

سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و شیمی کانی سنگ‌های نفوذی بزمان، جنوب شرق ایران

محمد رضا قدسی*، محمد بومری

بخش زمین‌شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۵/۴/۱۱، نسخه نهایی: ۹۵/۸/۷)

چکیده: مجموعه سنگ‌های آذرین نفوذی بزمان در شمال غرب ایران‌شهر، حاشیه‌ی جنوبی بلوک لوت و در بالای منطقه‌ی فروروانشی مکران قرار گرفته‌اند. این مجموعه از گابرو، دیوریت، مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت تشکیل شده‌اند. داده‌های حاصل از بررسی ریزپر دازشی حاکی از آن است که ترکیب پیروکسن‌های منطقه از نوع آهن، منیزیم و کلسیم (فقیر از Na) هستند. آمفیبول‌ها در گروه کلسیک و در زیر گروه منیزیوهورنبلند قرار می‌گیرند و شاهده‌ی از نوع I بودن سنگ‌های نفوذی بزمان هستند. پلاژیوکلازهای منطقه‌ی در گستره ترکیب $An_{0.98}$ تا $An_{57.5}$ قرار می‌گیرند. بیوتیت‌های منطقه‌ی غنی از منیزیوم بوده و ماگمای سازنده‌ی بیوتیت‌های منطقه در گروه کوهزایی آهکی قلیایی قرار می‌گیرند. نتایج شیمی کانی حاکی از آن است که سنگ‌های منطقه صفات آهکی-قلیایی و از نوع I نشان می‌دهند که با ویژگی تکتونوماگمایی محیط‌های وابسته به فروروانش همخوانی دارند.

واژه‌های کلیدی: آمفیبول؛ بیوتیت؛ بلوک لوت؛ بزمان؛ ایران.

مقدمه

ناحیه‌ی مورد بررسی در استان سیستان و بلوچستان و در ۱۰۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان ایران‌شهر قرار گرفته است. مجموعه سنگ‌های آذرین نفوذی بزمان با وسعت تقریبی ۹۰۰ کیلومتر مربع، بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بزمان و مکران است که در حد فاصل طول‌های جغرافیایی ۴۴° تا ۵۹° و عرض‌های جغرافیایی $۲۷^{\circ} ۳۸'$ تا $۵۴^{\circ} ۱۶'$ شمالی و نزدیک به پیوندگاه چندین منطقه‌ی ساختاری مهم ایران از جمله بلوک لوت، رشته کوه‌های شرق ایران (حوضه‌ی فلیشی شرق) و مکران قرار گرفته است. مهم‌ترین پژوهش انجام شده در این ناحیه، بررسی در قالب رساله‌ی دکتری توسط [۱] است که ضمن تجزیه به روش XRF از بخش کوچکی از مجموعه بزمان (حاشیه‌ی جنوبی مجموعه بزمان)، به بررسی زمین شیمی واحدهای سنگی براساس داده‌های اصلی و تعدادی از عناصر فرعی و کمیاب پرداخته است. براساس شیمی سنگ کل، مجموعه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی

ماگماهای با ویژگی مناطق فروروانش قرار می‌گیرد [۱]. این پژوهنده با استفاده از داده‌های یاد شده پیشنهاد می‌کند که ماگمای سازنده‌ی این مجموعه حاصل ذوب گوشته یا پوسته‌ی اقیانوسی (عمان) به زیر ورقه ایران مرکزی است [۲]. ژئوشیمی رسوب‌های آبراهه‌ای و زمین‌شناسی اقتصادی برگه‌ی جازموریان توسط [۳] مورد بررسی قرار گرفته و پتانسیل‌های زمین‌شناسی اقتصادی و بیهنجاری‌های ژئوشیمیایی وابسته به کانی‌سازی توسط وی معرفی شده است. جمشیدی [۴]، تشکیل اسکارن و کانی‌زایی مس گربدر در جنوب شرق کوه بزمان را بررسی کرده و به عقیده‌ی او دگرگونی سنگ‌های رسوبی کربنifer-پریمین در مجاورت گرانیتوئید بزمان سبب تشکیل اسکارن و کانی‌زایی مس شده است. بررسی‌های دما-فشارسنجی (بر اساس محتوای Al در هورنبلند و زوج پلاژیوکلاز-هورنبلند)، بیانگر فشار حدود ۱۰.۶ تا ۴.۱۳ کیلو بار و دمای ۶۴۹ تا ۷۲۷ درجه‌ی سانتی‌گراد برای گرانیتوئید بزمان است [۵].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۵۴۰۴۵۹۰، پست الکترونیکی: Mohammadreza.Ghodsai@gmail.com

Al_2O_3 , Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaF_2 , SiO_2 , TiO_2 و NaCl . داده‌ها براساس یک برنامه کامپیوتری به نام ZAF تصحیح شده‌اند. همچنین نتایج آنالیزها با نرم افزار Excel و Minpet 2.02 بررسی شدند.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در منطقه‌ی مورد بررسی، سازند سردر (کربنیفر) و جمال (پرمین) بوده است (شکل ۱). سازند سردر بیشتر از شیل، ماسه سنگ و سنگ آهک و سازند جمال از آهک و دولومیت تشکیل یافته است [۸]. سنگ‌های نفوذی بزمان سازندهای سردر (کربنیفر) و جمال (پرمین) را قطع کرده و به وسیله سنگ نهشته‌های واحد سنگی هم ارز سری سرخ بالایی، پوشیده شده‌اند [۱]. نتیجه سال‌سنجی (Rb-Sr) روی شماری از نمونه‌های گرانیتی، سنی معادل ۷۴ تا ۶۴ میلیون سال را نشان می‌دهد که به اواخر کرتاسه پسین و اوایل پالئوسن مربوط می‌شود [۲]. شار گرمایی برخاسته از نفوذ سنگ‌های نفوذی بزمان به درون واحدهای رسوبی (سازند جمال و سردر) منجر به پیدایش سنگ‌های دگرگونی مجاورتی از قبیل آندالوزیت، کلدیریت هورنفلز و مرمر شده است [۸]. جوانترین فعالیت ماگمایی در گستره‌ی مورد بررسی مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی پلیوکواتر آتشفشان بزمان است که در شمال منطقه رخمون دارند. ترکیب سنگ‌شناسی گدازه‌های آتشفشانی بیشتر بازالت، آندزیت، داسیت و توف‌های آتشفشانی وابسته به فعالیت‌های آتشفشانی بزمان است [۹].

سنگ‌نگاری سنگ‌های نفوذی بزمان

سنگ‌های نفوذی بزمان را می‌توان از نظر جغرافیایی به دو بخش شرقی و غربی تقسیم کرد. بخش غربی و شرقی به ترتیب در نقشه‌ی یکصد هزارم مکسان و بزمان قرار گرفته است. بخش غربی، ساختار حلقوی است به طوری که ترکیب سنگ‌شناسی آن از حاشیه (بازی) به سمت مرکز (اسیدی) متغیر است (شکل ۲ الف). این بخش روند شرقی-غربی داشته و شامل پنج واحد گرانیت پورفیری، گرانیت (هورنبلند گرانیت)، گرانودیوریت، دیوریت و گابرو است. مرز بین واحدها کاملاً مشخص و ناگهانی است و فاقد حاشیه‌ی واکنشی و تغییرات تدریجی در سنگ-شناسی و انواع دیگر سنگ است.

بخش شرقی روند شمال غرب-جنوب شرق داشته و شامل واحد بیوتیت گرانیت و بیوتیت هورنبلند گرانیت است.

بر پایه سال‌سنجی جدید به (روش اورانیوم-سرب)، گرانیتوئید بزمان در فاصله زمانی ۸۳-۷۲ میلیون سال پیش از (کرتاسه پایانی) تشکیل شده است [۶].

به کارگیری تجزیه‌ی نقطه‌ای تک کانی، یکی از مهمترین عوامل چشمگیر و پیشرفت حیرت‌انگیز علم سنگ‌شناسی است. با توجه به تغییرات بسیار جزئی توزیع و غلظت عناصر، حتی در لایه‌های متناوب و بسیار ظریف کانی توسط تجزیه‌ی تک کانی میسر شده است از این رو توانایی قابل توجه کانی‌هایی مانند بیوتیت، آمفیبول و فلدسپار در تعیین سرشتی‌های ماگمایی گرانیتوئیدها مورد توجه قرار گرفته است. لذا در این مقاله سعی شده است تا از طریق ادغام نتایج ریزپردازش الکترونی کانی‌ها به بررسی کانی‌شناسی، ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف و نیز خاستگاه ماگمای سازنده‌ی سنگ‌ها پرداخته شود. همچنین این نوشته علاوه بر توصیف کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری سنگ-های نفوذی بزمان، بخش شرقی آن را بررسی کرده است که در بررسی‌های قبلی به آن پرداخته نشده است.

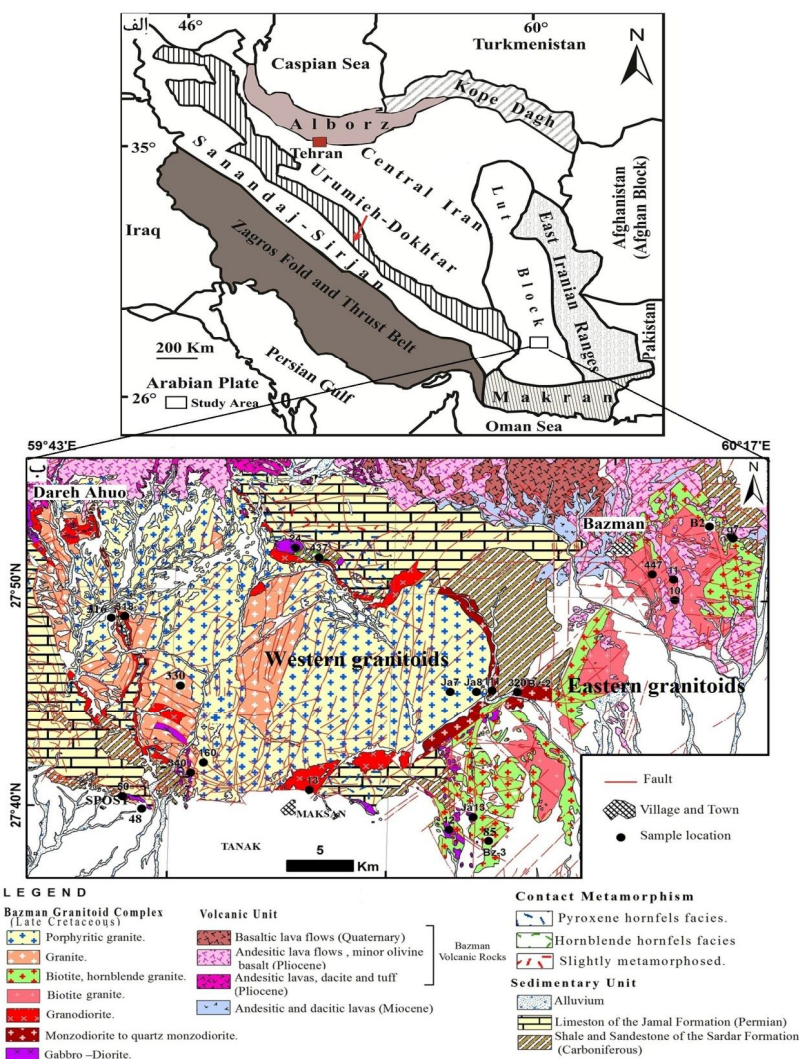
روش بررسی

در این پژوهش، نخست نمونه‌برداری دقیقی از مجموعه‌ی آذرین نفوذی بزمان با استفاده از حدود ۲۰۰ مقطع نازک نمونه‌هایی تهیه شدند و با میکروسکوپ قطبشی مدل Olympus مورد بررسی قرار گرفتند. برای تعیین نام دقیق سنگ‌های آذرین از یک شمارنده‌ی کانی‌ها در دانشگاه آکیتای ژاپن استفاده شد. تعداد ۳۰ نمونه از سنگ‌های آذرین با استفاده از یک شمارنده‌ی کانی‌ها مورد بررسی قرار گرفت. رده-بندی مودی و اسامی سنگ‌های آذرین درونی با کمک دیاگرام QAP [۷] صورت گرفت (جدول ۱). پس از آشنایی با ویژگی-های کانی‌شناختی و سنگ‌شناسی، تعداد ۱۸ مقطع که نمونه-هایی سالم و فاقد دگرسانی بودند، برای آنالیز نقطه‌ای انتخاب شدند. آنالیزهای ریزپردازش الکترونی روی کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، پیروکسن، گارنت، مسکویت، ایلمنیت، مگنتیت و تیتانیت (۳۰۰ نقطه) با ابرکاوشر خودکار مدل JEOL. JXA-8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلو وات و جریان تابشی 2×10^{-8} amp و در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتای ژاپن انجام شد. قطر پرتو الکترونی استفاده شده در این پژوهش حدود ۵ میکرون تنظیم شد. استانداردهای استفاده شده در تجزیه با ابرکاوشر عبارت بودند از: آپاتیت، ولاستونیت، آلپیت، آدولاریا،

