

ژئوشیمی مجموعه‌ی پلوتونیک هشت سر کلیبر؛ شمالغرب ایران

منیر مجرد^{۱*}، محسن مؤید^۲، قادر حسین‌زاده^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۸۹/۱۲/۷، نسخه نهایی: ۹۰/۴/۴)

چکیده: توده‌های مافیک، اولترامافیک و دایک‌های سینیتی هشت سر کلیبر به وسیله‌ی نهشته‌های آتشفشانی سازند مجید آباد به سن پالئوسن احاطه شده‌اند. این مجموعه در میان گسل‌های معکوس و دوررانشی هوراند، محمود آباد و مختکان محدود شده است. کلینوپیروکسنیت‌ها که از قدیمی‌ترین واحد مجموعه یاد شده‌اند از نظر ژئوشیمیایی ویژگی‌های تولیت‌های وابسته به قوس آتشفشانی را ثبت کرده و شباهت‌هایی با لایه‌ی قاعده پوخته‌ی اقیانوسی نظیر پیروکسنیت‌های نوع A ماسیو روندآ اسپانیا دارند. گابروها که کلینوپیروکسنیت‌ها را احاطه کرده‌اند بخش شوشونیتی تا آهکی - قلیایی قوس آتشفشانی را تشکیل می‌دهند. ترکیب کلینوپیروکسن در هر دو واحد یاد شده با سنگ انباشت اقیانوسی تأخیری قابل قیاس است. دایک‌های کوارتز سینیتی به عنوان جوانترین واحد مجموعه در واحدهای مافیک و اولترامافیک نفوذ کرده‌اند. ماهیت شوشونیتی، نوع I و وابسته به رویدادهای پس از برخورد این سنگ‌ها با بررسی‌های ژئوشیمیایی مشخص شده‌اند. با توجه به موقعیت زمین‌شناختی، شاید بتوان گفت که مجموعه‌ی آذرین هشت سر به رویدادهای وابسته به فروانش اقیانوس پالئوتتیس بستگی داشته باشد.

واژه‌های کلیدی: هشت سر کلیبر؛ کلینوپیروکسنیت؛ گابرو؛ پالئوتتیس دوم.

مقدمه

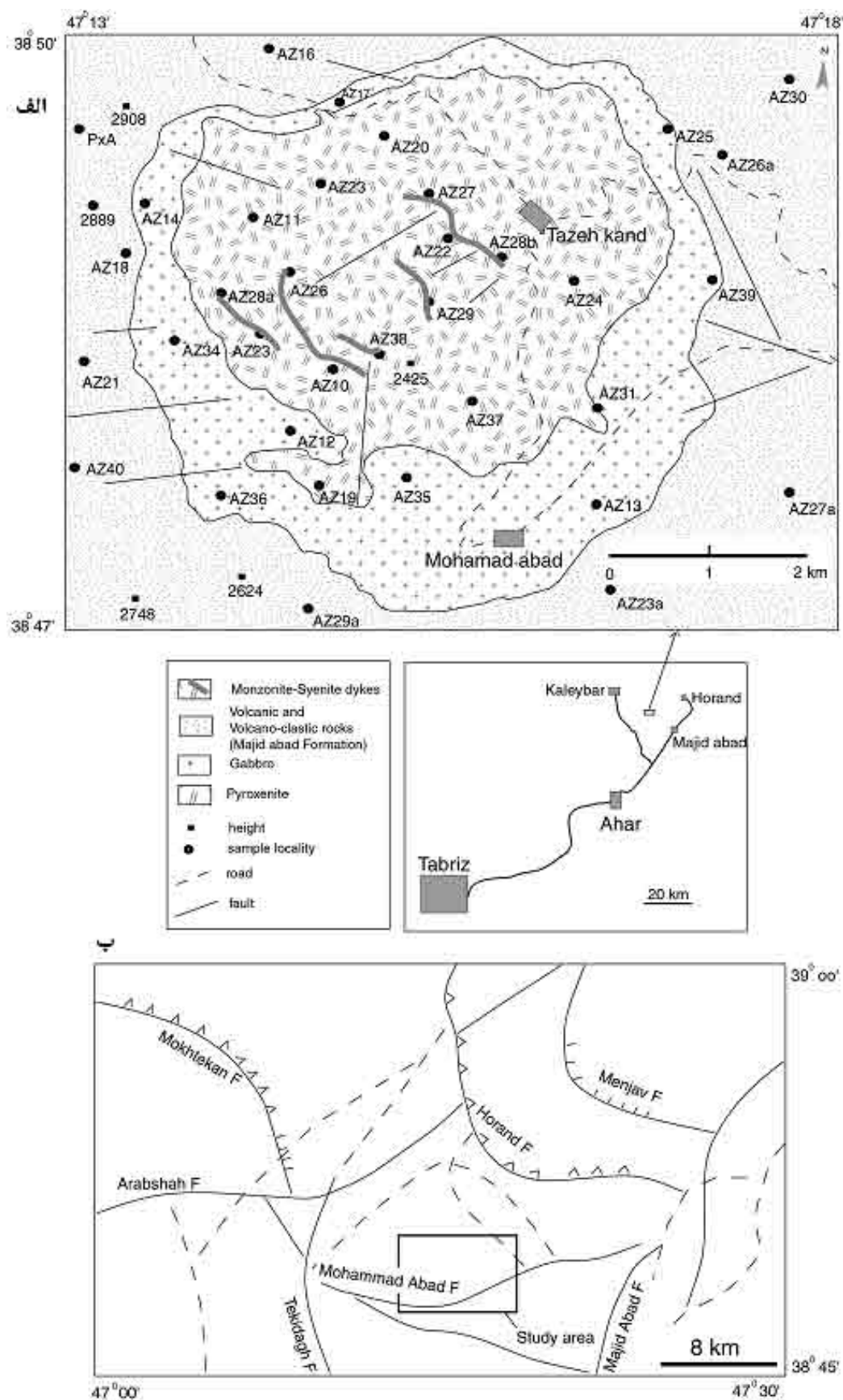
گسل رانده‌ی محمدآباد در جنوب، این همبافت را در بر گرفته - اند (شکل ۱). توده‌های اولترامافیک پیروکسنیتی، قدیمی‌ترین رخنمون‌های منطقه بوده و بخش مرکزی سنگ‌های آذرین درونی را تشکیل می‌دهند. توده‌های مافیک عبارتند از گابرو، گابرو - دیوریت تا میکروگابرو - دیوریت و گابروی پگماتیتی. این دسته از سنگ‌ها از اطراف، توده‌ی اولترامافیک پیروکسنیتی را در بر گرفته‌اند (شکل ۱). دایک‌های سینیتی و مونزونیتی، فاز تأخیری در منطقه محسوب می‌شوند که مجموعه‌ی مافیک و اولترامافیک را قطع کرده‌اند.

در این مقاله سعی شده تا با استفاده از شواهد ژئوشیمیایی، جایگاه زمین‌ساختی، خاستگاه و ارتباط ژنتیکی بین گروه‌های مختلف سنگی منطقه مورد بررسی قرار گیرد.

گستره‌ی مورد بررسی در شمالغرب ایران، استان آذربایجان - شرقی و شهرستان کلیبر، بین طول‌های شرقی $47^{\circ} 13'$ تا $47^{\circ} 18'$ و عرض‌های شمالی $38^{\circ} 47'$ تا $38^{\circ} 50'$ قرار گرفته است.

سنگ‌های مافیک - اولترامافیک و دایک‌های سینیتی - مونزونیتی، رخنمون‌های مهم و اصلی این گستره را تشکیل می‌دهند (شکل ۱). در اطراف این سنگ‌ها نهشته‌های آتشفشانی و آذرآواری سازند مجیدآباد به سن پالئوسن رخنمون دارند. توده‌های مافیک - اولترامافیک در هسته یک تاق‌دیس و با روند محوری شرقی - غربی رخنمون یافته‌اند. گسل‌های مهمی نظیر گسل رانده هوراند در شمال، گسل راستا لغز چپ - گرد مجیدآباد در شرق و گسل عرشاه - قلعه‌ملک در غرب و

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۵۲ ۳۴۵ ۰۹۱۴، نمابر: ۲۷۷۶۷۰۷ (۰۴۴۱)، پست الکترونیکی: mmodjarrad@yahoo.com



شکل ۱ نقشه‌ی الف) زمین‌شناسی و ب) ساختاری ساده شده منطقه‌ی هشت سر همراه با موقعیت نمونه‌برداری‌ها.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه‌ی پلوتونیک کوه‌های هشت‌سر در اطراف روستاهای تازه‌کند و محمدآباد و در هسته‌ی یک تاق‌دیس با روند محوری شرقی - غربی رخنمون یافته است. در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیر، این مجموعه تحت عنوان توده‌های نفوذی الیگوسن و با ترکیبی در حد دیوریت تا بیوتیت دیوریت و گرانیات تا گرانودیوریت معرفی شده‌اند [۱]. واحدهای یاد شده در این پژوهش در نقشه تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی با جزئیات مورد اشاره قرار نگرفته‌اند. بررسی‌های زمین‌شناسی این منطقه نشان می‌دهد که بخش مرکزی و بیشتر رخنمون یاد شده را سنگ‌های پیروکسنیتی (کلینوپیروکسنیت تا الیون کلینوپیروکسنیت و کلینوپیروکسنیت پلاژیوکلازدار) تشکیل می‌دهند (شکل ۱). ارتباط ژنتیکی این واحد با توده‌های مافیک و نفوذی‌های فلسیک در نقشه‌ی سازمان زمین‌شناسی مبهم است. وجود زینولیت‌های بزرگی از پیروکسنیت در داخل گابروها (احتمالاً در اثر پدیده‌ی انسداد حرکت) و نیز دایک‌های گابروئی در داخل پیروکسنیت‌ها حکایت از تأخر سنی گابروها و گابرو - دیوریت‌ها نسبت به پیروکسنیت‌ها دارد. دایک‌های سینیتی، مجموعه‌های یاد شده را قطع کرده و از همه‌ی آنها جوانترند.

گسل رانده‌ی محمدآباد با راستای شرقی - غربی و شیب به سمت شمال، در جنوب این مجموعه نقش مهمی در رخنمون واحدهای قدیمی‌تر در سطح داشته است. با توجه به رخنمون مجموعه‌های مافیک - اولترامافیک در هسته‌ی تاق‌دیس موجود در نهشته‌های پالئوسن و عدم مشاهده همبری گرمایی این توده‌ها با نهشته‌های آتشفشانی و آذرآواری سازند مجید آباد، به نظر می‌رسد که این مجموعه سنی قدیمی‌تر از پالئوسن داشته باشد. زون چین‌خورده‌ی الهمیارلو - هوای با روند تقریبی شرقی - غربی در شمال‌غربی ایران و شرق و شمال‌شرقی گستره‌ی مورد بررسی واقع شده است. در منطقه‌ی قورت‌لو، مجموعه‌ی مافیک - اولترامافیک سرپانتینی شده به وسیله‌ی سنگ‌های دگرگونی با مرز گسله پرشیبی پوشیده می‌شوند. شیب این گسل به سمت شمال بوده و باعث راندگی مجموعه‌ی دگرگون روی مجموعه‌ی مافیک - اولترامافیک (افیولیت؟) شده است [۲]. ارتباط ساختاری موجود نشان می‌دهد که شیب فرورانش به سمت شمال بوده و مجموعه‌ی دگرگون حاشیه‌ی فعال قاره - ای روی مجموعه افیولیتی رانده شده‌اند. به اعتقاد مؤید و مجرد [۳] این مجموعه بازتابی از زمین درز پالئوتتیس دوم است که طی فاز سیمین پیشین شکل گرفته است. این مجموعه در

ادامه به سمت غرب با گسله‌های متعددی قطع و جابه‌جا شده است. گسل مجیدآباد با ساز و کار راستا لغز چپ‌گرد، این مجموعه را از سمت شرق محدود کرده و به احتمال زیاد، ادامه‌ی این مجموعه را به سمت جنوب جابه‌جا کرده است. رخنمون سنگ‌های مافیک - اولترامافیک کوه‌های هشت‌سر در هسته‌ی تاق‌دیس کوه هشت‌سر، شاید ادامه‌ی این مجموعه‌ی قدیمی در منطقه باشد. با توجه به ساز و کار فشاری گسل محمدآباد در جنوب همبافت یاد شده، به نظر می‌رسد که بالآمدگی و فرسایش زیاد در کمربالای این گسل منجر به پیدایش این همبافت در سطح شده است.

