بعدی تکامل ماگمایی حادث شده است چرا که محتوای Rb بالاتر از ۲۵۰ ppm و Sr و Ba به ترتیب کمتر از ۷۰ و ۲۰۰ ppm شاخص سیستمهای ماگمایی هستند که چنین تبلور تفریقی را متحمل گردیده‌اند (Chappell et al. 1987). بالاترین فراوانی Zr در سنگهای مافیکتر مشاهده می‌گردد که به طور پیشرونده به سمت ترکیبات

جدول ۳: آنالیز عناصر اصلی و فرعی واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه.

<i>Igneous facies</i>	<i>Granodiorites</i>				<i>Monzogranites</i>											
<i>Sample</i>	SK11	SK25	SK23	SK155	SK111	SK50	SK122	SK101	SK39	SK142	SK116	SK123	SK74	SK4	SK66	SK137
<i>SiO₂</i>	63.24	63.93	64.40	64.70	66.65	67.22	67.48	67.57	68.06	68.10	68.11	68.31	68.48	68.54	68.94	69.01
<i>TiO₂</i>	0.73	0.72	0.76	0.70	0.58	0.58	0.48	0.50	0.44	0.56	0.51	0.60	0.52	0.43	0.54	0.48
<i>Al₂O₃</i>	17.07	16.70	15.63	16.78	15.51	15.13	15.53	15.25	15.55	14.75	15.32	14.74	15.05	14.86	14.69	14.52
<i>Fe₂O₃</i>	7.17	6.92	6.18	5.36	4.83	4.91	4.17	4.47	3.91	5.27	4.25	4.86	4.38	4.04	4.53	4.11
<i>MnO</i>	0.15	0.15	0.12	0.09	0.08	0.09	0.07	0.08	0.06	0.10	0.07	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08
<i>MgO</i>	2.06	2.03	1.84	1.71	1.30	1.42	1.08	1.12	1.15	1.20	1.22	1.29	1.13	1.09	1.11	1.25
<i>CaO</i>	2.77	2.74	3.31	3.54	2.89	2.56	2.90	2.35	2.10	2.79	2.90	2.51	2.69	1.73	2.65	1.56
<i>Na₂O</i>	2.40	2.43	2.43	2.81	2.84	2.66	2.96	2.90	2.89	2.57	2.70	2.65	2.79	2.72	2.74	2.75
<i>K₂O</i>	3.19	3.28	2.63	2.70	3.74	3.72	3.96	4.32	4.02	3.30	3.66	3.78	3.63	4.21	3.46	3.73
<i>P₂O₅</i>	0.17	0.17	0.18	0.16	0.17	0.16	0.15	0.15	0.15	0.17	0.16	0.20	0.16	0.15	0.16	0.15
<i>LOI</i>	1.70	1.92	2.13	2.11	1.35	1.45	1.14	1.23	1.58	1.78	1.33	1.59	1.21	2.11	1.65	1.83
<i>Total</i>	100.63	100.99	99.60	100.66	99.93	99.87	99.92	99.94	99.90	100.59	100.23	100.60	100.11	99.95	100.54	99.45
<i>A/CNK</i>	1.37	1.33	1.22	1.20	1.11	1.16	1.08	1.11	1.20	1.15	1.12	1.13	1.12	1.22	1.12	1.27
<i>CaO/Na₂O</i>	1.15	1.13	1.36	1.26	1.02	0.96	0.98	0.81	0.73	1.09	1.07	0.95	0.96	0.64	0.97	0.57
<i>Al₂O₃/TiO₂</i>	23.38	23.19	20.57	23.97	26.74	26.09	32.35	30.50	35.34	26.34	30.04	24.57	28.94	34.56	27.20	30.25
<i>Rb</i>	164.43	140.11	85.55	103.24	149.11	163.09	159.68	184.86	147.31	125.38	133.04	142.43	158.33	167.24	118.40	150.38
<i>Ba</i>	392.47	366.96	385.12	415.82	382.40	413.56	362.22	326.09	363.64	339.43	444.47	358.81	355.29	390.52	350.50	346.00
<i>Sr</i>	101.20	107.77	130.11	154.76	126.71	112.14	131.77	102.89	108.28	92.59	126.84	113.50	102.00	113.46	105.61	141.34
<i>Zr</i>	157.21	208.23	202.04	193.43	164.42	188.84	176.32	151.85	142.82	191.34	158.37	157.03	192.33	105.29	155.17	179.64
<i>Ti</i>	3386.39	4318.22	4326.47	3815.95	3314.32	3653.81	2896.78	2919.53	2607.92	2991.70	2731.57	3060.92	3173.86	2406.42	3116.32	2884.51
<i>Th</i>	39.39	38.45	34.85	33.15	35.93	35.20	33.56	40.53	33.94	39.31	28.29	36.51	31.62	28.70	34.18	41.29
<i>U</i>	1.56	2.43	1.62	1.39	1.36	1.82	2.13	2.30	1.52	2.63	1.73	4.21	2.37	1.12	1.31	1.54
<i>V</i>	71.37	100.42	91.86	95.96	71.78	74.96	70.91	58.41	55.15	55.20	62.70	65.15	62.77	44.85	55.98	63.40
<i>Cr</i>	98.17	61.73	110.45	57.57	34.18	41.52	34.21	33.04	30.31	36.02	32.49	28.50	31.42	69.96	32.70	28.50
<i>Ni</i>	15.95	30.42	28.61	26.90	20.96	21.90	21.58	13.09	15.76	16.24	17.37	19.46	17.49	13.22	17.60	18.19
<i>Nb</i>	12.21	13.93	11.90	13.09	11.98	13.36	11.74	11.05	10.83	13.46	10.92	12.27	11.55	8.84	11.94	11.02
<i>Ta</i>	1.50	1.49	1.25	1.45	1.32	1.42	1.36	1.35	1.38	1.67	1.26	1.40	1.21	1.02	1.31	1.45
<i>Y</i>	25.47	57.61	26.90	23.15	25.39	29.57	26.53	35.59	31.83	51.94	30.05	32.14	27.24	19.68	20.82	25.47
<i>La</i>	39.69	54.66	41.04	54.28	48.55	55.90	45.44	40.80	43.13	47.81	887.20	45.94	44.11	32.21	46.04	53.31
<i>Ce</i>	73.97	83.46	76.67	80.07	72.42	72.60	65.93	70.02	61.97	75.67	61.80	74.46	64.18	61.07	71.09	77.15
<i>Nd</i>	32.32	34.85	33.87	34.69	31.00	31.53	28.61	30.82	26.79	32.81	26.94	32.33	26.97	25.67	30.27	33.27
<i>Sm</i>	6.74	7.29	6.90	6.77	6.42	6.44	5.83	6.78	5.68	7.18	5.74	6.92	5.63	5.44	6.00	6.67
<i>Eu</i>	1.04	1.18	1.19	1.46	1.11	1.18	1.17	0.86	1.05	0.99	1.13	0.97	1.01	0.95	0.98	0.95
<i>Gd</i>	6.88	8.34	6.76	6.79	6.61	6.81	6.52	7.39	6.21	7.95	6.22	7.28	6.07	5.37	6.39	7.20
<i>Tb</i>	0.90	1.34	0.94	0.91	0.88	0.95	0.86	1.08	0.95	1.36	0.96	1.06	0.87	0.74	0.86	0.90
<i>Dy</i>	5.23	9.11	5.10	4.74	5.20	5.63	4.85	6.98	5.94	9.51	5.57	6.16	5.28	4.10	4.32	5.25
<i>Ho</i>	0.97	2.19	1.05	0.80	1.00	1.03	0.92	1.31	1.12	2.14	1.05	1.16	1.01	0.69	0.78	0.96
<i>Er</i>	2.63	6.90	2.95	2.34	2.77	3.18	2.71	4.00	3.43	6.59	3.17	3.31	2.91	2.19	2.07	2.76
<i>Tm</i>	0.15	0.40	0.16	0.13	0.14	0.19	0.15	0.22	0.19	0.39	0.17	0.17	0.15	0.10	0.11	0.16
<i>Yb</i>	2.17	6.90	2.93	1.99	2.18	2.98	2.34	3.76	3.02	6.66	2.71	2.72	2.46	1.77	1.83	2.53
<i>Lu</i>	0.34	0.99	0.42	0.29	0.33	0.45	0.38	0.55	0.48	0.97	0.41	0.42	0.39	0.28	0.25	0.34
<i>Eu*</i>	0.46	0.46	0.53	0.66	0.52	0.54	0.58	0.37	0.54	0.40	0.58	0.42	0.53	0.54	0.48	0.42