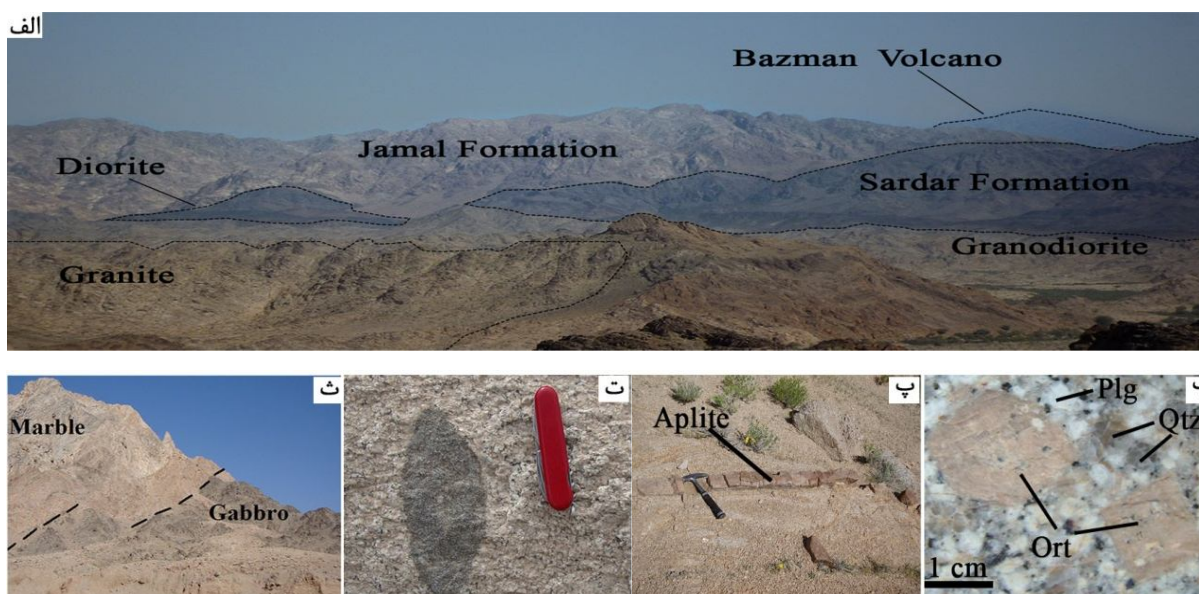
جدول ۱ درصد مودی کانی‌های سازنده گرانیتوئیدهای بزمان (Gb: گابرو، Mn: مونزودیوریت، Gd: گرانودیوریت، G: گرانیت،

Rock type	Western Granitoids					Eastern Granitoids			
	Gb	Mn	Gd	G	PG	BG	BHG	BMG	
Sample no.	۱۲	۳۴۰	۱۱۱	۱۳	۳۳۰	Ja7	۴۴۷	۸۵	۱۰
Plagioclase	۶۵٫۷	۴۷٫۱	۶۶٫۶	۴۱٫۵	۳۳٫۹۳	۲۹٫۸	۳۷٫۳	۴۱٫۴	۲۴
Quartz	۰٫۷	۱٫۲	۳٫۷	۲۰٫۳	۲۲٫۰۲	۳۷٫۱	۲۳٫۱	۱۵٫۳	۳۵
K-feldspar	۷	۴٫۷	۱۷٫۶	۲۶٫۲	۳۴٫۰۴	۳۹٫۶	۳۲٫۲	۲۲٫۷	۳۶٫۷
Hornblende	۰	۳٫۱	۹٫۸	۹٫۲	۸	۰	۰	۱۰٫۳	۰
Biotite	۶٫۱	۴٫۴	۰	۱٫۶	۰٫۶	۲٫۸	۷٫۲	۸٫۳	۱٫۳
Clinopyroxene	۱۳٫۵	۶٫۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Orthopyroxene	۵٫۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Muscovite	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۲
Garnet	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱
Titanite	۰	۰	۰٫۸	۰٫۲	۰٫۹	۰٫۱	۰	۰٫۷	۰
Opaque	۱٫۷	۵٫۱	۱٫۵	۱٫۱	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۲	۱٫۸	۰
Counted points	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰

PG: گرانیت پورفیری، BG: بیوتیت گرانیت، BHG: بیوتیت هورنبلند گرانیت، BMG: بیوتیت مسکویت گرانیت.



شکل ۱ الف) موقعیت گستره‌ی مورد بررسی روی نقشه‌ی ساختاری ایران (ب) نقشه‌ی ساده‌ی زمین‌شناسی مجموعه بزمان، اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بزمان و مکسان [۹،۸] با تغییرات.



شکل ۲ تصاویر صحرایی سنگ‌های نفوذی بزمان (الف) مرز بین واحدهای نفوذی بزمان با سازند جمال و سردر (ب) نمونه دستی واحد گرانیت پورفیری حاوی درشت بلورهای ارتوز (پ) حضور رگه آپلیتی درون واحد گرانیت پورفیری (ت) برونوم از جنس سنگ‌های گابرویی درون واحد گرانودیوریتی (ث) نفوذ واحد گابرویی به درون سازند جمال سبب تبدیل آن به مرمر شده است.

گرانیت پورفیری

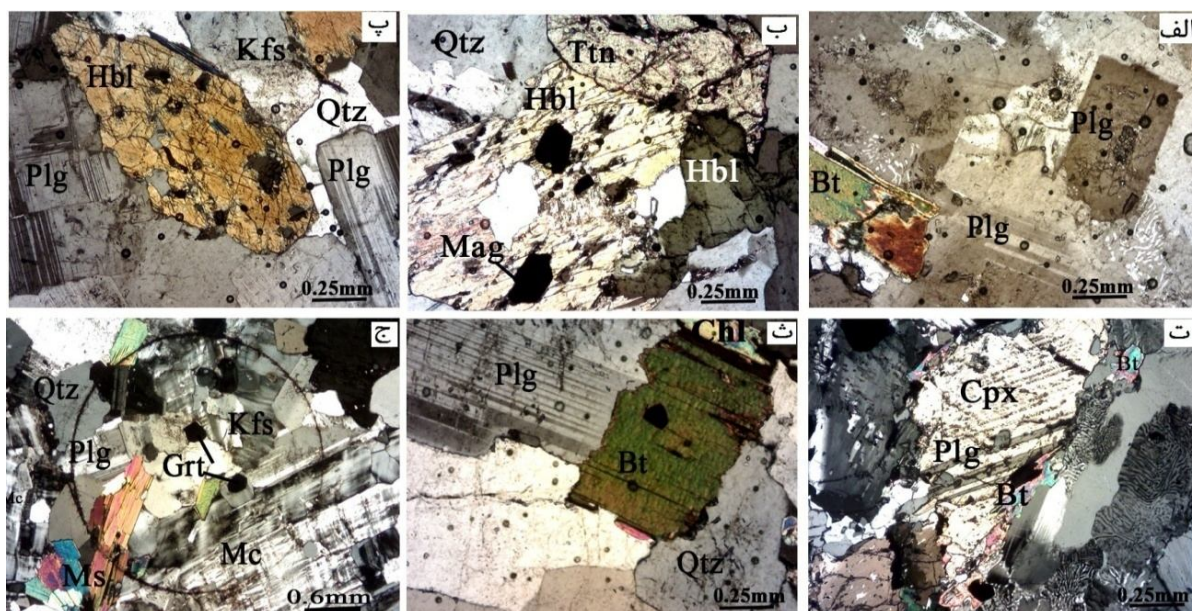
این واحد به رنگ‌های کرمی، سفید و صورتی کمرنگ دیده می‌شود، و حاوی درشت بلورهای ارتوز به رنگ صورتی (با ابعاد ۲ تا ۳ سانتی‌متر) است که تحت تأثیر هوازدگی سطحی قرار گرفته و شکل‌های تافونی و ساختار لانه کبوتری در آن به فراوانی دیده می‌شود (شکل ۲ ب). رگه‌های آپلیتی به صورت رگه‌ای و در راستای شمال شرقی-جنوب غربی به ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای آن را قطع کرده است (شکل ۲ پ). گرانیت پورفیری واحدهای گرانودیوریت و هورنبلند گرانیت را قطع کرده، و کوارتز به صورت بلورهای درشت با خاموشی موجی فضای بین کانی‌های بزرگتر را پر کرده است. فلدسپار پتاسیم غالباً از نوع ارتوز بوده و بیشتر بلورهای آن فاقد ماکل هستند.

پلاژیوکلازها نیمه شکلدار بوده و ساختار منطقه‌ای در بیشتر آنها قابل مشاهده نیست و عموماً با رد مکرر دیده می‌شوند. بیوتیت‌ها غالباً نیمه شکلدار تا بی شکل بوده و برخی نیز تا حد متوسط کلریتی شده‌اند (شکل ۳ الف). گاهی ادخال‌هایی از تیتانیت در متن آنها دیده می‌شوند که غالباً ریز بلور و شکلدار هستند. آمفیبول در مقایسه با بیوتیت، هم از نظر حجم و هم از نظر اندازه، بسیار ناچیز بوده و درصد مودی آن در

سنگ چیزی در حدود ۱ درصد حجم سنگ است (جدول ۱). آپاتیت و زیرکن‌ها کاملاً ریز بلور بوده و به صورت ادخال در بیوتیت دیده می‌شوند.

هورنبلند گرانیت

این واحد، به رنگ خاکستری روشن است و دارای بافت دانه-ایست که به وسیله‌ی واحد گرانیت پورفیری قطع شده است. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار و در زمینه‌ای از کوارتز یا فلدسپار پتاسیم محصور شده‌اند. ماکل-هایی مکرر در آنها به فراوانی دیده می‌شوند. فلدسپار پتاسیم معمولاً بی شکل بوده و گاهی ساختار ظریف میکروپریتیت در آن قابل تشخیص است. فلدسپار پتاسیم بلورهای پلاژیوکلاز را در بر گرفته و بافت مونزونیتی ایجاد کرده است. کوارتز غالباً بی شکل و با اندازه‌های متوسط تا کوچک با خاموشی موجی دیده می‌شود. آمفیبول‌ها اغلب شکلدار بوده و با ردهای دوتایی ساده و یا تیغه‌ای شکل مشاهده می‌شوند. بیوتیت‌ها از نظر حجم کمتر از آمفیبول بوده و معمولاً کشیده و تیغه‌ای شکل هستند. میزان ادخال در متن آنها بسیار کم و منحصر به تعدادی بلور ریز آپاتیت و تیتانیت است.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های مختلف مجموعه‌ی بزمان (XPL). الف) گرانیت پورفیری (ب) حضور بلورهای درشت تیتانیت همراه مگنتیت و هورنبلند در سنگ‌های گرانودیوریتی (پ) هورنبلند شکلدار در سنگ‌های دیوریتی (ت) حضور تیغه‌های پلاژیوکلاز داخل کانی کلینوپیروکسن و بیوتیت‌های ثانویه در مونزوگابرو (ث) تجزیه‌ی بیوتیت به کلریت در بیوتیت گرانیت (ج) حضور گارنت‌های شکلدار بدون حاشیه واکنشی با کانی‌های مجاور در بیوتیت مسکویت گرانیت. (علائم اختصاری از [۱۰] اقتباس شده‌اند).