ادامه این تاق‌دیس به سمت غرب توسط گسل رانده و راستگرد مختکان محدود شده و تغییر در روند محور چین‌های موجود در بخش غربی و شرقی گسل مختکان، چرخش‌های مکرری را در مرز گسلی نشان می‌دهد (شکل ۱). ادامه‌ی مجموعه‌ی دگرگون و سنگ‌های مافیک سمت غرب گسل مختکان در شمال کلیر چنان است که در منطقه‌ی کیارق تحت عنوان دگرگون‌ها قبل از کرتاسه از آنها یاد شده است (ورقه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیر [۱]). به عقیده‌ی مؤید و مجرد [۳] این زمین‌دز به‌وسیله‌ی شاخه‌ی شرقی گسل ارس در سمت غرب محدود شده و ادامه‌ی آن در خارج از مرزهای ایران (جمهوری ارمنستان و آذربایجان) قرار دارد.

نمونه‌برداری و روش آنالیز

سنگ‌نگاری ۳۵ مقطع نازک از سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مورد بررسی قرار گرفتند. از این تعداد روی نمونه‌های انتخابی آنالیز شیمیایی از کانی‌ها، عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی سنگ کل انجام شد. ترکیب شیمیایی آمفیبول، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و هماتیت موجود در گابروها و پیروکسنیت‌ها به‌وسیله‌ی دستگاه ریزپردازشی (EPMA) در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران تعیین شد. پانزده نمونه معرف نا-هوازده‌گی از سنگ‌های مختلف به روش ICP-MS از سوی شرکت ALS-Chemex کانادا برای دستیابی به عناصر کلیدی تجزیه شدند.

نتایج

سنگ‌نگاری

گابرو

توده گابروئی تا گابرو - دیوریتی دارای کانی‌شناسی اصلی پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۲۰ تا ۲۵ درصد) و آمفیبول (۱۰ تا ۱۵ درصد) و کانی‌های فرعی

فشارسنجی فشاری معادل ۸ تا ۱۰ کیلو بار و دمای ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه ی سانتیگراد برای تبلور گابروها و کلینوپیروکسنیت-های منطقه هشت سر بدست آمده است.

ژئوشیمی سنگ کل

عناصر اصلی

فراوانی سیلیس در کلینوپیروکسنیت ها ۳۷ تا ۴۰ درصد است (جدول ۲). میزان MgO و CaO از واحدهای سنگی دیگر به مراتب بالاتر بوده (به ترتیب ۱۱٪ و ۱۹-۱۶٪)، در مقابل مقدار Al_2O_3 نسبت به گابروها و سینیت ها کمتر است (اغلب ۰/۶٪).

فراوانی سیلیس در گابروها (بیشتر در حدود ۵۰-۴۲٪) و عدد منیزیم در این سنگ ها پائین (۰/۳۶-۰/۲۲) است. تغییرات درصد Al_2O_3 از ۱۹-۱۴٪ و CaO از ۸ تا ۱۳٪ است (جدول ۲). سینیت ها پر سیلیس ترین (با بیش از ۶۲٪) و آلومینیومی-ترین (بالاتر از ۱۹٪) واحد آذرین مجموعه ی هشت سر است. در حالیکه از اکسیدهای منیزیم (کمتر از ۰/۲٪) و کلسیم (حدود ۰/۱٪) فقیر است. بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به MgO نشان می دهد که در این مجموعه مقادیر CaO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 با منیزیم را بطه ی مستقیم و K_2O ، Na_2O ، Al_2O_3 با آن همخوانی منفی دارند (شکل ۲). این امر با حضور فلدسپارها در سینیت ها و گابروها و اوژیت و همتایت در کلینوپیروکسنیت ها قابل توجیه است.

در محاسبات نورم این مجموعه به ندرت کوارتز (فقط در سینیت ها) مشاهده می شود در حالیکه در همه ی کلینوپیروکسنیت ها و گابروها نفلین وجود دارند (جدول ۲). آل بیت در کلینوپیروکسنیت ها حضور نداشته ولی در گابروها کمتر از ۲۰٪ و در سینیت ها تا ۵۰٪ ظاهر شده است. لویسیت به مقدار کم فقط در کلینوپیروکسنیت ها دیده می شود. الیوین در سینیت ها صفر، در گابروها تا ۵ درصد و در کلینوپیروکسنیت ها تا ۱۰٪ افزایش می یابد. از ترکیب اکسید عناصر اصلی (مجموع قلیا نسبت به سیلیس [۶]) برای رده بندی ژئوشیمیایی سنگ های مجموعه هشت سر استفاده شد (شکل ۴). کلینوپیروکسنیت ها در گستره ی فوئیدیت، گابروها در گستره ی تراکی بازالت و سینیت ها در گستره ی تراکیت قرار گرفته اند.

فلوگوپیت (۲ تا ۵ درصد)، آپاتیت، تیتانیت و کانی های کدر است. بافت این دسته از سنگ ها، نیمه شکلدار دانه دار تا افیتیکی بوده و بافت های فرعی پوئی کلتیک نیز در آنها مشاهده می شوند.

پیروکسنیت

این سنگ ها بیشتر از کلینوپیروکسن های شکلدار تا نیمه شکل-دار (۷۰ تا ۸۰ درصد)، الیوین (۵ تا ۱۰ درصد)، کانی کدر (۱۰ تا ۱۵ درصد) و مقادیر جزئی ارتوپیروکسن، فلوگوپیت، آپاتیت و هرسی نیت تشکیل شده اند. در بعضی سنگ ها پلاژیوکلاز و آمفیبول به میزان ۵ تا ۱۰ درصد مشاهده می شوند. لایه بندی ظاهری مشاهده شده در برخی از نمونه ها به تغییر در اندازه ی ذرات وابسته بوده و بخش ریزدانه از بخش درشت دانه تفکیک شده است. سنگ نگاری دو گروه سنگی فوق به تفصیل مورد بحث قرار گرفته است [۵،۴].

دایک های سینیتی

در دایک های تاخیری کوارتز سینیتی کانی های اصلی عبارتند از فلدسپار پرتیتی قلیایی شکلدار تا نیمه شکلدار (۶۰ تا ۷۰ درصد)، پلاژیوکلاز منطقه ای نیمه شکلدار (۱۰ تا ۱۵ درصد) و کانی های فرعی شامل بلورهای ریز و بی شکل کوارتز، آمفیبول شکلدار، بیوتیت و کلینوپیروکسن، و نیز مقادیر جزئی تیتانیت، آپاتیت و زیرکن. فلدسپارها به سرسیت و کلینوپیروکسن ها به بیوتیت تجزیه شده اند. بافت اصلی این سنگ ها دانه دار تا تراکیتوئیدی بوده و بافت های فرعی پوئی کلتیک و آنتی راپاکیوی نیز در آنها مشاهده می شوند.

شیمی کانی ها و برآورد دما و فشار

بر اساس آنالیز ریزپردازشی انجام گرفته، ترکیب کانی پلاژیوکلاز در گابروها از آنورتیت غنی است و در گستره ی بیتونیت قرار می گیرد [۴]. پیروکسن در گابروها و کلینوپیروکسنیت ها از نوع دیوپسید است (جدول ۱). ترکیب کانی آمفیبول در این سنگ ها چرماکیت تا پارگازیت ارزیابی شده است. کانی های کدر موجود در کلینوپیروکسنیت ها از نوع همتایت است.

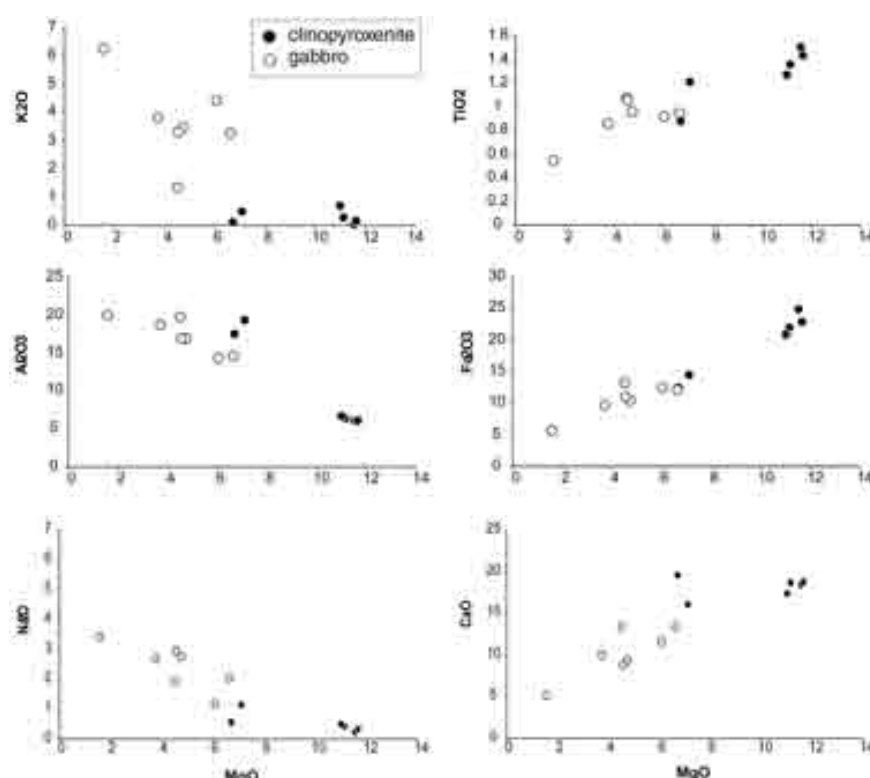
با توجه به در دست بودن ترکیب کانی های سازنده ی گابروها و پیروکسنیت ها، مؤید و همکاران [۴] دما و فشار تبلور این سنگ ها را ارزیابی کرده اند. بر اساس روش های مختلف دما-

جدول ۱ خلاصه‌ای از ترکیب کانی‌شناسی و نتایج دما - فشار سنجی گابروها و پیروکسنیت‌های هشت سر، برگرفته از [۴].

