

شرایط تبلور و شیمی کانیایی آتشفشان‌های کواترنری محور قروه - بیجار

بهمن رحیم‌زاده*؛ گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی
پروین شکراللهی؛ گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه بوعلی سینا
غصون زهیره؛ گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی
فریبرز مسعودی؛ گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۹/۰۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۶/۱۲

چکیده

منطقه قروه - بیجار در شرق استان کردستان و در قسمت شمالی زون سندج - سیرجان در شمال غرب ایران واقع شده است. سنگ‌های آتشفشانی کواترنری در منطقه ترکیب بازائیت - تفریت تا الیوین بازالت، بازالت، و تراکیت است. فنوکریست‌های تشکیل‌دهنده عمدتاً کلینوپیروکسن، الیوین، و پلاژیوکلاز هستند. پلاژیوکلاز، به‌منزله فاز اصلی زمینه، همراه بیوتیت و هورنبلند و آپاتیت، کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها نشان می‌دهد ترکیب پلاژیوکلازها از نوع اولیگوکلاز تا لابرادوریت در تغییر است و منطقه‌بندی ظریف در آن‌ها دیده می‌شود. آمفیبول از نوع مگنیزین‌هاستنگزیت و کلینوپیروکسن منیزیم - کلسیم‌دار و از نوع دیوپسید هستند. الیوین متمایل به قطب منیزیم‌دار و از نوع کریزولیت، میکا از نوع فلوکوییت، و کانی‌های ایک در گروه تیتانومگنتیت قرار می‌گیرند. بر اساس شیمی آمفیبول و بیوتیت فوگاسیته اکسیژن ماگما در زمان این دو کانی بالا بوده است. بررسی شیمیایی ترکیب کلینوپیروکسن نشان می‌دهد سرشت ماگمای سنگ‌های بازالتی آلکان است و داخل صفحه‌قاره در محیط کششی ایجاد شده است. دمای ماگما در زمان تبلور کلینوپیروکسن‌ها بین ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشارهای ۵ تا ۸ کیلوپار و دمای تبلور پلاژیوکلازها بین ۶۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: بازائیت، دما - فشارسنجی، شیمی کانی، قروه - بیجار، کواترنری.

مقدمه

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشان‌دهنده آخرین تکاپوهای ماگمایی ایران‌اند که شکل‌گیری آتشفشان‌های چینه‌ای عظیم پلیوکواترنری، مانند سبلان و دماوند و تفتان و بزمان و ... حاصل آن است. گدازه‌های بازالتی قلیایی کواترنری نیز از طریق شکستگی‌های بزرگ در محور نوبران - ماکو، شرق ایران (بلوک لوت)، مکران، ناحیه البرز مرکزی، و بخش‌های جنوبی ایران مرکزی به سطح زمین رسیده‌اند (آقانیاتی ۱۳۸۳). ولکانیسم کواترنری شمال پهنه سندج - سیرجان در غرب ایران جزئی از مجموعه گسترده ماگماتیسم هم‌زمان با برخورد در شرق مدیترانه و فلات ایران است. گدازه‌های بازیک (بازائیت‌ها، هاوائیت‌ها، بازالت‌های آلکان) هم‌سو با روند زمین‌درز بیتلیس - زاگرس (شمال غربی - جنوب شرقی) فوران یافته‌اند. تشکیل گدازه‌های شرق کردستان ناشی از ذوب‌شدگی گوشته متاسوماتیزه در زیر این منطقه است که شاهدهی بر فرورانش تیس به زیر حاشیه ایران (اوراسیا) پیش از برخورد است (خیرخواه ۱۳۹۴). منطقه مورد بررسی بخشی از استان کردستان است که بین طول‌های جغرافیایی $28^{\circ} 28' 47'' - 48^{\circ} 00' 00''$ و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ} 00' 20'' - 35^{\circ} 35' 48''$ قرار گرفته و در پهنه ساختاری سندج - سیرجان واقع است (شکل ۱). در منطقه مورد مطالعه یک سری آتشفشانی در امتداد شمال غرب - جنوب شرق با ترکیب بازالتی تا بازائیت به سن کواترنری قرار گرفته که به صورت مراکز آتشفشانی، چون آتشفشان‌های ندری و طهمورث و قرلچه‌کند، برون‌زد دارند. سنگ‌های منطقه ترکیب بین بازائیت - تفریت تا الیوین بازالت و بازالت و تراکیت دارد. محققان منطقه را به لحاظ سنگ‌نگاری، تعیین سن، وقوع آلیش ماگمایی، و تعیین خاستگاه آن‌ها بررسی کرده‌اند (معین‌وزیری ۱۳۷۷؛ ملکووتیان و

همکاران ۱۳۸۵؛ عزیزی و همکاران ۲۰۱۳؛ عزیزی و همکاران ۲۰۱۴؛ بوکالتی و همکاران ۱۹۷۶). در این تحقیق با استفاده از بررسی شیمی کانی‌ها به روش آنالیز نقطه‌ای (EMPA) ترکیب شیمیایی و دما - فشار آن‌ها تعیین و شرایط تشکیل و تحولات ماگمایی بررسی شد.

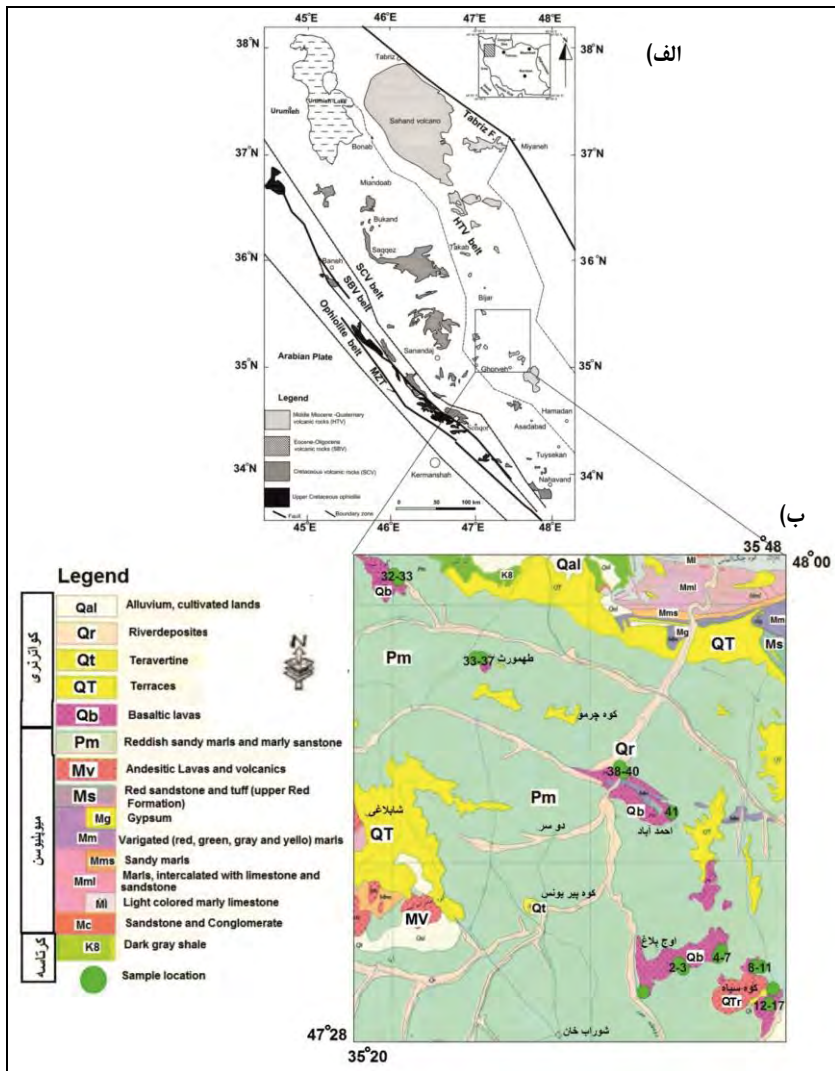
زمین‌شناسی منطقه

منطقه قروه - بیجار در غرب سندج، شمال غرب ایران، و در تقسیم‌بندی‌های رایج زمین‌شناسی ساختاری ایران (اشتوکلین و نبوی ۱۹۷۳؛ آقابیاتی ۱۳۸۳) در زون سندج - سیرجان واقع شده است. در تقسیم‌بندی جدید عزیزی و معین‌وزیری (۲۰۰۹) زمان ماگماتیسم پارامتری مهم برای تعیین زون زمین‌شناسی در نظر گرفته شده است. آن‌ها یک مدل جدید را برای محیط تکتونیکی ولکانیسم کرتاسه - کواترنری بین دو گسل رورانگی بزرگ، گسل تبریز و زاگرس، در شمال غرب ایران پیشنهاد کرده‌اند. در این تقسیم‌بندی منطقه مورد مطالعه در کمربند ولکانیک‌های تبریز - همدان (HTV)، بخش شمالی از زون سندج - سیرجان، قرار دارد. این محققان نشان دادند سنگ‌های این کمربند عمدتاً ترکیب اسیدی تا حد واسط (کالک‌آلکان) و به مقدار کمتر آلکالی بازالت دارند و تشکیل آن‌ها با بسته شدن نهایی نفوتمیس در زمان میوسن - کواترنری مرتبط است. پس از فازهای اوروژنیک استیرین و پاسادین، در کواترنر یک فاز کششی در بیشتر نقاط ایران استنباط شده است (بربریان ۱۹۷۷). احتمالاً ولکانیسم کواترنر قروه - تکاب می‌تواند نتیجه این فاز کششی کواترنری باشد (معین‌وزیری ۱۳۷۷). فعالیت ولکانیکی منطقه مورد مطالعه به شکل گدازه‌های آندزیتی - بازالتی است و طی دو مرحله در میوپلیوسن و کواترنری به وجود آمده‌اند که سنگ‌های آتشفشانی کواترنری در محور قروه - بیجار شامل یک سری آتشفشانی در امتداد شمال غرب - جنوب شرق با ترکیب بازالتی تا بازانیت است؛ که به صورت مراکز آتشفشانی، چون آتشفشان‌های ندری و طهمورث و قزلچه کند، برون‌زد دارند. همه آتشفشان‌های منطقه دارای مخروط کم‌ارتفاع از جنس اسکوری‌اند که گدازه‌ها به علت روان‌روی زیاد توانسته‌اند کیلومترها روی دشت‌ها جریان یابند (معین‌وزیری ۱۳۷۷). در آتشفشان قزلچه کند گدازه‌های بازالتی روی رسوبات تخریبی و شیمیایی تراورتن کواترنری ریخته شده‌اند.

از نکات درخور توجه، وجود بمب‌های دوکی بازالتی با قطر بیش از ۲ متر است که در هسته آن‌ها آنکلاوهای گنایی متخلخل به رنگ سفید مشاهده می‌شود. آتشفشان طهمورث حالت استراتوولکان دارد و از مواد آذرآواری، مخروط اسکوری، و گدازه تشکیل شده است که روی مارن‌های پلیوسن و آبرفت‌های جوان رخنمون دارند (ملکوتیان و حق‌نظر ۱۳۹۰). در داخل اسکوری‌های مخروطی آتشفشان طهمورث بمب‌ها نیز یافت می‌شود. آتشفشان احمدآباد آتشفشانی بازالتی است که سنگ‌های اسکوری نیز دارد و گدازه‌های آن تا منطقه جوروندی گسترش پیدا کرده‌اند. در گدازه‌های این آتشفشان گزنولیت‌های پریدوتیتی دیده می‌شود. آتشفشان ندری در ۱۵ کیلومتری جنوب باختر بیجار واقع شده است و گدازه‌های وسیع با ترکیب بازانیتی دارد (قربانی ۱۳۹۲). سن این آتشفشان‌ها بر اساس روش K-Ar از حدود ۱/۳ تا ۰/۵ میلیون سال است (بوکالتی و همکاران ۱۹۷۶).