گرانودیوریت

واحد گرانودیوریتی بیشتر در حاشیه‌ی جنوبی و غربی مجموعه بزمان و بیشتر در شمال روستای مکسان رخنمون دارند (شکل ۱ و ۲ الف). گرانودیوریت‌ها به‌وسیله‌ی واحد هورنبلند گرانیت و گرانیت پورفیری قطع شده‌اند، و دارای برونوم‌های فراوانی از سنگ‌های گابرویی و دیوریتی هستند که اغلب گرد شده‌اند و اندازه‌ی آنها از ۱ تا ۵۰ سانتی متر تغییر می‌کند (شکل ۲ ت). گرانودیوریت‌ها بیشتر بافت دانه‌ای داشته و شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم (ارتوز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت هستند. بلورهای نیمه شکلدار و کشیده پلاژیوکلاز در مقاطع نازک، به موازات هم قرار گرفته و منظره‌ای خط‌وارگی در سنگ ایجاد کرده‌اند. پلاژیوکلاز اغلب متوسط تا بزرگند و دگرسانی کمی را نشان می‌دهند و ردی مکرر در آنها دیده می‌شود. تنها در برخی از پلاژیوکلازهای با اندازه‌ی متوسط، ساختمان منطقه‌ای دیده می‌شود. بلورهای کوارتز غالباً بی شکل، کشیده و اندازه‌ای متوسط تا کمی درشت دارند. خاموشی موحی در بیشتر این بلورها قابل تشخیص است. از دیگر بافت‌ها می‌توان به بافت میرمیکیتی و مونزونیتی می‌توان اشاره کرد. فلدسپار

پتاسیم از نوع ارتوز بوده و سرشار از اذخال‌های ریز آپاتیت، تیتانیت، پولک‌های سریسیت و کانی‌های رسی است. آمفیبول (هورنبلند) کانی مافیک اصلی گرانودیوریت‌ها به شمار می‌آید. بلورهای بی شکل این کانی اندازه‌ای متوسط داشته و از این نظر یکدستی نشان می‌دهند. بیوتیت یک کانی مافیک با درصد حجمی کم در این سنگ‌ها بوده که غالباً کشیده و تیغه‌ای شکل است (جدول ۱). بیوتیت‌ها در دو نسل قابل مشاهده‌اند. نسل اول بیوتیت، اندازه‌ی متوسط داشته و نیمه شکلدار هستند. این بلورها در متن سنگ پراکنده‌اند و آثاری کم تا متوسطی از کلریتی شدن را پشت سر گذاشته‌اند. نسل دوم بیوتیت‌ها به صورت یک انباشت کروی و غده‌های مافیک (Mafic clots) نامیده می‌شوند، و ارتباط نزدیکی با آمفیبول‌ها نشان می‌دهند. روابط بافتی در این غده‌های مافیک بیانگر جانشینی آمفیبول به‌وسیله‌ی بیوتیت است. این گروه از بیوتیت‌ها یا کلریتی شدن را تجربه نکرده و یا مقدار آن ناچیز و قابل چشم‌پوشی بود. بلورهای تیتانیت در این سنگ‌ها اندازه‌ای بزرگ و چشمگیری دارند (شکل ۳ ب) و به نظر می‌رسد که اولیه بوده و حاصل تخریب کانی‌های مافیک نیستند.

دیوریت

سنگ‌های دیوریتی بیشتر در حاشیه‌ی (شرقی) واحد گرانیته پورفیری جای دارند و نسبت به گروه‌های دیگر گسترش کمتری دارند. ترکیب سنگ‌شناسی این گروه از کوارتز مونزدیوریت، مونزدیوریت تا کوارتز دیوریت و دیوریت متغیر است. بلورهای نیمه شکلدار و باگتی شکل پلاژیوکلاز بخش بزرگ سنگ را تشکیل داده و اغلب بدون ساختار منطقه‌ای هستند و اثر ناچیزی از دگرسانی را نشان می‌دهند. ردی مکرر در آنها بسیار فراوان است. در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز، اغلب بلورهای بی شکل فلدسپار پتاسیم را می‌توان مشاهده کرد. بلورهای این کانی اغلب اندازه‌ی متوسط تا کوچک (کمتر از ۰/۵ میلیمتر) داشته و بیشتر آنها کدر و غبارآلود دارند. آمفیبول، یکی از کانی‌های مافیک سنگ‌های دیوریتی و بیشتر بلورهای آن شکل‌دار تا نیمه‌شکل دارند (شکل ۳ پ). بلورهای ریز و پولکی بیوتیت (ثانویه) در متن اغلب آمفیبول‌ها قابل دیدن و شناسایی هستند. گاهی دگرسانی بلورهای آمفیبول منجر به تشکیل تیتانیت و مجموعه‌ای بی‌شکل به نام لوکوکسن شده است. بیوتیت در دو نسل متفاوت در سنگ قابل تشخیص است. بلورهای نسل اول غالباً درشت، شکلدار تا نیمه شکلدار هستند. این بلورها عموماً انحناهای ملایمی را در کلیواژها به نمایش می‌گذارند. از طرفی تجزیه به کلریت را می‌توان در این بلورها مشاهده کرد. نسل دوم بلورهای بیوتیت، حاصل دگرسانی آمفیبول‌ها هستند. مقادیر اندکی از کانی اپیدوت را می‌توان در لابلای باگت‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول مشاهده کرد.

گابرو

سنگ‌های گابرویی به صورت برونزدهای کوچکی در حاشیه‌ی جنوبی و جنوب غربی (بخش غربی) برونزد دارند (شکل ۲ ث). رنگ هوازده‌ی آنها روی زمین (سبز تیره تا سیاه) و عکس‌های هوایی تیره‌تر از بقیه واحدهای سنگی آذرین درونی است. براساس میزان هورنبلند و پیروکسن آنها را می‌توان به هورنبلند گابرو و مونزوگابرو رده‌بندی کرد. پلاژیوکلاز کانی فلسیک اصلی هورنبلند گابرو را تشکیل می‌دهد. اغلب بلورهای پلاژیوکلاز بی-شکل تا نیمه شکلدار و دارای ماکل مکرر بوده و نیز فاقد ساختار منطقه‌ای هستند. آمفیبول کانی مافیک اصلی هورنبلند گابرو محسوب می‌شود. بلورهای این کانی را به دو شکل می-

توان در سنگ مشاهده کرد. یکی بلورهای اولیه که اغلب نیمه شکلدارند. این گروه از بلورها کمی دگرسانی کلریتی در حواشی و مرزها و یا در راستای کلیواژها دیده می‌شوند. حجم این گروه از بلورها نسبت به گروه دوم، بیشتر است. دسته دوم بلورهای آمفیبول، واکنشی بوده و اغلب به صورت نوارها یا لکه‌هایی در اطراف یا متن بلورهای اندک پیروکسنی دیده می‌شوند. روابط این گروه از آمفیبول‌ها و پیروکسن به خوبی حاکی از جانشینی پیروکسن به وسیله‌ی آمفیبول‌ها است. بیوتیت در این سنگ‌ها حجم بسیار کم و ناچیزی داشته و بلورهای پیروکسن غالباً نیمه شکلدار تا بی‌شکل بوده و بیشتر آنها جانشین آمفیبول‌ها شده‌اند. فلدسپار پتاسیم به مقدار کم در متن و لابلای پلاژیوکلازها به چشم می‌خورد. بلورهای این کانی اغلب فاقد ماکل بوده و سرسیتی‌شدن تقریباً متوسطی را متحمل شده‌اند. پیروکسن کانی مافیک اصلی مونزو گابروها محسوب می‌شود. بلورهای درشت این کانی غالباً از دگرشکلی تاثیرپذیرند و واکنش در آنها به شکل پدیدار شدن تیغه‌های انحلالی، نمود یافته است (شکل ۳ ت). این تیغه‌های انحلالی ماحصل تاثیر سنگ بوده و ارتباطی به جدایش فاز جامد در شرایط شبه جامد ندارند. در نتیجه تاثیر و نفوذ سیال، پیروکسن‌ها به بیوتیت تبدیل شده‌اند. به عبارتی روابط سنگ‌نگاری این دو کانی حاکی از آن است که همه‌ی بیوتیت‌ها ثانوی بوده و حاصل تبلور ماگمایی نیستند بلکه در شرایط دگرگونی و از تبدیل پیروکسن‌ها حاصل شده‌اند. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای درشت و کشیده در راستای برگراگی سنگ قرار گرفته است. این بلورها فاقد ساختار منطقه‌ای هستند و انواع ردهای مکرر و آلبیت را نشان می‌دهند. انحناهای شدید تیغه‌های رد پلی سنتتیک، انحنا سطح ماکل آلبیت و نیز گوه‌ای شکل شدن انتهای تیغه‌های ماکلی همگی بیانگر تحمل تنش به وسیله‌ی این بلورها هستند.

بیوتیت گرانیته

این واحد یکی از گسترده‌ترین واحدهای سنگی بخش شرقی سنگ‌های نفوذی بزمان است. رنگ هوازده‌ی آنها از سفید تا خاکستری روشن، میان دانه‌ای و دارای بافت دانه‌ای هستند. متن این سنگ‌ها از بلورهای درشت کوارتز و فلدسپات پتاسیم بی شکل تشکیل یافته است. این دو کانی بخش بزرگ حجم سنگ را در اختیار دارند. فلدسپار پتاسیم از نوع ارتوز پرتیتی است. این کانی بلورهای درشت و بی شکل داشته که گاه ادخال

کانی‌های دیگر (به ویژه پلاژیوکلاز) را در متن خود دارند و ساختار پرتیتی در اغلب آنها به چشم می‌خورد. پرتیت‌ها از نوع رشته‌ای و مزو پرتیت بوده و حاوی ادخال‌های آپاتیت هستند. گاهی ارتوز به صورت نوار برهم‌رشدی ظریفی در اطراف پلاژیوکلازها دیده می‌شود و یک بافت راپاکیوی در مقیاس میکروسکوپی را ایجاد نموده‌اند. پلاژیوکلازها عموماً نیمه شکل-دار بوده و گاه در معدودی از آنها ساختار منطقه‌ای قابل شناسایی است هر چند که بیشتر بلورها فاقد چنین ساختاری هستند. بر مبنای زاویه‌ی خاموشی، ترکیب پلاژیوکلاز این سنگ‌ها در حد اولیگوکلاز است. بیوتیت تنها کانی مافیک این واحد سنگی را تشکیل می‌دهد. این کانی غالباً بی شکل بوده و حاوی ادخال‌های فراوانی از آپاتیت دارند. برخی از بیوتیت‌ها، نیز دستخوش کلریتی‌شدن متوسطی شده‌اند (شکل ۳ ث). تیتانیت به بلورهای ریز و کوچک آمیبی شکل در اطراف بیوتیت‌های دگرسان و یا بلورهای کدر به چشم می‌خورد و چنین به نظر می‌رسد که در نتیجه‌ی تخریب کانی‌های مافیک و تبدیل آنها به مجموعه‌ای از مواد بی‌شکل بنام لوکوکسن باشند. اپیدوت محصول جانبی دیگری است که همراه با مقادیر بسیار اندک کلسیت در این نواحی قابل مشاهده است. وجود گستره‌ی بافت میرمیکیتی در این سنگ را می‌توان نشانه‌ی نفوذ سیال و واکنش در حالت جامد میان بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز تلقی کرد. در بخش شرقی و جنوب شرقی بزمان، واحد بیوتیت گرانیت به صورت محلی حاوی مسکویت و بلورهای گارنت هستند که گارنت در این سنگ‌ها می‌تواند ناشی از پدیده‌ی هضم سنگ‌های رسوبی سازند سرد باشد (شکل ۳ ج).

