



## شیمی کانی کلینوپیروکسن، رهنمونی بر دما - فشارسنجی و تعیین خاستگاه زمین‌ساختی بازالت‌های گزبلند، شمال غرب شهر بابک

ملیحه گلستانی<sup>۱\*</sup>، امیر مهدوی<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه و مهندسی، دانشگاه ولایت، ایرانشهر، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۸/۲۵، نسخه نهایی: ۹۹/۱۱/۱)

**چکیده:** منطقه گزبلند در غرب استان کرمان و در شمال غرب شهرستان شهر بابک بخشی از کمربند آتشفشانی - نفوذی ارومیه - دختر است. بیشتر رخنمون‌های سنگی منطقه به سن ائوسن هستند و بازالت‌های مورد بررسی با سن پلیو - پلیستوسن، در این منطقه گسترش به نسبت محدودی دارند. بافت غالب این سنگ‌ها ریزسنگی پورفیری است و الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی هستند. در اثر عملکرد هوازدگی و دگرسانی، کانی‌های ثانویه‌ای مانند کلسیت، کلریت و اکسیدهای آهن در این سنگ‌ها ایجاد شده‌اند. بر اساس داده‌های ریزکاو پرتوی ایکس، ترکیب پیروکسن‌ها دیوپسید - اوژیت است. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها گویای ماگمای مادر با سرشت آهکی - قلیایی بوده که از خاستگاه زمین‌ساختی وابسته به فروران‌ش ناشی شده است. بر پایه بررسی‌های دما و فشارسنجی کلینوپیروکسن، ماگمای مادر این سنگ‌ها طی تبلور کانی کلینوپیروکسن دارای حدود ۱۰ درصد آب با فشار ۲ تا ۸ کیلو بار بوده که بیانگر تشکیل آن‌ها در زمان بالا آمدگی و پیش از فوران است. تغییرات دمایی ماگما طی تبلور کلینوپیروکسن‌ها از ۱۱۳۰ تا ۱۲۴۹ درجه سانتی‌گراد است.

**واژه‌های کلیدی:** کلینوپیروکسن؛ بازالت‌ها؛ دما - فشارسنجی؛ گزبلند؛ شهر بابک.

### مقدمه

آتشفشانی، خاستگاه ماگما، فرایندهای سنگ‌زایی مؤثر و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی از نظر مکانی و زمانی بوده است [۳، ۴]. این امر سبب تقسیم این کمربند به پهنه‌ها، محورها و مراکز آتشفشانی متعدد شده است. پهنه دهج - ساردوئیه بخشی از کمربند آتشفشانی - نفوذی ارومیه - دختر در استان کرمان است که بیش‌ترین حجم فعالیت ماگمایی را در این کمربند دارد [۵-۷]. تکاپوهای ماگمایی در کمربند آتشفشانی - نفوذی ارومیه - دختر طی ۵۰ میلیون سال (از ۶۵ میلیون سال دوران سنوزوئیک) رخ داده است که انواع سنگ‌های آذرین آتشفشانی و نفوذی در کمربندی با درازای ۴۵۰ تا ۵۰۰ کیلومتر و پهنای متوسط ۸۰ کیلومتر شکل گرفته‌اند [۸]. در

کمربند آتشفشانی - نفوذی ارومیه - دختر از مناطق شاخص تکاپوهای آتشفشانی و نفوذی در ایران بوده که به تناوب از کرتاسه تا کواترنری، دستخوش فعالیت‌های ماگمایی در ارتباط با فروران‌ش شده است [۱، ۲]. این کمربند آتشفشانی - نفوذی مراحل تشکیل و تکامل زمین‌ساختی متفاوتی را در قسمت‌های مختلف خود تجربه نموده است؛ پراکندگی تکاپوهای آتشفشانی - نفوذی در سراسر آن مانند کمربند ماگمایی آند در اثر تفاوت‌های سنی مراکز آتشفشانی از شمال به جنوب، روند آرایش مراکز آتشفشانی - نفوذی، عملکرد ساختارهای زمین - ساختی ناحیه‌ای و محلی، غالب بودن فرایندهای نفوذی یا

\*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۴۴۱۴۹۶۹، پست الکترونیکی: m.golestani@velayat.ac.ir

زمان میوسن پایانی - پلیوسن، مرحله جدیدی از تکاپوهای آذرین بسیار متفاوت از دوره‌های پیشین رخ داده است. در این دوره، فعالیت آتشفشانی در برخی از قسمت‌های کمربند آتشفشانی - نفوذی ارومیه - دختر، چون فعالیت آتشفشانی بازی پلیستوسن در منطقه شهربابک در غرب کرمان، بطور چشمگیری ادامه می‌یابد [۹-۱۲]. نمود چشمگیر فعالیت ماگمایی پلیوکواترنری در ناحیه کرمان از مهمترین رویدادهای زمین‌شناسی طی تکوین زمین‌ساختی این پهنه است که علت و چگونگی بروز آن مورد بحث پژوهشگران مختلف بوده و ایده‌های متعددی در این مورد ارائه شده است. بازالت‌های نوزای منطقه گزبلند ناحیه کرمان به عنوان آخرین نموده‌های مهم از تکاپوهای آتشفشانی ترشیری در این بخش از ایران شناخته می‌شوند. کانی کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این بازالت‌هاست. ترکیب کلینوپیروکسن نه تنها نشانگر شرایط شیمیایی و سری ماگمایی بوده [۱۳-۱۶]، بلکه بیانگر شرایط فیزیکی (دما و فشار) ماگما در زمان تبلور این کانی است [۱۷-۲۱]. از این‌رو، در این پژوهش شرایط شیمیایی و فیزیکوشیمیایی زمان تبلور بر اساس شیمی کانی پیروکسن تعیین شده است.

#### زمین‌شناسی منطقه

منطقه گزبلند در شمال غرب شهرستان شهربابک، در غرب استان کرمان، بین مختصات جغرافیایی  $30^{\circ} 36'$  تا  $30^{\circ} 39'$  عرض شمالی و  $54^{\circ} 55'$  تا  $55^{\circ} 00'$  طول شرقی واقع است. این منطقه به لحاظ تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌شناسی و ساختاری ایران، در کمربند دهج - ساردوئیه واقع در جنوب شرقی کمربند آتشفشانی - نفوذی ارومیه دختر قرار دارد (شکل ۱ الف). در این منطقه، واحدهای سنگی مربوط به سنوزوئیک (از اتوسن تا پلیو - پلیستوسن) را می‌توان دید (شکل ۱ ب). بر اساس بررسی‌های صحرایی و همچنین نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دهج [۲۲]، شیل‌های قرمز و ماسه سنگ‌های سازند سرخ پایینی با ضخامت بیش از ۲۵۰ متر، سازند قم با لایه‌های سنگ آهک به همراه میان‌لایه‌هایی از مارن‌های هوازده خاکستری رنگ به سن میوسن پیشین و ضخامت ۸۰ متر و همچنین سازند سرخ بالایی با سنگ‌های رسی - توفی قرمز رنگ، کوارتز خاکستری و ماسه سنگ به همراه کربنات و کنگلومراها با ضخامتی حدود ۲۰۰ متر در بخش شرقی و شمال

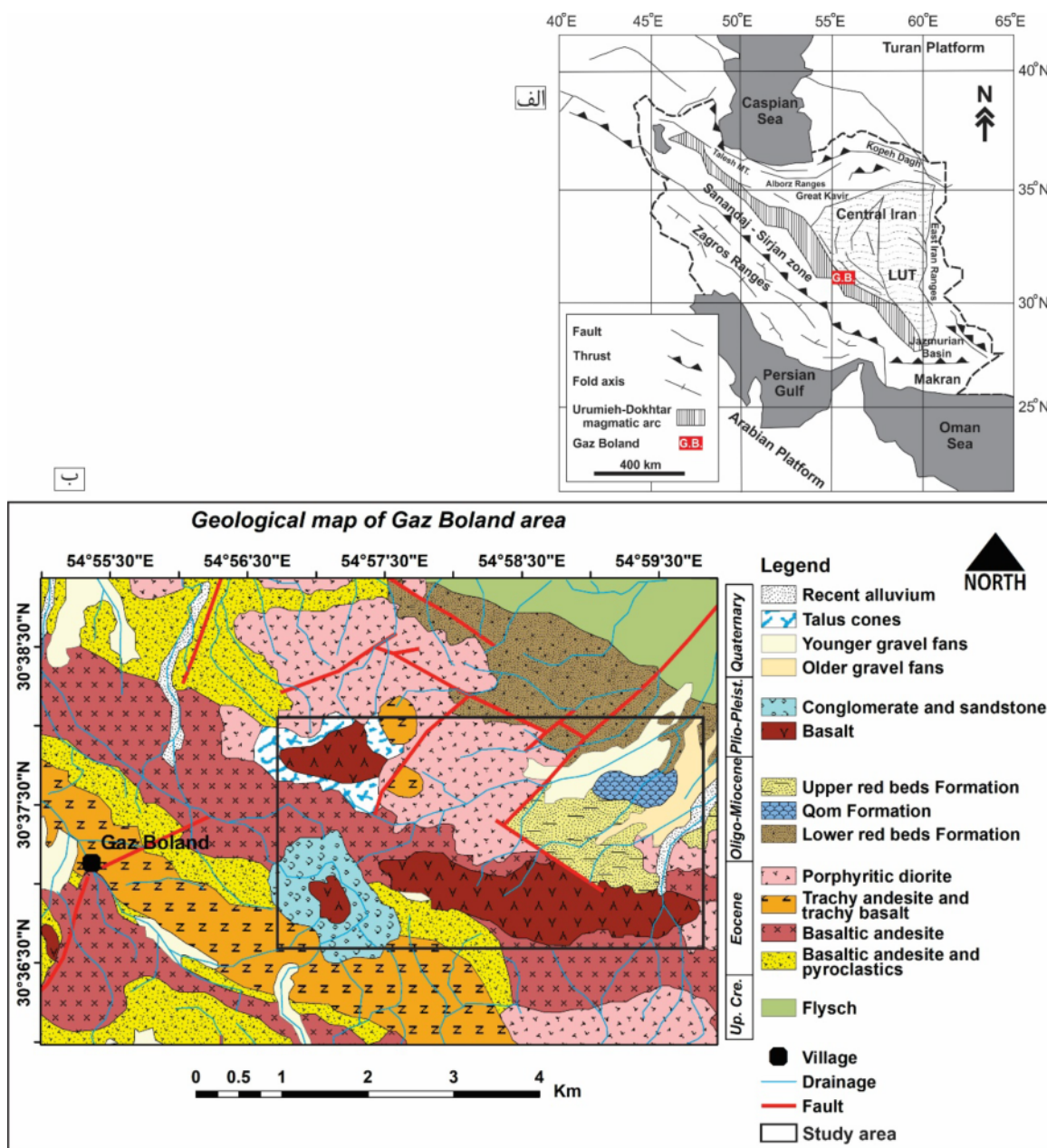
شرقی منطقه بطور همشیب در پی هم قرار دارند (شکل ۱ ب). همچنین در منطقه گزبلند، سنگ‌های آتشفشانی شامل بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و تراکی بازالت و واحد نفوذی دیوریت پورفیری به همراه ماسه‌سنگ و کنگلومرای پلیو - پلیستوسن رخمون دارند. بازالت‌های نوزای گزبلند به صورت روانه‌هایی با گسترش به نسبت محدود در این منطقه برونزد یافته‌اند (شکل ۲). این سنگ‌ها به رنگ خاکستری روشن تا تیره، بدلیل گرانروی پایین گدازه بازالتی، اغلب بصورت تپه ماهوری با ریختار پست دیده می‌شوند (شکل ۲). با توجه به جوان بودن فعالیت آتشفشانی در این منطقه، این سنگ‌ها بسیار کمتر در معرض فرایندهای هوازدگی و دگرسانی قرار گرفته‌اند، به طوری که ویژگی‌های ماگمای اولیه را می‌توان در آن‌ها مشخص کرد.