کانی	Total	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂
گابرو											
آمفیبول	۹۸٫۱۲	۱٫۷۲	۲٫۴۷	۱۲٫۳۹	۱۳٫۴۰	۰٫۰۷	۹٫۷۵	۲٫۱۰	۱۳٫۷۲	۲٫۳۰	۴۰٫۲۰
کلینوپیروکسن	۱۰۰٫۳۰	۰٫۰	۰٫۵۳	۲۳٫۱۴	۱۲٫۶۶	۰٫۲۲	۳٫۳۷	۵٫۰۳	۶٫۳۴	۱٫۰۱	۴۸٫۰۰
پلاژیوکلاز	۹۹٫۹۹	۰٫۰۱	۱٫۲۸	۱۸٫۳۲	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۵۲	۰٫۰۲	۰٫۰	۴۵٫۸
کلینوپیروکسنیت											
آمفیبول	۹۷٫۵۰	۱٫۸۴	۲٫۱۹	۱۲٫۳۹	۱۴٫۲۴	۰٫۰۱	۸٫۳۷	۲٫۱۵	۱۴٫۳۱	۲٫۳۱	۴۰٫۶۹
کلینوپیروکسن	۹۹٫۹۴	۰٫۰۰	۰٫۲۲	۲۳٫۴۵	۱۳٫۶۵	۰٫۰۸	۴٫۳۸	۲٫۴۹	۵٫۴۸	۰٫۷	۴۹٫۵۲

جدول ۲ نتایج اکسیدهای عناصر اصلی سنگ‌های پلوتونیک مجموعه‌ی هشت سر کلیبر همراه با محاسبه‌ی نرم CIPW.

سینیت		گابرو								کلینوپیروکسنیت					
AZ28	AZ38	AZ1	AZ25	AZ29	AZ30	AZ33	AZ34	AZ39		AZ11	AZ17	AZ22	AZ32	AZ35	AZ37
۶۲٫۸۳	۶۲٫۵۵	۴۹٫۹۹	۴۲٫۳۱	۴۸٫۷۳	۴۵٫۳۰	۵۴٫۵۹	۴۷٫۳۲	۴۴٫۶۵		۳۸٫۸۲	۳۹٫۹۶	۳۷٫۴۷	۳۹٫۶۵	۴۰٫۷۶	۳۹٫۲۵
۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۹۵	۱٫۰۶	۱٫۰۴	۰٫۹۴	۰٫۵۴	۰٫۸۵	۰٫۹۱		۱٫۳۵	۱٫۲۰	۱٫۴۹	۱٫۲۶	۰٫۸۷	۱٫۴۲
۱۹٫۶۱	۱۹٫۱۷	۱۶٫۷۱	۱۹٫۷۰	۱۶٫۷۲	۱۴٫۴۵	۱۹٫۷۹	۱۸٫۵۹	۱۴٫۱۵		۶٫۲۵	۱۹٫۱۷	۵٫۹۳	۶٫۵۱	۱۷٫۴۴	۵٫۹۶
۲٫۳۵	۱٫۹۹	۱۰٫۲۷	۱۳٫۰۱	۱۰٫۸۶	۱۱٫۸۸	۵٫۴۶	۹٫۴۶	۱۲٫۱۹		۲۱٫۷۷	۱۴٫۲۴	۲۴٫۷۳	۲۰٫۶۲	۱۲٫۳	۲۲٫۶
۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۱۸	۰٫۲۳	۰٫۱۲	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۲۱		۰٫۲۲	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۱۲	۰٫۱۹
۰٫۱۴	۰٫۱۸	۴٫۷۹	۴٫۵۶	۴٫۶۱	۶٫۶۸	۱٫۶۱	۳٫۷۹	۶٫۱۱		۱۱٫۱۹	۷٫۱۴	۱۱٫۵۹	۱۱٫۰۵	۶٫۷۶	۱۱٫۷
۱٫۲۴	۱٫۱۹	۹٫۳۱	۱۳٫۳۲	۸٫۶۹	۱۳٫۲۵	۵٫۰۷	۹٫۸۱	۱۱٫۵۳		۱۸٫۵۸	۱۶٫۰۱	۱۸٫۳۱	۱۷٫۲۸	۱۹٫۴۳	۱۸٫۶۲
۶٫۰۹	۵٫۹۴	۲٫۷۲	۱٫۹۲	۲٫۹۴	۲٫۰۰	۳٫۳۹	۲٫۶۷	۱٫۱۵		۰٫۴۱	۱٫۱۲	۰٫۲۱	۰٫۴۷	۰٫۵۳	۰٫۳۰
۵٫۷۶	۶٫۰۸	۳٫۴۵	۱٫۳۲	۳٫۲۹	۳٫۲۳	۶٫۲۳	۳٫۷۵	۴٫۳۷		۰٫۲۵	۰٫۴۴	۰٫۰۲	۰٫۶۷	۰٫۱۰	۰٫۱۲
۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۳۸	۰٫۷۱	۰٫۴۱	۰٫۵۰	۰٫۲۷	۰٫۵۷	۰٫۵۰		۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۲
۰٫۱۹	۰٫۶۲	۰٫۶۱	۰٫۶۱	۱٫۵۰	۰٫۳۶	۱٫۳۳	۱٫۶۹	۲٫۱۰		-۰٫۰۲	۰٫۳۶	-۰٫۱۹	۰٫۶۵	۰٫۴۷	-۰٫۱۱
۹۸٫۶	۹۸٫۱۲	۹۹٫۶۱	۹۹٫۱۰	۹۹٫۲۰	۹۹٫۰۴	۹۸٫۷۸	۹۹٫۰۰	۹۸٫۱۴		۹۸٫۹۲	۹۹٫۹۹	۹۹٫۸	۹۸٫۴۶	۹۸٫۹۹	۱۰۰٫۱
نتایج محاسبه نرم															
۲٫۶۶	۲٫۰۸	.	.	.	.	.	.	.		.	.	.	.	.	Q
۳۴٫۶۳	۳۶٫۹۱	۲۰٫۸۳	۸٫۰۴	۲۰٫۱۵	۱۹٫۶	۳۲٫۱۶	۲۳٫۰۳	۲۴٫۳۵		.	.	.	.	.	Pr
۵۲٫۳۱	۵۱٫۵۳	۲۲٫۶۲	۸٫۲۸	۲۳٫۲۹	۰٫۰۹	۱۰٫۱۷	۱۳٫۵۷	.		.	.	.	.	.	Ab
۶٫۰۸	۵٫۸۸	۲۳٫۶۳	۴۲٫۴۲	۲۳٫۴۶	۲۱٫۴	۱۷٫۷۲	۲۸٫۶۷	۲۱٫۶۱		۱۴٫۹۱	۴۶٫۶۵	۱۵٫۵۱	۱۴٫۲۳	۴۶٫۰۷	An
.	.	.	.	.	.	.	.	۲٫۲۹		۱٫۲	۲٫۰۷	۰٫۰۹	۳٫۲۴	۰٫۴۸	Lc
.	.	۰٫۴۶	۴٫۵۷	۱٫۳۲	۹٫۳۵	۸٫۰۴	۵٫۳۵	۵٫۵۶		۱٫۹۴	۵٫۲۱	۰٫۹۸	۲٫۲۴	۲٫۴۹	Ne
.	.	۸٫۸۸	۸٫۹۳	۷٫۸۱	۱۷٫۹۷	۱٫۱۹	۷٫۶۹	۱۴٫۸۹		۳۳٫۳۷	۱۴٫۱۲	۳۲٫۳	۳۱٫۲۴	۲۱٫۹۳	Di(wo)
.	.	۵٫۹۴	۴٫۹۲	۵٫۱۶	۱۲٫۰۸	۰٫۱۴	۴٫۵۵	۹٫۰۵		۱۹٫۳۶	۸٫۴۲	۱۷٫۸۱	۱۸٫۵۴	۱۳٫۰۴	Di(en)
.	.	۲٫۲۶	۳٫۶۷	۲٫۰۷	۴٫۵	۱٫۱۷	۲٫۷۵	۴٫۹۹		۱۲٫۴۲	۴٫۹۵	۱۳٫۲۵	۱۱٫۰۸	۷٫۷۵	Di(fs)
.	.	۴٫۴	۴٫۷۸	۴٫۷۴	۳٫۵۴	۲٫۳۶	۳٫۷۱	۴٫۹۴		۶٫۶۴	۶٫۸	۸٫۲۸	۷٫۱۸	۳٫۰۲	Ol(fo)
.	.	۱٫۸۵	۳٫۹۴	۲٫۱	۱٫۴۵	۲۲٫۲۳	۲٫۴۸	۳٫۰۱		۴٫۷۱	۴٫۴۱	۶٫۸	۴٫۷۳	۱٫۹۸	Ol(fa)
۰٫۲۷	۱٫۵۹	۶٫۴۵	۶٫۷۸	۶٫۹۲	۷٫۰۸	۳٫۶۳	۵٫۲۵	۶٫۳۳		۹٫۳۶	۶٫۶۷	۹٫۸۶	۹٫۲۵	۵٫۳	Mt
.	۰٫۵۷	۱٫۸۴	۲٫۰۷	۲٫۰۵	۱٫۸۳	۰٫۹	۱٫۶۸	۱٫۸۲		۲٫۶۵	۲٫۳۲	۲٫۹	۲٫۵	۱٫۷	Ilm
۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۸۵	۱٫۶	۰٫۹۳	۱٫۱۲	۰٫۵۱	۱٫۲۹	۱٫۱۵		۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۱۱	۰٫۱۶	Ap



شکل ۲ نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی نسبت اکسید منیزیم در واحدهای مافیک و اولترامافیک مجموعه‌ی آذرین هشت سر. اکسیدهای TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO با منیزیم را بطه‌ی مستقیم و K_2O , Al_2O_3 , Na_2O با آن رابطه عکس دارند.

عناصر کمیاب

کلینوپیروکسنیت‌ها آهکی-قلیایی و گابروها از نوع شوشونیتی تا آهکی-قلیایی ارزیابی می‌شود (شکل ۴).

برای ارزیابی فراوانی و نسبت بین عناصر کمیاب و مقایسه‌ی آن با سنگ‌های مشابه برای آگاهی از جایگاه تشکیل سنگ‌های آذرین مجموعه هشت‌سر، نمودار عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه به‌هنگار شده برای این سنگ‌ها ترسیم شد (شکل ۵). در کلینوپیروکسنیت‌ها بیشتر عناصر کمیاب فراوانی ۱۰ تا ۵۰ برابر نسبت به گوشته‌ی اولیه نشان می‌دهند در حالیکه Nb در آنها کمتر از گوشته‌ی اولیه است. علاوه بر Nb تهی‌شدگی‌هایی از HFSE و غنی‌شدگی از Ba, K, Sr, Ti در این گروه مشاهده می‌شود.

در گابروها غنی‌شدگی شدید از U, Th, Rb, Ba, K, Pb و قابل توجه از Sr, P, Eu, Gd مشاهده می‌شود. تهی‌شدگی واضحی از Nb, Ta, Ti, Hf, Zr در این گروه مشاهده می‌شود. عناصر LILE از قبیل Rb, Ba, U در گابروها بیهنجاری مثبت شدیدی نشان می‌دهند (شکل ۵).