بیوتیت هورنبلند گرانیت

بیوتیت هورنبلند گرانیت بیشتر در بخش شرقی رخمون دارند، و دارای بافت ریزدانه‌ای و کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول (هورنبلند) هستند. در داخل توده‌های بیوتیت هورنبلند گرانیت زبانه‌ها و توده‌های کوچکتری از گرانیت‌های پورفیری حاوی درشت بلورهای صورتی رنگ ارتوز به مقدار کم نفوذ کرده‌اند.

شیمی کانی‌ها

پیروکسن

یکی از تشکیل‌دهنده‌های سنگ‌های گابرویی (مونزو گابرو) منطقه، پیروکسن است که پس از پلاژیوکلاز، فراوانترین کانی

سنگ به حساب می‌آید. این کانی گاهی دستخوش دگرسانی شده و طی فرایند اورالیتی شدن بوسیله‌ی آمفیبول جایگزین شده است. نتایج تجزیه ریزپردازشی الکترونی در جدول ۲ ارائه شده‌اند. لازم به یادآوری است بیشتر پیروکسن‌های موجود در مقاطع، از نوع کلینوپیروکسن است. به طور کلی پیروکسن‌های منطقه اعم از ارتو و کلینو در نمودار Q-J (شکل ۴ الف) که برای رده‌بندی پیروکسن‌ها پیشنهاد شده است [۱۱] در گستره‌ی Fe-Mg-Ca قرار می‌گیرند. برای تفکیک پیروکسن-های گروه Fe-Ca-Mg نمونه‌ها، از نمودار شکل ۴ استفاده شد. پیروکسن‌ها در مونزو گابروها دو نوع ارتو و کلینوپیروکسن هستند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن موجود در سنگ‌های گابرویی بنابر نمودار مثلثی En-Wo-Fs بیشتر از نوع دیوپسیدی و اوژیتی و در ارتوپیروکسن‌ها از نوع انستاتیت هستند (شکل ۴ ب و پ).

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده‌ی آن‌ها است و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در مورد سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌ها در اختیار قرار دهد [۱۲]. در ترکیب شیمیایی پیروکسن، فراوانی عناصری مانند Na, Al, Ti و Cr و به ویژه Si نشانگر ماهیت و محیط زمین‌ساختی تشکیل دهنده‌ی آن‌هاست [۱۳، ۱۴]. به عقیده‌ی [۱۲]، مقادیر Al, Si و Ti درون شبکه‌ی ساختاری پیروکسن به درجه قلیایی بودن بستگی داشته و با استفاده از این سرشتی، سری‌های ماگمایی از هم قابل تفکیک هستند. وی با استفاده از مقادیر SiO₂ و Al₂O₃ در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، سری ماگمایی شبه-قلیایی، نیمه قلیایی را از هم جدا کرده است. با توجه به شکل ۵ الف، بیشتر نمونه‌ها به دلیل کمبود TiO₂، از قلمرو سنگ-های قلیایی دور شده و بیشتر در گستره آهکی-قلیایی قرار می‌گیرد.

گریزندگی (Fugacity) اکسیژن تاثیر ویژه‌ای در تغییر دمای انجماد و ترکیب گدازه و بلور دارد و عامل موثری در کنترل فرایندهای ماگمایی است و بر دنباله و نوع کانی‌های تبلور یافته تاثیرگذار است [۱۵، ۱۶]. به کمک نمودار مجموع $2\text{Ti} + \text{Cr} + \text{Al}^{\text{IV}}$ در برابر $\text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}}$ که خود تابعی از میزان آهن سه ظرفیتی در پیروکسن‌هاست، می‌توان میزان گریزندگی اکسیژن را بدست آورد [۱۷].

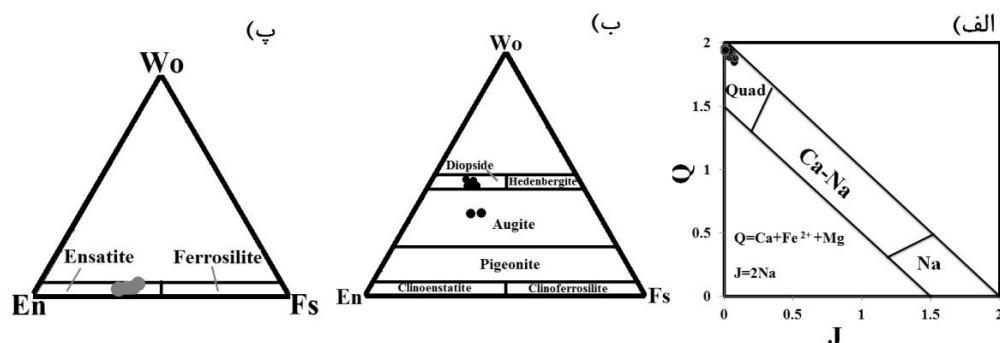
این نمودار براساس موازنه‌ی Al موجود در موقعیت

موقعیت هشتوجهی فراهم تر می شود. بدین صورت نمونه هایی که در بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار گرفته اند پیروکسن هایی هستند که در گریزندگی اکسیژن بالایی متبلور شده اند. همچنین هر چه فاصله ی نمونه ها از خط Fe^{3+} بیشتر باشد مقدار گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آنها بالاتر بوده است [۱۸]. چنانکه در نمودار (شکل ۵ ب) ملاحظه می شود بیشتر پیروکسن ها در بالای خط یاد شده قرار گرفته اند. این فرایند نشان می دهد که پیروکسن ها در گریزندگی اکسیژن نسبتاً بالایی تشکیل شده اند.

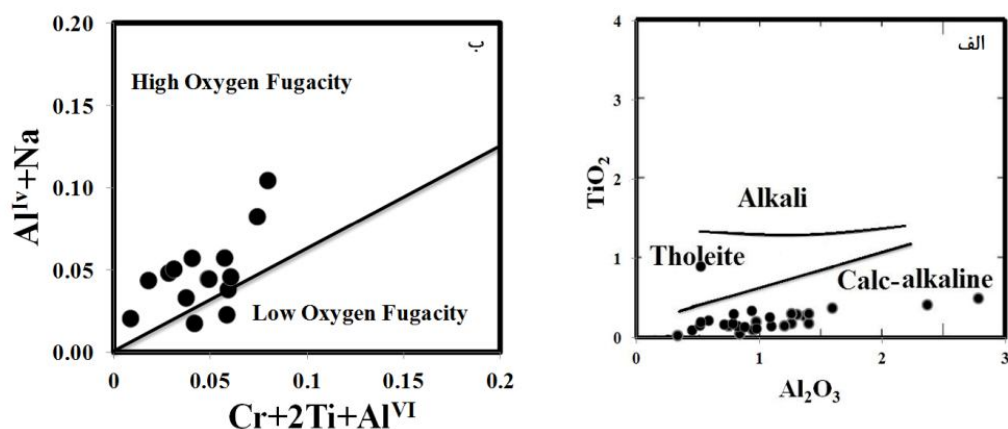
چهاروجهی با Al و Cr^{3+} در موقعیت هشتوجهی تنظیم شده است. در ترکیب پیروکسن ها عنصر آهن سه ظرفیتی می تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Al^{VI} ، Ti و Cr در موقعیت هشتوجهی شود، بنابراین فراوانی Fe^{3+} در پیروکسن ها بستگی به میزان Al^{VI} دارد و به عبارت دیگر تابع موازنه ی آلومینیوم در موقعیت چهاروجهی و هشتوجهی است. بنابراین هرچه آلومینیوم بیشتری وارد موقعیت چهاروجهی شود امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به جز آلومینیوم مانند Fe^{3+} به

جدول ۲ نتایج تجزیه ی ریزکاوش الکترونی کانی ارتوپروکسن و کلینو پیروکسن در سنگ های گابروی بزمان.

Mineral	Orthopyroxene				Clinopyroxene					
Samples	12	12	12	12	12	12	12	340	340	340
SiO ₂	۵۳٫۹۱	۵۳٫۲۶	۵۲٫۹۳	۵۳٫۲۶	۵۲٫۹۱	۵۳٫۷۲	۵۲٫۶۵	۵۲٫۳۱	۵۱٫۶۶	۵۳٫۵۵
TiO ₂	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۳	۰٫۲۷	۰٫۱۵	۰٫۳۱	۰٫۴۲	۰٫۵	۰٫۱
Al ₂ O ₃	۱٫۱	۰٫۹۷	۰٫۷۱	۰٫۷۹	۱٫۳۷	۰٫۷۵	۱٫۲۶	۲٫۳۷	۲٫۷۸	۰٫۹۴
FeO	۲۲٫۸۳	۲۲٫۸۵	۲۵٫۳۶	۲۴٫۳۵	۱۰٫۸۳	۹٫۵۵	۱۰٫۱۷	۷٫۹۴	۸٫۲	۷٫۲۱
MnO	۰٫۷۱	۰٫۷۵	۰٫۷۹	۰٫۹۹	۰٫۳۹	۰٫۴۲	۰٫۴۵	۰٫۴۶	۰٫۳۶	۰٫۲۷
MgO	۲۰٫۹۶	۲۰٫۱۳	۲۰٫۰۸	۱۹٫۸۸	۱۳٫۵۴	۱۳٫۶۱	۱۳٫۳۳	۱۳٫۳۶	۱۲٫۹۵	۱۳٫۹۹
CaO	۱٫۸۳	۲٫۰۳	۲٫۲۲	۲٫۳۴	۲۱٫۳۴	۲۱٫۶	۲۱٫۷۸	۲۳٫۲۵	۲۳٫۴۵	۲۳٫۵۴
Na ₂ O	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۹	۰٫۴۲	۰٫۴۸	۰٫۳۲
Total	۱۰۱٫۵۱	۱۰۰٫۱۲	۱۰۱٫۳۱	۱۰۱٫۹	۱۰۰٫۹۱	۱۰۰٫۰۵	۱۰۰٫۲	۱۰۰٫۵۲	۱۰۰٫۳۹	۱۰۰٫۰۲
Cation Per 6 Oxygens										
Si	۱٫۹۹	۲	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۱٫۹۷	۲٫۰۱	۱٫۹۷	۱٫۹۴	۱٫۹۲	۱٫۹۹
Ti	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰
Al ^{IV}	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۱
Al ^{VI}	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۳
Fe ³⁺	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰
Fe ²⁺	۰٫۷۱	۰٫۷۲	۰٫۷۹	۰٫۷۵	۰٫۳۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲۱	۰٫۲	۰٫۲۳
Mn	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۱٫۱۵	۱٫۱۳	۱٫۰۷	۱٫۱	۰٫۷۵	۰٫۷۶	۰٫۷۴	۰٫۷۴	۰٫۷۲	۰٫۷۷
Ca	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۸۵	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۴
Na	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Wo	۳٫۷۴	۴٫۲۴	۴٫۵۷	۴٫۷۷	۴٫۱۴	۴٫۵۰۲	۴٫۵۴۴	۴٫۹۲۲	۵٫۰۴	۴٫۸۳۷
En	۹۵٫۷۵	۵۸٫۵	۵۴٫۶۷	۵۶٫۴۹	۳۸٫۹۷	۳۹٫۴۵	۳۸٫۶۹	۳۹٫۳۶	۳۸٫۷۱	۴۰
Fs	۳۶٫۵۱	۳۷٫۲۵	۴۰٫۷۶	۳۸٫۷۴	۱۶٫۸۹	۱۵٫۵۴	۱۵٫۸۷	۱۱٫۴۲	۱۰٫۸۹	۱۱٫۶۳



شکل ۴ الف) رده بندی پیروکسن های گابروها در نمودار Q-J، ب و پ) نمایش ترکیب کلینو پیروکسن ها و ارتوپروکسن های مجموعه نفوذی بزمان در نمودار مثلثی En-Wo-Fs [۱۱].