روش بررسی

در این پژوهش، پس از نمونه‌برداری صحرائی و تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی و مطالعه پتروگرافی نمونه‌ها، به منظور مطالعه ترکیب شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیروکسن، الیوین، و بیوتیت در سنگ‌های آتشفشانی قروه - بیجار تعداد ۱۱ نمونه از سالم‌ترین سنگ‌ها جهت آنالیز نقطه‌ای EMPA انتخاب و آنالیز بیش از ۲۰۰ نقطه از پنج نوع کانی به کمک دستگاه الکترون میکروپروپ مدل Camaca SX50 و در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده 15KV و شدت جریان 10 nA در دانشگاه رم، ایتالیا، انجام شد.



شکل ۱. (الف) نقشه چینه‌بندی آتشفشان‌های شمال غرب ایران (عزیزی و معین‌وزیری ۲۰۰۹): (ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه سنج با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (زاهدی و همکاران ۱۳۶۹).

سنگ‌نگاری

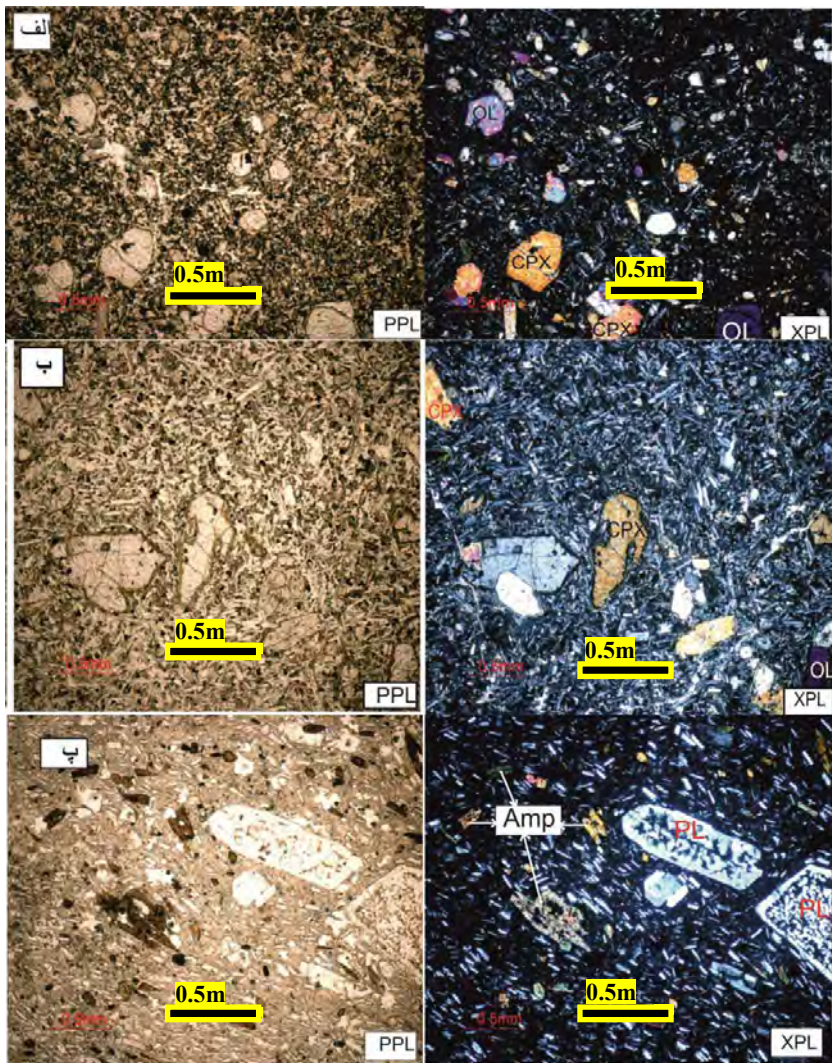
بازالت - بازالت

ترکیب بخش بازالت شامل آلکالی البوین بازالت است که از قزله‌کند تا بیجار در کل محور ادامه دارد (شکل ۲ الف و ب). فنوکریست‌ها در این گروه از کلینوپروکسن و البوین تشکیل شده و در موارد کمی بیوتیت نیز یافت شده است. در تعدادی از نمونه‌ها زینولیت کوارتز با حاشیه واکنشی دیده می‌شود. همه نمونه‌ها وزیکول (حفرات) دارند که بسیار متغیرنند و از ۱ تا ۸۰ درصد سطح مقطع را در بر می‌گیرند. متوسط اندازه این حفرات از ۳ تا ۰/۳ میلی‌متر متفاوت است و حداکثر به ۶ میلی‌متر می‌رسد. سنگ‌های فوق دارای بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتی - شیشه‌ای و حفره‌دار هستند.

متوسط اندازه بلورهای زمینه ۰/۱ و حداکثر ۰/۳ میلی‌متر است. در بسیاری از موارد، سنگ‌های بازالتی از نظر تبلور نیمه بلوری با مقدار متغیری از شیشه (۲۰ تا ۸۰ درصد) هستند. الیوین با فراوانی قابل ملاحظه عموماً سالم است و فقط به طور محلی ایدنگزیتی شده است. کلینوپیروکسن شامل اندازه‌های مختلف با نرخ پیوسته است که باعث تشکیل بافت سری‌ایت در این کانی شده است و به طور محلی به صورت گلومرول (خوشه‌ای) تجمع پیدا کرده است. میزان فنوکریست‌های این کانی در مقاطع تا ۸ درصد می‌رسد. بیوتیت به‌ندرت شکل خود را حفظ کرده است؛ اما در بسیاری از موارد دچار سوختگی شده و توسط کلریت و کانی‌های اپاک جایگزین شده است. زمینه عمدتاً متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز، اپاک، شیشه، و فازهای مشابه فنوکریست است. وزیکول‌ها عموماً خالی یا به صورت محلی پر از کانی‌های ثانویه، همچون کوارتز و کلسیت، هستند.

تراکیت

سازنده‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، و هورنبلند قهوه‌ای‌اند که شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دارند. پلاژیوکلاز (حدود ۴ درصد) و هورنبلند (۲ تا ۳ درصد) از درشت‌بلورهای تراکیت محسوب می‌شوند و اندازه آن‌ها بین ۱ تا ۴ میلی‌متر متفاوت است. تراکیت‌های منطقه مورد مطالعه کمبود فنوکریست دارند و خمیره ۹۰ درصد از مقاطع را شامل می‌شوند (شکل ۲ پ). بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری با خمیره میکرو تا کریپتوکریستالین است و بر اساس موادی که فضاهای بین فلدسپارها را پر می‌کنند بافت اینترگرانولار و اینترسرتال نیز به‌منزله بافت‌های فرعی قابل مشاهده است. میکروولیت‌ها عمدتاً جریان‌یافته به صورت تقریباً موازی در اطراف فنوکریست‌ها قرار گرفته‌اند که نشانه بافت تراکیتی است. حفرات به صورت اندک (حدود ۱ درصد) یافت می‌شود و اندازه آن‌ها حداکثر به ۲ میلی‌متر می‌رسد. ترکیب پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها از نوع آندزین با بافت غربالی (شکل ۲ پ) و کارلسباد دیده شده است. فلدسپارهای درشت انکلوژیون‌هایی از کانی‌های آمفیبول و اپاک دارند که اطراف آن قرار گرفته‌اند. هورنبلندها از کانی‌های مافیک موجود در این سنگ‌ها و اکثراً به صورت پاسبسته هستند و رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای پریده و رخ لوزی‌شکل نشان می‌دهند. خمیره عمدتاً از فلدسپارها و هورنبلند، که هپ‌ایدیومورفیک هستند، و کانی‌های اپاک و شیشه تشکیل شده است. آپاتیت از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ است که به صورت ادخال در بلورهای درشت یا پراکنده در زمینه قرار دارند.



شکل ۲. الف) تصویر میکروسکوپی با ترکیب کلینوپیروکسن - الیون بازالت با زمینه میکرولیتی و شیشه‌ای حاوی فنوکریست‌های الیون و کلینوپیروکسن به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار؛ (ب) تصویر میکروسکوپی از بازالت‌های بیجار با زمینه میکرولیتی و میکرولیتی شیشه‌ای حاوی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و الیون؛ (پ) تراکیت با زمینه میکرو تا کریستوکریستالین حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت غربالی. (علائم اختصار کانی‌های استفاده شده طبق وینتنی و ایوانت (۲۰۱۰))

شیمی کانی‌ها

شیمی فلدسپار

فلدسپارها، بدون استثنا، در همه سنگ‌های مورد مطالعه وجود دارند. اما به دلیل نبود کانی مناسب و غیرهوازده آنالیز از فلدسپار آلکان در سنگ‌های مورد مطالعه صورت نگرفته است. نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازها و

فرمول‌سازی آن‌ها در سنگ‌های مورد بررسی در جدول ۱ می‌آید. ترکیب پلاژیوکلازها با مقادیر آنورتیت ۲۸/۳ تا ۶۷ از نوع لابرادوریت (بازالت) و اولیگوکلاز (تراکیت) است (شکل ۳ الف). در پلاژیوکلازهای این منطقه نتایج آنالیز نقطه‌ای نشان می‌دهد تغییرات از مرکز به حاشیه محدود است (جدول ۱).

جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازها

Sample	Rock type	Description	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Sum
Q-T39	Basalt	Pl gm 1-1	۵۱	+۰.۸	۳۰.۹	+۰.۳	۱۴	+	+۱.۸			۳/۷	+۱/۷	۱۰۰
Q-T39	Basalt	Pl gm 2-1	۵۱	+۰.۴	۳۰.۶	+۰.۲	۱۴	+	+۰.۶			۳/۷	+۲/۱	۱۰۰
Q-T39	Basalt	Pl gm 2-5	۵۱	+۰.۷	۳۰.۳	+۰.۴	۱۴	+	+۰.۸			۳/۹	+۲/۲	۱۰۰
Q-T39	Basalt	Pl gm 4-3	۵۶	+۱/۲	۲۸/۲	+۰.۳	۱۰	+	+۰.۸			۵/۶	+۳/۷	۱۰۰
Q-T39	Basalt	Pl gm 4-9	۵۴	+۰.۹	۲۸/۸	+۰.۱	۱۲	+	+۰.۹			۴/۹	+۳/۳	۱۰۰
Q-T36	Trachybasalt	pl gm 1-4	۵۷	-/۱	۲۶/۸	+۰.۴	۸/۵	+	+۰.۹			۵/۹	۱/۲۸	۱۰۰
Q-T36	Trachybasalt	Pl gm 1-5	۵۷	+۱/۶	۲۶/۵	+۰.۲	۸/۲	+	+۰.۷			۶/۴	+۸/۱	۱۰۰
Q-T36	Trachybasalt	Pl gm 3-5	۵۵	+۱/۳	۲۸/۲	+۰.۱	۱۰	+/۱	+۰.۹			۵/۳	+۲/۴	۱۰۰
Q-T36	Trachybasalt	Pl gm 3-6	۵۸	+۱/۶	۲۵/۶	+۰.۱	۷/۱	+	+۰.۶			۶/۵	۱/۷۲	۱۰۰
Q-T6	Basanite tephrite	Pl gm 1-3	۵۴	+۲/۴	۲۶/۶	+۱/۷	۹/۷	+	۱/۲			۶/۳	+۱/۱	۱۰۰
Q-T6	Basanite tephrite	Pl gm 1-7	۵۶	+۱/۶	۲۶/۱	+۰.۴	۶/۶	+	+۰.۶			۷/۱	۱/۷۷	۹۹
Q-T6	Basanite tephrite	Pl gm 1-7bis	۵۶	-/۱	۲۶/۱	+۰.۲	۶/۶	+	+۰.۶			۷/۴	۱/۶۸	۹۹
Q-T6	Basanite tephrite	pl gm 2-6	۵۳	+۱/۵	۲۸/۷	+۰.۷	۱۱	+	+۰.۹	+۱/۴	+/۲	۵/۳	+۳/۵	۱۰۰
Q-T6	Basanite tephrite	Pl gm 2-7	۵۴	+۱/۸	۲۸/۵	+۰.۵	۹/۳	+	+۰.۷	+۱/۵	+/۲	۶/۶	+۶/۶	۱۰۰
Q-T6	Basanite tephrite	Pl gm 3-1	۵۴	+۱/۳	۲۷/۷	+۰.۱	۹/۷	+	+۰.۷	+۱/۵	+/۲	۵/۵	+۱/۵	۹۹
Q-T6	Basanite tephrite	Pl gm 3-2	۵۴	+۱/۶	۲۸/۱	+۰.۱	۹/۹	+	+۰.۷	+۱/۷	+/۲	۵/۶	+۴/۵	۱۰۰
Q-T9	Trachyte	pheno pl core 1-2	۶۱	+	۲۴/۴	+۰.۱	۵/۹	+	+۰.۲	+۱/۳	+/۱	۸/۱	+۵/۵	۱۰۰
Q-T9	Trachyte	big pheno cribose pl rim 1-1	۶۰	+۰.۱	۲۵/۴	+۰.۱	۶/۸	+	+۰.۳	+۱/۳	+/۱	۷/۶	+۴/۴	۱۰۰
Q-T9	Trachyte	big pheno cribose pl mantle 1-3	۶۰	+۰.۱	۲۵	+	۶/۵	+/۱	+۰.۲	+۱/۹	+/۱	۷/۶	+۴/۶	۱۰۰
Q-T9	Trachyte	big pheno cribose pl core 1-4	۵۹	+۰.۱	۲۵/۱	+۰.۱	۶/۷	+	+۰.۲	+۱/۳	+	۷/۴	+۴/۴	۹۹
Q-T9	Trachyte	feld gm 1-12	۶۲	+۰.۷	۲۳/۲	+	۴/۵	+	+۰.۵	+	+۰.۴	۸/۷	+۱/۷	۱۰۰
Q-T9	Trachyte	pl microphen 2-4	۵۶	+	۲۶/۸	+۰.۲	۸/۴	+	+۰.۲	+۱/۳	+	۶/۷	+۳/۵	۹۹
Q-T9	Trachyte	fel pheno rim 3-5	۶۱	+	۲۴/۵	+۰.۱	۶	+	+۰.۲	+۱/۳	+/۱	۸/۱	+۴/۸	۱۰۰
Q-T9	Trachyte	same fel pheno core 3-6	۵۸	+	۲۵/۱	+	۶/۸	+	+۰.۳	+۱/۴	+/۱	۷/۴	+۴/۵	۹۹

شیمی آمفیبول

به منظور طبقه‌بندی آمفیبول و نیز سایر محاسبات، نظیر فشار و دماسنجی در سنگ‌های خروجی منطقه، تعداد ۷ نقطه از آمفیبول‌های موجود مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفتند (جدول ۲). به طور کلی، آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع غنی از کلسیم و فقیر از تیتانیم‌اند. بنابراین، از نوع آمفیبول‌های کلسیک هستند. مقدار Ca بین ۱/۶۵ تا ۱/۷۷ و میزان کاتیون Ti کمتر از ۰/۵ (بین ۰/۲۳ تا ۰/۳۱) است. این کم بودن مقادیر Ti در آمفیبول‌ها را می‌توان با شروع تبلور ایلمنت توجیه کرد. با توجه به معیار رده‌بندی آمفیبول‌ها (لیک و همکاران ۱۹۹۷)، آمفیبول نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند که آن‌ها را می‌توان با پارامترهای $Na < 0.5$ و $(Ca + Na)_B \geq 1.5$ و $Ca_B \geq 1.5$ تفکیک کرد (شکل ۳ ب). همچنین در زیر

این گروه در نمودار نسبت $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ در مقابل سیلیسیوم، آمفیبول‌ها اکثراً از نوع مگنزین هاستینگزیت^۱ است (شکل ۳ پ).

تعیین فوگاسیته اکسیژن

یکی از فاکتورهای مهم برای شناسایی شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما حاکم بر تبلور آمفیبول‌ها تعیین فوگاسیته اکسیژن است. با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول می‌توان فوگاسیته اکسیژن را به طور تقریبی استنباط کرد. نتایج آنالیز شیمی در بلورهای آمفیبول نشان می‌دهد $Fe^{total}/Fe^{total} + Mg < 0.6$ در حدود ۰/۲۶ تا ۰/۴۱ و Al^{iv} برابر ۱/۷۵ تا ۲ است و طبق نظر اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵) فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول بالا بوده است (شکل ۳ پ). آمفیبول‌های مورد بررسی بیشتر غنی از منیزیم‌اند که به فوگاسیته بالای اکسیژن وابسته است (هلمی و همکاران ۲۰۰۴).

جدول ۲. نتایج آنالیز شیمیایی آمفیبول‌های موجود در تراکت‌های منطقه در نمونه Q-T19

Description	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	Na2O	K2O	F	Cl	Sum
amph gm 1-13	۲/۱۴	۱۲/۳	۰	۱۴	۱۱	۰/۱۸	۱۱/۵	۲/۷۱	۰/۶۸	۰/۴	۰	۹۸/۱
amph pheno 1-14	۲/۴۷	۱۱/۵	۰	۱۲	۱۰/۹	۰/۲۹	۱۵/۵	۲/۵۴	۰/۹۴	۰/۳	۰/۱	۹۸/۴
amph microphen core 1-15	۲/۴۷	۱۱/۷	۰	۱۶	۱۱/۱	۰/۱۲	۱۰/۱	۲/۶۴	۰/۷۳	۰/۳	۰	۹۸/۶
same amph microphen rim 1-16	۲/۶۴	۱۲/۴	۰	۱۳	۱۱/۳	۰/۱۹	۱۲/۵	۲/۶۷	۰/۷	۰/۲	۰	۹۷/۴
amph pheno rim 2-1	۲/۶۱	۱۱/۸	۰	۱۲	۱۱/۲	۰/۲۶	۱۴/۳	۲/۴۹	۰/۸۵	۰/۳	۰	۹۷/۷
same amph pheno core 2-2	۲/۸۴	۱۳/۴	۰/۱	۱۲	۱۰/۶	۰/۲۷	۱۴/۹	۲/۸۷	۰/۸۷	۰/۲	۰/۱	۹۸/۳
amph gm 2-3	۲/۵۵	۱۱/۶	۰/۱	۱۲	۱۱	۰/۲۴	۱۴/۹	۲/۷	۰/۸۴	۰/۱	۰/۱	۹۷/۸

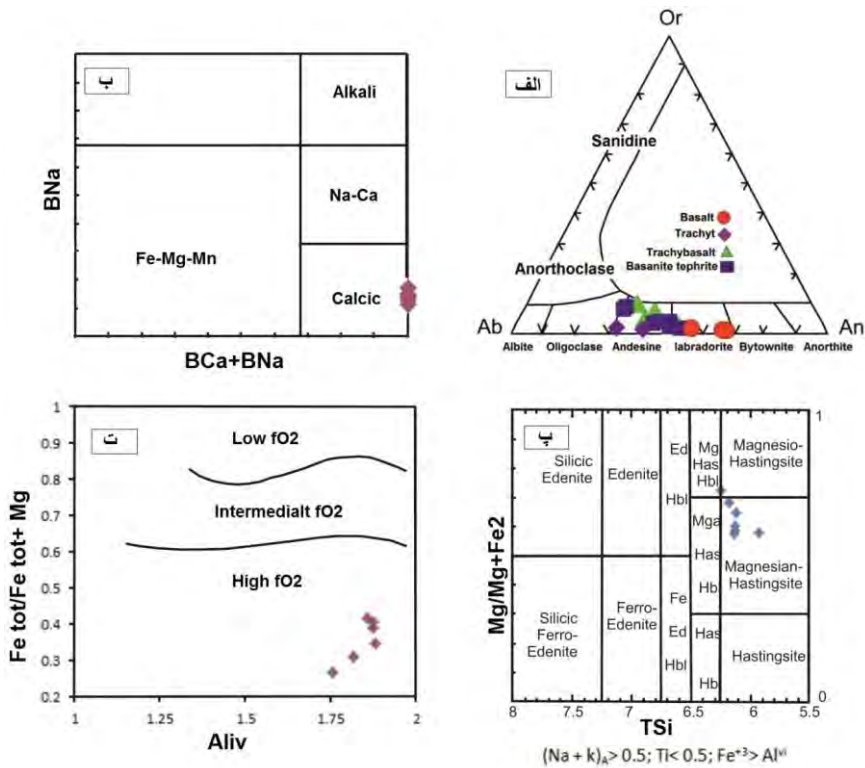
شیمی پیروکسن

نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن سنگ‌های منطقه در جدول ۳ می‌آید. همه پیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار J-Q در قلمرو پیروکسن‌های آهن - منیزیم - کلسیم قرار گرفته‌اند و از نوع دیوپسیدند (شکل ۴ الف). در این نمودار شاخص‌های Q و J به صورت رابطه ۱ تعریف می‌شوند:

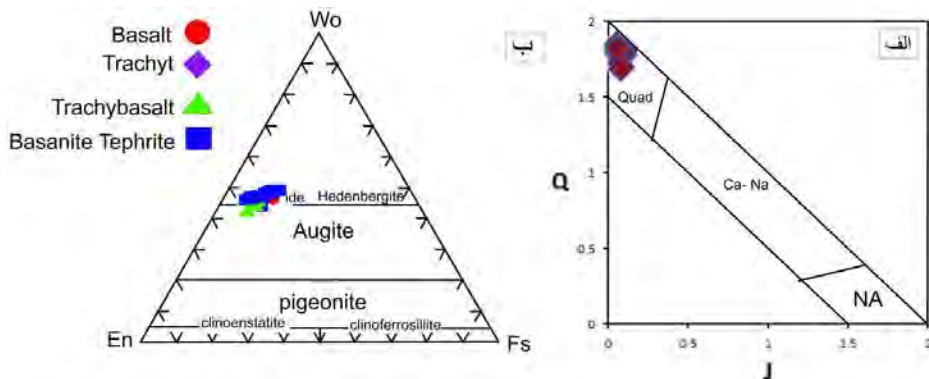
$$Q = Ca^{+2} + Mg^{+2} + Fe^{+2}; J = 2Na \pm R^{+3} \quad (R^{+3}: Al^{+3}, Fe^{+3}, Cr^{+3}, SC^{+3}) \quad \text{رابطه ۱}$$

با توجه به قرار گرفتن نمونه‌ها در محدوده Quad، می‌توان برای تعیین ترکیب شیمیایی دقیق‌تر کلینوپیروکسن‌های مطالعه‌شده از نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (موریوتو و همکاران ۱۹۸۸) استفاده کرد. همان‌طور که در شکل ۴ ب ملاحظه می‌شود، ترکیب کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های منطقه در گستره دیوپسید قرار دارند. عدد منیزیمی در آن‌ها بین ۰/۸۲ تا ۰/۹۸ متغیر است.