با تبلور تفریقی مقادیر کافی فلدسپار توجیه می‌گردد. میانگین نسبت $(La/Yb)_N = 1.0/1.84$ عدم حضور گارنت در سنگ منشأ را تأکید می‌نماید. قبلاً نیز با توجه به شیمی گارنت نشان داده شده بود که این کانی طی توالی تفریقی گرانیت شیرکوه متبلور گردیده است. از آنجا که حد آشکارسازی دستگاه ICP-MS نسبت به Tm از مقدار بدست آمده برای این عنصر کمتر بوده است، مقادیر پایین و در نتیجه آنومالی منفی این عنصر به دلیل خطای آنالیز می‌باشد.

در شکل ۶a سنگهای مختلف باتولیت شیرکوه با میانگین فراوانی عناصر نادر خاکی شیل متعلق به بعد از آرکئن استرالیا (PAAS) که از Taylor and McLennan (1985) اقتباس شده است مقایسه شده است. همانطور که مشاهده می‌گردد کلیه نمونه‌ها از این روند متابعت

مشابهت‌های ترکیبی آنکلاوها با گرانیت‌های میزبان (گرانودیوریت) به نظر می‌رسد که این آنکلاوها قطعاتی از خود باتولیت بوده‌اند که به سرعت متبلور گردیده و متعاقب تزریق فازهای بعدی در داخل توده به دام افتاده‌اند. الگوی عناصر کمیاب واحدهای مختلف گرانیت شیرکوه که با استفاده از فراوانی کندریت (Boynnton 1984) نرمالیز شده در شکل ۶A ترسیم گردیده است. همه آنها الگویی مشابه سایر سنگهای گرانیتی داشته و از مقادیر نرمالیز شده بیشتر از ۱۰۰ برای LREE تا حدود ۵ تا ۱۰ برای HREE $[(La/Yb)_N = 10.84]$ همراه با آنومالی منفی Eu (به طور متوسط $(Eu/Eu^*) = 0.58$) در تغییر است. کمترین مقادیر به لوکوگرانیتها و دایکهای آپلیتی و بالاترین فراوانی به گرانودیوریتها و آنکلاوها تعلق دارد. مقادیر متغیر آنومالی منفی یورپیوم