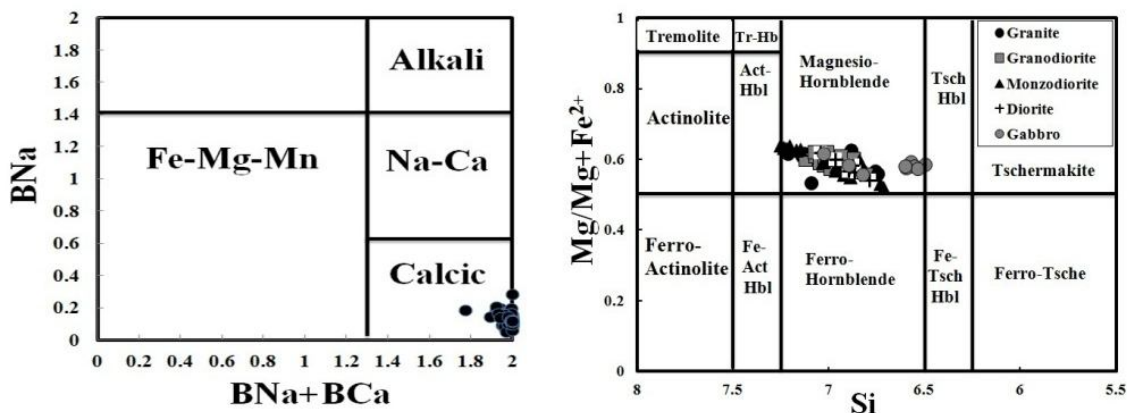
شکل ۵ الف) نمودار تعیین سری ماگمایی با استفاده از نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۱۲]. ب) نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسین‌ها. ترکیب پیروکسین‌ها بیشتر نشان دهنده بالا بودن نسبی گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آنهاست.

آمفیبول

آمفیبول مهمترین و فراوانترین کانی فرومنیزین موجود در مجموعه‌ی بزمان است. براساس رده‌بندی [۱۹]، ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی جزء گروه آمفیبول‌های کلسیک و در زیر گروه منیزو هورنبلند قرار می‌گیرند (شکل ۶ و جدول ۳). برخی از پژوهشگران حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی را نشانه‌ی وابستگی این سنگ‌ها به توده‌ی نفوذی نوع I می‌دانند [۲۰]. قابل یادآوری است که حضور همزمان مگنتیت، تیتانیت و کوارتز همراه آمفیبول در مجموعه‌ی بزمان مبین بالا بودن گریزندگی اکسیژن و نشان دهنده‌ی تشکیل این گرانیتوئید در ارتباط با مرزهای ورقه‌های همگراست [۲۱]. همچنین حضور مگنتیت در این سنگ‌ها دلالت بررسی مگنتیت I-type بودن آنها دارد [۲۲].

فلدسپار

پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم در تمامی واحدهای سنگی منطقه از بازیک تا اسیدی حضور دارند و از مهمترین کانی‌های فلسیک سنگ‌های ناحیه محسوب می‌شوند. در جدول ۴ نتایج تجزیه ریزکاوالکترونی پلاژیوکلازهای موجود در گرانیتهای، گرانودیوریت‌ها، کوارتز مونزودیوریت، مونزودیوریت، دیوریت و گابرو ارائه شده است. بر اساس رده‌بندی [۲۳]، ترکیب پلاژیوکلازها در گرانیتهای از آلبیت - آندزین ($An_{0.98}-An_{42.63}$)، گرانودیوریت‌ها از نوع آندزین ($An_{30.83}-An_{39.98}$)، دیوریت و مونزودیوریت‌ها (کوارتز مونزودیوریت) از نوع آندزین ($An_{30.03}-An_{42.78}$) و در گابروها از نوع آندزین-لابرادوریت ($An_{33.83}-An_{57.50}$) هستند (شکل ۷). فلدسپارهای پتاسیم در تمام بخش‌های مجموعه بزمان در گستره ارتوکلاز قرار می‌گیرند.



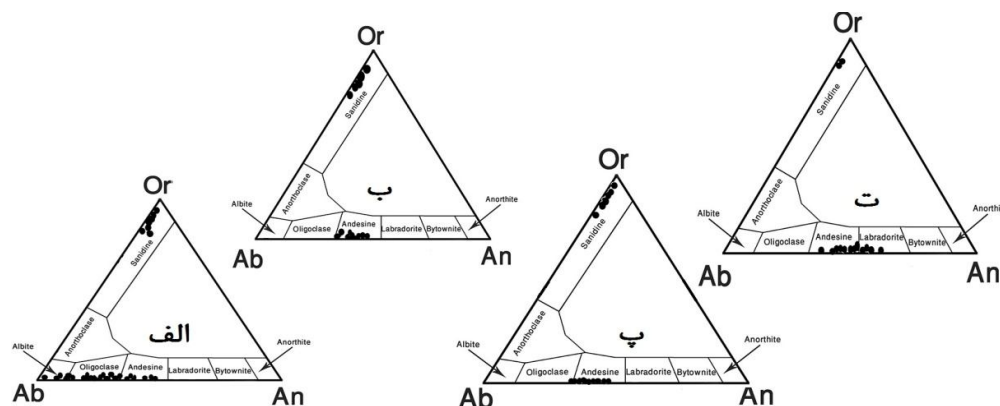
شکل ۶ رده‌بندی آمفیبول‌های مجموعه بزمان براساس ترکیب شیمیایی آنها [۱۹].

جدول ۳ نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی آمفیبول در سنگ‌های نفوذی بزمان (تنها تجزیه‌های معرف ارائه شده است).

Samples	۱۶۰	۴۳۸	۳۳۰	۸۰	۸۵	۱۳	b2	۱۱۱	b7	۱۲	۳۴۰
Rock type	Granite			Granodiorite			Monzodiorite		Diorite	Gabbro	
SiO ₂	۴۸٫۳	۴۷٫۷	۴۶٫۵۹	۴۸٫۳	۴۷٫۳۶	۴۶٫۹۶	۴۶٫۱۷	۴۶٫۲۱	۴۶٫۶۶	۴۷٫۷۷	۴۴٫۲۵
TiO ₂	۰٫۵۷	۰٫۵۶	۰٫۸۲	۰٫۷۵	۱٫۱۹	۰٫۳۵	۱٫۶	۱٫۵۳	۱٫۲۳	۱٫۰۵	۲٫۰۸
Al ₂ O ₃	۶٫۲۶	۶٫۷۲	۷٫۴۲	۷٫۹۴	۷٫۵۴	۷٫۵۹	۸٫۲۷	۸٫۶۱	۸٫۳۴	۷٫۲۱	۹٫۵۷
FeO	۱۴٫۶۳	۱۵٫۵۸	۱۵٫۳۴	۱۴٫۶۱	۱۵٫۰۱	۱۶٫۱۱	۱۴٫۷۶	۱۶٫۰۳	۱۶٫۰۶	۱۴٫۳۴	۱۵٫۱۷
MgO	۱۳٫۲۳	۱۲٫۹	۱۲٫۰۷	۱۲٫۵۱	۱۲٫۵۶	۱۲٫۱۷	۱۲٫۲۹	۱۱٫۶	۱۱٫۷۴	۱۳	۱۱٫۷۸
MnO	۱٫۴۵	۱٫۸۹	۱٫۰۵	۰٫۴	۰٫۴۸	۰٫۶	۰٫۷۹	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶۸	۰٫۲۶
CaO	۱۱٫۳۳	۱۱٫۲	۱۱٫۶۴	۱۲٫۳۳	۱۱٫۶۱	۱۲٫۱۵	۱۱٫۸۷	۱۱٫۶۴	۱۱٫۸۹	۱۲٫۱۴	۱۱٫۹۷
Na ₂ O	۱٫۲۵	۱٫۰۴	۱٫۲۴	۱٫۲۱	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۱٫۱۹	۱٫۴۹	۱	۱٫۱	۱٫۶۱
K ₂ O	۰٫۶۶	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۵۳	۰٫۸	۰٫۷۶	۰٫۹۸	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۰٫۸۳	۱٫۱۷
F	۰٫۴۱	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۰۴	۰٫۳۹	۰٫۲۶	۰٫۳۱	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۲
Cl	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱	۰٫۱۹
Total	۹۸٫۱۱	۹۸٫۶۷	۹۷٫۳۹	۹۸٫۷۵	۹۸٫۰۷	۹۸٫۰۶	۹۸٫۳۶	۹۸٫۸۷	۹۸٫۶۹	۹۸٫۳۳	۹۸٫۲۴
Formula per Holland and Blundy, 1994											
T-sites											
Si	۷٫۰۶	۶٫۹۵	۶٫۹۲	۷٫۰۱	۶٫۹۵	۶٫۹۱	۶٫۷۹	۶٫۷۷	۶٫۸۳	۶٫۹۸	۶٫۵۶
Al ^{iv}	۰٫۹۴	۱٫۰۵	۱٫۰۸	۰٫۹۹	۱٫۰۵	۱٫۰۹	۱٫۲۱	۱٫۲۳	۱٫۱۷	۱٫۰۲	۱٫۴۴
Al(total)	۱٫۰۸	۱٫۱۵	۱٫۳	۱٫۳۶	۱٫۳	۱٫۳۲	۱٫۴۳	۱٫۴۹	۱٫۴۴	۱٫۲۴	۱٫۶۷
Al ^{vi}	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۲۲	۰٫۳۶	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۲	۰٫۲۳
Ti	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۰۴	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۲۳
Fe ³⁺	۰٫۵۵	۰٫۶۸	۰٫۴۴	۰٫۲۵	۰٫۴	۰٫۵۷	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۴۳	۰٫۳۳	۰٫۲۹
Mg	۲٫۸۸	۲٫۸	۲٫۶۷	۲٫۷	۲٫۷۵	۲٫۶۷	۲٫۶۹	۲٫۵۳	۲٫۵۶	۲٫۸۳	۲٫۶
Mn	۰٫۱۸	۰٫۲۳	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۱	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۳
Fe ²⁺	۱٫۱۹	۱٫۱۱	۱٫۴۵	۱٫۵۲	۱٫۴۱	۱٫۴۱	۱٫۴۴	۱٫۵۹	۱٫۵۳	۱٫۴۲	۱٫۵۹
Ca	۰	۰	۰	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲
M4 site											
Fe	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۳	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰
Ca	۱٫۷۷	۱٫۷۵	۱٫۸۵	۱٫۸۹	۱٫۸۲	۱٫۹	۱٫۸۷	۱٫۸۳	۱٫۸۶	۱٫۸۹	۱٫۸۸
Na	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱	۰٫۱۳	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۲
A site											
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۱۶	۰٫۲	۰٫۳۵
K	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۲۲
Sum A	۰٫۳	۰٫۲۸	۰٫۳۸	۰٫۳۳	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۰٫۴	۰٫۴۲	۰٫۳۲	۰٫۳۶	۰٫۵۷
OH site											
OH	۱٫۸۱	۱٫۸۳	۱٫۸۲	۱٫۹۴	۱٫۷۸	۱٫۸۴	۱٫۸۲	۱٫۸۹	۱٫۹	۱٫۹۲	۱٫۸۶
F	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۰۲	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۹
Cl	۰	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵

جدول ۴ نتایج ریزپردازش کانی‌ای پلاژیوکلاز (Pl)، فلدسپار پتاسیم (Kf)، مسکویت (Ms)، تیتانیت (Tt)، مگنتیت (Mt) و ایلمنیت (Ilm).