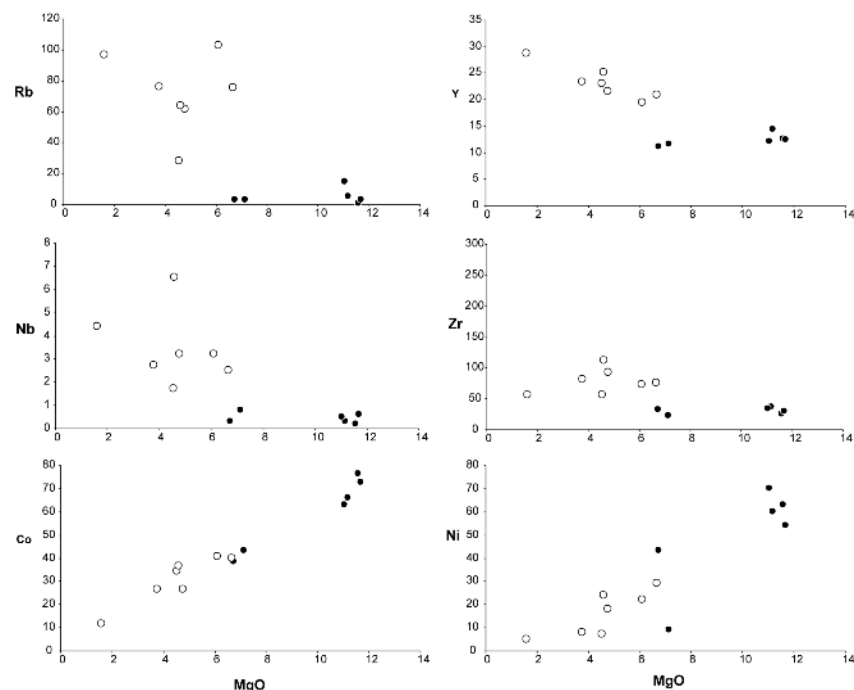
در سینیت‌ها تهی‌شدگی از Ta, Nb, Ti و نیز Ba, Sr, P قابل توجه است. در مقابل بیشتر LILE مانند Rb, Th, U, K در این گروه فراوان هستند (شکل ۵).

فراوانی Y در سنگ‌های این مجموعه پائین است (از ۱۲ ppm در کلینوپیروکسنیت‌ها تا ۲۵ ppm در گابروها و ۲۸ ppm در سینیت‌ها). مقدار Nb نیز در کل کم است ولی از کلینوپیروکسنیت‌ها (کمتر از ۱ ppm) تا گابروها (۴ ppm) و سینیت‌ها (۶ ppm) سیر صعودی دارد. (جدول ۳). Rb نیز چنین حالتی داشته و در کلینوپیروکسنیت‌ها کمترین و در سینیت‌ها بیشترین فراوانی را دارند. در مقابل چنانکه انتظار می‌رود عناصر واسطه در کلینوپیروکسنیت‌ها حضور چشمگیری دارند. در این میان V با بیش از ۶۰۰ ppm رتبه‌ی اول را داشته و Ni, Co با حدود ۷۰ ppm در رده‌های بعدی قرار می‌گیرند. این عناصر در گابروها به مراتب از سینیت‌ها فراوانترند (به جدول ۳ مراجعه شود). در نمودارهای هارکر عناصر کمیاب نسبت به MgO نیز میزان Co, Ni در مجموعه با منیزیم همخوانی مثبت، Nb, Y, Rb با آن رابطه‌ی منفی نشان می‌دهد (شکل ۳). فراوانی Zr در این سنگ‌ها مستقل از تغییرات منیزیم ارزیابی می‌شود (شکل ۳).

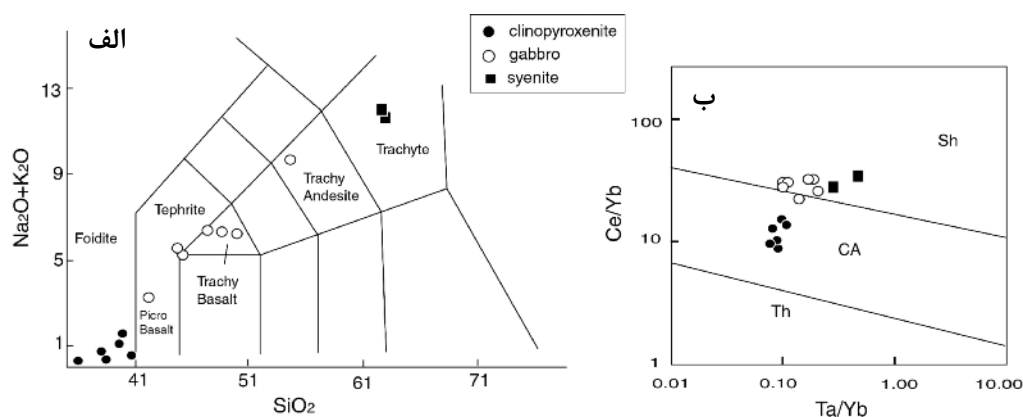
ماهیت ماگمای مادر این مجموعه بر پایه‌ی عناصر کمیاب (نمودار $(\text{Y}/\text{Ta})/(\text{Yb}-\text{Ce})/(\text{Yb}-\text{Ce})$) برای سینیت‌ها شوشونیتی،

جدول ۳ نتایج تجزیه عناصر کمیاب مجموعه‌ی پلوتونیک هشت سر کلیر.

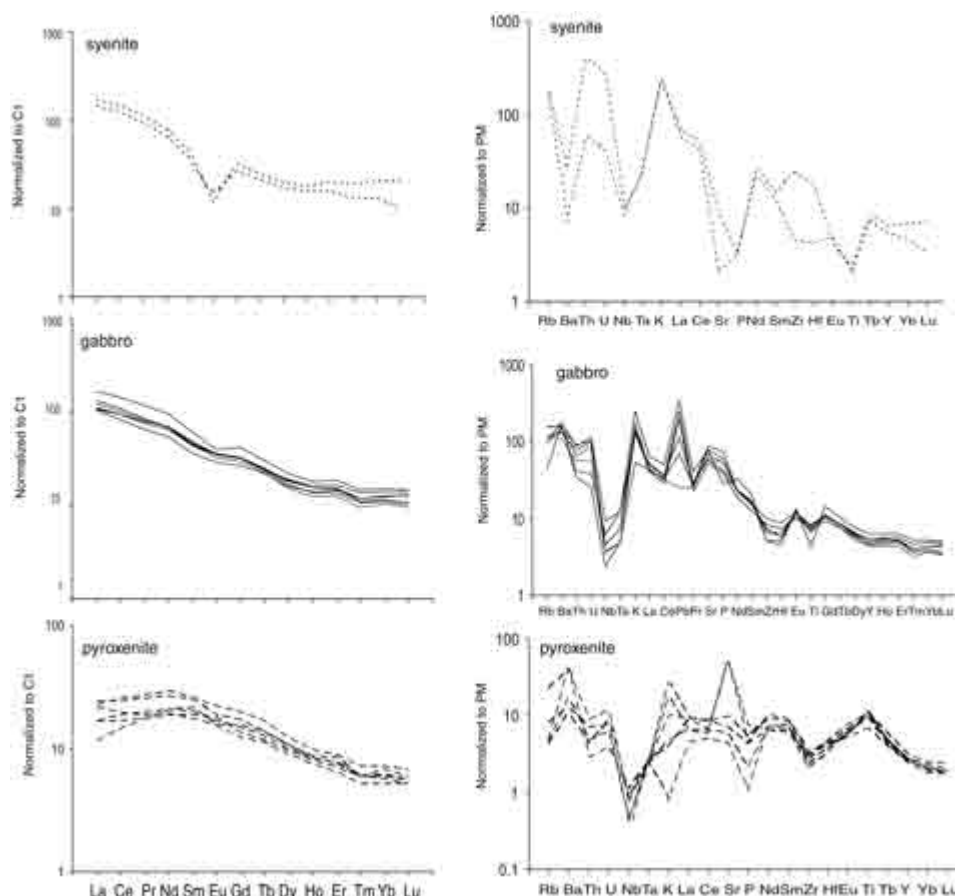
سینیت		گابرو							کلینوپروکسنیت					
AZ28	AZ38	AZ1	AZ25	AZ29	AZ30	AZ33	AZ34	AZ39	AZ11	AZ17	AZ22	AZ32	AZ35	AZ37
۵۰٫۵	۱۸۶٫۵	۱۰۴۰	۱۱۴۵	۱۲۶۵	۷۷۶	۱۱۲۰	۹۳۵	۱۰۸۰	۹۰٫۲	۲۹۷	۷٫۱	۲۷۲	۱۱۷٫۵	۷۳٫۳
۱۰۷	۱۱۲٫۵	۶۱٫۲	۲۷٫۸	۶۳٫۵	۷۵٫۵	۹۶٫۴	۷۶	۱۰۲٫۵	۵٫۱	۳	۰٫۶	۱۴٫۳	۲٫۸	۲٫۷
۴۲٫۷	۱۹۱	۱۰۷۰	۱۸۷۰	۱۲۳۰	۱۲۶۵	۱۵۵۵	۱۶۵۰	۱۴۳٫۵	۱۴۴٫۵	۱۱۰۰	۹۲٫۲	۲۰۴	۱۰۸۵	۱۲۳٫۵
۲۳٫۷	۲۸٫۷	۲۱٫۵	۲۳	۲۵	۲۰٫۸	۲۸٫۶	۲۳٫۲	۱۹٫۴	۱۴٫۳	۱۱٫۶	۱۲٫۵	۱۲٫۱	۱۱	۱۲٫۴
۴۹٫۸	۲۷۱	۹۱٫۴	۵۶٫۳	۱۱۱	۷۴٫۹	۵۵٫۸	۸۰٫۵	۷۲٫۱	۳۶٫۳	۲۲٫۲	۲۵٫۱	۳۳٫۶	۳۲٫۲	۲۹٫۱
۵٫۹	۶٫۸	۳٫۲	۱٫۷	۶٫۵	۲٫۵	۴٫۴	۲٫۷	۳٫۲	۰٫۳	۰٫۸	۰٫۲	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۶
۴۹۹	۳۴٫۳	۷٫۷۴	۲٫۸۵	۷٫۵۳	۴٫۷	۳٫۵	۶٫۵۱	۵٫۴۸	۰٫۵۹	۰٫۲۴	۰٫۱۱	۰٫۷۳	۰٫۴۱	۰٫۳۶
۳۳	۳۱	۱۴	۵	۸	۱۴	۲۵	۱۸	۱۶	<۵	۱۷	<۵	۵	۵	<۵
۱۷٫۱	۲۲٫۴	۱۷٫۴	۱۹٫۶	۱۸٫۷	۱۶٫۲	۱۵٫۸	۱۸٫۴	۱۶	۱۵٫۷	۱۷٫۵	۱۷٫۶	۱۵	۱۷٫۲	۱۶٫۸
۳۸	۲۳	۸۲	۸۶	۵۷	۹۲	۷۰	۹۷	۹۵	۹۲	۷۳	۹۹	۹۵	۶۰	۹۲
۱۲	۷۱	۱۱۰	۱۷۲	۲۰۳	۱۳۲	۱۲۲	۱۸۱	۱۷۶	۱۷	۳۹۱	۱۳	۳۴	۹	۲۷
۷	۵	۱۸	۷	۲۴	۲۹	۵	۸	۲۲	۶۰	۹	۶۳	۷۰	۴۳	۵۴
۶۷	۴۹	۳۰۸	۴۴۳	۲۶۵	۳۵۸	۲۲۲	۳۳۶	۳۸۳	۵۵۴	۴۸۰	۶۷۴	۵۰۹	۳۵۵	۵۸۰
۱٫۳	۵٫۴	۲٫۳	۱٫۶	۲٫۷	۲	۱٫۴	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۴	۱	۱٫۲	۱٫۳	۱٫۳	۱٫۳
۰٫۸۲	۰٫۴۸	۱٫۲	۰٫۴۱	۱٫۷۸	۰٫۹۷	۱٫۲۶	۱٫۵۸	۱٫۵۱	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۳۱	۰٫۰۸	۰٫۰۷
۱	۰٫۹	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	<۰٫۱
۲٫۹	۴٫۳	۲۶٫۴	۳۴٫۲	۳۶٫۶	۳۹٫۸	۱۱٫۶	۲۶٫۵	۴۰٫۴	۶۶	۴۳٫۲	۷۶٫۱	۶۳	۳۸٫۳	۷۲٫۶
۰٫۸۴	۵٫۵۱	۲٫۱۳	۰٫۵۳	۲٫۳۷	۱٫۲۲	۰٫۷۹	۲٫۰۵	۱٫۷۴	۰٫۱۶	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۲۵	۰٫۱۳	۰٫۱۸
۱۰	۷	۹	۹	۶	۱۱	۴	۱۰	۵	۷	۹	۹	۴	۹	۳
۱	۱	۱	۱	۲	۱	۱	۱	۱	۲	۱	۲	۲	۱	۱
<۲	۲	۲	<۲	۳	۲	<۲	۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
۶۰	۴۰	۵۰	۴۰	۸۰	۱۱۰	۴۰	۴۰	۴۰	۱۵۰	۴۰	۵۰	۴۰	۵۰	۴۰
<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱



شکل ۳ نمودار تغییرات عناصر کمیاب واحدهای مافیک و اولترامافیک مجموعه نسبت به MgO . میزان Co ، Ni در این سنگ‌ها با افزایش منیزیم بیشتر شده در حالیکه از مقدار Rb ، Y ، Nb کاسته شده است و فراوانی Zr در این سنگ‌ها مستقل از تغییرات منیزیم ارزیابی می‌شود. علائم مانند شکل قبلی است.



شکل ۴ رده بندی سنگ‌های پلوتونیک مجموعه‌ی هشت سر با استفاده از (الف) نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس [۶] و (ب) نمودار تعیین سرشت انواع سنگ‌های آذرین موجود در مجموعه‌ی هشت سر ارائه شده توسط [۷] که نشان‌دهنده‌ی ماهیت آهکی-قلیایی کلینوپروکسنیت‌ها و شوشونیتی گابروها و سینیت‌هاست.



شکل ۵ الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی و نمودار عنکبوتی در گروه‌های مختلف مجموعه‌ی هشت سر. مقادیر بهنجار سازی از [۸] گرفته شده است. به تشابه رفتار نمونه‌های هر گروه توجه شود.

عناصر نادر خاکی

با هدف آگاهی از فرایندهای وابسته به تولید گدازه و تغییرات بعدی، ترکیب عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد بررسی نسبت به کندریت به هنجار شدند. شکل الگوی REE

کلینوپروکسنیت‌ها با تحذب نسبی به سمت بالا در مورد LREE و شیب منفی ملایم به سمت HREE مشخص می‌شود. به عبارت دیگر بخش پر شیب این الگو در MREE مشاهده شده، و قسمت آغازین و پایانی آن حالت پخیده شده

در مناطق قوس آتشفشانی و وابسته به کومولای اقیانوسی (همانند پریدوتیت‌های Et منطقه‌ی Ligurian Alps ایتالیا [۱۴] است (شکل ۶). به طور کلی هر چه کلینوپیروکسن در فشارهای بالاتری متبلور شود از Na_2O , TiO_2 غنی تر بوده و عدد منیزیم آن بالاتر است. دلیل این امر این است که با افزایش فشار، دمای پیدایش کلینوپیروکسن نسبت به الیوین و پلاژیوکلاز بیشتر شده و کلینوپیروکسن در مایعی شروع به تبلور می‌کند که هنوز از منیزیم غنی است و خیلی کم جدا شده است [۱۵]. فشارهای بالای تبلور محاسبه شده برای کلینوپیروکسنیت‌های مورد بررسی حاکی از وابستگی این واحد به لایه‌ی قاعده‌ای دنباله‌ی پوسته‌ی اقیانوسی است (جدول ۱). جایگاه قوس آتشفشانی برای کلینوپیروکسنیت‌ها و گابروها از نمودارهای جدا کننده‌ی دیگر بر پایه‌ی ترکیب عناصر اصلی و کمیاب سنگ کل نیز استنتاج می‌شود (شکل ۷). یادآوری این نکته ضروری است که گابروها بخش شوشونیتی تا آهکی-قلیایی قوس و کلینوپیروکسنیت‌ها بخش تولییتی آنرا نشان می‌دهند که بیانگر تقدم تشکیل کلینوپیروکسنیت‌ها نسبت به گابروهاست. این نتیجه با مشاهدات صحرایی نیز تأیید می‌شود (به بخش ۲ متن مراجعه شود). سینیت‌ها نیز همانند گابروها محیط قوس و حاشیه‌ی فعال قاره را ثبت کرده‌اند (شکل ۸). همچنین با توجه به نمودارها معلوم می‌شود که این سینیت‌ها از نوع I و وابسته به فرایندهای بسا برخوردند.

است (شکل ۵). هیچ بیهنجاری در مورد Eu مشاهده نشده و این عنصر از شکل الگو پیروی کرده است. فراوانی این عناصر در گابروهای مورد بررسی ۱۰ (در مورد HREE) تا ۱۰۰ (در مورد LREE) برابر کندریت‌هاست. الگوی بهنجار شده عناصر REE دارای شیب منفی (نسبت بالای LREE/HREE) بوده، از HREE تهی و از LREE غنی شده است. در این الگو هیچ تهی‌شدگی مشخصی از Eu مشاهده نمی‌شود (شکل ۵). الگوی REE برای سینیت‌ها پر شیب بوده، از LREE غنی و از HREE تهی است. از MREE تا HREE شکل الگو مسطح است و در مورد Eu بیهنجاری منفی مشاهده می‌شود (شکل ۵). فراوانی مجموع عناصر نادر خاکی در کلینوپیروکسنیت‌ها از بقیه واحدهای مجموعه به مراتب کمتر است (۴۰-۵۰ ppm). مجموع عناصر نادر خاکی در گابروهای هشت سر از کلینوپیروکسنیت‌ها بیشتر و از سینیت‌ها کمتر بوده (در حدود ۱۵۰ ppm) و در سینیت‌ها به ۲۱۰-۱۷۵ ppm می‌رسد (جدول ۴).

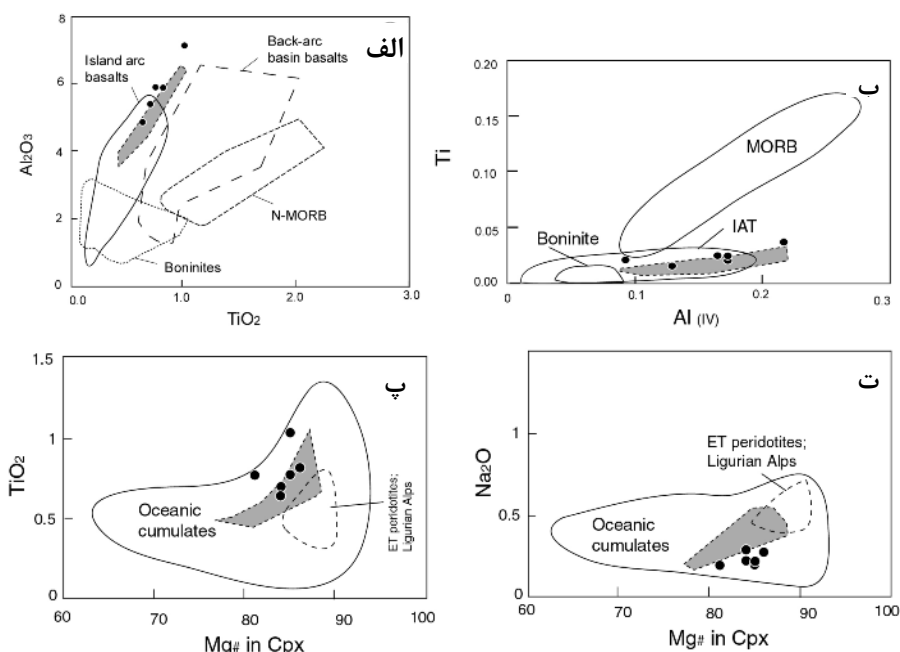
بحث و بررسی

جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه

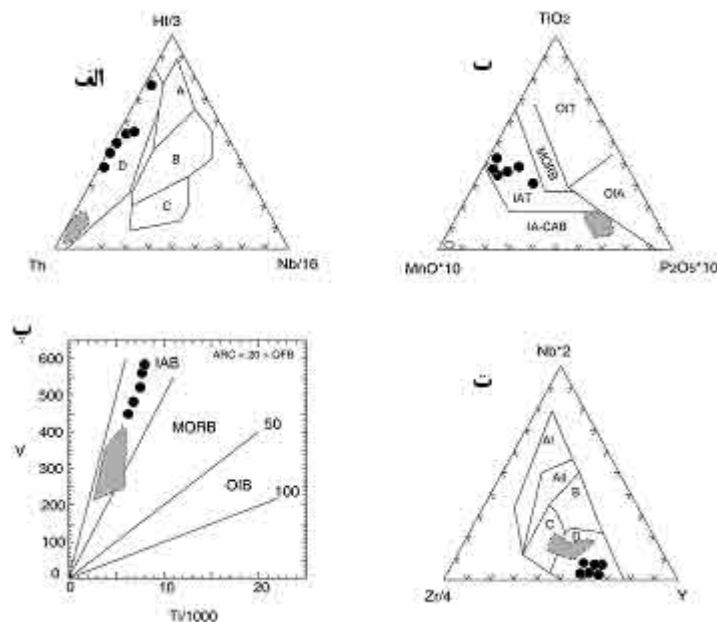
با توجه به در دست داشتن ترکیب کانی‌های موجود در واحدهای کلینوپیروکسنیت و گابرو، از فراوانی عناصر اصلی موجود در کلینوپیروکسنیت برای تعیین محیط تبلور استفاده شد. رفتار این کانی‌ها در دو واحد کلینوپیروکسنیت و گابرو مشابه است (شکل ۶). نتایج حاصل نشان دهنده‌ی تبلور این کانی‌ها

جدول ۴ نتایج تجزیه عناصر نادر خاکی در مجموعه‌ی پلوتونیک هشت سر کلیر.