#### روش بررسی

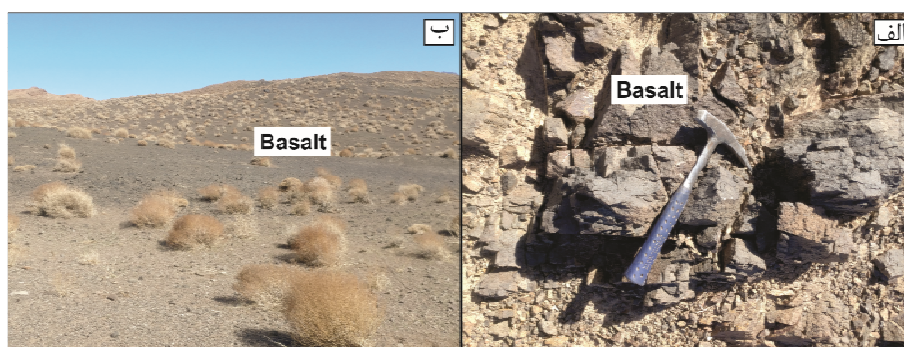
پس از بازدید و نمونه‌برداری صحرایی، به منظور بررسی‌های سنگ‌نگاری از نمونه‌های برداشته شده مقطع نازک تهیه شد. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، تعیین نوع کانی‌ها و بافت سنگ‌ها، نمونه‌های مناسب انتخاب و برای آن‌ها تجزیه ریزکاو پرتوی ایکس (XPM) با دستگاه XGT-7200 با جریان ۱۵mA، در آزمایشگاه کانساران بینالود انجام شد. بر این اساس، تعداد ۱۸ نقطه از کانی‌های پیروکسن برگزیده برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی، تجزیه کمی کانیایی شدند. از داده‌های بدست آمده با نرم افزارهای مختلف، کاتیون‌های سازنده محاسبه و سپس نمودارهای لازم رسم و تفسیر شدند. برای تفکیک مقدار  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  بر پایه مقدار Fe اندازه‌گیری شده با ریزپردازشگر پرتوی ایکس، از روش پیشنهادی مرجع [۲۳] استفاده گردید.

#### سنگ‌نگاری

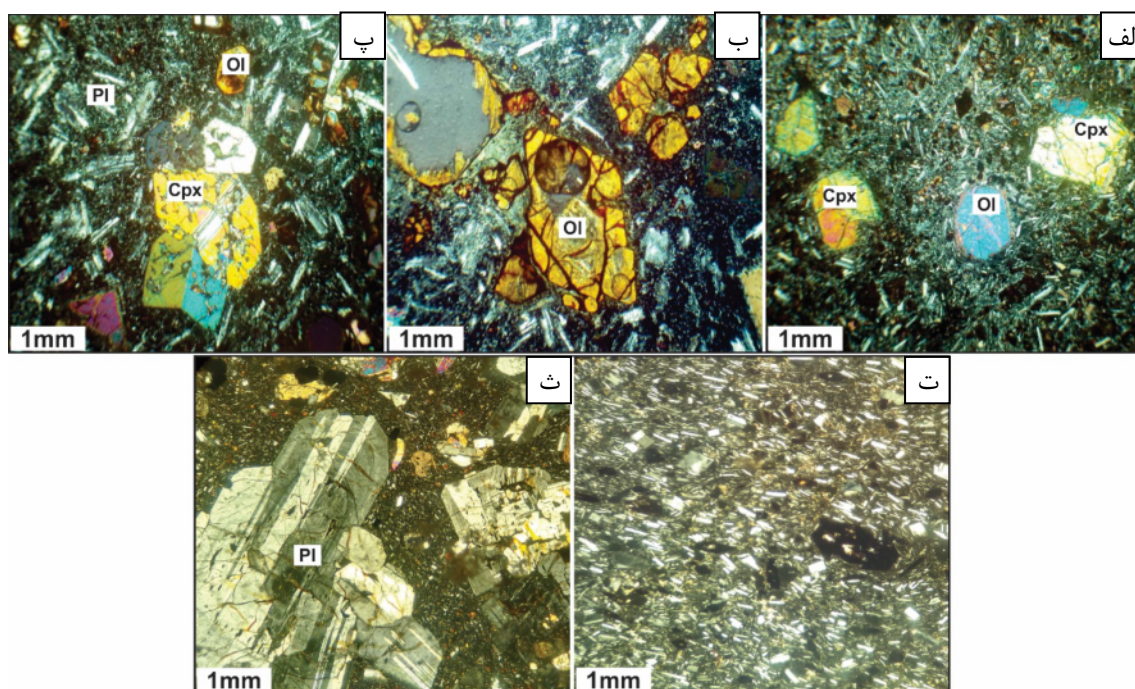
بررسی سنگ‌نگاری بازالت‌های منطقه نشان می‌دهد که بافت اصلی این سنگ‌ها ریزسنگی پورفیری و گلوپورفیری است و در اصل از درشت بلورهای الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای غنی از ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز و ریزبلورهای الیوین، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. درشت بلورها ۵۰ تا ۵۵ درصد حجمی کل سنگ را در بازالت‌های منطقه گزبلند تشکیل می‌دهند (شکل ۳ الف).



شکل ۱ الف) نقشه ساختاری ایران که موقعیت منطقه گزبلند در پهنه‌های ساختاری ایران را نشان می‌دهد (ترکیب شده از مراجع [۲۴، ۲۵]؛  
 ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه گزبلند، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دهج [۲۲].



شکل ۲ الف) واحد بازالتی با ساختی متراکم در منطقه گزبلند و ب) رخنمون توده بازالتی در غرب منطقه گزبلند.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی بازالت‌های گزبلند (در نور قطبیده متقاطع، XPL): الف) بافت ریزسنگی پورفیری ناشی از قرارگیری درشت بلورهای الیوین و کلینوپیروکسن در زمینه ریزسنگی بازالت‌های منطقه گزبلند. گاهی بافت میان‌دانه‌ای ضعیف و ریزی نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود، ب) لبه‌های خورده شده و خلیج مانند در بلورهای الیوین، پ) ماکل ساده و رگه‌ای در کلینوپیروکسن، ت) حضور ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز در زمینه سنگ‌های بازالتی گزبلند و ث) درشت بلورهای پلاژیوکلاز در بازالت‌های گزبلند. (Ol= الیوین، Cpx= کلینوپیروکسن، Pl= پلاژیوکلاز [۲۶]).

دارند (شکل ۳ ث). این کانی‌ها با اندازه ۰/۱ تا ۲ میلی‌متر، کمتر از ۱۰ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شوند.