Samples	10	10	160	85	320	340	340	340	438	438	13	b ₇	340
Rock Type	Gr	Gr	Gr	Gd	Gr	Gb	Gb	Gb	Gr	Gr	Gd	Di	Gb
Mineral	Ms	Ms	Tt	Tt	Mt	Mt	Ilm	Ilm	Kf	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	۴۵.۴	۴۷.۵	۳۰.۹	۳۱.۲	۰	۰	۰	۰	۶۵.۲	۶۱.۹	۶۰.۸	۵۸.۴	۵۶.۱
TiO ₂	۰.۵	۰.۲	۳۵.۲	۳۶.۷	۰.۰۷	۰.۱	۳۳.۳	۴۴.۸	۰	۰	۰	۰	۰
Al ₂ O ₃	۲۹.۳	۲۵.۸	۱.۶	۱.۷	۰.۱	۰.۱	۰	۰	۱۷.۷	۲۴	۲۴.۹	۲۶.۳	۲۷
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰	۰.۱۶	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰	۰	۰	۰	۰
V ₂ O ₅	۰	۰	۰	۰	۰.۶۵	۰.۸	۰.۶	۰.۴	۰	۰	۰	۰	۰
FeO	۳.۹	۵.۷	۲.۱	۰.۷	۹۸.۴	۹۸.۱	۶۵.۶	۵۳.۳	۰	۰.۱	۰.۱	۰.۲	۰.۲
MnO	۰.۱	۰.۳	۰.۴	۰.۱	۰.۰۷	۰.۱	۱.۴	۲.۶	۰	۰	۰	۰	۰
NiO	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۴	۰.۱	۰	۰	۰	۰	۰
MgO	۱.۶	۲.۸	۰	۰	۰.۰۲	۰	۰.۱	۰.۱	۰	۰	۰	۰	۰
CaO	۰	۰	۲۸.۸	۲۹.۵	۰	۰.۰۴	۰.۱	۰.۰۴	۰.۱	۶.۱	۶.۹	۸.۸	۱۰.۲
Na ₂ O	۰.۴	۰.۱	۰.۰۳	۰.۰۴	۰	۰	۰	۰	۰.۷	۸.۰۲	۷.۳	۶.۴	۵.۶
K ₂ O	۱۰.۵	۱۰.۶	۰	۰.۱	۰	۰	۰	۰	۱۵.۷	۰.۲	۰.۳	۰.۲	۰.۲
Total	۹۲	۹۳	۹۹.۱	۹۹.۹	۹۹.۴	۹۹.۳	۱۰۱.۲	۱۰۱.۳	۹۹.۳	۱۰۰.۳	۱۰۰.۳	۱۰۰.۲	۹۹.۲



شکل ۷ رده‌بندی فلدسپارها در بخش‌های مختلف مجموعه بزمان براساس نمودار [۲۳] شامل گرانیات (الف)، گرانودیوریت (ب)، دیوریت و مونزودیوریت (پ) و گابرو (ت).

بیوتیت

ترکیب میکاهای مورد بررسی چنانکه در شکل ۸ پیداست در قلمرو بیوتیت (آنیت-سیدروفیلیت) قرار گرفته و هیچ یک در قلمرو فلوگوپیت قرار نگرفته است. همچنین در نمودار Si مقابل $Fe/(Mg+Fe)$ [۲۴] شکل (۸ ب)، بیوتیت‌ها در گستره-ی بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار گرفته‌اند که در واقع به دلیل تبلور اولیه‌ی اکسیدهای آهن در قالب مگنتیت و تیتانیم به صورت تیتانیت است. حضور این مجموعه کانی یعنی بیوتیت منیزیم‌دار، مگنتیت و تیتانیت دلالت بر گریزندگی نسبتاً بالای اکسیژن در ماگماست [۲۲]. همه نمونه‌های بیوتیت موجود در سنگ‌های نفوذی بزمان دارای مقادیر Al کل متوسط (۲۶۶-۲۶۶)

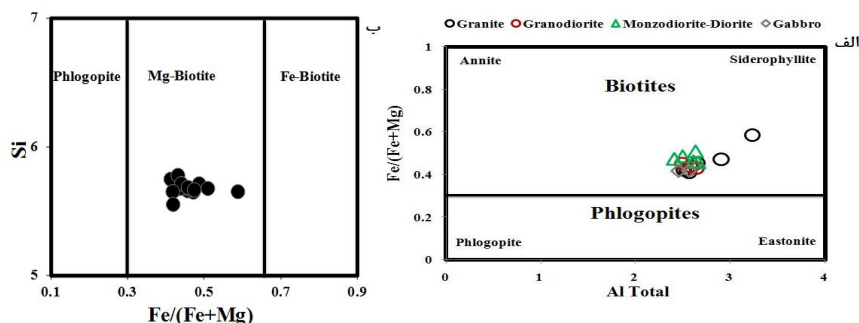
(۲/۴۱) و آهن کم (۰/۴۱-۰/۵۱) هستند (جدول ۵).

گارنت

گارنت در بررسی‌های صحرایی و نمونه‌ی دستی به صورت کانی ریزدانه در توده‌های کوچک واحد بیوتیت مسکویت گرانیات و در شرق بزمان مشاهده می‌شوند که از فراوانی خیلی کمی نیز برخوردار است. گسترش واحد بیوتیت مسکویت خیلی کم بوده و امکان تفکیک بر روی نقشه‌ی زمین‌شناسی نیست. رنگ گارنت‌ها در نمونه‌ی دستی سرخ روشن مایل به قهوه‌ای بوده و در نور عادی بصورت قهوه‌ای کم رنگ با برجستگی بالا، شکلدار و بدون واکنش با کانی‌های مجاور (مسکویت، کوارتز و میکروکلین) دیده می‌شود (شکل ۳ ج). براساس نمودار سه

دارند (شکل ۹). نتایج بررسی ریزپردازشگر الکترونی گارنت در جدول ۶ آورده شده است.

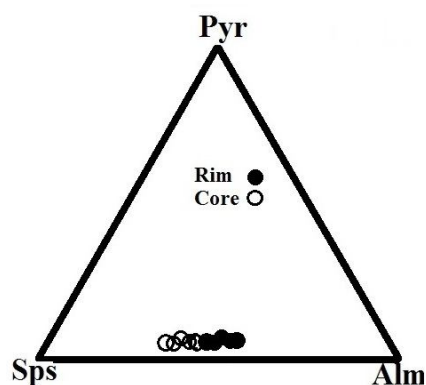
تایی اسپسارتین-آلماندین-پیروپ، گارنت‌های مورد بررسی در رده‌ی اسپسارتین-آلماندین، با فزونی و برتری اسپسارتین تعلق



شکل ۸ الف) و ب) رده بندی شیمیایی بیوتیت های مجموعه بزمان.

جدول ۵ نتایج تجزیه‌ی ریزکاو الکترونی کانی بیوتیت در سنگ‌های نفوذی بزمان

Samples	Ja7	438	85	13	b2	50	111	320	b7	12	340
Rock type	Granite		Granodiorite		Monzodiorite-Diorite				Gabbro		
N of analyses	n=9	n=8	n=3	n=3	n=2	n=3	n=3	n=10	n=2	n=10	n=2
SiO ₂	۳۸.۸۹	۳۸.۰۳	۳۷.۹۷	۳۷.۲۶	۳۷.۷۶	۳۷.۶۱	۳۷.۶	۳۷.۴۱	۳۷.۶۶	۳۷.۶۲	۳۶.۸۱
TiO ₂	۲.۹۱	۲	۳.۶	۲.۶	۳.۵۳	۲.۵۹	۳.۵۵	۴.۲۵	۳.۴۷	۴.۷۲	۴.۱۱
Al ₂ O ₃	۱۴.۶۵	۱۴.۳۸	۱۴.۱۳	۱۴.۴	۱۴.۷۴	۱۴.۹۱	۱۳.۹۵	۱۳.۵	۱۴.۸	۱۳.۸۴	۱۴.۴۱
FeO	۱۷.۲۲	۱۶.۶۱	۱۸.۳۵	۱۷.۹۴	۱۸.۱۱	۱۸.۳۲	۱۹.۴۶	۱۹.۰۸	۱۹.۸۳	۱۶.۶۹	۱۷.۱
MnO	۱.۰۱	۱.۴۷	۰.۳۷	۰.۲۸	۰.۶	۰.۲۹	۰.۳۵	۰.۳۳	۰.۳۱	۰.۰۹	۰.۱۳
MgO	۱۳.۳۷	۱۳.۳۵	۱۳.۵۴	۱۳.۰۷	۱۱.۸۸	۱۲.۲۶	۱۱.۵۸	۱۱.۹۵	۱۰.۷۷	۱۳.۱۲	۱۳.۳۸
CaO	۰.۰۱	۰.۰۴	۰	۰.۲۴	۰	۰.۰۱	۰.۰۷	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۱۴	۰.۰۸
Na ₂ O	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۱	۰.۱	۰.۵۵	۰.۰۶	۰.۱	۰.۰۹	۰.۱۴	۰.۰۵	۰.۱۱
K ₂ O	۹.۵۶	۹.۱۶	۹.۵۸	۸.۳۲	۹.۵۵	۹.۶۲	۸.۶۹	۹.۳۲	۹.۴۶	۹.۰۵	۹.۱۳
BaO	۰	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۱	۰	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۲۶	۰.۰۸	۰.۴۵
Cl	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۱۷	۰.۱۸	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۱۵	۰.۵۷	۰.۲۱	۰.۲۵	۰.۱۴
F	۰.۹	۰.۹۹	۰.۳۳	۰.۷۹	۰.۳۳	۰.۱۹	۰.۳۲	۰.۲	۰.۳۴	۰.۳۳	۰.۰۷
Total	۹۸.۶۴	۹۶.۱۷	۹۷.۲۲	۹۵.۳	۹۶.۷۱	۹۵.۹۲	۹۵.۹۱	۹۶.۸۳	۹۷.۲۷	۹۵.۹۹	۹۵.۹۱
O =cl	۰.۰۱	۰	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۱۳	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۳
O =F	۰.۳۸	۰.۴۲	۰.۱۴	۰.۳۳	۰.۱۴	۰.۰۸	۰.۱۳	۰.۰۹	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۰۳
Total	۹۸.۲۵	۹۵.۷۵	۹۷.۰۵	۹۶.۹۳	۹۶.۵۶	۹۵.۸۲	۹۵.۷۴	۹۶.۶۲	۹۷.۰۸	۹۵.۸	۹۵.۸۵
Si	۵.۷۲	۵.۷۵	۵.۶۹	۵.۶۸	۵.۶۷	۵.۶۹	۵.۷۱	۵.۶۷	۵.۶۸	۵.۶۵	۵.۵۵
Al ^{IV}	۲.۲۸	۲.۲۵	۲.۳۱	۲.۳۲	۲.۳۳	۲.۳۱	۲.۲۹	۲.۳۳	۲.۳۲	۲.۳۵	۲.۴۵
T Site	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Al ^{VI}	۰.۲۷	۰.۳۱	۰.۱۸	۰.۲۶	۰.۲۸	۰.۳۴	۰.۲۱	۰.۰۸	۰.۳۱	۰.۱	۰.۱۲
Ti	۰.۳۲	۰.۲۳	۰.۴۱	۰.۳	۰.۴	۰.۳	۰.۴۱	۰.۴۸	۰.۳۹	۰.۵۳	۰.۴۷
Fe	۲.۱۲	۲.۱	۲.۳	۲.۲۹	۲.۲۸	۲.۳۲	۲.۴۷	۲.۴۲	۲.۵	۲.۱	۲.۱۶
Mn	۰.۱۳	۰.۱۹	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۲
Mg	۲.۹۳	۳.۰۱	۲.۸	۲.۹۷	۲.۶۶	۲.۷۶	۲.۶۲	۲.۷	۲.۶۲	۲.۹۴	۳.۰۱
O site	۵.۷۲	۵.۸۴	۵.۷۳	۵.۸۷	۵.۶۹	۵.۷۵	۵.۷۶	۵.۷۲	۵.۶۶	۵.۶۸	۵.۷۶
Ca	۰	۰.۰۱	۰	۰.۰۴	۰	۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱
Na	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۳
K	۱.۷۹	۱.۷۷	۱.۸۳	۱.۶۲	۱.۸۳	۱.۸۶	۱.۶۸	۱.۸	۱.۸۲	۱.۷۴	۱.۷۶
Ba	۰	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰	۰.۰۱	۰	۰.۰۲	۰	۰.۰۳
A site	۱.۸۲	۱.۸	۱.۸۶	۱.۶۹	۱.۸۵	۱.۸۷	۱.۷۳	۱.۸۴	۱.۸۸	۱.۷۸	۱.۸۳
Cl	۰.۰۱	۰	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲
F	۰.۲۱	۰.۲۴	۰.۰۸	۰.۱۹	۰.۰۸	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۲
OH	۳.۷۹	۳.۷۶	۳.۹	۳.۷۹	۳.۹۱	۳.۹۵	۳.۹	۳.۸۸	۳.۸۹	۳.۸۹	۳.۹۷
Al tot	۲.۵۴	۲.۵۶	۲.۴۹	۲.۵۹	۲.۶۱	۲.۶۶	۲.۵	۲.۴۱	۲.۶۳	۲.۴۵	۲.۵۶
Fe/(Fe+Mg)	۰.۴۲	۰.۴۱	۰.۴۵	۰.۴۳	۰.۴۶	۰.۴۶	۰.۴۹	۰.۴۷	۰.۵۱	۰.۴۲	۰.۴۲



شکل ۹ ترکیب بلورهای گارنت در نمودار سه تایی اسپسارتین (Sps)، پیروپ (Pyr) و آلماندین (Alm).