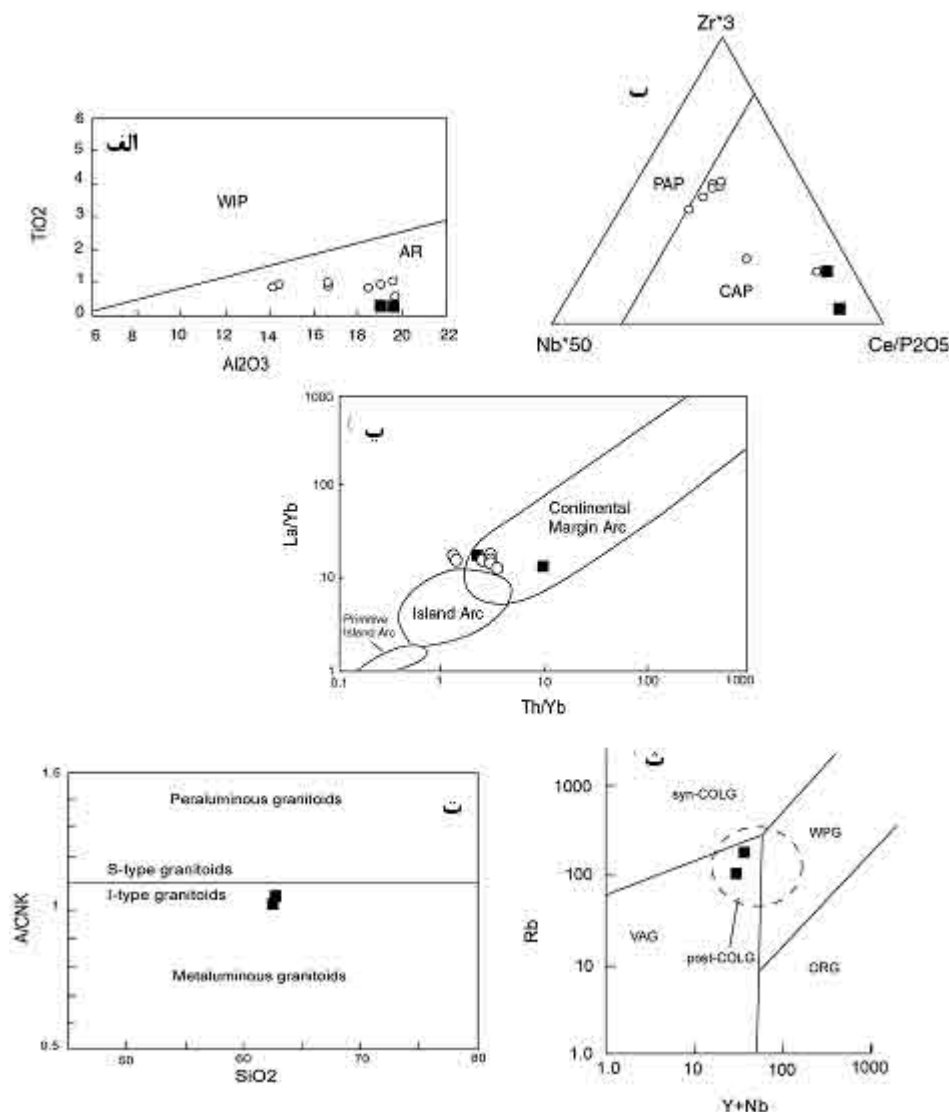
سینیت		گابرو							کلینوپیروکسنیت					
AZ28	AZ38	AZ1	AZ25	AZ29	AZ30	AZ33	AZ34	AZ39	AZ11	AZ17	AZ22	AZ32	AZ35	AZ37
۳۹٫۴	۴۵٫۷	۲۸٫۱	۲۹٫۷	۳۵٫۹	۲۹٫۱	۴۴٫۹	۳۳٫۵	۳۰٫۵	۶٫۱	۴٫۵	۳٫۱	۶٫۵	۵٫۹	۴٫۵
۷۳٫۷	۹۱٫۷	۵۰٫۵	۵۷٫۶	۶۶	۵۶٫۹	۸۷٫۳	۶۱٫۵	۵۶٫۷	۱۵٫۴	۱۰٫۲	۸٫۸	۱۴٫۷	۱۲	۱۱٫۴
۸٫۴۸	۱۰٫۵۵	۶٫۱۱	۷٫۴۷	۸٫۰۲	۷٫۴	۱۱٫۱۵	۷٫۶۲	۷٫۰۹	۲٫۵۶	۱٫۶۶	۱٫۶۳	۲٫۳۹	۱٫۷۸	۱٫۸۴
۳۰٫۱	۳۶٫۵	۲۵٫۳	۳۲٫۳	۳۱٫۵	۳۲٫۳	۴۴٫۸	۳۱٫۵	۳۰٫۲	۱۳٫۵	۸٫۷	۹٫۶	۱۲٫۴	۸٫۹	۹٫۶
۵٫۴۴	۶٫۴۶	۵٫۵	۷٫۳۵	۶٫۵۹	۷٫۰۹	۹٫۱	۶٫۸۱	۶٫۶۶	۳٫۹۵	۲٫۸۲	۳٫۲۸	۳٫۷۴	۲٫۶۶	۳٫۰۶
۰٫۸۲	۰٫۶۷	۱٫۶۶	۲٫۰۴	۲	۲	۲٫۲۸	۲٫۰۹	۱٫۸۸	۱٫۲۸	۱٫۰۲	۰٫۹	۱٫۰۷	۰٫۸۷	۰٫۹۵
۵٫۳۸	۶٫۵۸	۵٫۴۱	۶٫۵۹	۶٫۴۵	۶٫۴۹	۸٫۴۸	۶٫۶۳	۶٫۰۷	۳٫۹۸	۲٫۷۵	۳٫۱۶	۳٫۴۷	۲٫۵۳	۳٫۰۳
۰٫۷۷	۰٫۹۱	۰٫۸۱	۰٫۹۳	۰٫۹۱	۰٫۸۹	۱٫۱۲	۰٫۸۸	۰٫۸۳	۰٫۶۲	۰٫۴۴	۰٫۵	۰٫۵۱	۰٫۴۲	۰٫۴۷
۴٫۱۹	۴٫۸۴	۴٫۰۷	۴٫۶۵	۴٫۷۳	۴٫۲۴	۵٫۵۷	۴٫۵۲	۳٫۸۶	۳٫۰۹	۲٫۳۹	۲٫۶۷	۲٫۶۴	۲٫۳۲	۲٫۵۴
۰٫۸۸	۰٫۹۸	۰٫۷۹	۰٫۸۸	۰٫۹۱	۰٫۷۷	۱٫۰۲	۰٫۸۷	۰٫۷	۰٫۵۵	۰٫۴۵	۰٫۴۹	۰٫۴۷	۰٫۴۲	۰٫۴۶
۲٫۵۸	۳٫۱۷	۲٫۳۸	۲٫۴۵	۲٫۷۱	۲٫۲	۳٫۰۱	۲٫۴۸	۲٫۰۷	۱٫۴۶	۱٫۱۶	۱٫۳۸	۱٫۲۵	۱٫۰۵	۱٫۲۶
۰٫۳۳	۰٫۴۷	۰٫۳	۰٫۲۸	۰٫۳۵	۰٫۲۷	۰٫۳۸	۰٫۳	۰٫۲۴	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۵
۲٫۲۲	۳٫۳۸	۲٫۱۶	۱٫۹۴	۲٫۳۹	۱٫۸۵	۲٫۵۸	۲٫۱	۱٫۷۵	۱٫۲	۱٫۰۱	۱٫۰۴	۰٫۹۷	۰٫۸۸	۱٫۱۲
۰٫۲۵	۰٫۵۱	۰٫۳۲	۰٫۲۷	۰٫۳۶	۰٫۲۶	۰٫۳۷	۰٫۳۳	۰٫۲۵	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۵



شکل ۶ استفاده از ترکیب کانی کلینوپیروکسن برای تعیین خاستگاه سنگ‌های مافیک و اولترامافیک هشت سر. الف) مرزها: بونینیت‌ها از [۹] بازالت جزایر قوسی و حوضه‌ی پشت قوس از [۱۰] بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی از [۱۱] (ب) نمودار مرزها از [۱۲] که بیانگر محیط وابسته به تولیت‌های قوس آتشفشانی است. پ) و ت) نمودارهای TiO_2 , Na_2O بر حسب عدد منیزیم در کلینوپیروکسن. داده‌های مرز کومولای اقیانوسی از [۱۳] و بخش وابسته به پریدوتیت ET ایتالیا از [۱۴] در همه‌ی نمودارها بخش خاکستری نشان‌دهنده‌ی ترکیب کانی‌های موجود در گابروهای هشت سر [۵] و دایره‌های توپر به کلینوپیروکسنیت‌ها وابسته‌اند.



شکل ۷ الف) نمودار [۱۶] که در آن گستره‌های A شامل بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی نرمال، B بازالت پشته‌ی اقیانوسی غنی شده و تولیت‌های داخل قاره، C بازالت‌های قلیایی داخل قاره و D معرف بازالت‌های قوس آتشفشانی است. ب) نمودار [۱۷] که نمونه‌ها در موقعیت بازالت‌های قوسی تولیتی قرار گرفته‌اند. پ) نمودار [۱۸] مشخص‌کننده‌ی موقعیت وابسته به فرورانش ت) نمودار [۱۹] که در آن AI معرف بازالت قلیایی داخل قاره‌ای، AII تولیت و بازالت قلیایی داخل قاره‌ای، B بازالت پشته اقیانوسی غنی شده، C بازالت قوس آتشفشانی و تولیت داخل قاره، D بازالت پشته‌ی اقیانوسی نرمال و قوس آتشفشانی است. گستره‌ی خاکستری وابستگی گابروهای هشت سر را نشان می‌دهد [۵].



شکل ۸ نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی گابروها و سینیت‌های هشت سر. علائم مانند شکل‌های قبلی هستند. الف و ب) از [۲۰] پ) نمودار ارائه شده توسط [۲۱] نشان می‌دهد گابروها و سینیت‌های منطقه‌ی وابسته به قوس حاشیه قاره هستند. ت) تعیین نوع گرانیتوئید سینیت‌های مجموعه‌ی هشت سر. ث) نمودار [۲۲] برای نشان دادن محیط تشکیل سینیت‌های منطقه. علائم همانند شکل ۴ است.

لایه‌ای یا چین‌های هم‌شیب یا بودینازی موازی با لایه بندی تکتونایت قاعده‌ای ظاهر شده‌اند.

تفسیر الگوی عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی

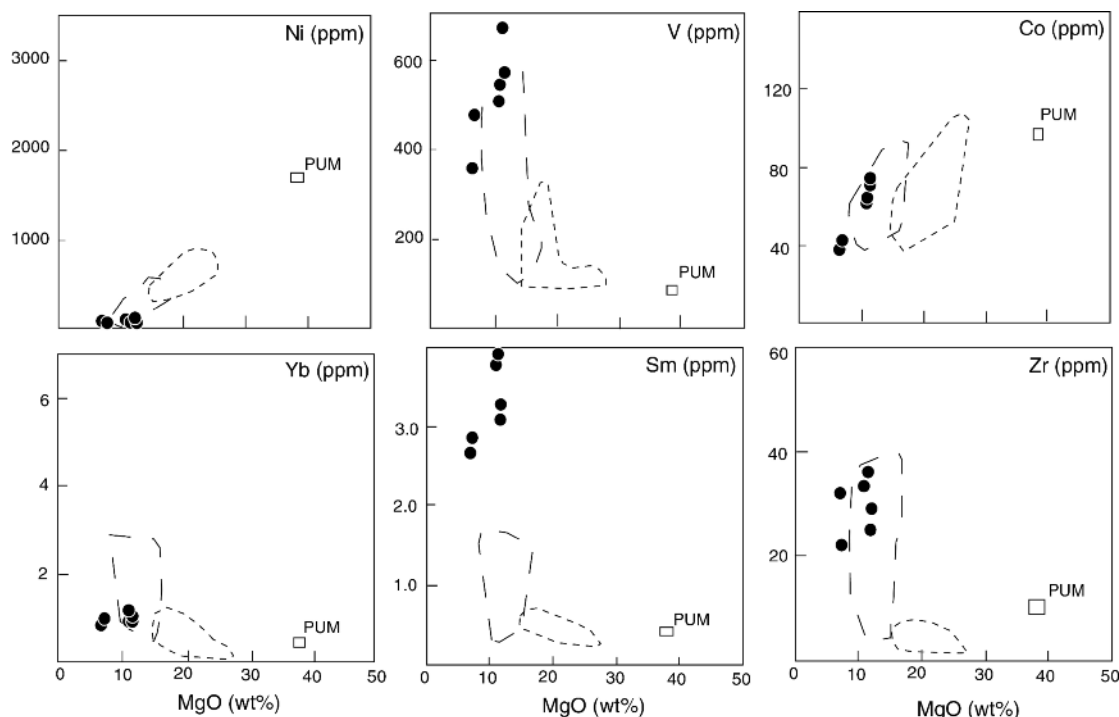
کلینوپیروکسنیت‌های هشت سر با داشتن الیومین زیاد، نسبت به گابروها و سینیت‌ها از REE کمتری برخوردارند. به عقیده‌ی [۲۷]، تحذب الگوی REE این سنگ‌ها به سمت بالا از سرشتی‌های کومولای اقیانوسی پیروکسن‌دار است. فراوانی Ti، Sr در این سنگ‌ها با ترکیب مدی سنگ کنترل می‌شود. به دلیل حضور ایلمنیت در این سنگ‌ها میزان Ti بالاست. وجود مقادیری فلوگوپیت نیز باعث ازدیاد Ba، Sr در آنها شده است.