1. Magnesian-hastingsite
2. Quad



شکل ۳. (الف) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های منطقه (دیر و همکاران ۱۹۹۱): (ب) و (پ) طبقه‌بندی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه (لیک و همکاران ۱۹۹۷): (ت) نمودار تعیین فوگاسیتة اکسیژن ماگما بر اساس ترکیب آمفیبول‌ها (اندرسون و اسمیت ۱۹۹۵)



شکل ۴. (الف) و (ب) طبقه‌بندی کلینوپیروکسن‌های منطقه (موریموتو و همکاران ۱۹۸۸)

جدول ۳. خلاصه‌ای از نتایج آنالیز نقطه‌ای کلبیوپروکسن

Sample	Rock type	Description	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Na ₂ O	Sum
Q-739	Basalt	Cpx gm 1-4	۵۷/۹	۰/۷۵	۳/۱۴	۰/۴۱	۱/۶	۳۲	۰/۱۷	۶/۱۶	۰/۳۵	۱۰۰/۸۳
Q-739	Basalt	Cpx gm 2-2	۵۰/۱	۰/۹۵	۴/۹۹	۰/۵۷	۱۴/۸	۲۲/۶	۰/۱	۶/۰۵	۰/۳۸	۱۰۰/۴۳
Q-739	Basalt	Cpx gm 4-1	۴۸/۹	۱/۷۷	۵/۱۹	۰/۱	۱۳/۵	۳۲	۰/۱۸	۸/۵۸	۰/۴۵	۱۰۰/۶۷
Q-739	Basalt	Cpx micropheno 4-4	۴۹/۳	۱	۵/۲۶	۰/۵۶	۱۴/۵	۲۲/۷	۰/۱۵	۶/۵۷	۰/۳۷	۱۰۰/۵۳
Q-739	Basalt	Cpx micropheno 4-3	۴۹/۶	۰/۹۶	۵/۲۵	۰/۷۳	۱۴/۸	۲۲/۶	۰/۱۳	۵/۹۵	۰/۴۷	۱۰۰/۴۶
Q-734	Basaltite tephrite	Cpx 1-1	۴۹/۶	۲/۱۳	۵/۷۲	۰/۲۲	۱۳/۵	۲۲/۸	۰/۱۲	۷/۱۹	۰/۵۱	۹۹/۰۶
Q-734	Basaltite tephrite	Cpx 1-2	۴۶/۱	۲/۳۱	۶/۵۸	۰/۰۹	۱۲/۹	۲۲/۷	۰/۱	۸/۰۲	۰/۵۷	۹۹/۳۵
Q-734	Basaltite tephrite	Cpx 1-3	۴۹/۱	۱/۵۹	۴/۵۲	۰/۱۹	۱۴/۶	۲۲/۷	۰/۱۸	۶/۸۴	۰/۴۷	۱۰۰/۱۶
Q-734	Basaltite tephrite	Cpx 1-4	۴۹/۹	۰/۹۸	۴/۶۵	۰/۱۷	۱۵/۴	۲۱/۶	۰/۰۶	۶/۲۳	۰/۳۳	۹۹/۲۸
Q-734	Basaltite tephrite	Cpx 1-5	۵۰	۱/۱۹	۳/۲۳	۰/۱۸	۱۵/۶	۲۳/۱	۰/۱	۶/۲۹	۰/۴۱	۱۰۰/۰۶
Q-734	Basaltite tephrite	Cpx 1-6	۴۶/۷	۲/۱۷	۶/۵۱	۰/۷۴	۱۳/۵	۲۲/۷	۰	۶/۸۸	۰/۴۷	۹۹/۶۵
Q-716	Basaltite tephrite	Cpx pheno core 1-1	۵۰/۵	۰/۶	۳/۶۴	۰/۶۷	۱۶/۲	۲۲/۳	۰/۰۶	۶/۰۳	۰/۶۵	۶۶/۹۸
Q-716	Basaltite tephrite	same Cpx pheno core 1-1bis	۵۲	۰/۶۱	۳/۵۸	۰/۷۳	۱۶/۵	۲۲/۱	۰/۰۴	۶/۲۳	۰/۷۵	۱۰۰/۴۸
Q-716	Basaltite tephrite	Cpx gm 2-6	۵۷/۲	۰/۸۴	۳/۴۱	۰/۰۴	۱۵/۱	۲۱/۱	۰/۱۸	۷/۴۱	۰/۷۱	۱۰۰/۰۲
Q-716	Basaltite tephrite	Cpx gm close to Bt 3-3	۵۰/۷	۰/۸۷	۳/۹۷	۰/۰۲	۱۵/۳	۲۱/۴	۰/۱۵	۶/۳۸	۰/۷۳	۹۹/۴۸
Q-716	Basaltite tephrite	Cpx gm 4-3	۵۲/۳	۰/۷۴	۳/۱۵	۰/۰۷	۱۶/۲	۲۳/۱	۰/۰۸	۶/۵۱	۰/۵۸	۱۰۰/۰۷
Q-73	Basaltite tephrite	Cpx pheno rim 1-1	۴۹/۴	۱/۸۸	۴/۳۸	۰/۰۱	۱۴/۱	۲۲/۲	۰/۱۹	۷/۴	۰/۳۷	۱۰۰/۹۸
Q-73	Basaltite tephrite	Cpx pheno core 1-2	۵۱	۱/۳۳	۳/۲۷	۰/۰۳	۱۵/۴	۲۲/۴	۰	۵/۹	۰/۴۱	۱۰۰/۹۱
Q-73	Basaltite tephrite	Cpx gm 1-3	۴۵/۱	۳/۲۵	۷/۷۷	۰/۰۱	۱۲/۲	۲۲/۹	۰/۰۶	۸/۶۳	۰/۵۵	۱۰۰/۵۹
Q-73	Basaltite tephrite	Cpx gm 1-6	۵۰/۹	۱/۳۳	۳/۱۲	۰/۲۷	۱۵/۶	۲۳/۱	۰/۰۹	۵/۸۱	۰/۳۸	۱۰۰/۵۴
Q-73	Basaltite tephrite	Cpx microphan 2-9	۴۸/۵	۱/۹۴	۵/۲۵	۰/۲۲	۱۴/۲	۲۳/۳	۰/۱۱	۶/۹۹	۰/۵۳	۱۰۰/۰۶
Q-736	Trachybasalt	Cpx microphan 1-1	۵۲/۷	۰/۵۵	۳/۸۹	۰/۳۸	۱۶/۸	۲۰	۰/۱۴	۵/۴۵	۰/۷۷	۱۰۰/۷۵
Q-736	Trachybasalt	Cpx micropheno 1-2	۵۷/۸	۰/۹۴	۴/۴۵	۰/۱۳	۱۵/۸	۲۱/۱	۰/۱۷	۶/۴۷	۰/۷۷	۱۰۱/۵۵
Q-736	Trachybasalt	Cpx micropheno 1-2bis	۵۰/۹	۱/۱۵	۴/۶۶	۰/۱۴	۱۵/۲	۲۱/۶	۰/۱۸	۶/۵۱	۰/۶۹	۱۰۰/۹۷
Q-736	Basaltite tephrite	Cpx microphan 1-1	۴۹/۶	۱/۲	۳/۰۹	۰/۲۶	۱۵/۴	۲۳/۱	۰/۱۹	۵/۸۶	۰/۴	۹۹/۰۴
Q-73	Basaltite tephrite	Cpx microphan 1-2	۵۲/۳	۱/۰۱	۲/۸۸	۰/۳۹	۱۶/۱	۲۲/۸	۰/۱۱	۵/۱۱	۰/۴۵	۱۰۱/۱۶
Q-73	Basaltite tephrite	Cpx microphan 3-3	۵۰/۴	۱/۳۱	۳	۰/۱۸	۱۵/۶	۲۳/۴	۰/۰۷	۵/۶	۰/۴۳	۹۹/۸۳

تعیین سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی بر اساس شیمی کلبیوپروکسن

در نمودار در برابر SiO₂ (لی باس ۱۹۶۲) اکثر نمونه‌ها در محدوده ساب آکالن - آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). در نمودار Ca+ Na در برابر Ti (لتیر و همکاران ۱۹۸۲) اکثر کلبیوپروکسن‌های سنگ‌های منطقه در گستره آکالن واقع شده‌اند (شکل ۵ ب). به منظور تعیین موقعیت تکتونوماگمایی نیز از نمودار Ca در مقابل Ti+ Cr (لتیر و همکاران ۱۹۸۲) استفاده شد. اکثر کلبیوپروکسن‌های منطقه روی حوضه بازالت‌های غیرمرتبط با کوه‌زایی، به عبارت دیگر محیط کششی، تصویر می‌شوند (شکل ۵ پ). همچنین بررسی نمونه‌ها در نمودار سه‌تایی TiO₂- MnO- Na₂O بر گرفته از نتایج تحقیقات نیست و پیرس (۱۹۷۷)، بر مبنای داده‌های حاصل از کلبیوپروکسن، برای تأیید موقعیت تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه در زمان تشکیل آن‌ها، حاکی از آن است که اکثر نمونه‌های کواترنری محیط زمین‌ساختی درون صفحه را نشان می‌دهند (شکل ۵ ت).

تخمین فوگاسیتته اکسیژن

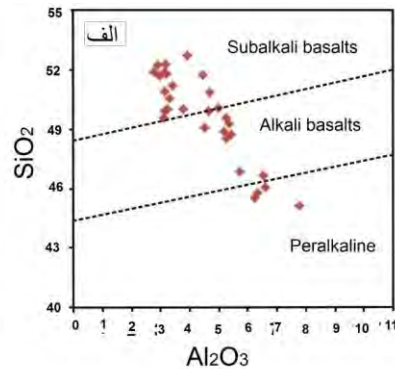
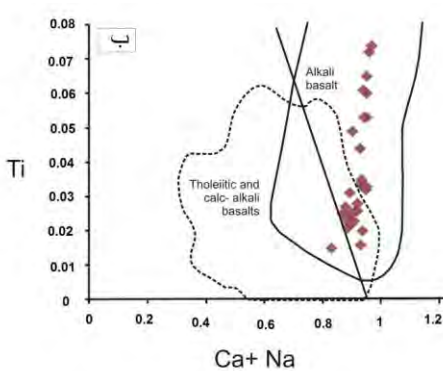
با استفاده از نمودار تغییرات $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ نسبت به $Al^{IV} + Na$ (شویتزر و همکاران ۱۹۷۹)، فوگاسیتته اکسیژن قابل ارزیابی است. در کلینوپیروکسن عنصر Fe^{+3} می‌تواند جانشین عناصر سه‌طرفیتی مانند Al, Cr در موقعیت اکتاهدی شود. یعنی هر چه Al^{IV} بیشتر باشد، امکان ورود عناصر سه‌طرفیتی دیگر، به جز آلومینیوم، مانند Fe^{+3} به موقعیت اکتاهدی آسان‌تر می‌شود و به این ترتیب فراوانی Fe^{+3} تابع موازنه آلومینیوم در موقعیت تتراهدری (چهاروجهی) و اکتاهدی (هشت‌وجهی) است. با توجه به شکل ۶ الف، ملاحظه می‌شود که کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های بازالتی منطقه بالا بودن میزان فوگاسیتته اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها را نشان می‌دهد.