ادامه جدول ۳

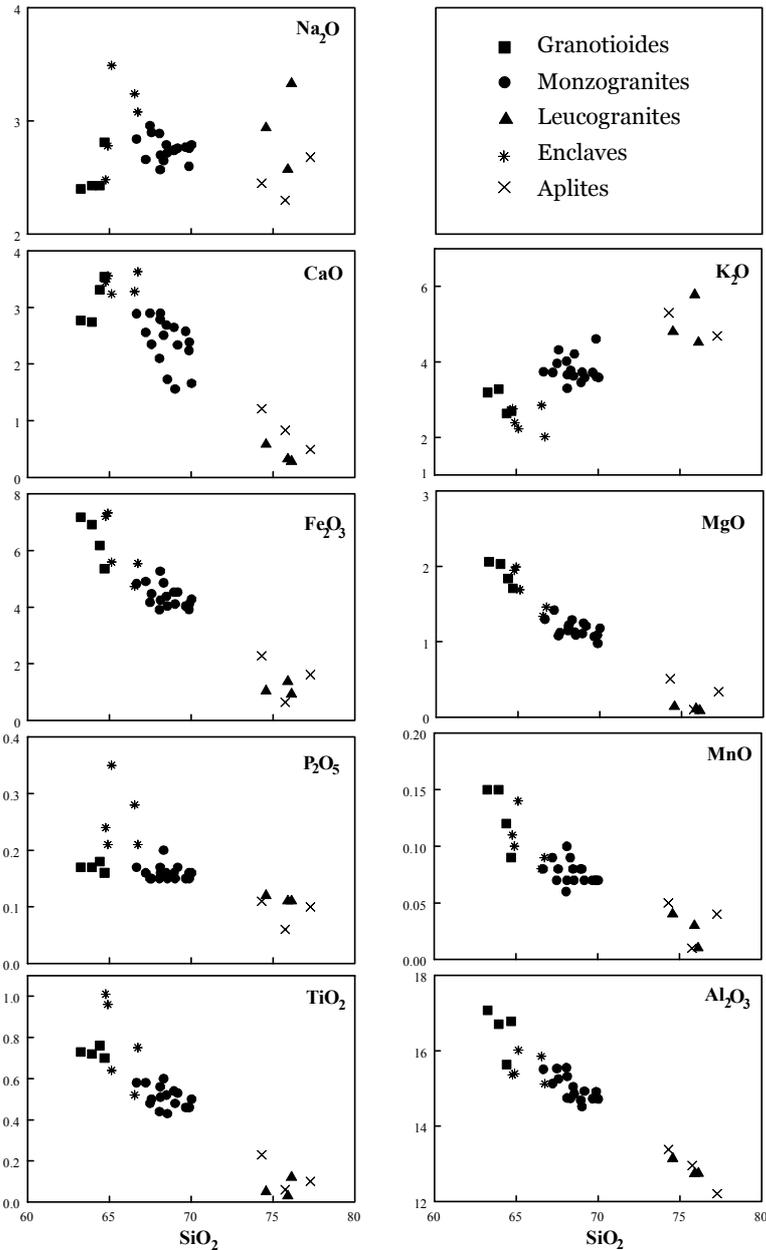
Igneous facies	Monzogranites					Leucogranites			Enclaves					Aplites		
	Sample	SK180	SK100	SK105	SK128	SK8	SK60	SK19	SK178	SK. 90.	SK.172	SK.24	SK.116	SK.140	SK.100	SK.117
SiO ₂	69.17	69.66	69.86	69.88	70.02	74.57	75.90	76.13	64.77	64.90	65.13	66.54	66.74	74.31	75.75	77.28
TiO ₂	0.53	0.46	0.46	0.46	0.50	0.05	0.03	0.12	1.01	0.96	0.64	0.52	0.75	0.23	0.06	0.10
Al ₂ O ₃	14.93	14.73	14.75	14.92	14.72	13.14	12.74	12.75	15.36	15.39	16.01	15.85	15.12	13.38	12.96	12.21
Fe ₂ O ₃	4.53	4.04	3.92	4.11	4.28	1.04	1.37	0.92	7.21	7.32	5.59	4.73	5.54	2.28	0.64	1.61
MnO	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.04	0.03	0.01	0.11	0.10	0.14	0.08	0.09	0.05	0.01	0.04
MgO	1.21	1.07	1.09	0.98	1.18	0.14	0.11	0.09	1.95	1.99	1.69	1.34	1.46	0.51	0.10	0.34
CaO	2.34	2.58	2.24	2.39	1.66	0.58	0.32	0.28	3.45	3.56	3.24	3.28	3.63	1.21	0.83	0.49
Na ₂ O	2.76	2.77	2.60	2.76	2.79	2.94	2.57	3.33	2.48	2.78	3.49	3.24	3.08	2.45	2.30	2.68
K ₂ O	3.59	3.72	4.61	3.61	3.59	4.80	5.78	4.52	2.76	2.39	2.23	2.85	2.02	5.30	6.53	4.69
P ₂ O ₅	0.17	0.15	0.16	0.15	0.16	0.12	0.11	0.11	0.24	0.21	0.35	0.28	0.21	0.11	0.06	0.10
LOI	1.28	1.06	1.05	1.21	1.92	1.30	1.34	1.38	1.27	1.28	2.07	1.44	1.55	1.03	1.54	0.98
Total	100.59	100.32	100.80	100.54	100.89	98.71	100.27	99.62	100.60	100.89	100.58	100.16	100.18	100.86	100.79	100.51
A/CNK	1.18	1.11	1.11	1.17	1.28	1.19	1.15	1.17	1.15	1.19	1.17	1.22	1.11	1.28	1.11	1.12
CaO/Na ₂ O	0.85	0.93	0.86	0.87	0.59	0.20	0.12	0.08	1.39	1.28	0.93	1.01	1.18	0.49	0.36	0.18
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	28.17	32.02	32.07	32.43	29.44	262.80	424.67	106.25	15.28	16.00	25.10	30.24	20.26	57.18	205.68	124.55
Rb	154.16	147.08	156.86	148.16	141.40	255.47	201.31	150.77	143.61	163.48	91.11	133.57	113.70	143.09	157.55	157.14
Ba	373.79	336.52	442.25	381.86	293.62	35.10	78.80	213.52	355.48	239.48	342.83	265.42	246.07	227.05	155.86	115.42
Sr	107.08	114.96	128.13	109.53	89.67	18.28	27.16	25.90	108.39	77.46	203.58	116.75	109.03	71.46	44.51	54.62
Zr	190.81	147.98	119.84	151.18	144.26	38.34	24.46	76.06	221.11	158.47	206.72	256.76	176.09	95.40	12.02	54.86
Ti	3040.58	2726.39	2579.04	2803.21	2661.80	261.33	150.82	600.27	6190.86	6024.07	3833.21	3313.29	4394.99	1192.15	347.50	544.97
Th	32.94	28.03	32.05	31.45	33.78	14.25	12.34	22.58	35.55	22.92	10.59	29.43	21.48	30.85	8.33	26.41
U	1.59	1.37	1.27	1.25	2.10	4.80	2.14	2.31	1.50	1.49	1.15	2.14	1.05	2.38	1.02	4.67
V	62.21	59.18	62.34	51.91	46.65	11.61	11.16	10.34	116.60	96.87	58.21	54.61	55.43	25.05	12.43	15.29
Cr	33.32	27.15	27.91	44.62	52.80	4.94	63.01	4.64	28.66	17.94	6.40	8.73	12.71	14.93	7.06	10.36
Ni	20.56	16.63	16.71	52.92	12.52	7.23	4.48	4.23	27.68	20.09	8.40	10.88	20.52	11.01	8.64	13.44
Nb	12.21	10.25	12.46	10.44	10.19	4.85	2.88	10.10	14.32	16.39	12.25	11.75	13.60	5.09	4.93	3.43
Ta	1.25	1.29	1.49	1.05	1.33	1.60	0.90	1.25	1.50	1.68	1.04	1.25	1.33	0.97	1.07	0.84
Y	26.66	26.82	27.67	24.57	25.31	21.25	21.43	30.00	27.32	18.15	22.07	28.36	19.17	39.94	6.66	25.56
La	47.46	57.14	41.22	42.19	28.10	18.84	11.52	22.79	52.39	39.40	32.99	41.23	41.73	30.52	16.08	23.96
Ce	73.38	55.94	60.12	67.12	59.16	14.44	12.66	25.99	82.34	53.05	42.61	59.99	54.05	39.66	2.54	27.51
Nd	32.09	23.65	25.58	28.38	25.96	6.91	5.86	11.47	36.89	23.86	22.05	27.98	24.58	17.46	1.46	13.02
Sm	6.22	5.09	5.80	5.90	5.61	2.44	1.94	3.60	8.33	5.67	6.33	6.96	5.58	4.54	0.57	3.55
Eu	1.10	1.09	1.13	1.05	0.94	0.15	0.24	0.30	1.08	0.66	1.27	1.02	0.91	0.61	0.36	0.33
Gd	6.91	5.62	6.27	6.00	5.84	2.68	2.74	4.39	8.11	6.34	7.52	7.42	6.06	5.36	0.95	4.81
Tb	0.88	0.81	0.89	0.92	0.86	0.57	0.56	0.77	1.10	0.82	1.11	1.12	0.87	1.01	0.16	0.80
Dy	5.20	4.94	5.28	4.93	4.93	3.87	3.72	5.46	5.95	4.26	5.47	5.96	4.50	7.01	1.07	4.68
Ho	1.02	1.00	1.01	0.89	0.96	0.70	0.70	1.10	1.06	0.71	0.67	1.06	0.69	1.43	0.25	0.85
Er	2.80	2.97	2.91	2.45	2.73	2.07	2.11	3.47	3.01	1.68	1.39	2.88	1.85	4.56	0.77	2.12
Tm	0.16	0.16	0.15	0.14	0.15	0.12	0.11	0.20	0.16	0.09	0.07	0.15	0.09	0.24	0.06	0.12
Yb	2.62	2.80	2.51	2.17	2.41	1.91	1.80	3.35	2.45	1.31	0.93	2.51	1.35	4.10	0.90	1.98
Lu	0.36	0.40	0.31	0.29	0.39	0.26	0.26	0.48	0.39	0.22	0.15	0.34	0.24	0.60	0.16	0.29
Eu*	0.51	0.62	0.57	0.54	0.50	0.18	0.32	0.23	0.40	0.56	0.34	0.43	0.48	0.38	1.50	0.25