کلینوپیروکسنیت‌های مجموعه‌ی هشت سر با سنگ‌های اولترامافیک ماسیو روند آ [۲۳] نیز مقایسه شد. ماسیو روند آ در اسپانیا بزرگترین توده‌ی پریدوتیتی جهان (300 km^2) در منتهی‌الیه کوهزایی آلپی رخمون یافته است [۲۴، ۲۵]. کلینوپیروکسنیت‌های مورد بررسی از نظر برخی عناصر واسطه، کمیاب و نادر خاکی بسیار مشابه گروه A پریدوتیت‌های روند آ هستند (شکل ۹). گروه A این ماسیو به عنوان قطعاتی از گوشته یا پوسته‌ی اقیانوسی (بازگشته به سطح) و قدیمی‌ترین واحد اولترامافیک آن مجموعه تفسیر شد [۲۶] و به صورت

گابروهاست (شکل ۵). تهی‌شدگی چشمگیر HREE، نشانگر باقی ماندن گارنت در فاز تفاله و عدم مشارکت آن در فرایند تولید گدازه است. الگوی نسبتاً مسطح MREE در نتیجه‌ی حضور آمفیبول زیاد از نوع چرماکیت - پارگازیت در این سنگ‌هاست. غنی‌شدگی شدید از LILE، Sr, P, Eu, Gd، آرایش پوسته‌ای و حضور کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز (Eu, Sr)، آمفیبول (Gd) و آپاتیت (P) وابسته است. بیهنجاری منفی شدید Ta, Nb, Ti سرشتی بازالت‌های حاشیه‌ای (قوس قاره‌ای یا اقیانوسی) [۳۰] و نیز تأثیرگذاری اجزای فرورانشی است [۵]. نمودار عنکبوتی سینیت‌های هشت سر به هنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه، بیهنجاری منفی قابل ملاحظه‌ی b, Sr, P, Ti نشان دهنده‌ی سرشتی ترکیب پوسته‌ی فوقانی است [۳۱]. بیهنجاری منفی شدید Sr ممکن است در نتیجه‌ی فرار این عنصر حین هوازدهی به وجود آمده باشد (شکل ۵). همچنین فقر از Sr, Ba, Eu در این سنگ‌ها احتمالاً ناشی از باقی ماندن فلدسپار در فاز تفاله‌ی این ماگماهاست.

Ta, Nb کم نشانگر وابستگی این واحد به محیط فرورانش است (شکل ۵). اغلب HFSE در این واحد تهی‌شدگی نشان می‌دهند که علاوه بر فقر از زیرکن مدی نشانه‌ی نقش کمرنگ پوسته‌ی قاره‌ای است [۲۲]. کلینوپیروکسن‌های این واحد از حاصل تبلور کومولایی است [۱۳، ۲۸]. به عقیده‌ی [۲۹] سرشتی‌های ترکیبی یاد شده در کلینوپیروکسن‌ها به تبلور گدازه‌ی به دام افتاده پس از تشکیل کومولای اولیه وابسته است (postcumulus). پریدوتیت‌های ET ایتالیا نیز مانند پیروکسنیت‌های هشت سر دارای همین سرشتی‌هاست و با پژوهش‌های ایزوتوپی فراوان چگونگی این شکل‌گیری ارائه شده است [۱۴].

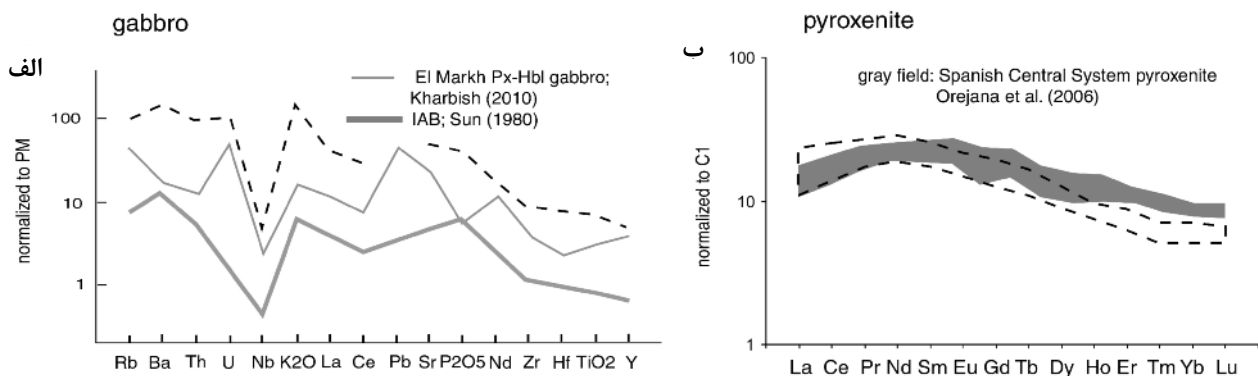
غنی‌شدگی LREE در گابروهای هشت‌سر با جدایش کانی‌ها و خاستگاه اولیه غنی از LREE قابل توجیه است. در الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی گابروهای این ناحیه هیچ تهی‌شدگی مشخصی از Eu مشاهده نمی‌شود که بیانگر مشارکت قابل توجه پلاژیوکلاز در تشکیل ماگمای مولد



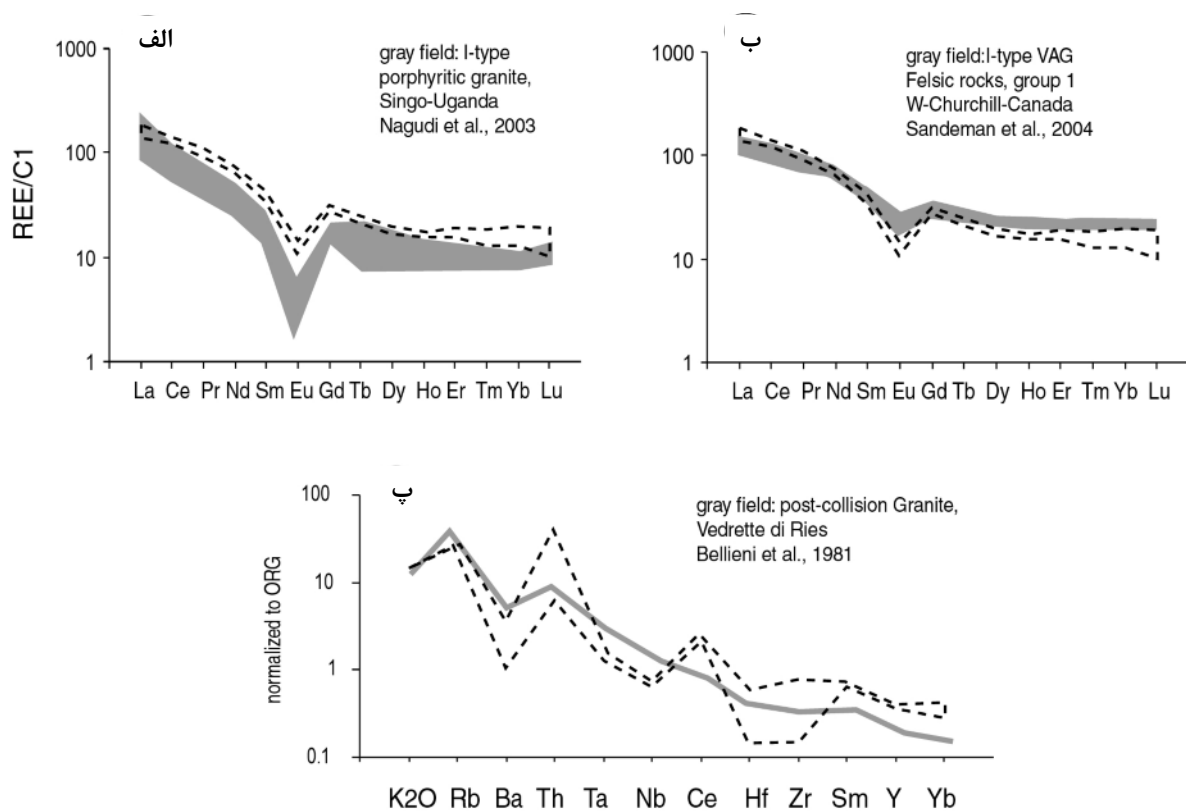
شکل ۹ مقایسه‌ی ترکیب کلینوپیروکسنیت‌های هشت سر با پیروکسنیت‌های گروه B، A، ماسیو روندآ [۲۳]. تشابه قابل توجهی بین کلینوپیروکسنیت‌های مورد بحث با گروه A روندآ دیده می‌شود. خط چین درشت معرف نوع A و خط چین ریز نشانگر نوع B پیروکسنیت‌های ماسیو روندآ را نشان می‌دهند. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.

اسپانیا که از مرز گوشته‌ی فوقانی با پوسته‌ی زیرین ریشه گرفته‌اند مشابه بوده و گابروها وابسته مثبتی با گابروهای مربوط به قوس آتشفشانی نشان می‌دهند (شکل ۱۰). سینیت‌های این مجموعه با سینیت‌های نوع I پس از برخورد تطابق کامل دارند (شکل ۱۱).

با هدف آگاهی بیشتر در جایگاه زمین‌ساختی واحدهای مجموعه‌ی هشت سر، الگوی REE و یا نمودار عنکبوتی این سنگ‌ها با سنگ‌های مشابه بررسی شده‌ی دیگر نقاط، توسط زمین‌شناسان مقایسه شد. بر این اساس کلینوپیروکسنیت‌های مورد بررسی با پیروکسنیت‌های گوشته‌ای سیستم مرکزی



شکل ۱۰ مقایسه‌ی روند تغییرات عناصر نادر خاکی و کمیاب گابروها و کلینوپیروکسنیت‌های هشت سر با نواحی مختلف [۳۲-۳۴]. خط چین‌ها معرف نمونه‌های این پژوهش هستند.