#### بحث و بررسی

##### شیمی کانی کلینوپیروکسن

نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های گزبلند در جدول ۱ آورده شده است. کلینوپیروکسن‌ها از مهمترین کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین بازی هستند که بررسی ترکیب شیمیایی و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها می‌تواند اطلاعات بسیار مهمی پیرامون ویژگی‌های ماگمای بوجود آورنده آن‌ها ارائه دهد [۱۴، ۲۷، ۲۸]. به باور کندری و سالویولو [۲۹]، توانایی یک پیروکسن برای بازتاب شیمی مذابی که از آن متبلور شده است، بستگی به جانشینی‌های کاتیونی ممکن در پیروکسن دارد. کاتیون‌های موجود در جایگاه‌های ساختاری کلینوپیروکسن در تعادل با ماگمای میزبان هستند و می‌توانند نشان دهنده خاستگاه ماگمای مادر، سری ماگمایی، دما و فشار تبلور سنگ و جایگاه زمین‌ساختی ماگمایی ماگمای میزبان باشند [۱۴، ۱۹، ۳۰، ۳۱]. پیروکسن که از گروه

کانی کدر رایج‌ترین کانی فرعی موجود در این سنگ‌هاست که به صورت درشت بلور و ریزبلور در متن سنگ حضور دارد. همچنین کلسیت، کلریت و اکسیدهای آهن از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند. درشت بلورهای الیوین با اندازه ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر، گاهی تا ۲۵ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. این بلورها به صورت خودشکل و بیشتر بصورت نیمه شکل‌دار و بی‌شکل تا گرد شده بوده که گاهی دارای لبه‌های خورده شده و خلیج مانند هستند (شکل ۳ ب). درشت بلورهای کلینوپیروکسن به شکل‌های منشوری تا بی‌شکل و گاهی همراه با ماکل ساده و رگه‌ای دیده می‌شوند که بعضی اورالیتی نیز شده‌اند (شکل ۳ پ). این کانی‌ها با اندازه متوسط ۰/۵ تا ۳/۵ میلی‌متر، ۱۸ تا ۲۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ الف). پلاژیوکلازها به دو صورت درشت بلور و ریزسنگ در زمینه این سنگ‌ها حضور دارند (شکل‌های ۳ ت و ث). درشت بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر بصورت تیغه‌ای و تقریباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار فراوانی کمی

سیلیکات‌های زنجیره‌ای است، دارای فرمول ساختاری  $M_2M_1T_2O_6$  است. در این فرمول، T نشان دهنده جایگاه چاروجهی است که با کاتیون‌های  $Al^{3+}$ ،  $Si^{4+}$  و سپس  $Fe^{3+}$  پر می‌شود، بطوریکه ظرفیت کاتیونی این جایگاه در مجموع ۲ مول است.  $M_1$  و  $M_2$  نشانگر جایگاه‌های هشت‌وجهی هستند که ظرفیت کاتیونی هر یک در مجموع ۱ مول است.  $M_1$  با کاتیون‌های  $Al^{3+}$  و  $Fe^{3+}$  باقیمانده از جایگاه T پر می‌شود و اگر این عناصر برای پر کردن این جایگاه کافی نباشند، یون‌های دیگر چون  $Cr^{3+}$ ،  $Ti^{4+}$ ،  $V^{3+}$ ،  $Ti^{3+}$ ،  $Zr^{4+}$ ،  $Sc^{3+}$ ،  $Zn^{2+}$ ،  $Mg^{2+}$ ،  $Fe^{2+}$  و سرانجام  $Mn^{2+}$  می‌توانند در این جایگاه قرار گیرند. جایگاه  $M_2$  نیز با کاتیون‌های  $Mg^{2+}$ ،  $Fe^{2+}$  و  $Mn^{2+}$  باقیمانده از جایگاه  $M_1$  پر می‌شود. افزون بر این، کاتیون‌های بزرگتر  $Li^+$ ،  $K^+$ ،  $Na^+$  و  $Ca^{2+}$  نیز به مربوط به جایگاه  $M_2$  هستند [۳۰]. رده‌بندی و نامگذاری پیروکسن‌ها بر پایه کاتیون‌های موجود در جایگاه‌های  $M_1$  و  $M_2$  انجام می‌شود. بر این اساس، موریموتو و همکاران [۳۰] پیروکسن‌ها را به چهار گروه شیمیایی پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe دار (Quad)، پیروکسن‌های Ca-Na دار، پیروکسن‌های Na دار و سایر پیروکسن‌ها تقسیم کردند. بطور کلی، جایگاه‌های  $M_1$  و  $M_2$  هر دو به عنوان جایگاه M در نظر گرفته می‌شوند. تعداد کاتیون‌های Ca، Mg، Fe و Na در جایگاه M در نمودار  $J = 2Na$  نسبت به  $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$  رسم می‌شوند. بر پایه این نمودار، کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های بازالتی گزبلند در گستره کلینوپیروکسن‌های گروه یک یعنی کلینوپیروکسن‌های کلسیم - منیزیم - آهن‌دار (Quad) قرار دارند (شکل ۴ الف). برای تفکیک پیروکسن‌های Quad از نمودار سه تایی En-Wo-Fs [۳۰] استفاده شد. بر پایه این نمودار، نمونه‌های گزبلند در گستره دیوپسید - اوژیت جای دارند (شکل ۴ ب). بر این اساس، ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در بازالت‌های گزبلند بصورت  $En_{43.13-52.44}-Wo_{41.65-50.71}-Fs_{3.62-10.11}$  است. در بررسی روابط بین  $Al^{3+}$  کل،  $Si^{4+}$  و  $Ti^{4+}$  در بلورهای کلینوپیروکسن [۳۲]، Al موجود در نمونه‌های تجزیه شده بیش از مقدار مورد نیاز برای موازنه کمبود Si در جایگاه چاروجهی (برای مثال، Al: Ti > 2-Si) و Ti در جایگاه هشت‌وجهی (برای مثال، Al: Ti > 6: 1) بود. این امر گویای نقش اساسی مؤلفه‌های چرماکی

به ویژه مؤلفه  $CaAl_2SiO_6$  (CaR<sup>3+</sup>R<sup>3+</sup>SiO<sub>6</sub>) و نقش کمرنگ مؤلفه آکمیتی ( $NaFe^{3+}Si_2O_6$ ) در ترکیب کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های گزبلند است. بر این اساس، با توجه به نمودار Si نسبت به Al کل [۳۳]، نمونه‌های گزبلند در بالای خط اشباع قرار دارند (شکل ۴ پ). در این نمودار، گستره چاروجهی بیانگر کلینوپیروکسن‌هایی است که بخشی از جایگاه‌های چاروجهی ساختار آن‌ها با دو کاتیون Si و Al پر شده است و گستره هشت‌وجهی نشان می‌دهد که جایگاه‌های چاروجهی ساختار کلینوپیروکسن تنها با Si پر شده است [۳۴]. پاپیک و همکاران [۳۵] بر این باورند که قرار گرفتن کلینوپیروکسن‌ها در گستره چاروجهی نشان می‌دهد که ماگمای مادر این کانی‌ها فقیر از سیلیس بوده است. کلینوپیروکسن‌های با عدد منیزیم (Mg#) کمتر از ۸۶٪ ناشی از جدایش ماگمایی هستند [۳۶]. بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی با عدد منیزیمی بین ۶۲ تا ۷۸ درصد (بطور متوسط ۶۹٪؛ جدول ۱) برآمده از جدایش ماگمایی هستند.

#### تعیین سری ماگمایی

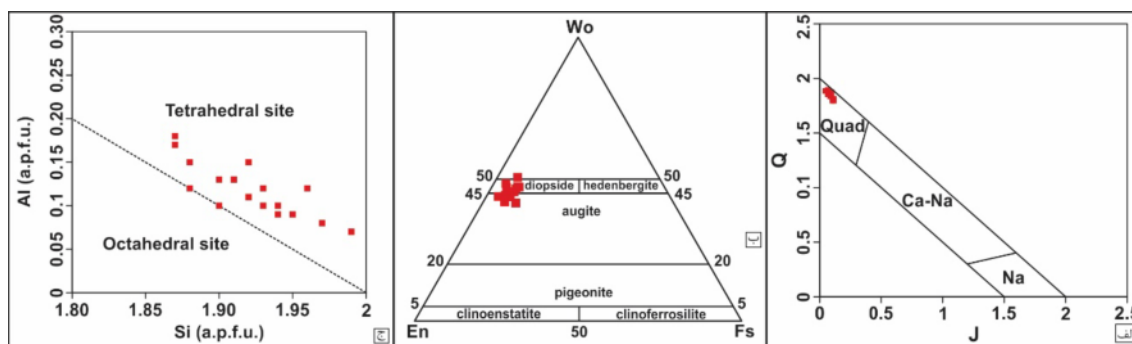
به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران، ترکیب شیمیایی پیروکسن به علت حضور این کانی در بخش قابل توجهی از مدت تبلور در ارتباط نزدیک با ترکیب ماگمای میزبان است؛ این امر سبب شده است که بتوان از شیمی کانی پیروکسن در تعیین سری ماگمایی ماگماهای مادر استفاده نمود [۱۴، ۳۱، ۳۷، ۳۸]. به باور لی‌باس [۱۳]، مشارکت عناصری چون Si، Al و Ti در شبکه ساختاری کلینوپیروکسن به درجه قلیایی بودن ماگما بستگی دارد و از این رو، نقش تعیین‌کننده‌ای در سرشت ماگماها دارند. بر این اساس، لی‌باس [۱۳] بر پایه مقادیر  $Al_2O_3$  نسبت به  $SiO_2$  موجود در کلینوپیروکسن‌ها، سه دسته ماگمای پرقلیایی، قلیایی و نیمه‌قلیایی و بر اساس مقادیر  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$ ، سه دسته ماگمای قلیایی، تولیتی و آهکی - قلیایی را از هم تفکیک کرد. با توجه به این نمودارها، کلینوپیروکسن‌های منطقه گزبلند به ترتیب در گستره‌های نیمه‌قلیایی و آهکی - قلیایی جای دارند (شکل ۵) که نتایج تجزیه سنگ کل بازالت‌های گزبلند [۳۹] نیز آن را تأیید می‌کند. پژوهشگران معتقدند که سرشت آهکی - قلیایی می‌تواند ناشی از جدایش ماگمای بازالتی آبدار باشد [۴۰، ۴۱].

جدول ۱ داده‌های تجزیه ریزکاو پرتوی ایکس بازالت‌های گزبلند به همراه مقدار کاتیون‌ها و درصد سازهای آن‌ها.