توسط سیالات ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورو و یا آلیش ماگما با لیتوسفر قاره‌ای اشاره دارد (Atherton & Ghani 2002).

منشاء و جایگاه تکتونیکی

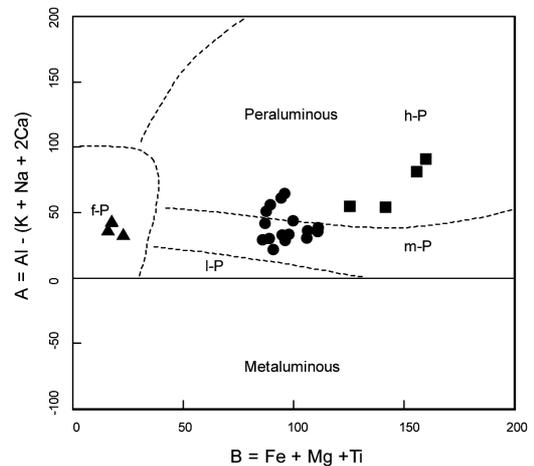
ویژگیهای ژئوشیمیایی و پتروگرافی اشتقاق گرانیته شیرکوه از ذوب بخشی سنگهای رسوبی را نشان می‌دهد. Sylvester (1998) نشان داده است که نسبتهای CaO/Na₂O در گرانیته‌های پرآلومین نوع S توسط مقدار پلاژیوکلاز در سنگ منشا کنترل می‌گردد. بنابراین مذابهای پرآلومین تولید شده از منابع غنی از رس (فقیر از پلاژیوکلاز) نسبتهای CaO/Na₂O کمتری (< ۰/۳) از مذابهای مشتق شده از منابع فقیر از رس (غنی از پلاژیوکلاز) (> ۰/۳) دارند. نسبت ۱/۳ همراه با نمودار توصیفی Sylvester (1998) یک منشا فقیر از رس همانند