شکل ۱۱ مقایسه‌ی الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی و کمیاب سینیت‌های هشت سر با الگوی گرانیتوئیدهای نوع I بررسی شده توسط زمین‌شناسان، به نواحی مختلف [۳۵-۳۷] اوگاندا و کانادا وابسته‌اند که به خوبی با آنها همخوانی دارند.

دو مدل برای شکل گیری مجموعه ی پلوتونیک هشت سر پیشنهاد می شود. اول: بر اساس این مدل فرورانش ورقه ی اقیانوسی پالئوتتیس دوم که همراه با نفوذ شاره های این ورقه به گوهی گوشته ای بوده است، منجر به ذوب بخشی مرز گوشته ی فوقانی و بخشی از پوسته زیرین شده که اولین گدازه ها کلینوپیروکسنیت ها را تشکیل داده اند. فشارسنجی انجام شده، عمقی برابر ۳۰ km را برای تشکیل این سنگ ها پیشنهاد می کند که تقریباً معادل مرز پوسته ی زیرین با گوشته است. با صعود گدازه و آرایش آن با بخشی از پوسته ی فوقانی ماگمای مربوط به گابروها حین فرورانش و تشکیل قوس آتشفشانی ایجاد شده است [۵]. با اتمام فرورانش و پس از برخورد ورقه های قاره ای، سینیت های این ناحیه در حاشیه ی فعال قاره نفوذ کرده اند. این مجموعه در حد فاصل عملکرد گسل های وارون و رانده شدن هوراند و مختکان در سطح ظاهر شده است (شکل ۱). دوم: کلینوپیروکسنیت ها بخشی از تکتونایت قاعده ای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس دوم بوده و گابروهای وابسته به گدازه های متأثر از فرورانش در ناحیه ی قوس آتشفشانی هستند. با توجه به همزمانی و شباهت ژئوشیمی و کانی شناسی دایک های سینیتی جوان با نفیلین سینیت کلیر، این دایک ها ممکن است به فعالیت های ماگمایی پس از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس وابسته باشند. این مدل ها احتمالی بوده و ممکن است با بررسی های بیشتر (ایزوتوپی) اصلاح شوند.

برداشت

سنگ های پلوتونیک مجموعه ی هشت سر کلیر شامل کلینوپیروکسنیت ها، گابروها و سینیت ها، از نظر فراوانی عناصر و نسبت های ژئوشیمیایی کانی ها، بویژه سنگ کل مورد بررسی قرار گرفتند. از نظر سرشت ماگمایی، کلینوپیروکسنیت های آهکی - قلیایی با پتاسیم پائین، گابروها شوشونیتی تا آهکی - قلیایی با پتاسیم بالا و سینیت ها شوشونیتی بررسی شدند. واحدهای مجموعه ی یاد شده، سرشتی های مذکور مشخصات جایگاه حاشیه ی فعال قاره و موقعیت وابسته به فرورانش را بخوبی نشان می دهند. کلینوپیروکسنیت ها بخش تولییتی و گابروها بخش شوشونیتی قوس آتشفشانی را تشکیل می دهند. شیمی کانی های موجود در کلینوپیروکسنیت ها و گابروها حاکی

از وابستگی این سنگ ها به کومولاهای تأخیری اقیانوسی است. همچنین کلینوپیروکسنیت های مورد بررسی از نظر ژئوشیمیایی مشابه پیروکسنیت های گروه A ماسیو روند آ در اسپانیا هستند که به عنوان بخشی از بقایای تکتونایت قاعده ای پوسته ی اقیانوسی بازگشته به سطح، شناخته می شود. در طول فرورانش پالئوتتیس دوم، گابروها که سرشتی های قوس آتشفشانی را ثبت کرده اند، شکل گرفته اند. با اتمام فرورانش (اقیانوس پالئوتتیس دوم و یا نئوتتیس) سینیت های پس از برخورد مجموعه شکل گرفته اند که دارای همه ی ویژگی های این نوع سنگ آذرین هستند. مدل ژئودینامیکی ارائه شده در چگونگی تشکیل این مجموعه پلوتونیک، با توجه به مشاهدات بزرگ مقیاس و بررسی های جزئی، ارتباط احتمالی این مجموعه با فرورانش ضلع غربی اقیانوس پالئوتتیس دوم را در شمال غرب ایران تأیید می کند.

مراجع

- [1] Meherpartou M., Nazer N., Emami M.H., "1:100000 geological map of Kaleybar", Geological Survey of Iran, (1999), no. 5467.
- [۲] برزگر، پور کرمانی، مؤید، م، حاجی علی بیگی، ح، "تکوین ساختاری زون چین خورده الهیارلو در پهنه البرز غربی"، چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه ارومیه، (۱۳۸۹).
- [۳] مؤید، مجرد، م، "تکوین اقیانوس پالئوتتیس دوم در ایران"، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فوسی مشهد، (۱۳۸۶).
- [۴] مؤید، مجرد، م، حسین زاده، ق، "برآورد دما - فشار و گریزندگی اکسیژن در گابرو - پیروکسنیت های تازه کند کلیر؛ با تمرکز بر شیمی بلورها و فعالیت کانیها"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره (۳)، ۱۸، (۱۳۸۹)، ۳۹۶-۳۸۱.
- [۵] مجرد، مؤید، م، حسین زاده، ق، "گابروی هشت سر کلیر؛ اثر متاسوماتیسم مرتبط با فرورانش"، مجله زمین شناسی ایران، جهاد دانشگاهی شهید بهشتی (پذیرفته شده)، ۱۳۸۹.
- [6] Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bass M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B., "A classification of igneous rocks and glossary of terms", Blackwell, Oxford (1989).

- British Tertiary volcanic province*", Earth and Planetary Sciences Letters, 50 (1980) 11-30.
- [17] Mullen E. D., "*MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis*", Earth and Planetary Sciences Letters, 62 (1983) 53-62.
- [18] Shervais J. W., "*Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas*", Earth and Planetary Sciences Letters, 23 (1982) 319-351.
- [19] Meschede M., "*A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram*", Chemical Geology, 56 (1986) 207-218.
- [20] Muller D., Groves D.I., "*Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits*", Ore Geology Review, 8 (1991) 383-406.
- [21] Condie K.C., "*Plate tectonics and crustal evolution*", Pergamon Press. (1989) 476p.
- [22] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "*Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*", Journal of Petrology, 25 (1984) 956-983.
- [23] Bodinier J.L., Garrido C.J., Chanefo I., Bruguier O., Gervilla F., "*Origin of Pyroxenite-Peridotite Veined Mantle by Refertilization Reactions: Evidence from the Ronda Peridotite (Southern Spain)*", Journal of Petrology, 49 (2008) 999-1025.
- [24] Booth-Rea G., Azanon J. M., Martinez-Martinez J. M., Vidal O., Garcia Duenas V., "*Contrasting structural and P-T evolution of tectonic units in the southeastern Betics: Key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (western Mediterranean)*", Tectonics, 24, doi:10.1029/2004TC001640, (2005).
- [25] Precigout J., Gueydan F., Gapais D., Garrido C. J., Essaifi A., "*Strain localisation in the subcontinental mantle: a ductile alternative to the brittle mantle*", Tectonophysics, 445 (2007) 318-336.
- [26] Garrido C.J., Bodinier J.L., "*Diversity of mafic rocks in the Ronda Peridotite; evidence for pervasive melt-rock reaction during heating subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere*", Journal of Petrology, 40 (1999) 729-754.
- [7] Peccerillo A., Taylor S.R., "*Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 58 (1976) 63-81.
- [8] Sun S. S., McDonough W. F., "*Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*", In: Saunders A.D. Norry M.J.(eds), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications, 142 (1989) 313-345.
- [9] Van der Laan S. R., Arculus R. J., Pearce J. A. & Murton B. J., "*Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of site 786, Izu-Bonin forearc*", In: Fryer P., Pearce J. A., Stokking L. B., et al. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results, 125. College Station, TX: Ocean Drilling Program (1992) 171-201.
- [10] Hawkins J. W., Allan J. F., "*Petrologic evolution of Lau Basin sites 834 through 839*", In: Hawkins J., Parson L., Allan J., Resig J., Weaver P., editors. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 135. College Station, TX: Ocean Drilling Program (1994) 427-470.
- [11] Stakes d. S., Franklin J. M., "*Petrology of igneous rocks at Middle Valley, Juan de fuca Ridge, Proceedings of the Ocean Drilling Program*", Scientific Results, Vol. 139, doi:10.2973/odp.proc.sr.139.212 (1994).
- [12] Beccaluva L., Macchiotta G., Piccardo G.B., and Zeda O., "*Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator*", Chemical Geology, 77 (1989) 165-182.
- [13] Elthon D., Stewart M., Ross K.D., "*Compositional trends of minerals in oceanic cumulates*", Journal of Geophysical Research, 97 (1992) 15189-15199.
- [14] Borghini G., Rampone E., Crispini L., De Ferrari R., Godard M., "*Origin and emplacement of ultramafic-mafic intrusions in the Erro-Tobbio mantle peridotite, Italy*", Lithos, 94 (2007) 210-229.
- [15] Bender J.F., Hodges F.N., Bence A.E., "*Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 to 15 Kbar*", Earth Planetary Sciences Letters, 41 (1978) 277-302.
- [16] Wood D. A., "*The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the*

- [33] Sun S. S., "Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs", *Phil Trans R Soc*, 397 (1980) 409-445.
- [34] Orejana D., Villaseca C., Paterson B.A., "Geochemistry of pyroxenitic and hornblenditic xenoliths in alkaline lamprophyres from the Spanish Central System", *Lithos*, 86 (2006) 167-196.
- [35] Nagudi B., Koeberl C., Kurat G., "Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implications for its origin", *Journal of African Earth Sciences*, 36 (2003) 73-87.
- [36] Sandeman H.A., Hanmer S., Davis W.J., Ryan J.J., Peterson T.D., "Whole-rock and Nd isotopic geochemistry of Neoarchean granitoids and their bearing on the evolution of the Central Hearne supracrustal belt, Western Churchill Province, Canada", *Precambrian Research*, 134 (2004) 143-167.
- [37] Bellieni G., Peccerillo A., Poli G., "The Vedrette di Ries cratonic complex: petrological and geochemical data bearing on its genesis", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78 (1981) 145-156.
- [27] McDonough W.F., Frey F.A., "Rare earth elements in upper mantle rocks", In: Eds, Geochemistry and mineralogy of REE, *Review in Mineralogy*, 21 (1989) 99-145.
- [28] Ross K., Elthon D., "Cumulus and postcumulus crystallization in the ocean crust: major-and trace-element geochemistry of leg 153 gabbroic rock", In: *Ocean Drilling Program, College Station, Texas*, (1997) 333-350.
- [29] Meyer P.S., Dick H.J.B., Thomson G., "Cumulates gabbro from the Southwest Indian Ridge, 54 S-7 E: implication for magmatic processes at a slow spreading ridge", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103 (1989) 44-63.
- [30] Pearce J. A., "Sources and setting of granitic rocks", *Episodes*, 19 (1996) 120-125.
- [31] Rollinson H., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Longman, Harlow, UK, pp. (1993) 325pp.
- [32] Kharbish S., "Geochemistry and magmatic setting of Wadi El-Markh island-arc gabbro-diorite suite, central Eastern Desert, Egypt", *Chemie der Erde*, 70 (2010) 257-266.