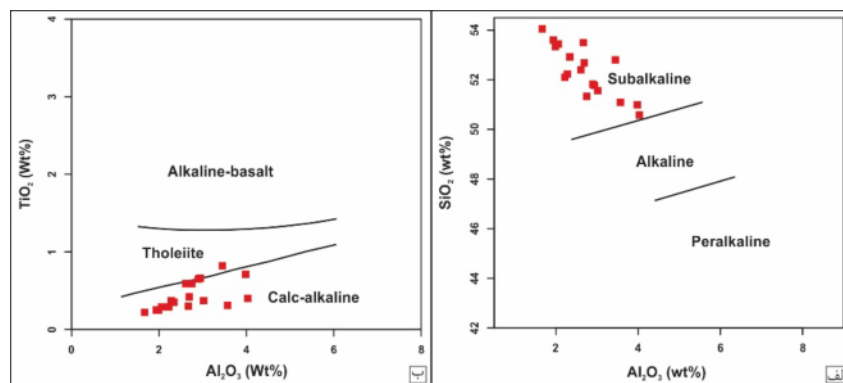
| Wt.%                                             | P1     | P2     | P3     | P4     | P5     | P6     | P7     | P8     | P9     |
|--------------------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                                 | ۵۱٫۵۶  | ۵۲٫۶۸  | ۵۳٫۴۴  | ۵۰٫۹۹  | ۵۳٫۵۰  | ۵۳٫۶۰  | ۵۲٫۴۰  | ۵۰٫۵۸  | ۵۱٫۸۲  |
| TiO <sub>2</sub>                                 | ۰٫۳۷   | ۰٫۴۲   | ۰٫۲۹   | ۰٫۷۱   | ۰٫۳۰   | ۰٫۲۵   | ۰٫۵۹   | ۰٫۴۰   | ۰٫۶۵   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                   | ۳٫۰۲   | ۲٫۶۹   | ۲٫۰۶   | ۳٫۹۸   | ۲٫۶۷   | ۱٫۹۴   | ۲٫۶۱   | ۴٫۰۳   | ۲٫۹۰   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                   | ۰٫۳۵   | ۰٫۲۵   | ۰٫۱۵   | ۰٫۵۲   | ۰٫۵۶   | ۰٫۶۲   | ۰٫۲۷   | ۰٫۷۶   | ۰٫۲۹   |
| FeO                                              | ۵٫۸۶   | ۵٫۶۸   | ۵٫۰۶   | ۶٫۵۹   | ۴٫۲۴   | ۳٫۹۹   | ۵٫۶۳   | ۶٫۶۴   | ۶٫۲۶   |
| MnO                                              | ۰٫۱۲   | ۰٫۱۵   | ۰٫۱۹   | ۰٫۲۰   | ۰٫۲۲   | ۰٫۱۵   | ۰٫۱۲   | ۰٫۳۴   | ۰٫۰۹   |
| MgO                                              | ۱۶٫۴۳  | ۱۶٫۳۴  | ۱۶٫۶۶  | ۱۵٫۲۱  | ۱۶٫۴۹  | ۱۷٫۴۴  | ۱۶٫۱۳  | ۱۳٫۹۲  | ۱۵٫۱۲  |
| CaO                                              | ۲۱٫۴۵  | ۲۰٫۵۷  | ۲۱٫۳۲  | ۲۱٫۶۰  | ۲۱٫۱۲  | ۱۹٫۸۵  | ۲۱٫۵۳  | ۲۲٫۷۷  | ۲۲٫۴۳  |
| Na <sub>2</sub> O                                | ۰٫۲۸   | ۰٫۸۷   | ۰٫۷۴   | ۰٫۴۳   | ۰٫۵۹   | ۰٫۷۱   | ۰٫۵۶   | ۰٫۶۴   | ۰٫۳۶   |
| مجموع                                            | ۹۹٫۴۴  | ۹۹٫۶۵  | ۹۹٫۹۱  | ۱۰۰٫۲۳ | ۹۹٫۶۹  | ۹۸٫۵۵  | ۹۹٫۸۴  | ۱۰۰٫۰۸ | ۹۹٫۹۲  |
| Mg#                                              | ۶۹٫۰۰  | ۶۹٫۰۰  | ۷۲٫۰۰  | ۶۴٫۰۰  | ۷۵٫۰۰  | ۷۷٫۰۰  | ۶۹٫۰۰  | ۶۲٫۰۰  | ۶۵٫۰۰  |
| مقدار کاتیون‌های محاسبه شده بر اساس ۶ اتم اکسیژن |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Si                                               | ۱٫۹۰   | ۱٫۹۳   | ۱٫۹۵   | ۱٫۸۷   | ۱٫۹۶   | ۱٫۹۷   | ۱٫۹۲   | ۱٫۸۷   | ۱٫۹۱   |
| Ti                                               | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۲   |
| Al <sup>(IV)</sup>                               | ۰٫۰۹   | ۰٫۰۶   | ۰٫۰۴   | ۰٫۱۱   | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۶   | ۰٫۱۲   | ۰٫۰۷   |
| Al <sup>(VI)</sup>                               | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۶   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۶   | ۰٫۰۸   | ۰٫۰۶   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۵   |
| Fe <sup>+3</sup>                                 | ۰٫۰۶   | ۰٫۰۶   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۶   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۵   | ۰٫۱۰   | ۰٫۰۴   |
| Fe <sup>+2</sup>                                 | ۰٫۱۲   | ۰٫۱۱   | ۰٫۱۱   | ۰٫۱۴   | ۰٫۱۳   | ۰٫۱۲   | ۰٫۱۳   | ۰٫۱۱   | ۰٫۱۶   |
| Cr                                               | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۱   |
| Mn                                               | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۰   |
| Mg                                               | ۰٫۹۰   | ۰٫۸۹   | ۰٫۹۱   | ۰٫۸۳   | ۰٫۹۰   | ۰٫۹۶   | ۰٫۸۸   | ۰٫۷۷   | ۰٫۸۳   |
| Ca                                               | ۰٫۸۵   | ۰٫۸۱   | ۰٫۸۳   | ۰٫۸۵   | ۰٫۸۳   | ۰٫۷۸   | ۰٫۸۵   | ۰٫۹۰   | ۰٫۸۹   |
| Na                                               | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۶   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۳   | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۳   |
| مجموع                                            | ۴٫۰۰   | ۴٫۰۰   | ۴٫۰۱   | ۴٫۰۰   | ۴٫۰۲   | ۳٫۹۹   | ۴٫۰۱   | ۴٫۰۲   | ۴٫۰۲   |
| %Wo                                              | ۴۵٫۳۷  | ۴۴٫۵۳  | ۴۵٫۱۲  | ۴۶٫۵۸  | ۴۴٫۵۸  | ۴۲٫۰۳  | ۴۵٫۶۲  | ۵۰٫۷۱  | ۴۷٫۲۷  |
| %En                                              | ۴۸٫۳۶  | ۴۹٫۲۲  | ۴۹٫۰۶  | ۴۵٫۶۳  | ۴۸٫۴۳  | ۵۱٫۳۸  | ۴۷٫۵۵  | ۴۳٫۱۳  | ۴۴٫۳۴  |
| %Fs                                              | ۶٫۲۷   | ۶٫۲۶   | ۵٫۸۲   | ۷٫۷۹   | ۶٫۹۹   | ۶٫۵۹   | ۶٫۸۳   | ۶٫۱۶   | ۸٫۳۹   |
| F <sub>1</sub>                                   | ۰٫۷۹-  | ۰٫۸۲-  | ۰٫۸۲-  | ۰٫۸۳-  | ۰٫۸۲-  | ۰٫۸۰-  | ۰٫۸۴-  | ۰٫۸۳-  | ۰٫۸۵-  |
| F <sub>2</sub>                                   | ۲٫۴۱-  | ۲٫۴۷-  | ۲٫۴۸-  | ۲٫۴۴-  | ۲٫۵۰-  | ۲٫۴۸-  | ۲٫۴۶-  | ۲٫۴۰-  | ۲٫۴۳-  |
| X <sub>PT</sub>                                  | ۳۸٫۰۶  | ۳۷٫۹۷  | ۳۸٫۸۰  | ۳۷٫۳۵  | ۳۸٫۲۳  | ۳۸٫۱۷  | ۳۸٫۳۸  | ۳۷٫۱۱  | ۳۸٫۴۰  |
| Y <sub>PT</sub>                                  | ۲۹٫۹۷- | ۳۰٫۲۰- | ۳۰٫۸۱- | ۲۹٫۰۴- | ۳۱٫۱۳- | ۳۱٫۳۶- | ۳۰٫۰۰- | ۲۸٫۵۹- | ۲۹٫۲۵- |