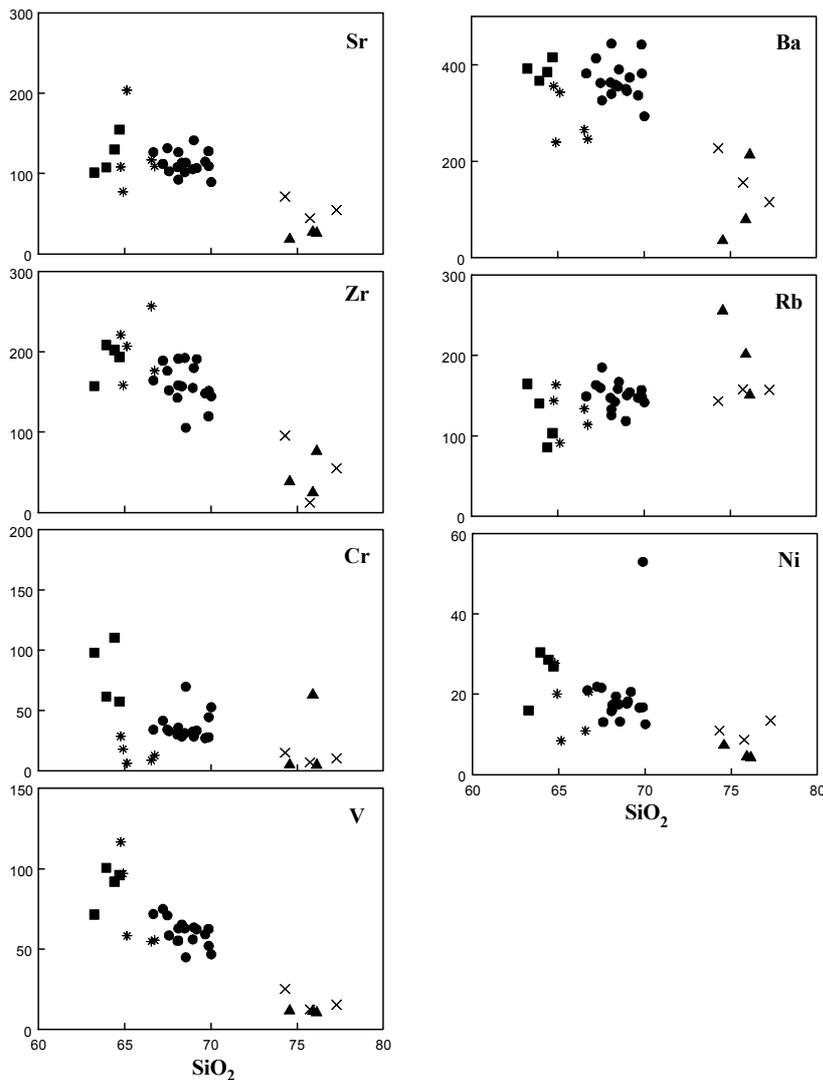
می‌نمایند و تنها در سنگهای تفریق یافته‌تر HREE فراوانی کمتری نسبت به PAAS دارند. الگوی نرمالیز شده عناصر کمیاب نسبت به کندریت (Sun, 1980) در نمونه‌های مختلف شیرکوه در شکل ۶B نشان داده شده است. غنی شدگی سنگهای گرانیته شیرکوه از عناصر LILE (شامل K, Rb, Th و U) همراه با تهی شدگی از عناصر (Nb, Ti) HFSE با الگوی گرانیته‌های مرتبط با فرورانش همخوانی دارد. سیالات و مذابهای ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورو با متاسوماتیسم نمودن گونه گوشته‌ای بالای خودشان باعث ایجاد آنومالی منفی Nb می‌شوند (Chappell 1999). از اینرو وجود آنومالی منفی این عنصر در سنگهای منطقه می‌تواند نشان دهنده شکل‌گیری آن‌ها در محیط فرورانش باشد. آنومالی مثبت Pb نیز به متاسوماتیسم گونه گوشته‌ای



شکل ۳: نمودارهای هارکر عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) از نمونه‌های باتولیت مورد مطالعه.

شکل ۴: نمودار A-B اکتباس شده از (Villaseca *et al.* 1998). این نمودار تغییرات کلی عناصر اصلی را برای جایگاه‌های گرانیتی با درجات اشباعیت از آلومینیوم متفاوت را نشان می‌دهد. دو قلمرو ترکیبی متفاوت: متآلومینها نواحی با $A < 0$ و پرآلومینها نواحی با $A > 0$ در این نمودار متمایز شده‌اند. قلمروها نیز شامل: گرانیتوئیدهای فلسیک پرآلومین (f-p)، گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومین (h-p)، گرانیتوئیدهای نسبتا پرآلومین (m-p) و گرانیتوئیدهای کمتر پرآلومین (l-p) می‌باشد. علامتها شبیه شکل ۳ می‌باشد.





شکل ۵: نمودارهای هارکر برای عناصر کمیاب. علامتها شبیه شکل ۳ می باشد.

در نمودار Rb در مقابل $Y+Nb$ (Pearce *et al.* 1984)، در محدوده گرانیتوئیدهای کمانهای آتشفشانی (VAG) و همچنین در قلمرو گرانیت‌های همزمان با برخورد واقع شده‌اند (شکل ۸). Pearce (1986) معتقد است به دلیل برهمکنش زیادی که بین منابع مشتق از گوشته و پوسته برای تشکیل گرانیت‌هایی برخوردی وجود دارد نمودار مزبور بیشتر منشا این گرانیتها را منعکس می‌نماید تا جایگاه تکتونیکی آنها را. در نمودار مزبور نمونه‌های مورد مطالعه با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی کاملاً منطبق بوده و تاکید کننده منشا پوسته قاره فوقانی برای گرانیت شیرکوه می‌باشد.