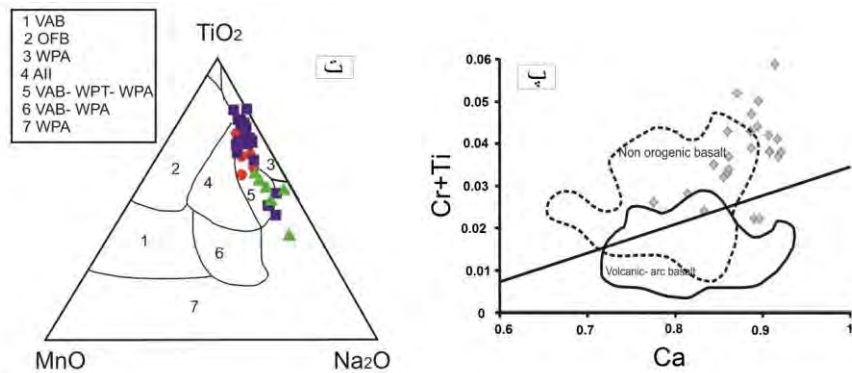
شیمی الیون

نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی الیون در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۴ می‌آید. برای طبقه‌بندی گروه‌های الیون از نمودار سرد شدن سری‌های فورستریت و فایالیت بر مبنای واگر و همکاران (۱۹۳۹) استفاده شد. بر حسب این آنالیز، ترکیب الیون‌های سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه در قطب منیزیم‌دار (کریزولیت) قرار گرفتند (شکل ۶ ب). مقدار $Mg\#$ الیون‌های بررسی شده از $0/۶۹$ تا $0/۸۶$ و مقدار $Fe\#$ آن‌ها از $0/۱۳$ تا $0/۳$ است. میزان CaO درشت‌بلورهای الیون بیش از $0/۱$ درصد است و این موضوع نشان‌دهنده منشأ این درشت‌بلورها به عنوان فنوکریست به جای زونوکریست است (سیمکین و اسمیت ۱۹۷۰).

شیمی بیوتیت و کانی‌های اپاک

بیوتیت (جدول ۵) کانی فرومینزین غالب در سنگ‌های فلسیک و حد واسط است. بیوتیت در سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه کانی فرعی است و می‌تواند نتیجه آرایش ماگما با مواد پوسته باشد. با توجه به شکل ۷ الف، ملاحظه می‌شود موقعیت بیوتیت‌ها در محدوده فلوگوپیت قرار دارد. ترکیب اکسیدهای مختلف آهن - تیتان (جدول ۶) در نمونه‌های منطقه روی نمودار طبقه‌بندی سه‌تایی $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$ (باتلر ۱۹۹۲) در گروه تیتانومگنتیت قرار گرفته است (شکل ۷ ب).

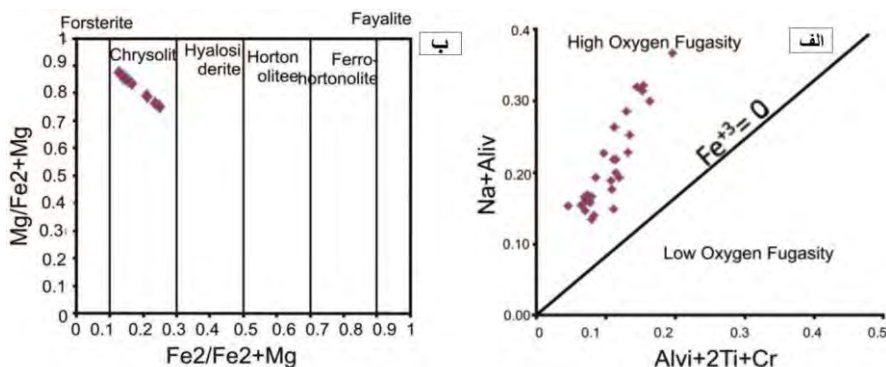




شکل ۵. تعیین سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی منطقه بر اساس شیمی کلینوپیروکسین با استفاده از نمودارهای (الف) لوباس (۱۹۶۲)، (ب) و (پ) لتریر (۱۹۸۲)، (ت) نیسبت و پیرس (۱۹۷۷)

جدول ۴. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی الیون منطقه قروه - بیجار

S.N.	Rock type	Description	SiO ₂	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Sum
Q-T34	Basanite tephrite	Ol 1	۴۰/۶۸	۴۵/۹۳	۰/۲	۰/۲۴	۱۲/۲۸	۰/۳۲	۱۰۰/۶۶
Q-T34	Basanite tephrite	Ol 2	۴۰/۴۸	۴۵/۲	۰/۲۸	۰/۲۵	۱۲/۹	۰/۲	۱۰۰/۵
Q-T34	Basanite tephrite	Ol 3	۴۰/۸۶	۴۵/۶۵	۰/۸	۰/۲۳	۱۲/۰۱	۰/۳۴	۱۰۰/۲۷
Q-T34	Basanite tephrite	Ol 4	۴۰/۷۵	۴۵/۴۴	۰/۲۷	۰/۲۶	۱۲/۶۳	۰/۲	۱۰۰/۵۵
Q-T39	Basalt	micropheno ol 1-2	۳۸/۸۵	۳۷/۷۱	۰/۲	۰/۴۵	۲۲/۳۱	۰/۰۶	۹۹/۵۸
Q-T39	Basalt	pheno ol 1-3	۳۸/۹۳	۳۸/۲۲	۰/۲۶	۰/۴۶	۲۲/۲۳	۰/۰۸	۱۰۰/۷۸
Q-T39	Basalt	pheno ol rim 2-3	۳۹/۰۶	۴۱/۱۳	۰/۲	۰/۳۳	۱۹/۵۴	۰/۱۷	۱۰۰/۴۲
Q-T39	Basalt	pheno ol core 2-4	۴۰/۳۲	۴۶/۲۷	۰/۱۶	۰/۲۱	۱۲/۶۵	۰/۳۳	۱۰۰/۱۲
Q-T39	Basalt	ol in glom with cpx 4-5	۳۸/۷	۳۸/۳۶	۰/۲۱	۰/۵	۲۲/۲۲	۰/۱۴	۱۰۰/۲۲
Q-T39	Basalt	pheno ol rim 4-6	۳۷/۷۱	۳۴/۵۱	۰/۲۸	۰/۶	۲۶/۹۱	۰/۱	۱۰۰/۸
Q-T39	Basalt	pheno ol core 4-7	۴۰/۲۵	۴۶/۵۷	۰/۱۴	۰/۱۸	۱۲/۸	۰/۳۲	۱۰۰/۲۶
Q-T16	Basanite tephrite	ol gm 1-3	۳۹/۶۷	۴۵/۱۱	۰/۲۹	۰/۲۶	۱۲/۴۸	۰/۲۵	۹۹/۰۵
Q-T16	Basanite tephrite	ol gm 4-3	۳۹/۳۹	۴۴/۶۷	۰/۲۳	۰/۲۴	۱۴/۰۶	۰/۲۷	۹۸/۸۶
Q-T16	Basanite tephrite	ol gm 4-3bis	۴۰/۶۳	۴۴/۴۷	۰/۲۶	۰/۲	۱۴/۵۶	۰/۲	۱۰۰/۴۱
Q-T16	Basanite tephrite	ol gm 4-4	۳۹/۰۸	۴۴/۵۳	۰/۲۶	۰/۲۳	۱۴/۱۳	۰/۲۲	۹۸/۴۴
Q-T16	Basanite tephrite	ol gm 4-4bis	۴۰/۰۹	۴۴/۷۹	۰/۲۹	۰/۲۵	۱۴/۱۲	۰/۲۱	۹۹/۷۵
Q-T5	Basanite tephrite	ol micropheno 2-4	۴۰/۶۴	۴۵/۴۳	۰/۲۳	۰/۱۵	۱۲/۴۹	۰/۱۹	۱۰۰/۱۲
Q-T5	Basanite tephrite	ol pheno rim 2-5	۳۹/۹۷	۴۲/۵۹	۰/۳۷	۰/۳	۱۵/۵۱	۰/۱۲	۹۹/۸۷
Q-T5	Basanite tephrite	same ol pheno core 2-6	۴۰/۶۷	۴۵/۵۱	۰/۲	۰/۲۳	۱۲/۸۴	۰/۲	۱۰۰/۶۵
Q-T36	Trachybasalt	ol micropheno 1-6	۲۹	۴۰/۴	۰/۳۴	۰/۴۴	۱۹/۰۷	۰/۰۷	۹۹/۳۲
Q-T36	Trachybasalt	same ol microphen core 1-7	۴۰/۱۸	۴۵/۴	۰/۲۱	۰/۲۷	۱۲/۳۶	۰/۲۸	۹۹/۸
Q-T36	Trachybasalt	ol gm 2-1	۳۸/۶	۴۰/۲	۰/۲۵	۰/۵۴	۱۹/۴	۰/۲۲	۹۹/۲۱
Q-T36	Trachybasalt	ol gm 2-2	۳۸/۶۸	۳۹/۲۳	۰/۲۹	۰/۶۶	۲۱/۵۱	۰/۰۸	۱۰۰/۶۵
Q-T6	Basanite tephrite	ol microphen 1-8	۳۹/۳۲	۴۶/۵	۰/۱۵	۰/۲۲	۱۲/۶۶	۰/۳۳	۹۹/۱۸
Q-T6	Basanite tephrite	ol micropheno 1-9	۴۰/۰۷	۴۵/۶۲	۰/۱۶	۰/۲۴	۱۲/۸۶	۰/۲	۱۰۰/۲۴
Q-T6	Basanite tephrite	ol microphen 2-1	۴۰/۱۶	۴۶/۸۴	۰/۱۷	۰/۲	۱۲/۰۶	۰/۴۲	۹۹/۸۴
Q-T6	Basanite tephrite	ol microphen 2-2	۴۰/۳۱	۴۶/۱	۰/۱۹	۰/۱۳	۱۳/۲	۰/۲۸	۱۰۰/۲۲
Q-T6	Basanite tephrite	ol microphen 2-3	۳۹/۹۵	۴۵/۹۷	۰/۱۹	۰/۲۸	۱۲/۲۷	۰/۲۹	۱۰۰/۰۵
Q-T6	Basanite tephrite	Ol microphen 3-3	۳۹/۴۴	۴۵/۹۲	۰/۱۷	۰/۲۲	۱۲/۹۲	۰/۳۸	۹۹/۰۴