ادامه جدول ۱

| Wt.%                                             | P10    | P11    | P12    | P13    | P14    | P15    | P16    | P17    | P18    |
|--------------------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>                                 | ۵۱٫۳۳  | ۵۲٫۸۰  | ۵۱٫۷۷  | ۵۴٫۰۵  | ۵۱٫۰۹  | ۵۲٫۲۳  | ۵۲٫۱۰  | ۵۲٫۳۴  | ۵۲٫۹۲  |
| TiO <sub>2</sub>                                 | ۰٫۵۹   | ۰٫۸۲   | ۰٫۶۶   | ۰٫۲۲   | ۰٫۳۱   | ۰٫۳۷   | ۰٫۲۹   | ۰٫۲۵   | ۰٫۳۵   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                   | ۲٫۷۵   | ۳٫۴۵   | ۲٫۹۴   | ۱٫۶۷   | ۳٫۵۷   | ۲٫۲۸   | ۲٫۲۲   | ۱٫۹۹   | ۲٫۳۴   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                   | ۰٫۰۷   | ۰٫۴۹   | ۰٫۳۲   | ۰٫۰۱   | ۰٫۶۷   | ۰٫۱۵   | ۰٫۴۳   | ۰٫۲۶   | ۰٫۰۴   |
| FeO                                              | ۶٫۴۵   | ۶٫۱۲   | ۵٫۹۵   | ۳٫۹۲   | ۶٫۱۵   | ۵٫۸۳   | ۵٫۵۳   | ۵٫۱۳   | ۶٫۰۲   |
| MnO                                              | ۰٫۱۶   | ۰٫۱۳   | ۰٫۰۹   | ۰٫۲۵   | ۰٫۱۰   | ۰٫۱۱   | ۰٫۱۴   | ۰٫۲۱   | ۰٫۰۸   |
| MgO                                              | ۱۵٫۵۸  | ۱۶٫۳۸  | ۱۵٫۳۰  | ۱۷٫۶۷  | ۱۵٫۶۴  | ۱۷٫۶۲  | ۱۵٫۷۰  | ۱۷٫۱۱  | ۱۶٫۸۰  |
| CaO                                              | ۲۲٫۰۳  | ۱۹٫۶۸  | ۲۲٫۵۱  | ۲۰٫۲۴  | ۲۱٫۱۷  | ۲۰٫۵۴  | ۲۱٫۳۲  | ۲۱٫۰۶  | ۲۰٫۶۵  |
| Na <sub>2</sub> O                                | ۰٫۷۸   | ۰٫۶۱   | ۰٫۳۳   | ۰٫۴۹   | ۰٫۷۷   | ۰٫۶۰   | ۰٫۵۴   | ۰٫۶۳   | ۰٫۶۹   |
| مجموع                                            | ۹۹٫۷۴  | ۱۰۰٫۴۸ | ۹۹٫۸۷  | ۹۸٫۵۲  | ۹۹٫۴۷  | ۹۹٫۷۳  | ۹۸٫۲۷  | ۹۹٫۹۸  | ۹۹٫۸۹  |
| Mg#                                              | ۶۵٫۰۰  | ۶۷٫۰۰  | ۶۷٫۰۰  | ۷۸٫۰۰  | ۶۶٫۰۰  | ۷۰٫۰۰  | ۶۹٫۰۰  | ۷۲٫۰۰  | ۶۸٫۰۰  |
| مقدار کاتیون‌های محاسبه شده بر اساس ۶ اتم اکسیژن |        |        |        |        |        |        |        |        |        |
| Si                                               | ۱٫۸۸   | ۱٫۹۲   | ۱٫۹۱   | ۱٫۹۹   | ۱٫۸۸   | ۱٫۹۰   | ۱٫۹۴   | ۱٫۹۴   | ۱٫۹۳   |
| Ti                                               | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   |
| Al <sup>(IV)</sup>                               | ۰٫۱۰   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۸   | ۰٫۰۰   | ۰٫۱۱   | ۰٫۰۹   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۶   |
| Al <sup>(VI)</sup>                               | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۹   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۷   | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۴   |
| Fe <sup>+3</sup>                                 | ۰٫۱۳   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۰   | ۰٫۱۱   | ۰٫۱۱   | ۰٫۰۳   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۶   |
| Fe <sup>+2</sup>                                 | ۰٫۰۷   | ۰٫۱۹   | ۰٫۱۵   | ۰٫۱۲   | ۰٫۰۸   | ۰٫۰۷   | ۰٫۱۴   | ۰٫۱۰   | ۰٫۱۲   |
| Cr                                               | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۰   |
| Mn                                               | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۰   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۰   |
| Mg                                               | ۰٫۸۵   | ۰٫۸۹   | ۰٫۸۴   | ۰٫۹۷   | ۰٫۸۶   | ۰٫۹۶   | ۰٫۸۷   | ۰٫۹۳   | ۰٫۹۱   |
| Ca                                               | ۰٫۸۷   | ۰٫۷۷   | ۰٫۸۹   | ۰٫۸۰   | ۰٫۸۳   | ۰٫۸۰   | ۰٫۸۵   | ۰٫۸۲   | ۰٫۸۱   |
| Na                                               | ۰٫۰۶   | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۳   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۴   | ۰٫۰۵   |
| مجموع                                            | ۴٫۰۰   | ۳٫۹۹   | ۴٫۰۱   | ۴٫۰۰   | ۴٫۰۰   | ۳٫۹۹   | ۳٫۹۹   | ۴٫۰۰   | ۳٫۹۹   |
| %Wo                                              | ۴۸٫۵۵  | ۴۱٫۶۵  | ۴۷٫۲۷  | ۴۲٫۲۷  | ۴۷٫۰۱  | ۴۳٫۹۴  | ۴۵٫۵۹  | ۴۴٫۳۳  | ۴۳٫۸۷  |
| %En                                              | ۴۷٫۷۸  | ۴۸٫۲۴  | ۴۴٫۸۰  | ۵۱٫۳۴  | ۴۸٫۳۲  | ۵۲٫۴۴  | ۴۶٫۷۱  | ۵۰٫۱۰  | ۴۹٫۶۵  |
| %Fs                                              | ۳٫۶۷   | ۱۰٫۱۱  | ۷٫۸۲   | ۶٫۳۹   | ۴٫۶۷   | ۳٫۶۲   | ۷٫۷۰   | ۵٫۵۷   | ۶٫۴۸   |
| F <sub>1</sub>                                   | ۰٫۸۴-  | ۰٫۸۳-  | ۰٫۸۴-  | ۰٫۷۹-  | ۰٫۸۰-  | ۰٫۷۹-  | ۰٫۸۱-  | ۰٫۸۱-  | ۰٫۸۱-  |
| F <sub>2</sub>                                   | ۲٫۴۱-  | ۲٫۵۳-  | ۲٫۴۳-  | ۲٫۵۱-  | ۲٫۳۹-  | ۲٫۴۳-  | ۲٫۴۱-  | ۲٫۴۸-  | ۲٫۴۶-  |
| X <sub>PT</sub>                                  | ۳۸٫۰۸  | ۳۷٫۶۹  | ۳۸٫۳۶  | ۳۸٫۷۸  | ۳۷٫۱۴  | ۳۸٫۴۸  | ۳۸٫۱۰  | ۳۸٫۸۸  | ۳۸٫۵۸  |
| Y <sub>PT</sub>                                  | ۲۹٫۹۱- | ۲۹٫۹۶- | ۲۹٫۴۴- | ۳۱٫۶۰- | ۲۹٫۵۳- | ۳۰٫۵۰- | ۲۹٫۷۰- | ۳۰٫۹۲- | ۳۰٫۳۴- |



شکل ۴ ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های گزبلند. الف) نمودار J-Q (J= 2Na و Q= Ca + Mg + Fe<sup>2+</sup>) که بر اساس آن کلینوپیروکسن‌ها در گستره Quad جای دارند. ب) نمودار سه‌تایی En-Wo-Fs [۳۰] که بر پایه آن، کلینوپیروکسن‌های Quad ترکیب دیوپسید - اوژیت دارند. پ) نمودار Si نسبت به Al کل [۳۳] که بر اساس آن، کلینوپیروکسن‌ها در بالای خط اشباع قرار دارند.



شکل ۵ تعیین سری ماگمایی بازالت‌های گزبلند بر اساس شیمی کلینوپیروکسن‌ها: الف) نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نسبت به SiO<sub>2</sub> [۱۳] که بر اساس آن، نمونه‌ها سرشت نیمه‌قلیایی دارند؛ ب) نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نسبت به TiO<sub>2</sub> [۱۳] که بر پایه آن، نمونه‌ها در گستره آهکی - قلیایی جای دارند.

### خاستگاه زمین‌ساختی

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن وابسته به ترکیب شیمیایی و خاستگاه ماگمای مادر آن است و از این رو، می‌تواند اطلاعات با ارزشی پیرامون خاستگاه زمین‌ساختی ارائه دهد [۱۳]. در ترکیب شیمیایی کانی پیروکسن، فراوانی عناصری چون Na، Al، Ti، Cr و بویژه Si گویای ماهیت و خاستگاه زمین‌ساختی تشکیل‌دهنده آن است [۱۳، ۳۸، ۴۲]. کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های گزبلند مقدار TiO<sub>2</sub> حدود ۰/۲۲ تا ۰/۸۲ درصد وزنی دارند. کم بودن مقدار TiO<sub>2</sub> در این کلینوپیروکسن‌ها بیانگر تهی بودن ماگمای مادر آنها از TiO<sub>2</sub> است. به باور بکالووا و همکاران [۳۱]، این ویژگی گویای پیدایش این سنگ‌ها در محیط زمین‌ساختی وابسته به قوس و یا نشان دهنده تأثیر زمین‌شیمیایی سامانه فرورانش پیشین ماگمای مادر آنهاست. به منظور نتیجه‌گیری بهتر، از نمودارهای TiO<sub>2</sub> نسبت به Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Al<sup>IV</sup>×100/2) نسبت به TiO<sub>2</sub> و [۴۳] Al<sup>IV</sup>\*100

[۱۳، ۴۴، ۴۵] استفاده شد. بر این اساس، روند نمونه‌ها نسبت به افزایش TiO<sub>2</sub> مشابه با قوس‌های ماگمایی است (شکل‌های ۶ الف و ب) که نتایج تجزیه سنگ کل بازالت‌های گزبلند نیز آن را تأیید می‌کند [۳۹]. همچنین، بر پایه نمودار F<sub>1</sub> نسبت به F<sub>2</sub>، برخی پیروکسن‌ها در گستره بازالت‌های قوس آتشفشانی و تعدادی دیگر در گستره مشترک بازالت‌های قوس آتشفشانی و بازالت‌های کف اقیانوس قرار دارند (شکل ۶ پ). از این رو، پیدایش این بازالت‌ها را می‌توان مربوط به محیط زمین‌ساختی وابسته به قوس دانست و از طرفی، نمی‌توان بطور کامل اثر محیط کششی در پیدایش این بازالت‌ها را نادیده گرفت. مقادیر F<sub>1</sub> و F<sub>2</sub> بر پایه روابط ارائه شده توسط نیسبت و پیرس [۳۷] محاسبه شد:

$$F_1 = -0.012 \times \text{SiO}_2 - 0.0807 \times \text{TiO}_2 + 0.0026 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \times \text{FeO}^* - 0.0026 \times \text{MnO} + 0.0087 \times \text{MgO} - 0.0128 \times \text{CaO} - 0.0419 \times \text{Na}_2\text{O} \quad (۱)$$