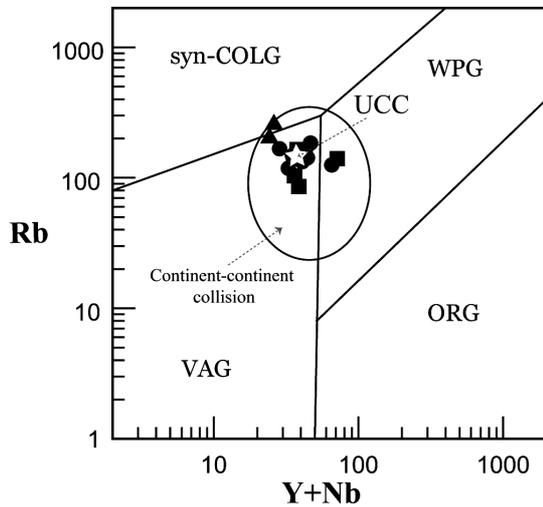
بحث

ترکیب شیمیایی گارنت و شیمی سنگ کل نشان می‌دهد که این کانی باید از هسته‌بندی مستقیم ماگماهای پرآلومین در تعادل با سایر فازهای جامد همانند بیوتیت تشکیل شده باشد. تغییرات خطی نمودارهای هارکر همراه با شواهد کانی شناسی و پتروگرافی با مدل

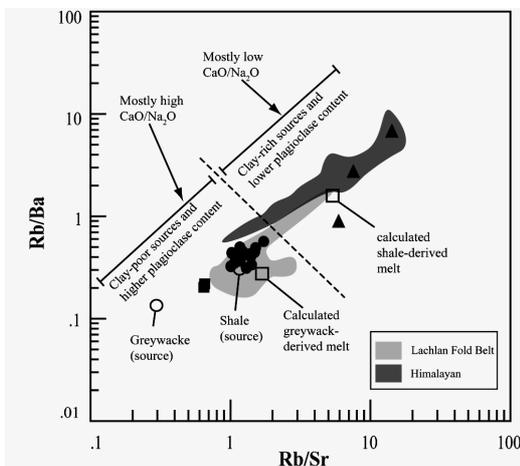
متاگریوک را برای گرانیت شیرکوه پیشنهاد می‌نماید (شکل ۹). به علاوه گرانیت مزبور منشا مشابهی با گرانیتوئیدهای نوع S به شدت پرآلومین نوار چین خورده لاخلان نشان می‌دهند. سنگ منشا غنی از گریوک برای این گرانیتها می‌تواند آناکسی یک ورقه قاره‌ای نابالغ را پیشنهاد نماید. به علاوه این احتمال که گرانیت‌های مافیکتر مورد مطالعه باید از اختلاط ماگماهای پوسته‌ای نوع S فلسیک با مذابهای عمیق‌تر پوسته یا گوشته‌ای بوجود آمده باشند رد می‌گردد زیرا هر چه سنگها مافیک‌تر می‌شوند پرآلومین‌تر هستند (White & Chappell 1988) (شکل ۴).

نمونه‌های گرانیتوئیدی شیرکوه در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Rickwood 1989) به سمت ترکیبات غنی از پتاسیم کشیده شده‌اند (شکل ۷). الگوی REE نرمالیز شده آنها نیز غنی شدگی از عناصر LILE نسبت به HFSE را نشان می‌دهد و گویای این واقعیت است که این نوع گرانیتوئیدها با محیط‌های فروانش مرتبط هستند. این سنگها

تفریق یافته از ماگمای والد به دلیل جدایش مواد در گرانودیوریتها می‌باشد. ترکیب شیمیایی واحد اخیر با تجمع پلاژیوکلاز و تبلور بیوتیت همخوانی دارد. لوکوگرانیتها نیز یک مذاب باقی مانده تاخیری از تبلور کامل واحد مونزوگرانیتی می‌باشند و از عناصر اصلی به استثنای K_2O و Na_2O تهی شده‌اند.

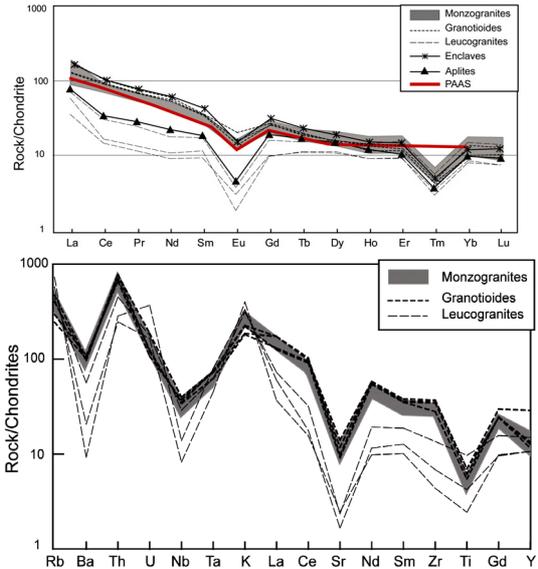


شکل ۸: نمودار $Rb-(Y + Nb)$ جهت تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های شیرکوه (Pearce 1984). قلمروگرانیت‌های پس از برخورد و ترکیب پوسته قاره بالایی (UCC) از Pearce (1986). علامتها شبیه شکل ۳ می‌باشد.