جدول ۶ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی گارنت در سنگ‌های گرانیتوئیدی بزمان

	10-35	10-36	10-37	10-38c	10-39	10-40	10-41
	Core	Rim	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	۳۷,۲۲	۳۷,۴۴	۳۶,۷۵	۳۶,۹۵	۳۶,۹۴	۳۷,۰۵	۳۶,۸
TiO ₂	۰,۱۴	۰,۱۲	۰,۲	۰,۱۷	۰,۱۳	۰,۱۹	۰,۱۶
Al ₂ O ₃	۲۰,۰۱	۲۰,۳۹	۲۰,۵۸	۲۰,۲۲	۲۰,۳۳	۲۰,۲۱	۲۰,۳۳
FeO	۱۶,۶	۱۷,۵۶	۱۷,۸۴	۱۷,۳۶	۱۸,۶۱	۱۶,۶۷	۱۷,۴۹
MnO	۲۵,۴۸	۲۴,۹۱	۲۳,۶۲	۲۴,۳۷	۲۴,۱۹	۲۴,۹۶	۲۳,۶۵
MgO	۱,۲۸	۱,۲۵	۱,۲۸	۱,۲۷	۱,۲۹	۱,۳۳	۱,۳
CaO	۰,۳۹	۰,۳۷	۰,۳۶	۰,۳۵	۰,۳۴	۰,۳۸	۰,۳۹
Na ₂ O	۰	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۱	۰	۰	۰,۰۱
K ₂ O	۰	۰	۰	۰,۰۱	۰	۰	۰
Total	۱۰۱,۱۲	۱۰۲,۰۹	۱۰۰,۶۵	۱۰۰,۷۱	۱۰۱,۸۳	۱۰۰,۷۹	۱۰۰,۰۳
Si	۳,۰۲	۳,۰۱	۲,۹۹	۳,۰۱	۲,۹۹	۳,۰۱	۳,۰۱
Al-IV	۰	۰	۰,۰۱	۰	۰,۰۱	۰	۰
Al-VI	۱,۹۳	۱,۹۴	۱,۹۶	۱,۹۵	۱,۹۳	۱,۹۴	۱,۹۶
Ti	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Fe	۱,۱۳	۱,۱۸	۱,۲۱	۱,۱۸	۱,۲۶	۱,۱۳	۱,۲
Mn	۱,۷۵	۱,۷	۱,۶۳	۱,۶۸	۱,۶۶	۱,۷۲	۱,۶۴
Mg	۰,۱۵	۰,۱۵	۰,۱۶	۰,۱۵	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱۶
Ca	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳
Na	۰	۰,۰۱	۰	۰	۰	۰	۰
K	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Total	۶,۹	۶,۸۵	۶,۷۹	۶,۸۴	۶,۷۸	۶,۸۷	۶,۸
Alm	۳۵,۵۳	۳۷,۶	۳۹,۶۱	۳۷,۹۸	۳۹,۲۹	۳۶,۱۱	۳۹,۰۲
Sps	۵۸,۱۶	۵۶,۳۴	۵۴,۱۷	۵۵,۸۶	۵۴,۵۹	۵۷,۳۸	۵۴,۸۲
Pyr	۵,۱۴	۴,۹۸	۵,۱۷	۵,۱۲	۵,۱۲	۵,۳۸	۵,۳
Gro	۱,۱۳	۱,۰۶	۱,۰۴	۱,۰۱	۰,۹۷	۱,۱	۰,۸۵
And	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۱

مسکویت

مسکویت یکی دیگر از کانی‌های موجود در نمونه‌های گرانیتی منطقه است. نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی در جدول ۴ ارائه شده‌اند به منظور پی بردن به نوع میکاهای سفید موجود از نمودار سه‌تایی ارائه شده توسط [۲۵] استفاده شد (شکل ۱۰ الف). همانگونه که در شکل دیده می‌شود میکاها به سمت

قطب پتاسیم‌دار گرایش یافته و در واقع از نوع مسکویت هستند. مسکویت در سنگ‌های گرانیتی به دو صورت اولیه و ثانویه حضور دارد. مسکویت‌های اولیه آن‌هایی هستند که به طور مستقیم از ماگمای گرانیتی متبلور می‌شوند در صورتیکه مسکویت‌های ثانویه از تجزیه و تبدیل کانی‌های دیگر در جریان فرآیندهای گرمایی در شرایط شبه انجمادی شکل می‌گیرند

ترکیب شیمی کانی‌های تیتانیت تجزیه شده در سنگ‌های مورد بررسی کم و بیش یکنواخت است.

تعیین محیط تکتونو ماگمایی توده‌های نفوذی

آمفیبول‌ها به عنوان معیاری برای تعیین شرایط فیزیکی شیمیایی در سیستم‌های ماگمایی هستند. به طوریکه برای چگونگی پیدایش و محیط تکتونوماگمایی می‌توان از ترکیب آنها استفاده کرد. آمفیبول‌های وابسته به فرورانس (S-Amph)، TiO_2 و Na_2O پایین تری نسبت به انواع میان صفحه‌ای (I-Amph) دارند. براساس نمودار رده‌بندی تکنوماگمایی [۲۸] آمفیبول‌های منطقه در گستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ الف). [۲۹] نیز استفاده از Al^{IV} در آمفیبول را به عنوان فاکتوری برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی پیشنهاد کرده‌اند، به این صورت که مقادیر آمفیبول‌های متبلور شده در حواشی فعال قاره‌ای برابرند با $\text{Al}^{\text{IV}} < 1.5$. در حالیکه، انواع موجود در جزایر قوسی با $\text{Al}^{\text{IV}} > 1.5$ همخوانی دارند. کلیه نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی دارای Al^{IV} کمتر از ۱٫۵ هستند.

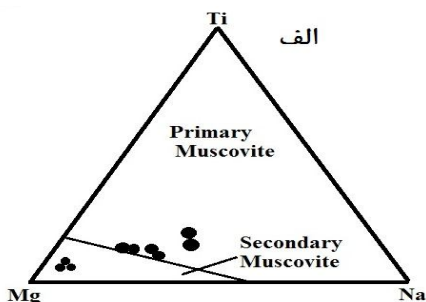
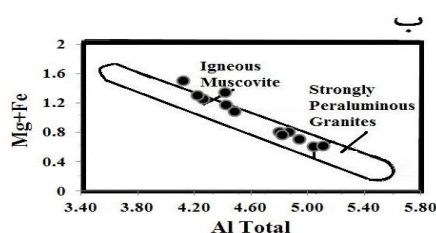
[۲۶]. ترکیب شیمیایی مسکویت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در نمودار [۲۷] نشان داده شده است. بیشتر نمونه‌های مورد بررسی جزء مسکویت‌های آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ ب).

ایلمنیت و مگنیت

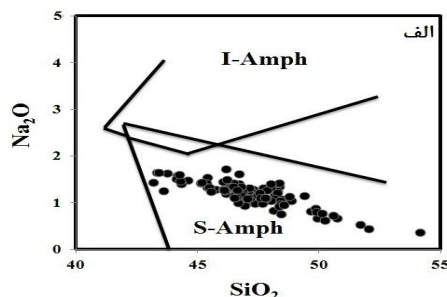
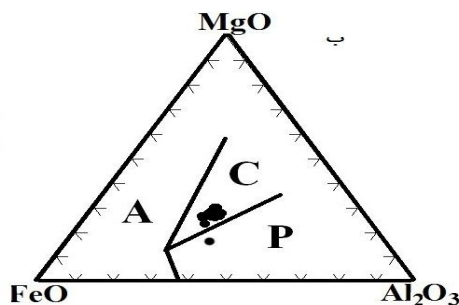
کانی ایلمنیت بیشتر در سنگ‌های گابرویی و دیوریتی به صورت پراکنده در مقاطع نازک دیده می‌شود. مگنیت در تمام سنگ‌های مجموعه‌ی بزمان (گرانیت تا گابرو) مشاهده می‌شود و بیشترین مقدار آن در سنگ‌های گابرویی حداکثر به ۵ درصد می‌رسد. نتایج تجزیه ریزپردازش گر الکترونی در جدول ۴ ارائه شده است. ترکیب شیمیایی ایلمنیت در سنگ‌های گابرویی و دیوریتی با فرمول ساختاری FeTiO_3 (بیش از ۷۰٪) و پیروفانیت با فرمول ساختاری MnTiO_3 (۱۰ تا ۲۰٪) را تشکیل می‌دهند.

تیتانیت

تیتانیت کانی فرعی مهم در سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی است. مقدار Al_2O_3 کانی تیتانیت در سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی کم و در حدود ۰٫۳ (a.p.f.u) است (جدول ۴).



شکل ۱۰ الف) موقعیت ترکیب شیمیایی مسکویت‌های مورد بررسی در نمودار [۲۹] ب) ترکیب شیمیایی مسکویت‌های مورد بررسی در نمودار ارائه شده توسط [۳۱].



شکل ۱۱ الف) نمودار رده‌بندی تکنوماگمایی آمفیبول‌های گرانیتوئید بزمان [۲۸] ب) تعیین سری ماگمایی توده‌های مورد بررسی براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت در نمودارهای جداکننده ی محیط زمین‌ساختی گرانیت‌ها [۳۰]. A: سنگ‌های قلیایی و غیرکوهزایی، P: سنگ‌های برآلومین، C: سنگ‌های آهکی - قلیایی.

با توجه به اینکه بیوتیت‌ها ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما را نشان می‌دهند و ترکیب بیوتیت در مجموع تابع ترکیب و شرایط تبلور ماگمایی است که از آن متبلور شده است، بنابراین می‌توان از آن به عنوان معیاری مناسب برای شناسایی محیط زمین‌ساختی گرانیت‌ها استفاده کرد. عبدالرحمن [۳۰] با استفاده از آنالیزهای سه اکسید FeO^* ، MgO ، Al_2O_3 در کانی بیوتیت یک نمودار مثلثی ارائه کرد که سنگ‌های گرانیتی را در سه گروه رده‌بندی می‌کند: سنگ‌های قلیایی و ناکوهزایی (A)، سنگ‌های پرآلومین که بیوتیت‌های آنها از آلومینیوم غنی و به سوی قطب سیدروفیلیتیک تمایل دارند و معمولاً همراه با مسکویت و یا دیگر کانی‌های آلومینیوسیلیکات مثل گارنت، کلدیریت و یا آندالوزیت هستند و شامل گرانیت‌های برخوردی S-Type می‌شوند (P) و گرانیت‌های کوهزایی آهکی-قلیایی از نوع I که به طور متوسط غنی از منیزیم بوده و معمولاً همراه با آمفیبول کلسیم‌دار و یا پیروکسن کلسیم‌دار و وابسته به فرورانش هستند (C). در شکل ۱۱ ب موقعیت نمونه‌های مورد بررسی به تصویر درآمده‌اند. تمام نمونه‌های بیوتیت مجموعه بزمان (به استثنای نمونه واحد بیوتیت مسکویت گرانیت) از نوع گرانیت‌های نوع I هستند و در پهنه‌ی C قرار می‌گیرند که به قلمرو بیوتیت در گرانیتوئیدهای آهکی-قلیایی فرورانشی وابسته‌اند.