شکل ۶. الف) نمودار شویتزر و همکاران (۱۹۷۹)، برای تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلبیوپروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه که شرایط بالای فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور را نشان می‌دهد؛ ب) تعیین ترکیب الیوین‌ها (واگر ۱۹۸۹)

جدول ۵. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی بیوتیت در بازانیت تفریت‌های قروه - بیجار در نمونه Q-T16

Description	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Sum	OH*
bt gm 1-4	۳۷/۷۶	۳/۷۹	۱۵/۳	۰/۰۷	۱۹/۸	۰/۰۲	۰	۷/۶	۰/۹	۹/۰۸	۹۴/۴	۴
bt gm 1-5	۳۸/۰۹	۳/۱۳	۱۵/۷۶	۱/۲۱	۲۱	۰	۰	۵/۴	۰/۶۶	۹/۴۴	۹۴/۶۲	۴
bt micropheno 3-1	۳۸/۰۸	۳/۱۵	۱۵/۴۸	۱/۰۳	۲۱/۳	۰/۰۴	۰	۵/۴	۰/۶۲	۹/۶۷	۹۴/۷۷	۴
bt rim pheno 4-1	۳۸/۴۸	۳/۲۸	۱۵/۴۲	۰/۰۴	۲۱/۱	۰/۱۷	۰	۵/۷	۰/۸	۹/۱۹	۹۴/۵۹	۴
same bt core pheno 4-2	۳۸/۵۹	۳/۱۶	۱۵/۴۲	۱/۲۷	۲۰/۸	۰/۰۱	۰	۵/۳	۰/۵۴	۹/۵۱	۹۴/۵۶	۴

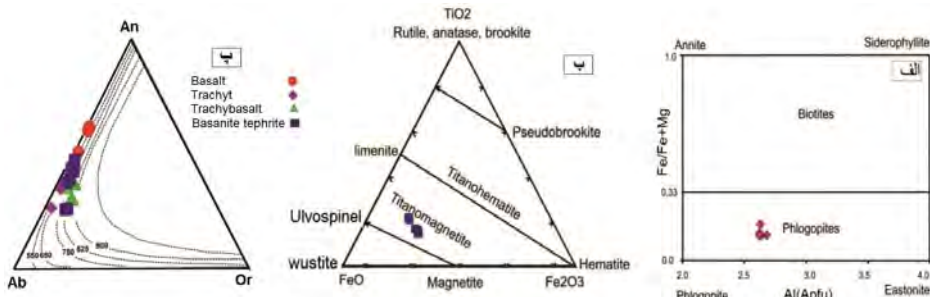
جدول ۶. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های اپاک

Sample	Rock type	Description	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	FeO	NiO	Sum
Q-T39	Basalt	op gm 1-5	۲۲/۲۵	۲/۵۶	۰/۰۷	۲/۵۲	۰/۹	۶۶/۷		۹۴/۹۶
Q-T39	Basalt	op gm 4-2	۲۳/۲۵	۱/۷۳	۰/۰۷	۲/۱۳	۰/۸۵	۶۷/۸		۹۵/۸۳
Q-T39	Basalt	op gm 4-10	۲۳/۵۱	۱/۸۱	۰/۰۹	۲/۱۳	۰/۹۳	۶۷/۷		۹۶/۱۹
Q-T36	Trachybasalt	op gm 1-3	۱۸/۹۹	۱/۴۳	۰/۱۷	۳/۷۷	۰/۸	۷۲		۹۷/۱۶
Q-T36	Trachybasalt	op gm 2-11	۱۸/۷۳	۰/۷۴	۰/۰۶	۲/۸۳	۱/۰۲	۷۲/۶		۹۵/۹۵
Q-T36	Trachybasalt	op gm 3-4	۱۸/۵۷	۱/۵۱	۰/۰۶	۳/۶۱	۰/۸۳	۷۱/۳		۹۵/۹
Q-T6	Basanite tephrite	op gm 1-5	۱۶/۵۷	۴/۰۴	۰/۷۲	۳/۵۹	۰/۸۲	۷۰/۸		۹۶/۴۹
Q-T6	Basanite tephrite	op gm 2-8	۱۷/۱۸	۴/۹۸	۴/۹۵	۴/۷۶	۰/۶۶	۶۴/۲	۰/۳۴	۹۶/۹۷
Q-T6	Basanite tephrite	op gm 3-6	۱۵/۷۳	۴/۲۸	۳/۹۸	۴/۰۱	۰/۵۷	۶۷/۵	۰/۰۹	۹۶/۱۵

دما - فشارسنجی

برآورد دمای تشکیل پلاژیوکلاز

با استفاده از نمودار سه‌تایی An- Ab- Or (او کونور ۱۹۶۵) دمای تبلور پلاژیوکلازهای مورد مطالعه ۶۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی شد (شکل ۷ پ).



شکل ۷. الف) طبقه‌بندی شیمیایی میکاها در سنگ‌های آتشفشانی قروه - بیجار (اسپیر ۱۹۸۴) و خط جداکننده محدوده‌های فلوگوپیت و بیوتیت را دایره و همکارانش (۱۹۹۲) اضافه کردند؛ ب) موقعیت کانی‌های کدر منطقه مورد مطالعه (باتلر ۱۹۹۲)؛ پ) نمودار سه‌تایی An- Ab- Or برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپار موجود در سنگ‌های منطقه برای محدوده فشاری یک کیلوپار (او کونور ۱۹۶۵)

دما - فشارسنجی آمفیبول

به منظور تعیین فشار حاکم بر محیط تبلور آمفیبول‌ها از منابع مختلفی استفاده شد که خلاصه آن در جدول ۷ می‌آید. با توجه به محاسبات انجام‌شده (جدول ۷) متوسط فشار حاکم در زمان تبلور آمفیبول‌ها در واحد تراکیت منطقه قزلجه‌کند ۵/۳۱ تا ۶/۷۵ کیلوپار بوده است. دماسنجی هورنبلند - پلاژیوکلاز هم‌زیست (هولند و بلاندی ۱۹۹۴) یکی از روش‌های متداول برای ارزیابی دما در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن به شمار می‌رود (ارنست ۲۰۰۲). این روش در دمای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد (با خطای ۴۰±) و فشار ۱ تا ۱۵ کیلوپار کاربرد دارد. با استفاده از روش‌های یادشده (جدول ۸) متوسط دمای تعادل آمفیبول - پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد بررسی ۸۲۷/۶۵ سانتی‌گراد و در ترمومتر آتن (۱۹۸۴) میانگین حرارت ۸۹۵/۷ سانتی‌گراد برآورد شده است.

جدول ۷. نتایج سنجدیده از پنج کالیبراسیون متفاوت برای محاسبه فشار آمفیبول‌های مورد مطالعه

Sample	Rock type	Description	Hammarstrom & Zen, 1986	Hollister et al, 1987	Johanson & Rutherford, 1989	Schmidt, 1992	Arderson & Smith, 1995	AVARAGE(Kbar)
Q-79	Trachyte	amph microphen core 1-15	۵/۹	۶/۳	۴/۸	۶/۳	۳/۲۳	۵/۳۱
Q-79	Trachyte	same amph microphen rim 1-16	۶/۹	۷/۴	۵/۶	۷/۲	۴/۳۵	۶/۳۱
Q-79	Trachyte	amph pheno rim 2-1	۶/۴	۶/۸	۵/۲	۶/۸	۳/۳۴	۵/۷۱
Q-79	Trachyte	same amph pheno core 2-2	۷/۷	۸/۳	۶/۳	۸	۳/۴۳	۶/۷۵

جدول ۸. نتایج دماسنجی برای آمفیبول‌های سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از روش تعادل آمفیبول - هورنبلند (هلند و

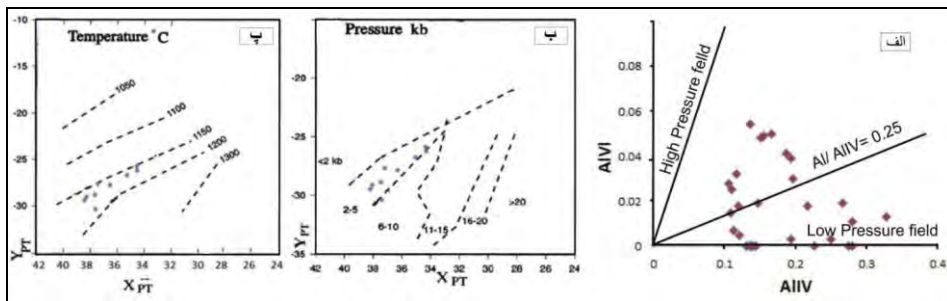
بلاندی ۱۹۹۴) و بر اساس میزان Ti در آمفیبول (آتن ۱۹۸۴)

Sample	Rock type	Description	Ti-C	Tc (Ottens, 1984)	Description Pl	T°C HB2
Q-79	Trachyte	amph microphen core 1-15	۰/۲۶۴	۸۶۵/۷	same fel pheno core 3-6	۸۲۱/۷
Q-79	Trachyte	same amph microphen rim 1-16	۰/۲۹۲	۸۹۷/۲	fel pheno rim 3-5	۸۰۵
Q-79	Trachyte	amph pheno rim 2-1	۰/۲۹۰	۸۹۵/۴	big pheno cribose pl rim 1-1	۸۲۸/۹
Q-79	Trachyte	same amph pheno core 2-2	۰/۳۱۳	۹۲۴/۶	big pheno cribose pl core 1-4	۸۵۵

دما - فشارسنجی کلینوپیروکسن

بر اساس نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{IV} (اُکی و شیبا ۱۹۷۳) کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های بازالتی منطقه بیانگر شرایط فشار کم تا متوسط در زمان تبلورند (شکل ۸ الف). با توجه به محاسبات شاخص‌ها و نمودارهای ارائه‌شده از سوی سوسو (۱۹۹۷) (شکل ۸ ب و پ) میزان حرارت و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های آتشفشانی منطقه بین

۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد و ۲ تا ۵ کیلو بار تعیین شده است. اما باید توجه داشت که برخی از نمونه‌های مورد بررسی در مرز دو محدوده فشار ۲ - ۵ و ۶ - ۱۰ واقع شده است. ازین رو، شاید فشار تبلور بعضی کلینوپیروکسن‌ها بیشتر از ۵ کیلو بار باشد. برای اطمینان بیشتر، دما و فشار نیز با استفاده از روش پیشنهادی پاتریکا و همکاران (۲۰۰۳) محاسبه شد. با توجه به نتایج شیمی کانی و سنگ میزبان محاسبات فشار - دماسنجی نشان می‌دهد با حرارت تخمین زده از روش قبلی میانگین فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه ۸/۳ کیلو بار و میانگین دمای تبلور آن‌ها با فشار مفروض ۲ تا ۵ کیلو بار برابر ۱۱۹۶ درجه سانتی گراد برآورد شده است (جدول ۸). با توجه به محدوده فشار کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار آوکی و شبیا (۱۹۷۳) و نتایج حاصل از روش سوسو (۱۹۹۷) و پاتریکا و همکارانش (۲۰۰۳) متوسط فشار کلینوپیروکسن سنگ‌های منطقه را ۵ تا ۸ کیلو بار در نظر می‌گیریم.