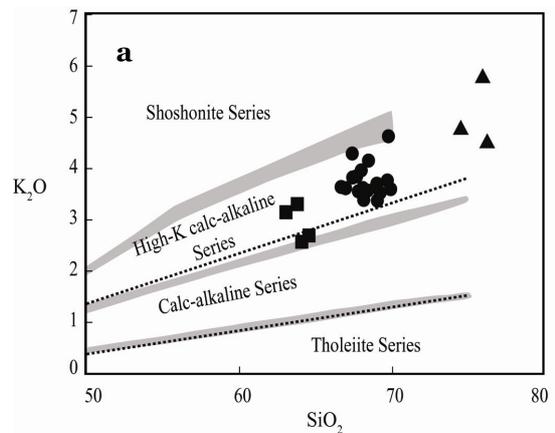


شکل ۹: نمودار Rb/Sr در مقابل Rb/Ba برای تعیین منشا گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومین. قلمرو گرانیت‌های هیمالیا و نوار چین خورده لاخلان، خط ناپیوسته و مذاب‌های محاسبه شده از (Sylvester 1998) اقتباس گردیده است. گرانیت شیرکوه با علائم شبیه شکل ۳ نشان داده شده است.

بخشهای مافیک‌تر واحد مونزوگرانیتی از نظر ظاهری و کانی‌شناسی به سنگهای مافیک جایگاه Bullenbalong در نوار چین خورده لاخلان شباهت دارند (White et al. 2001). موسکویت‌های اولیه در بخشهای فلسیکتر حضور دارند. بلورهای کردیریت باقیمانده نشان می‌دهد که



شکل ۶: A) الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی برای نمونه‌های متفاوت باتولیت شیرکوه که بر اساس مقادیر پیشنهاد شده توسط Boynton (1984) نرمالیز شده‌اند. آنومالی منفی Tm به علت خطای آنالیز می‌باشد (Johannes et al. 2003). میانگین فراوانی عناصر نادر خاکی شیل متعلق به بعد از آرکئن استرالیا (PASS) از (Taylor & McLennan 1985) اقتباس شده است. B) الگوی پراکندگی عناصر کمیاب برای نمونه‌های متفاوت باتولیت شیرکوه که بر اساس مقادیر کندریت پیشنهاد شده توسط (Sun 1980) نرمالیز شده‌اند.



شکل ۷: نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Rickwood 1989) جهت تعیین سری ماگمایی. علامتها شبیه شکل ۳ می‌باشد.

رستیت که توسط White and Chappell (1977) معرفی شده است مطابقت دارد. بر اساس این مدل، ترکیب مذاب منشا که مافیک‌ترین گرانیتها را تشکیل می‌دهد باید در راستای این تغییرات قرار داشته و بالاترین تمرکز رستیت را دارا باشد. سنگهای گرانیتوئیدی که در حاشیه شمالی این باتولیت مشاهده شده‌اند دارای کمترین محتوای SiO_2 و بالاترین عناصر مافیک بوده و بنابراین ترکیبی نزدیک یا مشابه مذابهای اولیه این جایگاه را نشان می‌دهند. داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهد که واحد مونزوگرانیتی یک مذاب

نوع S کالک آلکانل و پراآلومین در جنوب ماروکو می‌باشد (Baghdadi *et al.* 2003). مهمترین عامل ذوب برای سنگهای رسوبی ماگمای مافیک منشا گرفته از گوه گوشته‌ای است که در قاعده پوسته بالایی قرار گرفته است.

نتیجه‌گیری

با توجه به کنتاکت نسبتاً واضح بین سه واحد اصلی تشکیل دهنده باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه، وجود انکلاوهای گرانودیوریتی در واحد مونزوگرانییتی و همچنین پراکندگی سنگهای لوکوگرانییتی به صورت استوکها و دایکهای در کل ناحیه بویژه همراه با مونزوگرانیتهای آشکارا می‌توان زمان نسبی بین جایگیری واحدهای مختلف را به ترتیب به واحدهای گرانودیوریتی، مونزوگرانییتی و لوکوگرانییتی نسبت داد. به علاوه درصد و نحوه پراکندگی کانیاها و مدل ژئوشیمیایی ارائه شده برای سه واحد اصلی تشکیل دهنده باتولیت نیز این موضوع را تأکید می‌نماید؛ به گونه‌ای که گرانودیوریتها که ترکیب مافیگری نسبت به سایر واحدها داشته و از نظر ترکیبی به منشا نزدیک‌تر می‌باشند به عنوان اولین واحد خارج و متبلور شده‌اند. در مرحله بعدی ماگما تحت تاثیر جدایش پیشرونده از متشکله رستیتی تهی گردیده و بدنه اصلی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (مونزوگرانیتهای) را ساخته است. این گرانیتها به طور گسترده از سنگهای غنی از بیوتیت و کزدیریت مافیک تا گرانیتها به شدت تفریق یافته یعنی گرانیتها دو میکایی را شامل می‌گردند. سنگهای لوکوگرانییتی مذابهای باقی مانده از تبلور تفریقی مونزوگرانیتهای بوده‌اند که از یک سو به دلیل جدایش رستیت از مذاب و از سوی دیگر تحت تاثیر تبلور تفریقی قرار گرفته و جوانترین واحد را تشکیل داده‌اند. شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی ارائه شده نشان می‌دهند که ماگمای گرانیتی شیرکوه احتمالاً به دلیل فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی و از ذوب بخشی متاگزیوکها در پوسته بالایی بوجود آمده است.

حداقل بخشی از این موسکوویتها باید از واکنش بین فاز مذاب و بلورهای کزدیریت بوجود آمده باشند. گرانیتهاى نسبتاً مافیک و فلیسک (Chappell and White 1998) از نظر کانی شناسی به ترتیب با گرانیتهاى پراآلومین کزدیریت‌دار (CPG) و موسکوویت‌دار (MPG) باربارین (Barbarin 1996) همخوانی دارد. هر دو این گروه از گرانیتها پراآلومین بوده و اساساً منشا پوسته‌ای دارند. باربارین مدعی است که دو گروه یاد شده منابع مختلف دارند اما (Chappell and White 1998) معتقدند که این دو گروه سنگی کوژنتیک هستند. به دلیل تغییر ترکیبات تدریجی و ارتباط فضایی و زمانی نزدیک ما نیز مطابق با نظر (Chappell and White 1998) آنها را از نظر ژنتیکی به هم وابسته در نظر می‌گیریم. این بدان معناست که گرانیتهاى موسکوویت‌دار مراحل پیشرفته تکامل تبلور تفریقی را متحمل گردیده و مذاب حاصله از آب غنی بوده است.