بحث و برداشت

سنگ‌های نفوذی بزمان بیشتر متشکل از گرانیت، گرانودیوریت، مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، دیوریت و گابرو با ترکیب غالب گرانیتی است. حاصل تزریق این توده بزرگ درون واحدهای رسوبی سازند سردر و جمال، ایجاد سنگ‌های دگرگونی مجاورتی از قبیل آندالوزیت، کلدیریت هورنفلس و مرمر شده است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه‌ی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت است. حضور ارتوکلاز صورتی، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت، تیتانیت، ادخال‌های زیرکن و آپاتیت درون بلورهای بیوتیت موید ویژگی‌های نوع I سنگ‌های نفوذی بزمان است.

آمفیبول فراوانترین کانی مافیک سنگ‌های نفوذی بزمان است. آمفیبول‌ها از نوع کلسیک و با ترکیب غالب

مگنزیوهورنبلند هستند که تأکیدی بر نوع I بودن توده‌های نفوذی است [۲۰]. فشارسنجی براساس مقدار آلومینیوم، فشارتبلور آمفیبول را ۱/۰۶ تا ۴/۱۳ کیلو بار برآورد کرده است که با توجه به چگالی میانگین سنگ‌های پوسته‌ای زمین، نشانه‌ی جایگزینی توده‌های نفوذی بزمان در عمق ۸ تا ۱۳ کیلومتر است [۵]. همچنین دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها، دمای ۶۴۹ تا ۷۲۷ درجه سانتیگراد را برای به تعادل رسیدن این دو کانی نشان داده است. مقدار گریزندگی اکسیژن محاسبه شده ($\log f_{\text{O}_2}$ از ۱۵/۶۶ - تا ۱۹/۳۷ -) برای این توده‌ها بیانگر اکسیدان بودن ماگمای تشکیل دهنده آنهاست که وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم و مگنتیت آن را تأیید می‌کند.

مقدار Al^{VI} در بیوتیت‌ها به عنوان یکی از معیارهای مهم برای بررسی ویژگی‌های آنهاست. همچنین Al^{VI} پایین تا صفر ($\text{Al}^{\text{VI}} < 1$) از ویژگی‌های بیوتیت‌های ماگمایی است [۳۱] که در مورد بیوتیت‌های مورد بررسی (۰/۳ به طور میانگین) صدق می‌کند. به عقیده‌ی [۳۲] روند غنی‌شدگی از آهن و منیزیم در بیوتیت بستگی به گریزندگی اکسیژن در طول تبلور ماگما دارد به این دلیل که در شرایط اکسایش از منیزیم غنی شده و در شرایط احیاء از آهن غنی می‌شوند. بنابراین، سنگ‌های مجموعه بزمان مطابق شکل ۸ در شرایط اکسایشی تشکیل شده‌اند. علت این روند می‌تواند به تأثیر ترکیب کلی گونه‌های سنگی وابسته باشد که منحصراً بیوتیت‌هایی آن را بازتاب می‌دهند که حاصل دمای بالای تبلور سنگ‌های با سیلیس کمتر باشند که تنها بیوتیت‌های غنی از Mg در آن شرایط ماگمایی پدیدارند [۳۳].

یکی از راه‌های تشخیص آلودگی، استفاده از چهارضلعی ASPE است که در آن دو متغیر $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ و Al total به ترتیب شاخص گریزندگی اکسیژن و پرآلومینه بودن ماگما در زمان تبلور بیوتیت است [۳۳]. چنانکه پیشتر نشان دادیم ترکیب میکاهای مورد بررسی دارای مقادیر Al کل متوسط و آهن کم است. چنین الگویی مختص بیوتیت در گرانیتوئیدهایی است که دستخوش آلودگی کمی از پوسته شده‌اند [۳۳].

بررسی‌های سنگ‌شناسی، و داده‌های ژئوشیمی عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپی روی سنگ‌های نفوذی بزمان نشان داد

که این مجموعه یک کمپلکس نفوذی آهکی-قلیایی از نوع I است و دارای ویژگی‌های ماگماتیسم با حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است، به عبارت دیگر پلوتونیزم آن را به فرورانش پوخته‌ی اقیانوسی عمان (پوخته عربی) به زیر پوخته‌ی قاره‌ای ایران مرکزی در نظر می‌گیرند [۲]. بربریان [۱] با تکیه بر داده‌های ایزوتوپی، عقیده دارد که سنگ‌های نفوذی بزمان دستخوش آلودگی‌های پوخته‌ای کمی شده است. بنابراین با توجه به این نکته و نیز بازه‌ی میانگین تغییرات مقادیر آلومینیم بیوتیت‌های سنگ‌های منطقه (شکل ۹)، می‌توان نتیجه گرفت که سنگی-های نفوذی بزمان دارای آلودگی پوخته‌ای کم تا متوسط است. ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های مورد بررسی از آلبیت-آندزین در گرانیت (واحد اسیدی) تا لابرادوریت در گابرو (واحد بازی) متغیر است. لذا روند تغییر ترکیب فلدسپارها در سنگ-های نفوذی بزمان با تفریق ماگمایی سازگاری داشته و تایید می‌کند که طیف سنگ‌شناسی مورد بررسی منطقه، حاصل این فرایند بوده است.

پیروکسن‌های سنگ‌ها منطقه از انواع فقیر از سدیم‌اند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بیشتر در گستره‌ی دیوپسید-اورتیت و ارتو پیروکسن‌ها در گستره انستاتیت قرار می‌گیرند. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در گستره‌ی آهکی-قلیایی واقع شده‌اند. بنابراین ماگماهای مولد سنگ‌های منطقه از نوع آهکی-قلیایی است که با نتایج ترکیب آمفیبول، بیوتیت و ژئوشیمی سنگ کل [۶،۱] همخوانی دارد.

بر پایه‌ی شیمی کانی‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن، بیوتیت و حضور کانی‌های مگنتیت و تیتانیت به نظر می‌رسد که میزان گریزندگی اکسیژن در ماگمای سازنده‌ی نمونه‌های گابرویی، دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی منطقه، نسبتاً بالا بوده است. میزان گریزندگی اکسیژن در ماگما بستگی به جنس مواد در خاستگاه ماگما دارد که آن نیز خود وابسته به جایگاه زمین ساختی است. ماگماهای گرانیتی با خاستگاه ته نشست‌ی بیشتر حالت احیایی دارند در حالی که گرانیت‌های نوع I نسبتاً اکسایشی هستند. بالا بودن گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های منطقه، خاستگاه رسوبی را برای ماگمای سازنده‌ی آن‌ها رد

می‌کند (نتایج حاصل از بررسی شیمی سنگ نیز این نظر را تأیید می‌کنند).

نتایج شیمی کانی آمفیبول و بیوتیت حاکی از آن است سنگ‌های منطقه صفات آهکی-قلیایی و I-Type نشان می‌دهند که با ویژگی تکتونوماگمایی محیط‌های وابسته به فرورانش همخوانی دارند. همچنین نتایج شیمی کانی‌ها با شیمی کل سنگ همخوان است [۶،۱]. بدین ترتیب به نظر می‌رسد که سنگ‌های نفوذی بزمان در طی فرورانش پوخته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک لوت تشکیل شده است.

قدردانی

از همکاری بی دریغ پرفسور ناکاشیما از بخش علوم زمین دانشگاه یاماگاتا ژاپن برای انجام تجزیه‌های ریزپردازشگر الکترونی تقدیر و تشکر می‌شود.

مراجع

- [1] Berberian F., *Petrogenesis of the Iranian Plutons: A study of the Natanz and Bazman intrusive Complexes*, Ph.D. Thesis, Cambridge University (1981).
- [2] Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R.J., Berberian M., *Late Cretaceous and Early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran*, Journal of the Geological Society of London, 139, (1982) 605-14.
- [۳] قدسی م.ر., "اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک برگه کرمانچی (شمال غرب ایران/شهر)", پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۸۴) ۱۴۷ ص.
- [۴] جمشیدی م., "تشکیل اسکارن و کانی زایی مس گربودار، جنوب شرق آتشفشان بزمان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان (۱۳۹۰) ۲۰۵ ص.
- [۵] قدسی م.ر., بومری م., "استفاده از شیمی کانی آمفیبول جهت دما- فشار سنجی گرانیتوئید بزمان، جنوب شرق ایران"، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۹۴) ص ۵۸۵-۵۹۶.
- [6] Ghodsi, M. R., Boomeri, M., Bagheri, S., Ishiyama, D., Corfu, F., "Geochemistry, Zircon U-Pb age, and Tectonic Constraints on the Bazman

- [17] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., "Statistical analysis of clinopyroxenes from deepsea basalts", *American Mineralogist* 64 (1979) 501-13.
- [18] Cameron M., Papike J.J., "Structural and chemical variations", *American Mineralogist* 66 (1981) 1-50.
- [19] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Brich W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichey V.G., Linthout K., Laird J.A., Maresch W.V., Nicket E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N. Ungareti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names", *European Journal of Mineralogy* 9 (1997) 623-651.
- [20] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", *Pacific geology* 8 (1974) 173-174.
- [21] Anderson J.L., Smith D.R., "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer", *American Mineralogist* 80 (1995) 549-559.
- [22] Ishihara S., "The magnetite series and ilmenite-series granitic rocks", *Mining Geology* 27 (1977) 293-305.
- [23] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the Rock – forming minerals", Longman, London, (1991) 528 p.
- [24] Foster M.D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas", *United states Geological Survey Professional Paper* 354-B (1960) 11-46.
- [25] Feenstra A., "An EMP and TEM-AEM study of margarite, muscovite and f paragonite in polymetamorphic metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine-scale mica interlayering and multiple mica generations", *Journal of Petrology* 37 (1996) 201-233.
- [26] Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A., "Composition of plutonic muscovite: genetic implications", *Canadian Mineralogist* 19 (1981) 25-34.
- "Granitoid", *Turkish Journal of Earth Sciences* 25 (2016), 311-340.
- [7] Streckeisen A., "To each plutonic rock its proper name", *Earth-Science Reviews* 12 (1976), 1-33.
- [۸] سهندی م.ر.، پاداشی م.، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش بزمان"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۴).
- [۹] وحدتی دانشمند ف.، جرجندی م.، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مکسان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳).
- [10] Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock forming minerals" *American Mineralogist* 95 (2010) 185-187.
- [11] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", *Mineralogical Magazine* 52 (1988) 535-550.
- [12] Le Bas, N. J., "The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science*, 260 (1962) 267-288.
- [13] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", *Earth. Planet. Sci. Lett* 59, (1982) 139-154.
- [14] Sun C.M., Bertrand J., "Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China): petrogenetic and geotectonic implications", *Schweiz Mineralogische Petrologische Mitteilungen*, 71 (1991) 243-259.
- [15] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., "A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189 (2010) 340-346.
- [16] Moretti R., "Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts", *Geophysics* 48 (2005) 583-608.

- [31] Nachit H., Lbhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and magmatic biotites and neoformed biotites", *Geomaterials (Mineralogy)*, Geoscience 337 (2005) 1415-1420.
- [32] Wones D.R. Eugster H.P., "Stability of biotite: experiment, theory, and application", *American Mineralogist* 50 (1965) 1228-1272.
- [33] Shabani A.A.T., Masudi F., Tecce F., "An investigation on biotite composition from Mashhad granitoid rocks, NW Iran", *Journal of Science of Islamic Republic of Iran*, 21 (4) (2010) 321-331
- [27] Zane A., Rizzo G., *The compositional space of muscovite in granitic rocks* Canadian Mineralogist 37 (1999) 1229-1238.
- [28] Coltorto M., Bondaiman C., Faccini B., Geogoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., *Amphibol from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle*, Lithos, 99 (2007) 68-84.
- [29] Jakes P. White A. J. R., "Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas", *Geological Society of America Bulltein*. 83 (1972) 29-40.
- [30] Abdel-Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas", *Journal of Petrology* 35 (1994) 525-541.