شکل ۸. الف) برآورد کلی فشار تبلور کلینوپیروکسن (آوکی و شبیا ۱۹۷۳)؛ ب) و پ) تعیین دما و فشار کلینوپیروکسن (سوسو ۱۹۹۷)

جدول ۹. نتایج فشار - دماسنجی حاصل از روش پاتریکا و همکاران (۲۰۰۳)

Sample	Description	P (Kbar) at T= 1423 K	P (Kbar) at T= 1473 K	Average P (Kbar)	T (C°) at P= 2 Kbar	T (C°) at P= 5 Kbar	Average T (C°)
Q-T16	same Cpx pheno rim 1-2	۸/۴	۹/۹	۹/۲	۱۲۲۲/۵	۱۲۲۶/۸	۱۲۲۴/۷
Q-T5	Cpx pheno rim 1-1	۸/۶	۱۰	۹/۳	۱۲۰۰/۳	۱۲۰۴/۳	۱۲۰۲/۳
Q-T5	Cpx pheno core 1-2	۷/۳	۸/۷	۸/۰	۱۱۸۶/۸	۱۱۹۰/۹	۱۱۸۸/۹
Q-T5	Cpx microphen 2-9	۹/۳	۱۰/۸	۱۰/۱	۱۲۰۸/۷	۱۲۱۲/۹	۱۲۱۰/۸
Q-T34	Cpx 1-1	۹/۱	۱۰/۶	۹/۸	۱۲۰۴/۵	۱۲۰۸/۶	۱۲۰۶/۵
Q-T36	cribrose Cpx pheno clear rim 2-3	۳/۹	۵/۲	۴/۵	۱۱۵۹/۴	۱۱۶۳/۳	۱۱۶۱/۳
Q-T36	cribrose Cpx clear rim 3-1	۵/۲	۶/۶	۵/۹	۱۱۷۵/۱	۱۱۷۹/۱	۱۱۷۷/۱
Q-T6	Cpx microphen 3-4	۸/۵	۱۰	۹/۳	۱۱۹۴/۳	۱۱۹۸/۳	۱۱۹۶/۳
Average		۷/۵	۹/۰	۸/۳	۱۱۹۳/۹	۱۱۹۸/۰	۱۱۹۶/۰

بحث

در بررسی بافت‌های سنگ‌های منطقه می‌توان گفت حضور بافت میکرولیتیک در نمونه‌ها می‌تواند ناشی از سرد شدن سریع گدازه (لا فگرن ۱۹۸۰) یا بالا رفتن درجه لیکیدوس ماگما هنگام فوران ماگما باشد که در این شرایط فرایند دکمپرسیون سبب گاززدایی، حباب‌دار شدن، و اکسولوشن آب می‌شود و این بافت تشکیل می‌یابد (تورامارو و همکاران ۲۰۰۸).

بافت گلومروپورفیری شاهدهی بر تبلوربخشی و تفریق ماگمایی است. یکی از بافت‌های نامتعادل بسیار مهم، که در بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های آتشفشانی منطقه دیده می‌شود، بافت غربالی است. بافت غربالی از بافت‌های غیرتعادلی است و به دنبال تغییرات فیزیکی و شیمیایی موجود در آشیانه ماگمایی تشکیل می‌شود. بافت غربالی در اندازه‌های درشت و کوچک شامل ادخال‌هایی از شیشه و اکسیدهای اپاک است. اندازه غربال‌ها می‌تواند به افزایش سرعت صعود ماگما یا افزایش محتوی آب ماگما در حین صعود بستگی داشته باشد (ویکارو و همکاران ۲۰۱۰). ارتباط و بزرگی

غربال‌ها نشان‌دهنده انحلال شدید یا طولانی‌مدت است. بافت غربالی در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز منطقه با حاشیه سالم و مرکز غربالی است. این شکل از بافت غربالی ممکن است به دنبال کاهش ناگهانی فشار در شرایط تحت اشباع از H_2O و هنگام صعود ماگما از اعماق به سمت سطح زمین رخ دهد (نیلسون و مونتانا ۱۹۹۲).

وجود آمفیبول‌های نوع هورنبلند با حاشیه سوخته و اپاسیته‌شده نیز یکی دیگر از نشانه‌های عدم تعادل در این سنگ‌هاست. هورنبلند میزان پایداری محدودی دارد و برای متبلور شدن به فشاربخشی آب نسبتاً بالا نیاز دارد. در صورتی که شرایط ناپایدار بر این کانی حاکم باشد با مذاب اطراف طی فرایندهای انتشار واکنش می‌دهد (کومیس و گاردنر ۲۰۰۴). در این شرایط بلورهای هورنبلند به مجموعه کانی‌های اپاک، مانند اکسیدهای $Ti-Fe$ ، تبدیل شده‌اند. رادفورد و هیلز (۱۹۹۳) به طور آزمایشی ثابت کرده‌اند آزاد شدن گاز ماگما به علت کاهش فشار در حین فوران موجب ناپایداری آمفیبول (اپاسیته شدن)، جانشینی و رشد حاشیه واکنشی در آن می‌شود. این حاشیه واکنشی در اثر آزاد شدن آب خود در نتیجه کاهش فشار و فوگاسیته اکسیژن حاصل می‌شود (براون و گاردنر ۲۰۰۶). اپاسیتی شدن آمفیبول از حاشیه شروع می‌شود و گاهی تا بخش‌های مرکزی پیشرفت می‌کند. این پدیده می‌تواند نشانه بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل کانی‌ها و از دست دادن آب حین فوران ماگما باشد (بست ۲۰۰۱).

ضخامت حاشیه واکنش با سرعت صعود ماگما رابطه دارد؛ به گونه‌ای که حاشیه واکنشی نازک نشان‌دهنده سرعت زیاد صعود ماگما از عمق و از حوزه پایداری آمفیبول است، در حالی که حاشیه ضخیم نشانه صعود آهسته‌تر ماگماست (باکلی و همکاران ۲۰۰۶). در بازالت‌ها تعدادی از بلورهای الیوین ایدنگزیتی شده است که در اثر اکسیداسیون الیوین در حرارت بالا ایجاد می‌شود و از نظر شیمیایی تشکیل آن مربوط به ورود آهن و آب و خروج منیزیم و اکسیداسیون آهن سه‌ظرفیتی است (شلی ۱۹۹۳).

در سنگ‌های مورد مطالعه وجود فنوکریست‌های الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز، و تجمع‌های گلوپورپورفیری نشان‌دهنده فرایند تفریق بلورین است و سری واکنشی باون را یادآور می‌شود (کپاتریک ۱۹۷۷). غنی‌شدگی بازالت‌های کواترنری منطقه بیجار از LIL نشان می‌دهد که افزون بر پدیده تفریق ماگمایی فرایندهای دیگری، شامل اختلاط ماگمایی و آلودگی پوسته‌ای، نیز در پتروژنز سنگ‌های منطقه دخالت داشته است (ملکی ۱۳۹۴). وجود انکلاوهای گنایسی در بازالت‌های منطقه نشانه آرایش ماگمایی است. وجود زینوکریست‌های کوارتز با حاشیه واکنشی و فنوکریست‌های بیوتیتی در سنگ‌های بازالتی قزلچه‌کند بیانگر حالت عدم تعادل است که احتمالاً بر اثر هضم سنگ‌های گنایسی پوسته قاره‌ای با ماگمای بازیک حاصل شده است.

به باور واتسون (۱۹۸۲) هنگام آغشتگی بازالت با پوسته قاره‌ای، حتی اگر بقیه عناصر بدون تغییر باقی بمانند، مقدار درخور توجهی پتاسیم به درون ماگمای بازالتی راه می‌یابد. طبق نظر جانستون و ویلی (۱۹۸۸) هنگامی که پتاسیم به درون ماگمای مذاب بازیک وارد شود بیوتیت متبلور می‌شود. به باور معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۶۴) انکلاوهای گنایسی موجود در این بازالت‌ها متخلخل‌اند که این موضوع ناشی از ذوب بخشی جزئی گنایس و آزاد شدن مواد فرار از کانی‌های آب‌دار و پنوماتوزن است. به این ترتیب، به نظر می‌رسد محیط از حیث وجود H_2O و K_2O (بر اثر هضم گنایس) برای تشکیل بیوتیت آماده شده است.

حضور کانی‌های آب‌دار از جمله هورنبلند و بیوتیت و نیز بافت حفره‌ای در سنگ‌ها همگی بر آب‌دار بودن ماگمای بازالتی دلالت دارند و می‌توانند نشانه دخالت متاسوماتیسم سیالات گوشته‌ای در تشکیل ماگماهای مذکور باشند (ویسی و آسیابان‌ها ۱۳۹۲). از طرفی اساساً ماگماهای آلکان بازیک حین تشکیل فاقد آب‌اند و درشت‌بلورهای اولیوین، پلاژوکلاز، و پیروکسن مؤید این موضوع است. با وجود این، ماگما در حرکت و توقف در سطوح بالاتر، به خصوص مناطق پوسته (چشمه‌های تراورتنی فراوان مؤید آشیانه‌های ماگمایی در پوسته است (شکل ۱))، می‌تواند ضمن آرایش با سنگ‌های پوسته حاوی کانی‌های آب‌دار، میدان فوگاسیته اکسیژنش بالا رود و پتانسیل تبلور بلورهای آب‌دار مانند بیوتیت و آمفیبول را پیدا کند.

پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه از مرکز به حاشیه تغییرات محدودی را نشان می‌دهند. با توجه به اینکه در شرایط نزدیک تعادل تغییرات اندک دما یا میزان آب تغییرات قابل توجهی در ترکیب پلاژیوکلاز ایجاد نمی‌کند (لومیس

و ولبر (۱۹۸۲)، می‌توان نتیجه گرفت که پلاژیوکلازهای که تغییر محدود را نشان می‌دهند در شرایط نزدیک تعادل شکل گرفته‌اند.

فوکاسیته اکسیژن ماگما در زمان تبلور آمفیبول و کلینوپیروکسن بالا بوده است. مقدار فوکاسیته اکسیژن ماگما به مواد منشأ و محیط تکتونیکی آن وابسته است؛ طوری که ماگماهای با اکسیداسیون بالا در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل می‌شوند (اوارت ۱۹۷۹).

بر اساس شیمی کلینوپیروکسن، اکثر سنگ‌های آتشفشانی منطقه ترکیب آلکان دارند و محیط زمین‌ساختی درون صفحه را نشان می‌دهند که با مطالعات حاصل از شیمی سنگ کل در منطقه (آلن و همکاران ۲۰۱۳؛ عزیزی و همکاران ۲۰۱۳) همخوانی دارد. ترکیب آلکان سنگ‌های منطقه گویای آن است که ماگمای سازنده بازالت‌ها از ذوب بخشی درجه پایین یک گوشته به نسبت غنی شده سرچشمه گرفت است (ملکی ۱۳۹۴).

نتیجه

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری در منطقه قزله‌کند - بیجار دارای ترکیب بین بازائیت - تفریت تا الیوین بازالت، بازالت، و تراکیت است. بافت‌های اسکلتال و غربالی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بافت دمپرستویی در میکروولیت‌ها، روان بودن گدازه‌ها، نسبت کم بلور به شیشه، ایجاد شکستگی در میکروفنوکریست‌ها، فراوانی کانی‌های با ساختار ساده سیلیکاتی، و ریز بودن کانی‌ها نشانه‌هایی از سرعت صعود به سطح و همچنین جریان و سرد شدن سریع گدازه در سطح زمین است. وجود کانی‌های میکروفنوکریست نشان‌دهنده دست کم یک آشیانه ماگمایی در فشار میانگین ۷ کیلو بار معادل حدوداً ۲۵ کیلومتری عمق زمین است.

ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های آتشفشانی کواترنری شمال قروه عمدتاً پلاژیوکلازها از نوع اولیگوکلاز تا لابرادوریت، الیوین از نوع کریزولیت، کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید، آمفیبول از نوع مگنزیوهایستنگزیت، میکا از نوع فلوگوپیت، و کانی‌های اوپک از نوع تیتانومگنتیت است.

ترکیب آلکان سنگ‌ها نشان‌دهنده عمق زیاد تشکیل ماگما و میزان آب کمتر است. با وجود این، تشکیل کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در عمق‌های ۵ تا ۶ کیلو بار، وجود حباب‌های فراوان، و انفجاری بودن بخش اعظمی از حجم گدازه‌ها نشان‌دهنده افزایش محلول‌هایی است که متعاقباً به ماگما افزوده شده است.

ایدینگریتی شدن الیوین، سوختگی کانی‌های آب‌دار، و گاه اپاسیته شدن آن‌ها گویای افزایش حرارت و اکسیداسیون آن‌ها در مواجهه با اکسیژن جو حین خروج ماگما از سطح زمین و انفجار است که باعث افزایش حرارت و سوختگی کانی‌های آب‌دار شده است.

ماگمای سنگ‌های آلکان محور قروه - بیجار در حین تشکیل فاقد آب است و فقط کانی‌های با دما و فشار بالا و بدون آب، مانند الیوین و پیروکسن و پلاژیوکلاز، در آن متبلور شده است. در ادامه و در افق‌های بالاتر ضمن برخورد با آب موجود در پوسته و آلیش با پوسته، که وجود زولیت‌های فراوان مؤید آن است، فوکاسیته اکسیژن بالا رفته و کانی‌های بیوتیت و آمفیبول متبلور شده‌اند.

کلینوپیروکسن نشان می‌دهد سرشت ماگمای سنگ‌های بازالتی منطقه آلکان عمیق است و در یک محیط داخل صفحه قاره با شرایط کششی ایجاد شده است.

منابع

- آقائباتی، ع. (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
 خیرخواه، م. (۱۳۹۴). «ولکانیسم هم‌زمان با برخورد کواترنری در شمال پهنه سنج - سیرجان، ماگماتیسم در یک فلات فعال کوه زایی»، پترولوژی، ش ۲۳، صص ۴۵ - ۶۴.
 زاهدی، م.، حاجیان، ج.، بلوربان، ح. (۱۳۶۹). نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، سنجند، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- غصون، ز. (۱۳۹۵). «کانی‌شناسی و پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی منطقه قروه - بیجار (کردستان ایران)»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- قربانی، م. (۱۳۹۲). زمین‌شناسی ساختاری و تکتونیک ایران، تهران، آریز زمین.
- معین‌وزیری، ح. (۱۳۷۷). دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران، تهران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم.
- معین‌وزیری، ح. و امین‌سبحانی، ا. (۱۳۶۴). مطالعه آتشفشان‌های جوان منطقه تکاب و قروه، تهران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم.
- ملکوتیان، س. و حق‌نظر، ش. (۱۳۹۰). «خصوصیات منشأ گوشته‌ای □آکالی □الیوین بازالت‌های کواترنری منطقه قروه - بیجار»، پترولوژی، ش ۶، صص ۱۷ - ۳۰.
- ملکوتیان، س.، حق‌نظر، ش.، قربانی، م.، امامی، م. (۱۳۸۵). «بررسی تحولات ماگمایی در سنگ‌های آتشفشانی بازی کواترنری محور قروه - تکاب»، علوم زمین، ش ۶۴، صص ۱۶۶ - ۱۷۸.
- ملکی، س.، امامی، م.، ه. خیرخواه، م.، سعیدی، ع. (۱۳۹۴). «ویژگی‌های بازالت‌های کواترنری منطقه بیجار در امتداد گسل زاگرس»، کواترنری ایران، د ۱، ش ۱، صص ۲۹ - ۴۳.
- ویسی، س. و آسیابان‌ها، ع. (۱۳۹۲). «ترموبارومتري و روابط رخساره‌ای مخروط‌های آتشفشانی شمال قروه، کردستان»، اولین همایش زمین‌شناسی کاربردی ایران، دانشگاه دامغان.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H., Mcledo, C. L. (2013). Generation of Arc and Within-plate chemical Signatures in Collision Zone Magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran. *Journal of Petrology* 54: pp. 887-911.
- Anderson, J. L. & Smith, D. R. (1995). The effect of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: pp. 549-559.
- Aoki, K. I. & Shiba, I. (1973). Pyroxenes from Lherzolite Inclusions of Itinome-Gata, Japan. *Lithos* 6: pp. 41-51.
- Azizi, H. & Moinevaziri, H. (2009). Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47: pp. 167-179.
- Azizi, H., Asahara, Y., Tsuboi, M. (2013). Quaternary high-Nb basalts: existence of young oceanic crust under the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. *International Geology Review* 56: pp. 167-186.
- Azizi, H., Asahara, Y., Tsuboi, M., Takemura, K., Razyani, S. (2014). The role of heterogeneous mantle in the genesis of adakites northeast of Sanandaj, northwestern Iran. *Chemie der Erde - Geochemistry* 74: pp. 87-97.
- Berberian, M. (1977). Three phase's metamorphism in Hajiabad quadrangle (Southeastern extremity of the Sanandaj-Sirjan Structural zone): In contribution to the seisnotectonics of Iran (part 3). pp. 239-260.
- Best, M. G. (2001). *Igneous Petrology*. Blackwell 485 p.
- Boccaletti, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Motamed, A., Pasquarè, G., Radicati di Brozolo, F., Amin Sobhani, E. (1976). Neogene and Quaternary volcanism of the Bijar area (western Iran). *Bulletin of Volcanology* 40, pp. 121-132.
- Boccaletti, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Motamed, A., Pasquarè, G., Radicati, F., di Brozolo, A. Sobhani, E. (1997). Neogene and Quaternary volcanism of the Bijar Area (Western Iran). *Bulletin of Volcanology* 40-42: pp. 121-135.
- Brown, B. L. & Gardner, J. E. (2006). The influence of magma ascent path on the texture, mineralogy, and formation of hornblende reaction rims. *Earth a Planetary Science Letters* 246: pp. 161-176.
- Buckley, V., Sparks, R., Wood, B. (2006). Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151: pp. 121-140.
- Butler, R. F. (1992). "Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes" Blackwell Scientific Publications. Boston, 319 p.
- Coombs, M. L. & Gardner, J. E. (2004). Reaction rim growth on olivine in silica melts; implications for magma mixing. *American Mineralogist* 89: pp. 748-759.
- Deer, W. A., Howie A., Sussman J. (1986). An interdiction to rock- forming minerals. 17th, Longman Ltd 528p.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1991). An introduction to the Rock forming minerals. 17th, Longman, Ltd, 528p.
- Ernst, W. G. (2002). Paragenesis and thermobarometry of Caamphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California. *American Mineralogist* 87: pp. 478-490.
- Ewart, A. (1979). A review of the mineralogy and chemistry of tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In: Fred, B. (Eds.): *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Springer Verlag, Berlin 12-101.

- Forster, M. D.)1960(Interpretation of the composition of tri octahedral mica. United State Geological Survey. Professional Paper 354-B: pp. 1-48.
- Hammarstrom, J. M. & Zen, E.)1986(Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: pp. 1297-1313.
- Helmy, H. M., Ahmed, A. F., ElMahallawi, M. M., Ali, S. M.)2004(Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids. Eastern Desert of Egypt and tectonic implication. *Journal of African Earth Science* 38: pp. 255-268.
- Holland, T. & Blundy, J.)1994(Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 116: pp. 433-447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., Sisson, V. B.)1987(Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblend with pressure of solidification of clac-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: pp. 231-239.
- Johnson, M. C. & Rutherford, M. J.)1989(Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17: pp. 837-841.
- Johnston, A. D. & Wyllie, P. J.)1988(Intraction of granitic and basic magmas: experimental observation on contamination processes at 10 k bar with H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: pp. 352-362.
- Kirkpatrick, R. J. (1977). Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Aiae. *Lava Lakes, Kilauea Volcano Hawaii. Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol.88, pp.78-84.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B.)1986(A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology* 27: pp. 745-750.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, Jo., Mandarino, J. A., Maresh, V. W., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G.)1997(Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist* 35: pp. 219-246.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, p., Girard, D., Marchal, M.)1982(Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planetary Science Letter* 59: pp. 139-154.
- Lofgren, G. E.)1980(An experimental study on the dynamic crystallization of silicate melts (Chapter 11). In: Hargraves, R. B. (Ed.), *Physics of Magmatic Processes*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Loomis, T. P. & Welber, P. W.)1982(Crystallization processes in the Rocky Hill Granodiorite Pluton, California: An interpretation based on compositional zoning of plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 8: pp. 230-239.
- Moromito, N., Fabrices J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifer, F. A., Zussman, J., Akoi, K., Gottardi, G.)1988(Nomeclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52: pp. 535-550.
- Nelson, S. T. & Montana, A.)1992(Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: pp. 1242-1249.
- Nisbet, E. G. & Pearce, J. A.)1977(Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonicsettings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63: pp. 149-160.
- O'Connor, J. T.)1965(A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: US Geological Survey Professional Paper B525. United States Geological Survey 79-84.
- Otten, M. T.)1984(The origin of brown hornblende in the artfjället gabbro and dolerites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 86: pp. 189- 199.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., Shaw, H.)2003(New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile- bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist* 88: pp. 1542-1554.
- Rutherford, M. J. & Hill, P. M.)1993(Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research* 98: pp. 19667-19685.
- Schmidt, M. W.)1992(Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 110: pp. 304-310.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J., Bence, A. E. (1979). *Statistical Analysis of Clinopyroxenes from Deep-sea Basalts*. *American Mineralogist* 64: pp. 502-513.
- Shelley, D.)1993(*Igneous and metamorphic rocks under the microscope*: Chapman & Hall, University Press, Cambridge, Great Britain, pp. 445.

- Simkin, T. & Smith, J. V. (1970). Minor-element distribution in olivine. *Journal of Geology* 78: pp. 304-325.
- Soesoo, A. (1997). A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation P-T estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119: pp. 55-60.
- Speer J. A. (1984). Micas in igneous rocks. In: Micas, Bailey, S. W. (editor). *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America* 13: pp. 299-356.
- Stocklin, J. & Nabavi, M. H. (1973). 1/2,500,000 sheet, tectonic map of Iran. Geological Survey of Iran.
- Toramaru, A., Noguchi, S., Oyoshihara, S., Tsune, A. (2008). MND (microlite number density) water exsolution rate meter. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 175: pp. 156-167.
- Viccaro, M., Giacomoni, P. P., Ferlito, C., Cristofolini, R. (2010). Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos* 116: pp. 77-91.
- Wager, L. R. & Deer, W. A. *Amer. Mineralogist*. 24 (1939). 25. - Leake B.E Nomenclature of amphiboles. *Mineral.Mag* 1997 24: pp. 533-563.
- Watson, E. B. (1982). Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: pp. 73-87.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist* 95: pp. 185-187.