احتمالاً ضخیم‌شدگی پوسته‌ای در ژوراسیک به آن اندازه (بیش از ۵۰ کیلومتر) نبوده که از طریق واپاشی U، K و Th همزمان با برخورد پوسته گرم شده و این گرانیتها را تولید نماید. اگر چه که گرانیتهاى پراآلومین در محیطهای فرورانش کمیاب هستند اما برخی از این نوع گرانیتها می‌توانند در نتیجه تفریق از سریهای کالک آلکانل که اساساً از گابرو تا گرانودیوریت تشکیل شده‌اند تولید گردند (Villaseca *et al.* 1998). این مدل برای باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه به دلیل پایین بودن غلظت عناصر Ni، Cr، Co، V، حجیم بودن گرانیت مزبور و همچنین عدم حضور سنگهای مافیک در منطقه که بتواند فرضیه تفریق از دیوریت- گابرو تا گرانیت را توجیه نماید رد می‌گردد. با توجه به جایگاه زمین شناسی و تکتونیکی منطقه مورد مطالعه، تشکیل باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه به فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی نسبت داده می‌شود. وجود دایکهای مافیک در داخل واحد مونزوگرانییتی دلیلی بر این مدعاست. مثال بارزی از تشکیل این نوع گرانیتها در یک محیط فرورانش، گرانیت Ougant

منابع:

- خلیلی م.، و مکی زاده م.ع. ۱۳۸۳: کانی شناسی و سنگ شناسی زینولیتهاى کالک سیلیکاته در گرانیت شیرکوه، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۱۲: ۳۹-۵۹. حاج ملا علی ا. ۱۳۷۵: نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ یزد. سازمان زمین شناسی کشور.
- Alavi M. 1994: Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics*. **229**: 211-238.
- Ahmadi Khalaji A., Esmaily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H. 2007: Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. **29**, 859-877.
- Atherton M.P., Ghani A.A. 2002: Slab break off: a model for Caledonian, Late Granite syncollisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*. **62**: 65-85.
- Baghdadi M. E, Boukhari A. El, Jouider A., Benyoucef A. and Nadem S. 2003: Calc-alkaline Arc I-type Granitoid Associated with S-type Granite in the Pan-African Belt of Eastern Anti-Atlas (Saghro and Ougnat, South Morocco). *Gondwana Research*. **6**: 4: 557-572
- Barbarin B. 1996: Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*. **24**: 295- 8.
- Berberian F., Berberian M. 1981: Tectono-plutonic episodes in Iran. In: GUPTA H. K., DELANY F. M. (Eds.), Zagros Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution, *American Geophysical Union, Washington, DC*, 5-32.

- Boynton W.V. 1984: Geochemistry of the rare earth elements: meteorites studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. *Elsevier*. **63**:114 pp.
- Carignan, J., Hild P., Mevelle G., Morel J., Yeghicheyan D. 2001: 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**: 187-198.
- Chappell B. W., White A. J. R. 1998: Development of P-rich granites by sequential restite fractionation and fractional crystallisation: the Koetong Suite in the Lachlan Fold Belt. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*. **42**: 23–27.
- Chappell B. W., White A. J. R., Wyborn D. 1987: The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*. **28**: 1111–1138.
- Chappell B. W., White A. J. R. 1992: I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*. **83**: 1–26.
- Chappell B.W. 1999: Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*. **46**: 535–551
- Du Bray E.A. 1988: Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis - southeastern Arabian Shield. *Contrib. Mineral. Petrol*. **100**: 205–212.
- Forster H. 1978: Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran, *Jour. Geol. Soc. London*. **135**: 443-455.
- Harrison T.M., Watson E.B. 1984: The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**: 1468–1477.
- Johannes W. Ehlers, C. Kriegsman, L. M. Mengel, K. 2003: the link between migmatites and S- type granites in the Turku area, South Finland, *Lithos* **68**: 69-90.
- Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. 2003: Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*. **31**: 529–532.
- Osanai Y, Komatsu M., Owada, M. 1991: Metamorphism and granitic genesis in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*. **9**: 111-124.
- Pearce J. A., 1986: Source and setting of granitic rocks. *Episodes*. **19**: 120-125.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Juornal of petrology*. **25**: 956 – 983.
- Reyre D., Mohafez S. 1972: Une première contribution des accords NIOC-ERAP à la connaissance géologique de l'Iran. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*. **25**: 979–1014.
- Rickwood P.C., 1989: Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*. **22**: 247–263.
- Sun S.-S. 1980: Lead isotopic study of young volcanic rocks from midocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philos. Trans. R. Soc. London*. **297**: 409-445.
- Sylvester P.J. 1998: Post-collisional strongly peraluminous granites, *Lithos*. **45**: 29– 44.
- Taylor S.R. and McLennan S.M. 1985: The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Villaseca C., Barbero L., Herreros V. 1998: A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* **89**: 113–119.
- Wedepohl K.H. 1991: Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geologische Rundschau*. **80**: 207-223.
- White A. J. R., Chappell B. W. 1977: Ultrametamorphism and granitoid genesis, *Tectonophysics*. **43**: 7–22.
- White A. J. R., Chappell B. W. 1988: Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt, Transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth Sciences*. **79**: 169–181.
- White A.J.R., Allen C.M., Beams S.D. 2001: Granite suites and supersuites of eastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*. **48**: 515-530.
- Wyllie P. J. 1977:Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics*. **43**: 41-71.