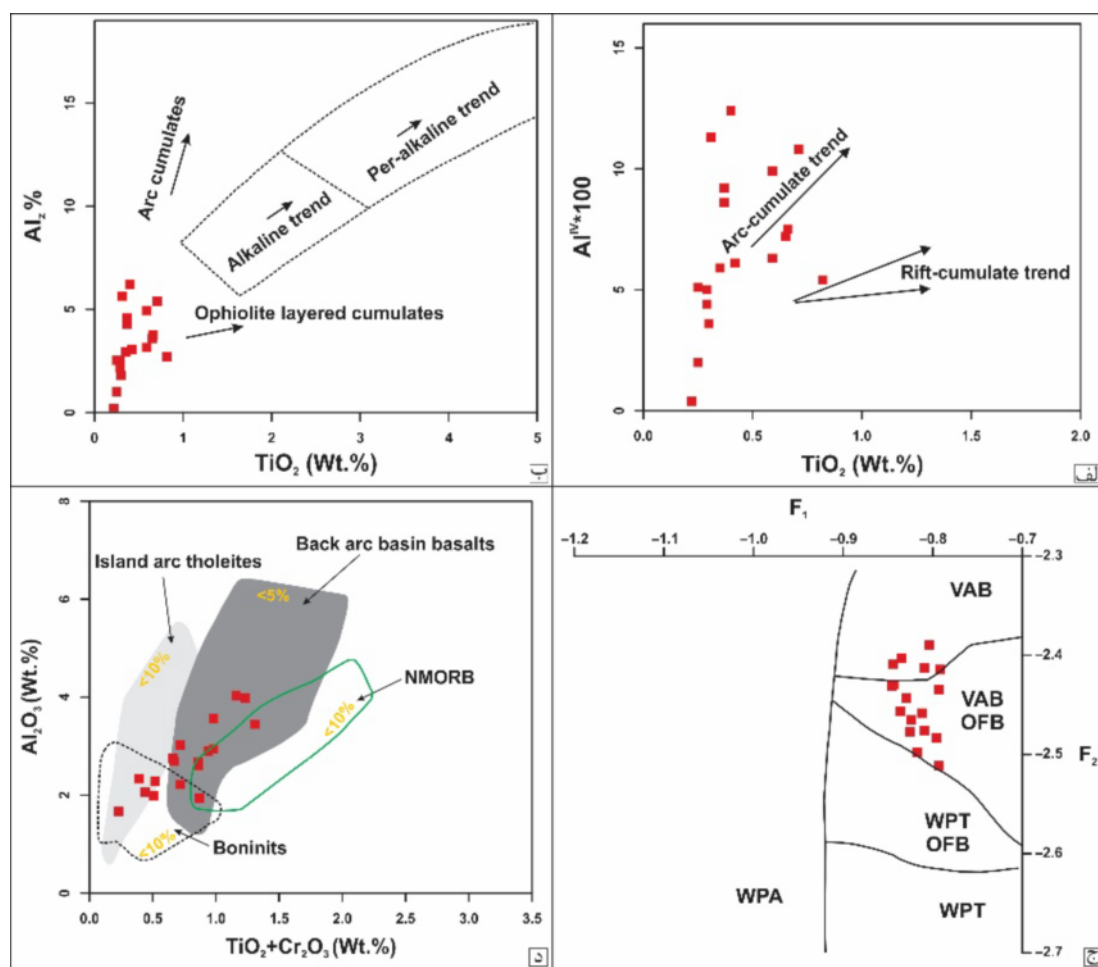
پشت قوسی قرار دارند [۳۹].

#### عوامل ترمودینامیکی مؤثر در تبلور پیروکسن‌های گزبلند

تغییرات فشار (P)، دما (T) و گریزندگی اکسیژن به شدت بر تاریخچه تبلور و ترکیبات کانی پیروکسن در سامانه‌های ماگمایی اثر دارند. از این رو، ارزیابی پارامترهای ترمودینامیکی از مدل‌های فعالیت بر پایه ترکیب‌های کانیایی به منظور بازسازی تاریخچه ماگمایی نمونه‌های مورد بررسی ضروری است. این پارامترها در ادامه بررسی شده‌اند.

$$F_2 = -0.0469 \times \text{SiO}_2 - 0.0818 \times \text{TiO}_2 - 0.0212 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \times \text{FeO}^* - 0.1435 \times \text{MnO} - 0.0029 \times \text{MgO} + 0.0085 \times \text{CaO} + 0.0160 \times \text{Na}_2\text{O} \quad (۲)$$

در نمودار  $\text{TiO}_2 + \text{Cr}_2\text{O}_3$  نسبت به  $\text{Al}_2\text{O}_3$  [۴۶] نیز، نمونه‌های گزبلند بیشتر در گستره متناسب با محیط زمین‌ساختی پشت قوسی و برخی از آنها در گستره مشترک تولیت‌های جزایر قوسی و بونینیت‌ها واقع هستند (شکل ۶ ت) که بر اساس نتایج تجزیه سنگ کل نیز بازالت‌های گزبلند با ماهیت آهکی - قلیایی در محیط قوس آتشفشانی در حوضه



شکل ۶ تعیین خاستگاه زمین‌ساختی بازالت‌های گزبلند بر اساس شیمی کلینوپیروکسن‌ها. الف و ب) نمودارهای  $\text{TiO}_2$  نسبت به  $\text{Al}^{\text{IV}} \times 100$  [۴۳] و  $\text{TiO}_2$  نسبت به  $\text{Al}_Z$  [۴۴] که بر اساس آنها، نمونه‌های گزبلند روندی مشابه با قوس‌های ماگمایی نشان می‌دهند (به پیشنهاد لی‌باس و همکاران [۱۳]، مقدار آلومینیومی است که در جایگاه چاروچی کانی کلینوپیروکسن جای می‌گیرد و برابر است با:  $\text{Al}_Z = (\text{Al}^{\text{IV}} \times 100) / 2$ )؛ پ) نمودار  $F_1$  نسبت به  $F_2$  [۳۷] که با توجه به آن، نمونه‌های گزبلند در گستره بازالت‌های قوس آتشفشانی و گستره مشترک بازالت‌های قوس آتشفشانی (VAB) و بازالت‌های کف اقیانوس (OFB) جای دارند (WPA: بازالت‌های قلیایی درون‌صفحه‌ای و WPT: بازالت‌های تولیتی درون‌صفحه‌ای)؛ ت) نمودار  $\text{TiO}_2 + \text{Cr}_2\text{O}_3$  نسبت به  $\text{Al}_2\text{O}_3$  [۴۶] که بر پایه آن، نمونه‌های گزبلند در گستره محیط زمین‌ساختی پشت قوسی و برخی نیز در گستره مشترک تولیت‌های جزایر قوسی و بونینیت‌ها واقع هستند.

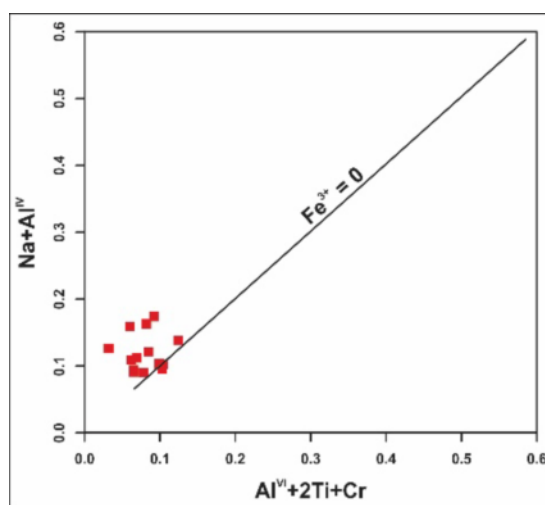
## گریزندگی اکسیژن

یکی از شرایط ترمودینامیکی تشکیل سنگ‌های آذرین افزون بر دما و فشار، گریزندگی گازها به ویژه اکسیژن است. گریزندگی اکسیژن اثر ویژه‌ای بر تغییر دمای ذوب و ترکیب مذاب و بلور دارد [۴۷]. این پارامتر عامل مؤثری در کنترل فرایندهای ماگمایی است و نقش بسزایی در تبلور و نوع کانی تبلور یافته دارد [۴۸، ۴۹]. برای بررسی گریزندگی اکسیژن و حالت‌های مختلف اکسایش در زمان تشکیل کانی‌ها، می‌توان از تفاوت‌های موجود در مقدار  $Fe^{3+}$  استفاده کرد. به این منظور، برای تعیین گریزندگی اکسیژن ماگمای مادر بازالت‌های گزبلند از نمودار  $Al^{VI}+2Ti+Cr$  نسبت به  $Na+Al^{IV}$  [۵۰] استفاده شد. این نمودار بر پایه موازنه  $Al$  موجود در جایگاه چاروچی با  $Al$  و  $Cr$  موجود در جایگاه هشت‌وجهی ( $M_1$ )، تهیه شده است. با توجه به این نمودار، می‌توان گفت که شرایط محیطی تشکیل این سنگ‌ها اکسایشی بوده است و نمونه‌های گزبلند در گستره گریزندگی بالا و نزدیک به خط  $Fe^{3+} = 0$ ، جای دارند (شکل ۷)؛ نتایج تجزیه سنگ کل بازالت‌های گزبلند [۳۹] نیز این امر را تأیید می‌کند. به طور کلی، در ترکیب پیروکسن‌ها، یون  $Fe^{3+}$  در جایگاه هشت‌وجهی جانشین عناصر سه ظرفیتی چون  $Al^{VI}$ ،  $Ti$  و  $Cr$  می‌شود. بنابراین، فراوانی  $Fe^{3+}$  در پیروکسن‌ها بستگی به مقدار  $Al^{VI}$  و موازنه  $Al$  در جایگاه‌های چاروچی و هشت‌وجهی ساختار پیروکسن دارد. از این رو، هر چه  $Al^{IV}$  بیشتری وارد جایگاه چاروچی شود شرایط برای ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر چون  $Fe^{3+}$  (به جز آلومینیوم) به جایگاه هشت‌وجهی فراهم‌تر می‌شود [۵۱، ۵۲]. به این ترتیب، در نمودار

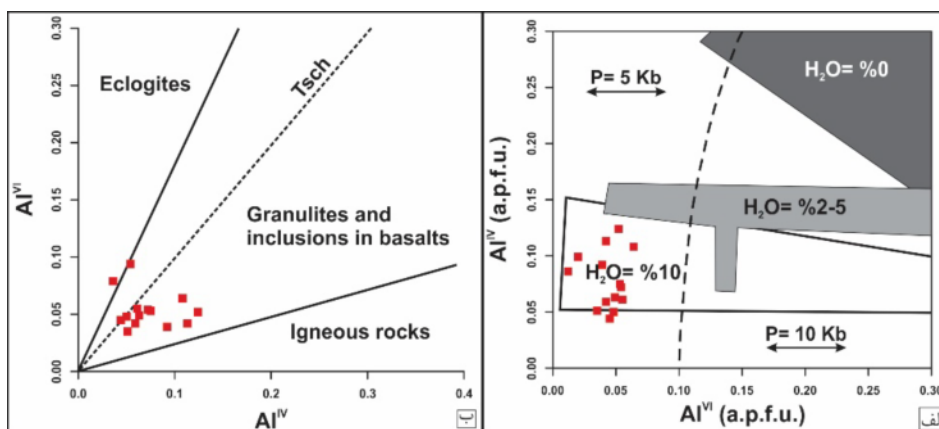
$Al^{VI}+2Ti+Cr$  نسبت به  $Na+Al^{IV}$ ، قرارگیری نمونه‌ها در بالا یا پایین خط  $Fe^{3+} = 0$  به ترتیب بیانگر بالا یا پایین بودن گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن‌هاست. هر چه فاصله نمونه‌ها از خط  $Fe^{3+} = 0$  بیشتر باشد، مقدار گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر یا کمتر بوده است [۵۰، ۵۲-۵۴].

## دما و فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های گزبلند

بر پایه ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، می‌توان دما و فشار تشکیل سنگ‌های در بردارنده آن‌ها را برآورد کرد [۵۵]. برای تعیین فشار زمان تشکیل سنگ‌های دارای کلینوپیروکسن، می‌توان از روش‌های مختلفی استفاده کرد. به عقیده هلز [۵۶]، توزیع  $Al$  در جایگاه‌های چاروچی و هشت‌وجهی کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و فشار محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است. از این رو، هر چه مقدار  $Al^{IV}$  افزایش یابد، مقدار آب در محیط تبلور کلینوپیروکسن کاهش می‌یابد. در نمودار  $Al^{VI}$  نسبت به  $Al^{IV}$  [۵۶]، توزیع آلومینیوم چاروچی و هشت‌وجهی در کلینوپیروکسن‌ها به تناسب فشار و مقدار آب ماگما نشان داده شده است (شکل ۸ الف). بر پایه این نمودار، ماگمای مادر بازالت‌های گزبلند طی تبلور کانی کلینوپیروکسن دارای حدود ۱۰ درصد آب با فشار ۵ کیلو بار بوده است. افزون بر این، بر اساس نمودار  $Al^{IV}$  نسبت به  $Al^{VI}$  [۵۷، ۵۸] نیز، پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های گزبلند در گستره میانبارهای موجود در بازالت‌ها قرار دارند که بیانگر تبلور در شرایط فشار متوسط است (شکل ۸ ب).



شکل ۷ نمودار  $Al^{VI}+2Ti+Cr$  نسبت به  $Na+Al^{IV}$  [۵۰] برای تعیین گریزندگی اکسیژن ماگمای مادر بازالت‌های گزبلند.



شکل ۸ تعیین فشار زمان تشکیل سنگ‌های دارای کلینوپیروکسن در منطقه گزبلند. الف) نمودار  $Al^{VI}$  نسبت به  $Al^{IV}$  [۵۶] که بر اساس آن، ماگمای مادر بازالت‌های گزبلند طی تبلور کانی کلینوپیروکسن دارای حدود ۱۰ درصد آب با فشار ۵ کیلو بار بوده است؛ ب) نمودار  $Al^{VI}$  نسبت به  $Al^{IV}$  [۵۷، ۵۸] که بر پایه آن، بازالت‌های گزبلند در گستره فشار متوسط جای دارند.

شد. نتایج دما و فشارسنجی ۱۴ نمونه از پیروکسن‌های تجزیه شده بر اساس ترکیب روابط پاتریکا [۲۱] در جدول ۲ ارائه شده است. این روابط برای تک کانی کلینوپیروکسن (Cpx) عبارتند از:

$$P(\text{kbar}) = 3205 + 0.384T(K) - 518\ln T(K) - 5.62(X_{Mg}^{cpx}) + 83.2(X_{Na}^{cpx}) + 68.2(X_{DiHd}^{cpx}) + 2.52\ln X_{Al(VI)}^{cpx} - 51.1(X_{DiHd}^{cpx})^2 + 34.8(X_{EnFs}^{cpx})^2 \quad (۵)$$

$$T(K) = 93100 + 544P(Kbar) / [61.1 + 36.6(X_{Ti}^{cpx}) + 10.9(X_{Fe}^{cpx}) - 0.95(X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_K^{cpx}) + 0.395[\ln(\epsilon_{En}^{cpx})]]$$

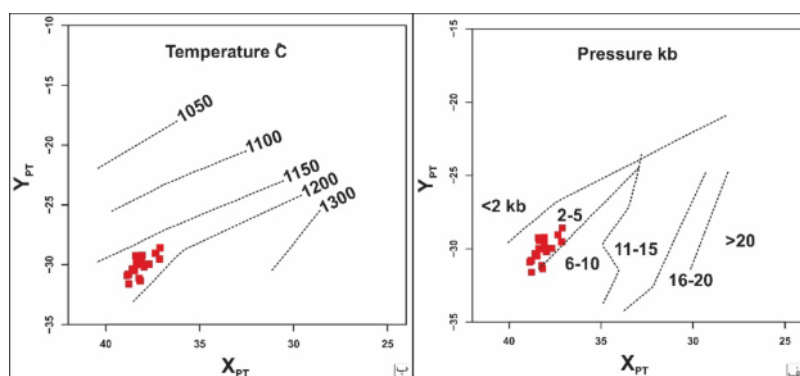
در اینجا،  $Jd$  ژادئیت،  $DiHd$  دیوپسید + هدانبرژیت و  $EnFs$  انستاتیت + فروسیلیت هستند. بر این اساس، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره دمایی ۱۱۳۰ تا ۱۲۴۹ درجه سانتی‌گراد و گستره فشاری حدود ۲ تا ۸ کیلو بار متبلور شده‌اند. این گستره فشاری می‌تواند بیانگر تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در زمان بالا آمدگی و پیش از فوران باشد.

سوسو [۵۵] بر پایه متغیرهای  $X_{PT}$  و  $Y_{PT}$  نمودارهایی را طراحی کرد که با استفاده از آن‌ها می‌توان دما و فشار تشکیل پیروکسن‌های موجود در بازالت‌ها را محاسبه کرد. این دو پارامتر از روابط زیر بدست می‌آیند:

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO(\text{tot}) - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O \quad (۳)$$

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO(\text{tot}) + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O \quad (۴)$$

بر این اساس، فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها ۲ تا ۵ کیلو بار و تغییرات دمایی ماگمای طی تبلور کلینوپیروکسن‌ها بین ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۹). همچنین از نرم افزار SCG [۵۹] برای تعیین شرایط دما و فشار ماگما در زمان تبلور کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های گزبلند استفاده



شکل ۹ تعیین فشار و دمای زمان تشکیل سنگ‌های دارای کلینوپیروکسن در منطقه گزبلند به ترتیب بر اساس الف) پارامتر  $X_{PT}$  نسبت به  $Y_{PT}$  [۵۵] و ب) پارامتر  $X_{PT}$  نسبت به  $Y_{PT}$  [۵۵].

جدول ۲ نتایج دما - فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های گزبلند به روش پاتریکا [۲۱].

| نمونه    | P2   | P3   | P4   | P5   | P6   | P7   | P8   |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|
| T (°C)   | ۱۲۲۵ | ۱۲۰۱ | ۱۱۶۹ | ۱۲۳۱ | ۱۲۴۹ | ۱۱۶۴ | ۱۱۴۱ |
| P (kbar) | ۸    | ۵    | ۳    | ۷    | ۸    | ۳    | ۴    |
| نمونه    | P9   | P11  | P13  | P14  | P16  | P17  | P18  |
| T (°C)   | ۱۱۳۸ | ۱۲۲۸ | ۱۲۳۱ | ۱۱۳۰ | ۱۱۸۳ | ۱۱۹۸ | ۱۲۰۱ |
| P (kbar) | ۲    | ۸    | ۶    | ۵    | ۴    | ۴    | ۵    |

### برداشت

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی با بافت ریزسنجی پورفیری و گلومروپورفیری در اصل از الیون، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. همچنین بر پایه نتایج تجزیه ریزکاو پرتوی ایکس ترکیب پیروکسن‌ها دیوپسید - اوژیت است. شیمی کانی کلینوپیروکسن در بازالت‌های گزبلند گویای ماهیت آهکی - قلیایی آنهاست که در یک خاستگاه زمین‌ساختی وابسته به قوس در محیطی اکسایشی تشکیل شده‌اند. نتایج دما و فشارسنجی نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها در گستره فشاری ۲ تا ۸ کیلو بار و گستره دمایی ۱۱۳۰ تا ۱۲۴۹ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند.

### قدردانی

نگارندگان از زحمات جناب آقای مهندس نظام دولت‌زهی برای کمک در عملیات صحرایی تشکر می‌کنند.

### مراجع

- [1] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.
- [2] Alavi M., "Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation", Tectonophysics 229 (1994) 211-238.
- [3] Beiranvandpour A., Hashim M., "Identifying areas of high economic-potential copper mineralization using ASTER data in the Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran", Advances in Space Research 49 (2012) 753-769.
- [4] Nayeibi N., Esmaili D., Ghorbani M., Vesali Y., "Petrology, geochemistry and tectonic setting of Kohe Gor Gor subvolcanic intrusions in the NW of Zarshouran gold deposit (NE Takab, West Azerbaijan) (in persian)", Petrology 7 (2016) 117-134.
- [5] Waterman G.C., Hamilton R.L., "The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit", Economic Geology 70 (1975) 568-576.

- [6] Shahabpour J., "Aspects of alteration and mineralization at the Sar Cheshmeh copper molybdenum deposit, Kerman, Iran", Ph.D. thesis, University of Leeds, England (1982) 342 p.
- [7] Hezarkhani A., "Petrology of the Intrusive rocks within the Sungun Porphyry Copper Deposit, Azerbaijan, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 27 (2006) 326-340.
- [8] Aftabi A., Atapour H., "Comments on "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences" by J. Omrani, P. Agard, H. Whitechurch, M. Bennoit, G. Prouteau, L. Jolivet", Lithos 113 (2009) 844-846.
- [9] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine 148 (2011) 692-725.
- [10] Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., Guest B., "A Paleogene extensional arc flare up in Iran", Tectonics 30 (2011) 1-20.
- [11] Karimpour M.H., Stern C.R., Farmer L., Saadat S., Malekezadeh Shafaroudi A., "Review of age, Rb-Sr geochemistry, and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran", Geopersia 1 (2011) 19-36.
- [12] Aghazadeh M., Hou Z., Badrzadeh Z., Zhou L., "Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology", Ore Geology Reviews 70 (2015) 385-406.
- [13] Le Bas M.J., "The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", American Journal of Science 260 (1962) 267-288.
- [14] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcano series", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139-154.

- Evolution, Geodynamic Series 3, American Geophysical Union, Washington DC (1981) 33-69.
- [26] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.
- [27] Shabnian N., Davoodian Dehkordi A.R., Soheilian F., "Tectono-magmatic characteristics of Bagham pluton in southeastern Ardestan: Base on mineral chemistry of clinopyroxene and amphibole (in persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 21 (2013) 471-486.
- [28] Sakhaei Z., Davoodian Dehkordi A.R., Shabnian N., Paydari M., "Approach on the characteristics of basic magma rocks sarkoobeh (north Khomein) by clinopyroxene mineral chemistry (in persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 23 (2015) 533-544.
- [29] Cundari A., Salviulo G., "Ti solubility in diopsidic pyroxene from a suite of New South Wales leucitites (Australia) ", Lithos 22 (1989) 191-198.
- [30] Morimoto N., Fabrice J., Ferguson A., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K.I., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogical Magazine 52 (1988) 535-550.
- [31] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chemical Geology 77 (1989) 165-182.
- [32] D'Antonio M., Kristensen M.B., "data report: electron microprobe investigation of primary minerals of basalts from the west Philippine sea basin (Ocean Drilling program Leg 195, site 1201)", In: M. Shinohara, M.H. Salisbury, C. Richter (Editors), ODP Proceedings. Scientific Results 195 (2005) 1-24.
- [33] Nosova A.A., Sazonova L.V., Narkisova V.V., Simakin S.G., "Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil Island arc in the Central Urals", Geochemistry International 40 (2002) 219-232.
- [34] Ahankoub M., Shabanian Borujeni N., Davoudian Dehkordi A.R., Makizadeh M.A., "Mineral chemistry of clino-pyroxenes in gabbroic rocks from Darreh-Bid salt dome, Chaharmahal and Bakhtiari (in persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20 (2012) 153-168.
- [35] Papike J.J., Cameron K.L., Baldwin K., "Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates
- [15] Berger J., Femenias O., Mercier J.C.C., Demaiffe D., "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved variscan oceanic marker", Journal of Metamorphic Geology 23 (2005) 795-812.
- [16] Dioh E., Béziat D., Grégoire M., Debat P., "Origin of rare earth element variations in clinopyroxene from plutonic and associated volcanic rocks from the Foulde basin, Northern Kedougou inlier, Senegal, West Africa", European Journal of Mineralogy 21 (2009) 1029-1043.
- [17] Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Walker D., "Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar", Contributions to Mineralogy and Petrology 123 (1996) 92-108.
- [18] Nimis P., Ulmer P., "Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. I. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic system", Contributions to Mineralogy and Petrology 133 (1998) 122-135.
- [19] Nimis P., Taylor W.R., "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (2000) 541-554.
- [20] Putirka K., Mikaelian H., Ryerson F., Shaw H., "New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatilebearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho", American Mineralogist 88 (2003) 1542-1554.
- [21] Putirka K.D., "Thermometers and Barometers for Volcanic Systems", Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69 (2008) 61-120.
- [22] Djokovic I., Cvetic S., Dimitrijevic M.D., "Geological map of Iran 1:100,000, sheet 6951-Dehaj", Geological Survey of Iran, Tehran (1973).
- [23] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.
- [24] Alavi M., "Tectonic map of the Middle East, scale 1:5,000,000", Geological Survey of Iran (1991).
- [25] Berberian M., "Active faulting and tectonics of Iran", In: H.K. Gupta, F.M. Delany (Editors), Zagros-Hindukosh-Himalaya. Geodynamic

- bodies, Boein-Miandasht, western Iran", International Geology Review 62 (2020) 1658-1676.
- [46] Huot F., Hébert R., Varfalvy V., Beaudoin G., Wang C., Liu Z., Cotton J., Dostal J., "The Beimarang mélange (southern Tibet) brings additional constraints in assessing the origin, metamorphic evolution and obduction processes of the Yarlung Zangbo ophiolite", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2002) 307-322.
- [47] France L., Koepke J., Ildefonse B., Cichy S.B., Deschamps F., "Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: experimental and natural observations", Contributions to Mineralogy and Petrology 160-165 (2010) 683-704.
- [48] Kilinc A., Carmichael I.S.E., Rivers M.L., Sack R.O., "The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air", Contributions to Mineralogy and Petrology 83 (1983) 136-140.
- [49] Botcharnikov R.E., Koepke J., Holtz F., McCammon C., Wilke M., "The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt", Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (2005) 5071-5085.
- [50] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., "Statistical analysis of clinopyroxene from deep-sea salts", American Mineralogist 64 (1979) 501-513.
- [51] Cameron M., Papike J.J., "Structural and chemical variations in pyroxenes", American Mineralogist 66 (1981) 1-50.
- [52] Mehvari R., Noghreyan M., Sharifi M., Mackizadeh M.A., Tabatabaei S.H., Torabi G., "Mineral chemistry of clinopyroxene: guidance on geo-thermobarometry and tectonomagmatic setting of Nabar volcanic rocks, South of Kashan (in persian)", Journal of Economic Geology 8 (2016-2017) 493-506.
- [53] Salehinejad H., Ahmadipour H., Moeinzadeh H.A., Moradian A., "Using Mineral Chemistry for Determination of Crystallization Conditions and Tectonic Setting of Diabasic Intrusive Rocks from Deh-Zahir Area (west of Rafsanjan) (in persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (2019) 809-820.
- [54] Peyghambari S., "Tectonomagmatic characteristics of ophiolitic gabbroids from south Orzuieh (south of Baft, Kerman) ophiolite complex: insights from clinopyroxene chemistry (in persian)", Iranian journal of crystallography and mineralogy 26 (2018) 301-314.
- of ferric iron from microprobe data", Geology Society of America 6 (1974) 1053-1054.
- [36] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock forming minerals". 2<sup>nd</sup> edition, Single chain silicates. Longman Group, London, UK. (1992).
- [37] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 149-160.
- [38] Golestani M., "Characteristics of tectonomagmatic alkali gabbros in northern Fathabad, Zarand (NW Kerman): based on the pyroxene mineral chemistry (in persian)", Iranian journal of crystallography and mineralogy 28 (2020) 311-328.
- [39] Golestani M., "Investigation of petrology and petrogenesis of the Gaz Boland Neogene basalts, northwest of Shahr-e-Babak (in persian)", Journal of Economic Geology (2021) (in press).
- [40] Grove T.L., Elkins-Tanton L.T., Parman S.W., Chatterjee N., Müntener O., Gaetani G.A., "Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends", Contributions to Mineralogy and Petrology 145 (2003) 515-533.
- [41] Pichavant M., Macdonald R., "Crystallization of primitive basaltic magmas at crustal pressures and genesis of the calc-alkaline igneous suite: experimental evidence from St Vincent, Lesser Antilles arc", Contributions to Mineralogy and Petrology 154 (2007) 535-558.
- [42] 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", Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 71 (1991) 243-259.
- [43] Ao S.J., Xiao W.J., Han C.M., Mao Q.G., Zhang J.E., "Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids", Gondwana Research 18 (2010) 466-478.
- [44] Loucks R.R., "Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene", Geology 18 (1990) 346-349.
- [45] Tavakoli N., Davoudian A.R., Shabanian N., Azizi H., Neubauer F., Asahara Y., Bernroider M., "Zircon U-Pb dating, mineralogy and geochemical characteristics of the gabbro and gabbro-diorite

*Eifel*", Contributions to Mineralogy and Petrology 18 (1968) 326-337.

[58] Aoki K.I., Shiba I., "Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-Gata, Japan", Lithos 6 (1973) 41-51.

[59] Sayari M., Sharifi M., "SCG: A Computer Application for Single Clinopyroxene Geothermobarometry", Italian Journal of Geosciences 133 (2014) 315-322.

[55] Soesoo A., "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations", Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119 (1997) 55-60.

[56] Helz R.T., "Phase Relations of Basalts in their Melting Range at  $P_{H_2O} = 5$  kb as a Function of Oxygen Fugacity Part I. Mafic Phases", Journal of Petrology 14 (1973) 249-302.

[57] Aoki K.I., Kushiro I., "Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher,