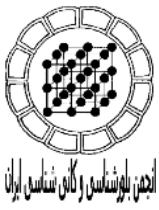
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۹، از صفحهٔ ۹۴۹ تا ۹۶۲



شیمی کانی و زمین دما فشار سنجی تبلور سنگ‌های گابرویی منطقه ده‌سرد (جنوب‌شرق ایران)

مهدی ابراهیم‌نژاد[*1]، محسن آروین[2]، سارا درگاهی[2]، کازو ناکاشیما[3]

۱- گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور کرمان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان

۳- گروه علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا، یاماگاتا، ژاپن

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۱/۲۱، نسخه نهایی: ۹۹/۱/۲۷)

چکیده: توده گابرویی منطقه ده‌سرد به سن تریاس پسین در جنوب‌غرب کرمان و جنوبی‌ترین بخش پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد. براساس پیمایش‌های صحرایی و بررسی‌های سنگ نگاری، این توده مافیکی از نوع هورنبلندگابرو است. توده گابرویی مورد بررسی شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، تیتانیت، آپاتیت، اپیدوت و کلریت است. بررسی شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلازها از نوع آلبیت تا الیگوکلاز است و کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید هستند. کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره کلسیم، منیزیم و آهن‌دار واقع هستند. آمفیبول‌ها در گروه آمفیبول‌های کلسیم‌دار و از نوع مگنزیوهورنبلند و اکتینولیت هستند. بررسی زمین‌دماسنجی کلینوپیروکسن و آمفیبول گابروها دمای ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای تبلور این سنگ‌ها تعیین می‌کند. زمین‌فشار سنجی بر اساس کانی کلینوپیروکسن، فشار تبلور سنگ‌های گابرویی مورد بررسی را در گستره ۵/۵۸-۲/۰۵ کیلوبار معادل عمق میانگین ۱۴ کیلومتر تعیین می‌کند. ترکیب شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول‌ها نشان‌دهنده تبلور آنها از ماگمایی نیمه قلیایی- آهکی قلیایی است. محیط پیدایش این ماگماها کمان آتشفشانی وابسته به محیط فرورانش است.

واژه‌های کلیدی: *ده‌سرد؛ دما- فشارسنجی؛ کلینوپیروکسن؛ آمفیبول؛ آهکی قلیایی؛ کمان آتشفشانی.*

مقدمه

پهنه سنندج-سیرجان به طول ۱۵۰۰ کیلومتر، از سنگ‌های آتشفشانی رسوبی مزوزوئیک، مجموعه‌های آذرین نفوذی و همراه با دگرگونی چندگانه تشکیل شده است [۱- ۳]. اتصال بین صفحه عربی و خرده قاره ایران مرکزی توسط دو مجموعه افیولیتی فرارو نیریز و کرمانشاه (به ترتیب در استان فارس و لرستان) در بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان قابل تشخیص است [۴- ۶]. پهنه سنندج- سیرجان و واحدهای نفوذی موجود در آن موضوع پژوهش‌های سنگ‌شناسی، ساختاری و زمین شناسی بسیاری بوده‌اند [۷، ۸]. توده‌های نفوذی گابرویی به سن مزوزوئیک به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه سنندج-سیرجان در جنوب ایران مرکزی تشکیل شده‌اند [۹، ۱۰]. گابروها از سنگ‌های درونی بازی هستند که به صورت بلورین و اغلب دانه درشت یافت می‌شوند. بررسی‌های بسیاری بر گابروهای موجود در سرزمین ایران صورت گرفته است [۱۱- ۱۵]. از مهمترین مناطق پیدایش گابروها مراکز گسترش اقیانوس، جزایر اقیانوسی، کافت قاره‌ای و مناطق فرورانش هستند [۱۶]. گابروها براساس ترکیب کانی‌شناسی به انواع مختلفی تقسیم می‌شوند که در منطقه ده‌سرد، توده گابرویی با توجه به درصد کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول، شامل سنگ هورنبلند گابرو است.

از آنجا که ترکیب شیمیایی کانی‌های سنگ از سری ماگمایی سنگ میزبان پیروی می‌کند [۱۷، ۱۸]، برپایه شیمی-کانی‌ها می‌توان به شناخت فرایندهای ماگمایی پی برد. بررسی

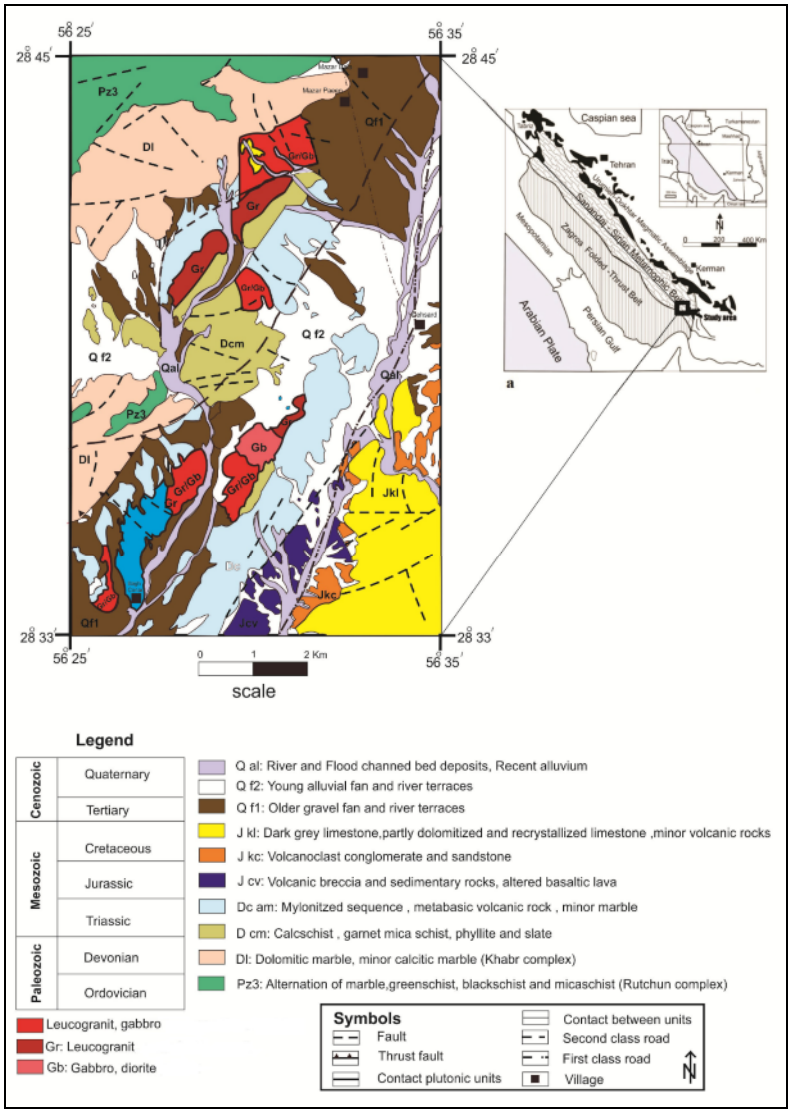
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۴-۳۳۲۵۷۴۳۵، پست الکترونیکی: Ebrahimnejad@sci.uk.ac.ir

شرایط تبلور و فرایندهای اثرگذار بر تبلور کانی، دگرگونی‌های ماگمایی سنگ میزبان را مشخص می‌کند [۱۹]. در این پژوهش، با استفاده از داده‌های شیمی‌کانی پیروکسن و پلاژیوکلاز گابروهای منطقه ده‌سرد به شرایط دما و فشار تبلور این کانی‌ها پی برده و خاستگاه زمین‌ساختی آنها بررسی شد.

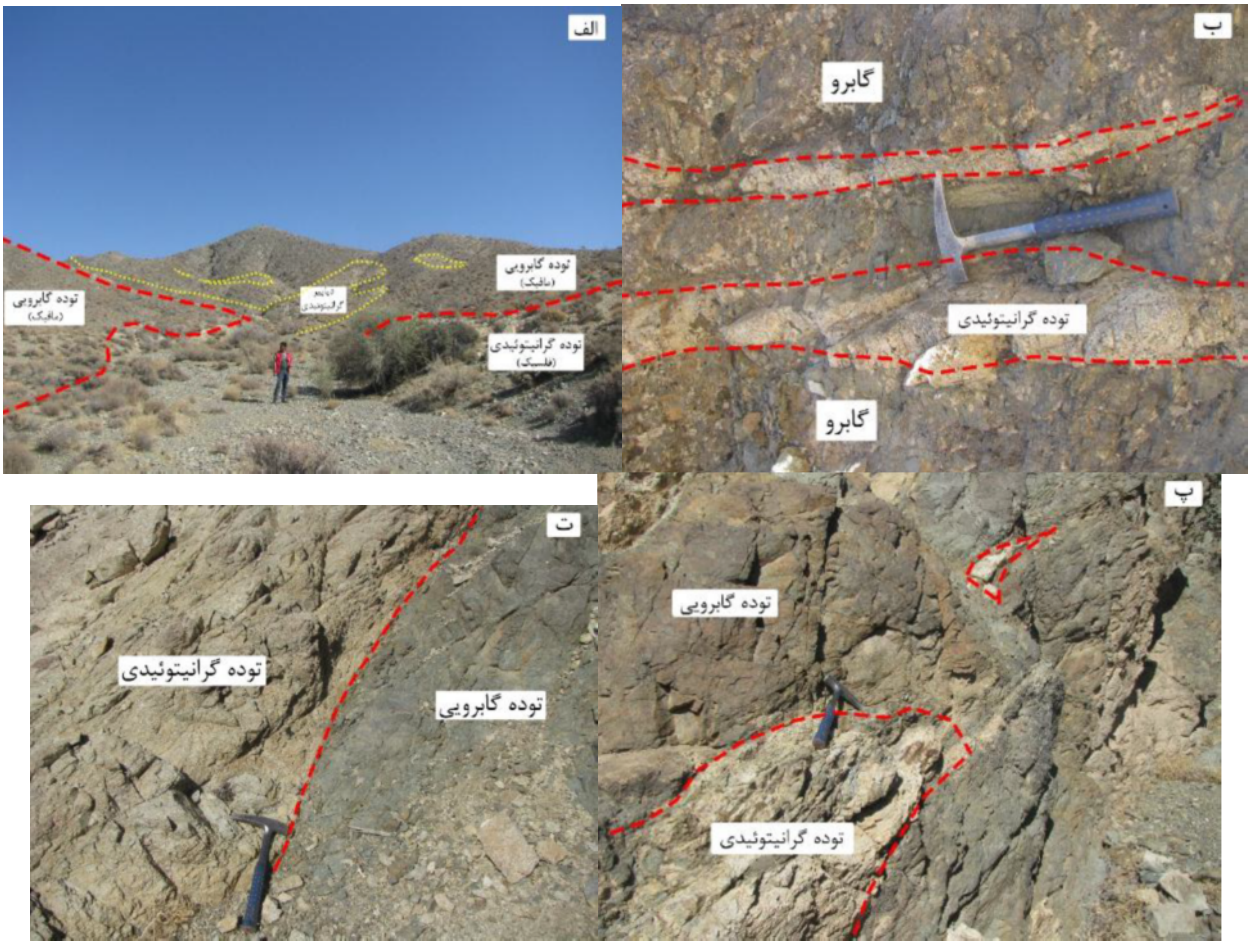
زمین‌شناسی

از آنجا که فلات ایران بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا در نظر گرفته می‌شود، باز و بسته شدن اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس در دگرگونی‌های زمین‌شناسی آن نقش اساسی دارند [۲۰]. پهنه سنندج- سیرجان پیچیده‌ترین منطقه ساختاری ایران است [۲۱، ۲۲]. رخدادهای اصلی دگرگونی و فعالیت ماگمایی پهنه سنندج- سیرجان به مزوزوئیک نسبت داده شده است [۲۳، ۲۴]. توده‌های نفوذی منطقه ده‌سرد با سن تریاس پسین در ۲۳۰ کیلومتری جنوب‌غرب کرمان و در جنوبی‌ترین بخش پهنه سنندج-سیرجان، بین طول‌های جغرافیایی '۳۵ °۵۶- '۲۵ °۵۶ شرقی و عرض‌های جغرافیایی '۳۳ °۲۸-'۴۵°۲۸ شمالی واقع هستند (شکل ۱) [۲۵].

حالت لایه‌ای در بعضی از سنگ‌های منطقه به علت توالی توده فلسی و مافیک دیده می‌شود (شکل ۲ الف). توده مافیک موجود در منطقه شامل هورنبلند گابروها بوده و فاز فلسی شامل سنگ‌های گرانیتوئیدی است. فاز فلسی منطقه مورد بررسی گاهی به درون فاز مافیک به صورت دایک نفوذ کرده است و گاهی نیز به صورت توده با فاز مافیک مرز مشخص دارد (شکل‌های ۲ ب تا ت). رگه‌های آپلیتی که نشان‌دهنده فاز آخر تبلور ماگمایی است نیز در منطقه رخنمون دارند.



شکل ۱ نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی [۲۵].



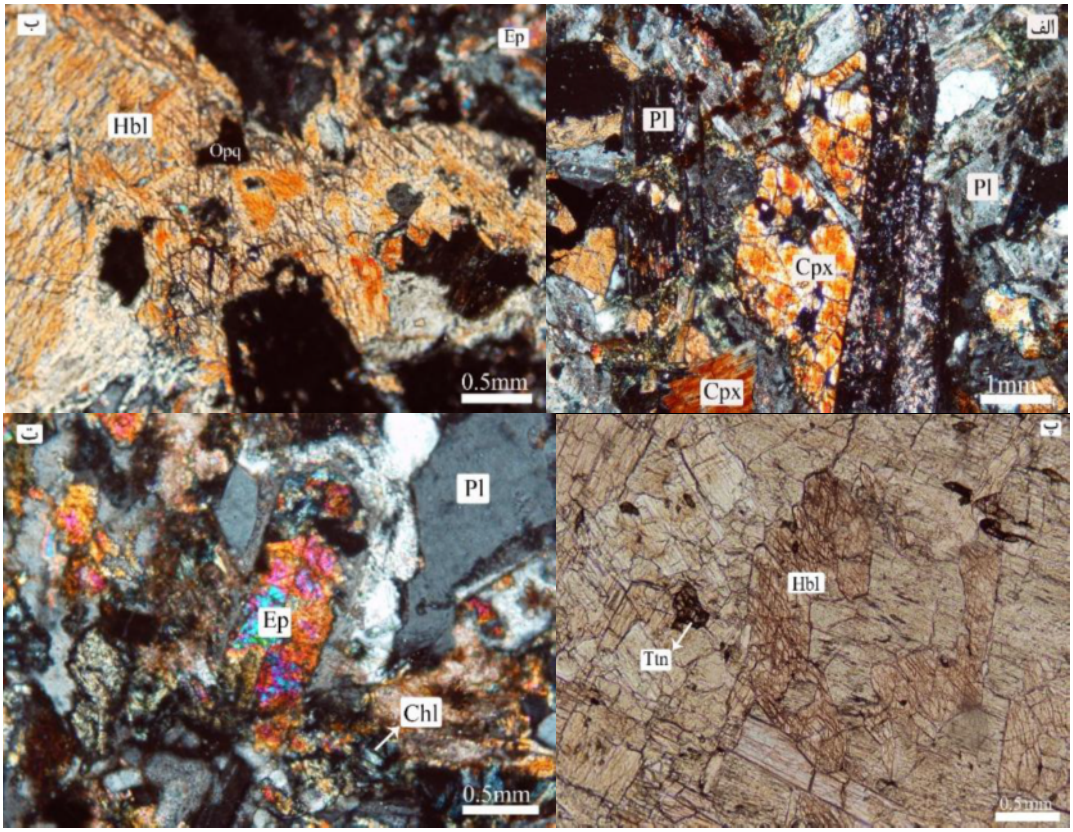
شکل ۲ الف) نمایی از توده گابرویی و گرانیتوئیدی منطقه ده سرد که در بخش‌هایی از منطقه فاز فلسیک بـه‌صـورت دیـاپیری رخنمـون دارد؛ ب) حضور رگه گرانیتی در گابروهای مورد بررسی؛ پ و ت) نمایی از مرز تماس توده گرانیتوئیدی با توده گابرویی منطقه ده‌سرد.

روش پژوهش

بررسی‌های صحرایی با انتخاب نمونه‌ها مناسب انجام شد. در ادامه با تهیه مقاطع میکروسکوپی و بررسی‌های سنگ‌نگاری برای شناخت دقیق کانی پیروکسن و پلاژیوکلاز موجود در گابروهای منطقه ده‌سرد، تجزیه ریزکاوالکترونی بر کانی‌ها توسط دستگاه مدل JEOL-JX8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت و جریان تابشی ۲۰nA در بخش علوم زمین دانشگاه یاماگاتای ژاپن انجام شد. زمان تجزیه هر نقطه بسته به نوع کانی و عناصر مورد نیاز برای تجزیه از ۳۰ ثانیه تا ۵ دقیقه متغیر بود. استانداردهای واسنجی برای کانی‌های یاد شده آپاتیت، ولاستونیت، آلبیت، آدلاریا، SiO_2، آزمایشگاهی، TiO_2، Al_2O_3، Fe_2O_3، MnO، MgO، CaF_2 و NaCl بودند.

سنگ‌شناسی

توده گابرویی مورد بررسی در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه است. بافت غالب این سنگ‌ها دانه‌ای (شکل ۳ الف) و میان‌دانه‌ای است و بافت‌های پورفیری و خال خال نیز در آنها دیده می‌شود. ترکیب این سنگ‌ها در گستره هورنبلند گابرو است. ترکیب کانی‌شناسی غالب این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول است (شکل ۳ ب و پ). از دیگر کانی‌های موجود می‌توان به آپاتیت و تیتانیت، اپیدوت و کلریت اشاره کرد (شکل ۳ ت). پلاژیوکلازها فراوانترین کانی اصلی موجود در این سنگ‌ها هستند و ۲۵ تا ۵۵ درصد حجمی سنگ‌ها را شامل می‌شوند. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و ماکل چندریخت موجود در این کانی‌ها بر اثر دگرسانی سریستی آشکارا قابل دیده نیست. آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها با ۱۰ تا ۳۵ درصد حجمی از نوع هورنبلند و اکتینولیت هستند و رخ هورنبلند در این کانی‌ها به خوبی دیده می‌شود. کلینوپیروکسن‌ها بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و حدود ۱۰ تا ۳۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی هورنبلندگابروهای منطقه ده‌سرد: الف) بافت دانه‌ای موجود در هورنبلندگابروهای مورد بررسی (در نور قطبیده متقاطع XPL)؛ ب و پ) رخ موجود در کانی هورنبلند در گابروهای مورد بررسی (به ترتیب در نورهای قطبیده متقاطع و قطبیده صفحه‌ای)؛ ت) کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت و کدر برآمده از دگرسانی اپیدوتی و کلریتی رخ داده در هورنبلندگابروهای مورد بررسی (در نور XPL). (Cpx: کلینوپیروکسن، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Ep: اپیدوت، Chl: کلریت، Ttn: تیتانیت (اسفن)).

شیمی کانی‌ها

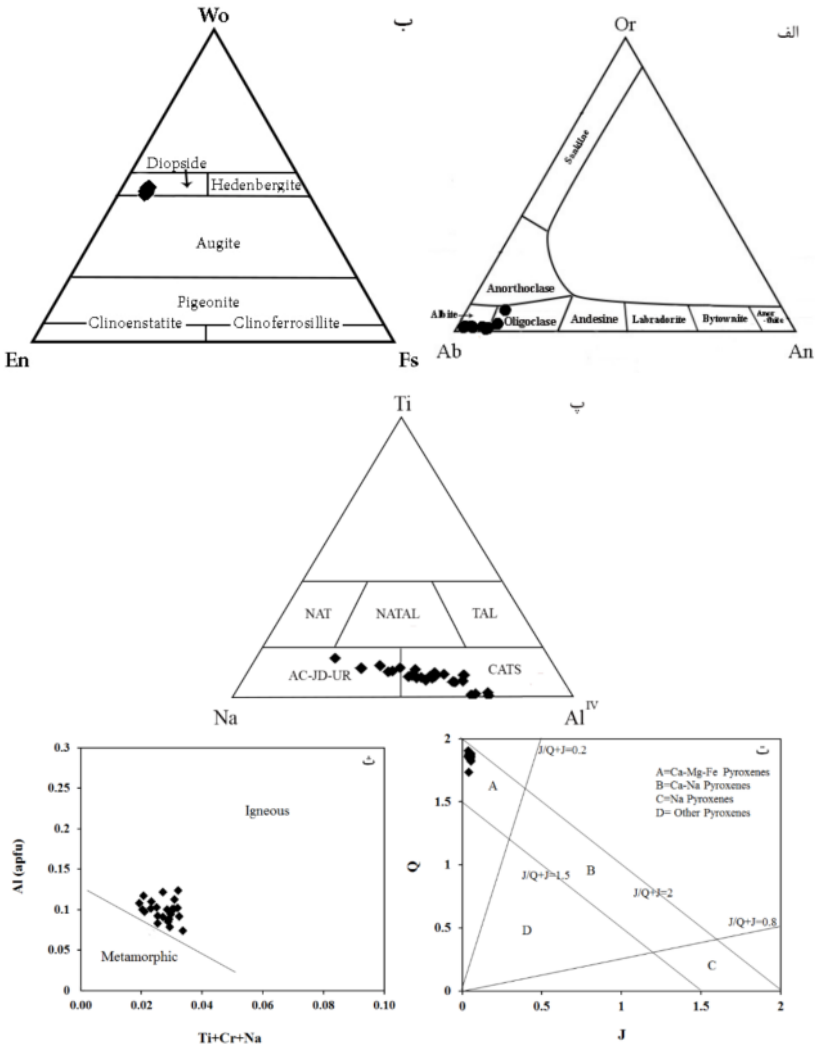
پلاژیوکلاز: این کانی اصلی‌ترین کانی موجود در سنگ‌های گابرویی مورد بررسی است. فرمول ساختاری پلاژیوکلازها محاسبه شده براساس ۸ اکسیژن و نتایج تجزیه این کانی‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. دیده می‌شود که پلاژیوکلازهای موجود در گابروهای مورد بررسی در گستره آلبیت تا الیگوکلاز قرار دارند (شکل ۴ الف). مقدار آنورتیت پلاژیوکلازها از $An_{1.35}$ تا $An_{10.65}$ متغیر است. بافت منطقه‌ای در پلاژیوکلازهای مورد بررسی دیده نمی‌شود که نشان دهنده رشد تعادلی طی تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز است [۲۶].

پیروکسن: ترکیب پیروکسن‌ها در گستره $En_{1.90}Fs_{6.97}$ $Wo_{28.95}$ تا $Wo_{72.88}$ $Fs_{25.21}$ $En_{53.59}$ قرار دارد (جدول ۲). فرمول ساختاری محاسبه شده برای پیروکسن‌ها بر پایه شش اتم اکسیژن و چهار کاتیون در جدول ۳ ارائه شده است. با توجه به دسته‌بندی موریموتو و همکاران [۲۷]، پیروکسن‌های مورد بررسی غنی از کلسیم (با میانگین ۰٫۸۲ درصد وزنی) و فقیر از سدیم (کمتر از ۰٫۴۳ درصد وزنی) هستند. ترکیب پیروکسن‌ها در نمودار مثلثی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت از نوع دیوپسید است (شکل ۴ ب). در نمودار $Ti\text{-}Na\text{-}Al^{IV}$، بیشتر نمونه‌های کلینوپیروکسن مورد نظر درصد مولی CaTs[1] بیش از ۵۰ درصد دارند و غنی‌شده از کلسیم (CaTs) هستند (شکل ۴پ) [۲۸]. با توجه به نمودار Q-J [۲۷]، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی از نوع کلینوپیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad) هستند (شکل ۴ ت). با توجه به مقادیر Ti، Cr و Na (به ترتیب صفر، ۰٫۰۰ تا ۰٫۰۳۵، و ۰٫۰۱ تا ۰٫۴۳) در نمودار شمار اتم Al^{tot} نسبت به مجموع اتم‌های Ti+Cr+Na در ساختار کانی، پیروکسن‌های بررسی شده در گستره ترکیبی کلینوپیروکسن‌های ماگمایی واقع هستند (شکل ۴ ث) [۲۹]. عدد منیزیم Mg#=Mg/(Fe+Mg). کمتر از ۸۶ درصد در کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده جدایش بلور از ماگماست [۳۰، ۳۱]، عدد منیزیم نمونه‌های مورد بررسی (با میانگین ۸۱٪) ماگمایی بودن این نمونه‌ها را تایید می‌کند.

1 - Ca-tschermaks molecule

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازها در گابروهای منطقه ده‌سرد و محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۸ اکسیژن.

نمونه	1-8	1-9	2-7	2-8	2-9	2-10	4-6	4-7	4-8	6-5
SiO_2(wt.%)	۷۱٫۶۷	۷۱٫۶۸	۷۲٫۴۵	۷۱٫۳۲	۶۷٫۳۶	۷۲٫۲۱	۷۱٫۹۷	۷۰٫۶۱	۷۰٫۰۷	۷۳٫۴۳
Al_2O_3	۲۰٫۶۶	۱۹٫۵۸	۲۱٫۰۱	۲۱٫۳۴	۲۵٫۰۸	۲۰٫۷۹	۲۰٫۶۲	۲۲٫۱۷	۲۱٫۷۷	۲۰٫۸۵
FeO	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۱۳	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۰۰
CaO	۰٫۱۵	۰٫۴۲	۰٫۹۲	۰٫۸۴	۰٫۳۸	۰٫۹۴	۰٫۱۸	۱٫۲۴	۱٫۲۴	۰٫۳۱
Na_2O	۷٫۵۲	۶٫۴۷	۶٫۸۴	۶٫۹۰	۵٫۶۳	۸٫۷۱	۷٫۴۳	۶٫۶۴	۷٫۲۴	۶٫۲۳
K_2O	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۲٫۵۹	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۷۹	۰٫۲۴	۰٫۰۹
مجموع	۱۰۰٫۰۷	۹۸٫۲۶	۱۰۱٫۲۷	۱۰۰٫۴۲	۱۰۱٫۱۰	۱۰۲٫۷۵	۱۰۰٫۴۳	۱۰۱٫۵۲	۱۰۰٫۷۰	۱۰۰٫۹۲
Si(apfu)	۲٫۸۶	۲٫۹۲	۲٫۸۶	۲٫۸۴	۲٫۶۶	۲٫۸۱	۲٫۸۷	۲٫۷۸	۲٫۷۸	۲٫۹۱
Al	۱٫۱۰	۱٫۰۶	۱٫۱۱	۱٫۱۳	۱٫۳۲	۱٫۰۸	۱٫۰۹	۱٫۱۶	۱٫۱۵	۱٫۱۰
Fe	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۲
Na	۱٫۲۰	۱٫۰۵	۱٫۰۸	۱٫۱۰	۰٫۸۹	۱٫۳۶	۱٫۱۸	۱٫۰۵	۱٫۱۵	۰٫۹۹
K	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۴۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱
Or	۱٫۰۲	۰٫۹۵	۰٫۶۱	۰٫۳۱	۳۰٫۸۰	۱٫۰۵	۱٫۲۴	۹٫۸۰	۲٫۹۶	۱٫۴۰
Ab	۹۸٫۰۳	۹۵٫۹۳	۹۳٫۱۲	۹۳٫۹۸	۶۶٫۹۳	۹۳٫۸۹	۹۷٫۵۶	۸۲٫۴۷	۸۹٫۴۱	۹۶٫۱۹
An	۰٫۹۵	۳٫۱۲	۶٫۲۸	۵٫۷۱	۲٫۲۷	۵٫۰۶	۱٫۲۱	۷٫۷۲	۷٫۶۳	۲٫۴۱



شکل ۴ الف) نمودار Ab-Or-An و موقعیت پلاژیوکلازهای موجود در گابروهای منطقه مورد بررسی بر آن. ب) نمودار سه تایی انستاتیت (En)، ولاستونیت (Wo) و فروسیلیت (Fs) [۲۷] کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای منطقه مورد بررسی. پ) نمودار سه‌تایی $Ti-Na-Al^{IV}$ [۲۸] کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای منطقه مورد بررسی ($NaT=NaTi_{0.5}R_{0.5}Si_2O_6$، $NATAL=NaTiSiAlO_6$، $TAL=CaTiAl_2O_6$، $Ac=NaFeSi_2O_6$، $JD=NaAlSi_2O_6$، $UR=NaCrSi_2O_6$، $CATS=CaAlSi_6$ & $CaFeAlSiO_6$) ت) نمودار رده‌بندی کلینوپیروکسن‌ها [۲۷] نمودار $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ نسبت به $J=2Na$، ث) نمودار Ti+Na+Cr نسبت به Al [۲۹].

جدول۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌ها در گابروهای منطقه ده‌سرد.

نمونه(wt.%)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	مجموع
1-1	۵۵٫۲۰	۰٫۱۵	۰٫۷۹	۴٫۹۲	۰٫۱۸	۱۵٫۱۱	۲۲٫۶۰	۰٫۳۹	۰٫۰۰	۹۹٫۳۳
1-2	۵۵٫۵۸	۰٫۰۲	۰٫۷۵	۴٫۱۷	۰٫۱۸	۱۵٫۶۶	۲۳٫۴۷	۰٫۲۷	۰٫۰۰	۱۰۰٫۱۰
1-3	۵۶٫۱۷	۰٫۰۴	۰٫۱۷	۴٫۸۳	۰٫۱۷	۱۵٫۱۴	۲۴٫۴۲	۰٫۲۷	۰٫۰۰	۱۰۱٫۲۱
1-4	۵۵٫۹۴	۰٫۰۱	۰٫۴۲	۴٫۵۴	۰٫۲۵	۱۵٫۲۵	۲۳٫۷۵	۰٫۲۹	۰٫۰۰	۱۰۰٫۴۵
1-5	۵۵٫۴۴	۰٫۱۴	۰٫۹۷	۴٫۵۶	۰٫۲۲	۱۵٫۴۷	۲۳٫۴۰	۰٫۳۵	۰٫۰۰	۱۰۰٫۵۶
1-6	۵۴٫۹۶	۰٫۱۲	۰٫۹۰	۴٫۵۴	۰٫۱۷	۱۵٫۲۳	۲۳٫۵۷	۰٫۳۴	۰٫۰۰	۹۹٫۸۲
2-1	۵۴٫۶۱	۰٫۱۵	۱٫۲۹	۴٫۶۳	۰٫۱۵	۱۵٫۷۷	۲۲٫۷۵	۰٫۳۶	۰٫۰۰	۹۹٫۷۱
2-2	۵۶٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۵۲	۴٫۱۸	۰٫۲۰	۱۵٫۳۳	۲۴٫۱۷	۰٫۳۳	۰٫۰۰	۱۰۰٫۷۹
2-4	۵۵٫۳۴	۰٫۱۴	۱٫۱۹	۴٫۵۴	۰٫۱۴	۱۵٫۳۰	۲۳٫۶۲	۰٫۳۰	۰٫۰۰	۱۰۰٫۵۷
3-5	۵۵٫۱۹	۰٫۲۰	۰٫۸۶	۵٫۰۳	۰٫۲۱	۱۵٫۱۵	۲۳٫۲۱	۰٫۳۷	۰٫۰۰	۱۰۰٫۲۳
3-6	۵۵٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۹۳	۴٫۴۵	۰٫۱۷	۱۵٫۳۶	۲۳٫۴۳	۰٫۳۷	۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۶
3-7	۵۵٫۶۴	۰٫۲۰	۰٫۹۷	۴٫۵۶	۰٫۱۶	۱۵٫۲۲	۲۳٫۶۶	۰٫۳۶	۰٫۰۰	۱۰۰٫۷۷
4-1	۵۵٫۳۶	۰٫۱۸	۱٫۲۳	۴٫۸۶	۰٫۲۴	۱۵٫۱۵	۲۳٫۶۶	۰٫۳۹	۰٫۰۰	۱۰۱٫۰۷
4-2	۵۵٫۳۵	۰٫۱۴	۱٫۰۳	۴٫۸۳	۰٫۱۶	۱۵٫۱۰	۲۳٫۹۵	۰٫۳۶	۰٫۰۰	۱۰۰٫۹۱
4-3	۵۵٫۵۰	۰٫۱۴	۰٫۷۹	۴٫۴۹	۰٫۲۱	۱۵٫۴۸	۲۳٫۸۲	۰٫۳۶	۰٫۰۲	۱۰۰٫۸۱
4-4	۵۵٫۳۵	۰٫۱۲	۰٫۷۳	۴٫۴۵	۰٫۱۶	۱۵٫۵۶	۲۳٫۴۰	۰٫۲۸	۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۵
4-5	۵۴٫۹۷	۰٫۱۳	۱٫۲۰	۴٫۶۷	۰٫۱۷	۱۵٫۲۲	۲۳٫۵۰	۰٫۳۱	۰٫۰۲	۱۰۰٫۱۸
5-1	۵۵٫۴۹	۰٫۱۰	۰٫۹۵	۴٫۷۷	۰٫۱۷	۱۵٫۳۰	۲۳٫۷۳	۰٫۲۶	۰٫۰۱	۱۰۰٫۷۷
5-2	۵۵٫۰۸	۰٫۱۴	۱٫۰۱	۴٫۵۸	۰٫۱۸	۱۵٫۲۳	۲۳٫۵۳	۰٫۳۷	۰٫۰۲	۱۰۰٫۱۱
5-5	۵۵٫۴۰	۰٫۱۶	۱٫۱۸	۴٫۵۵	۰٫۱۸	۱۵٫۴۳	۲۳٫۹۵	۰٫۳۰	۰٫۰۲	۱۰۱٫۱۶
5-6	۵۵٫۲۱	۰٫۱۵	۱٫۰۷	۴٫۴۶	۰٫۱۰	۱۵٫۵۵	۲۴٫۱۳	۰٫۲۹	۰٫۰۰	۱۰۰٫۹۷
6-1	۵۵٫۶۷	۰٫۱۹	۰٫۹۹	۴٫۷۳	۰٫۲۰	۱۵٫۰۱	۲۳٫۶۷	۰٫۳۱	۰٫۰۰	۱۰۰٫۷۸
6-2	۵۴٫۳۲	۰٫۱۹	۱٫۲۱	۴٫۴۹	۰٫۱۷	۱۴٫۵۵	۲۳٫۷۹	۰٫۳۵	۰٫۰۰	۹۹٫۰۸
6-3	۵۵٫۰۰	۰٫۱۵	۱٫۲۶	۴٫۸۴	۰٫۱۸	۱۴٫۸۱	۲۴٫۰۲	۰٫۳۶	۰٫۰۰	۱۰۰٫۶۱
6-4	۵۴٫۸۸	۰٫۲۱	۱٫۳۷	۴٫۸۶	۰٫۲۲	۱۴٫۸۲	۲۴٫۱۵	۰٫۴۰	۰٫۰۱	۱۰۰٫۹۱

جدول ۳ محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۶ اکسیژن.

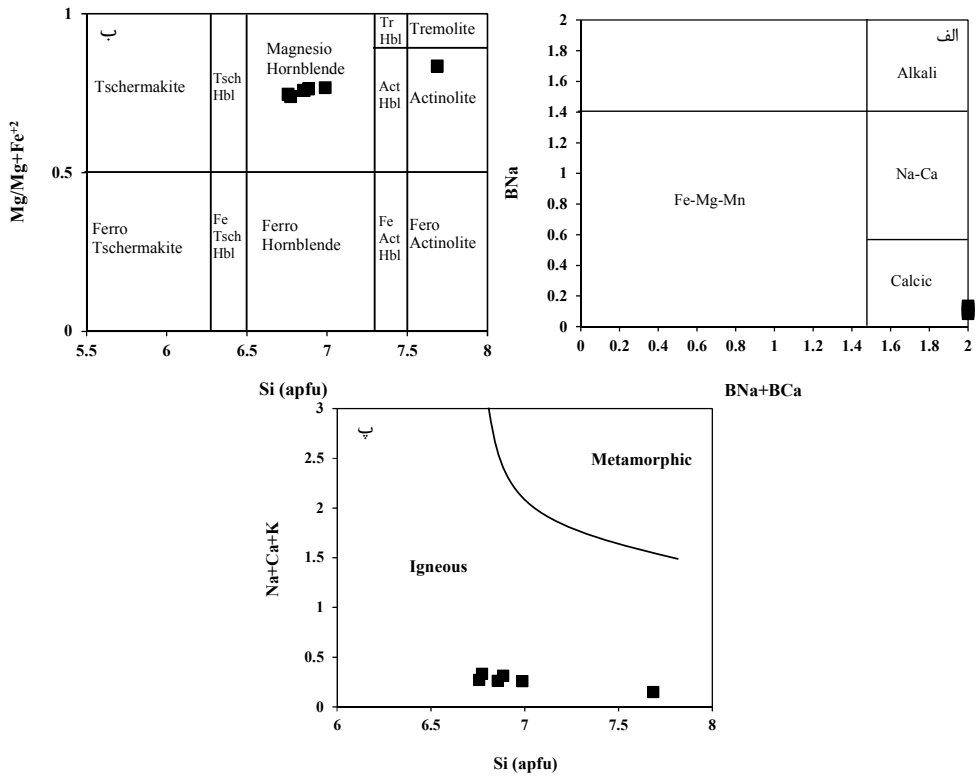
نمونه(apfu)	Si	Al	Ti	Mg	Fe	Ca	Na	K	$Al^{(IV)}$	$Al^{(VI)}$	mg#	En	Fs	Wo
1-1	۲٫۰۳	۰٫۱۲	۰٫۰۰	۰٫۸۳	۰٫۱۱	۰٫۸۹	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۸۸٫۵۲	۴۴٫۱۵	۸٫۳۷	۴۷٫۴۸
1-2	۲٫۰۲	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۸۵	۰٫۱۰	۰٫۹۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۸۹٫۶۷	۴۴٫۷۹	۶٫۹۸	۴۸٫۲۴
1-3	۲٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۸۲	۰٫۱۴	۰٫۹۵	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۸۵٫۰۳	۴۲٫۶۵	۷٫۹۰	۴۹٫۴۴
1-4	۲٫۰۳	۰٫۱۲	۰٫۰۰	۰٫۸۳	۰٫۱۲	۰٫۹۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۸۷٫۰۹	۴۳٫۵۷	۷٫۶۷	۴۸٫۷۶
1-5	۲٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۸۴	۰٫۱۱	۰٫۹۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۸۸٫۶۶	۴۴٫۲۳	۷٫۶۹	۴۸٫۰۹
1-6	۲٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۸۳	۰٫۱۱	۰٫۹۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۸۷٫۹۶	۴۳٫۷۵	۷٫۶۰	۴۸٫۶۵
2-1	۲٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۸۶	۰٫۰۸	۰٫۸۹	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۹۱٫۱۸	۴۵٫۳۱	۷٫۷۱	۴۶٫۹۸
2-2	۲٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۸۳	۰٫۱۲	۰٫۹۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۸۶٫۹۷	۴۳٫۶۰	۶٫۹۹	۴۹٫۴۰
2-4	۲٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۸۲	۰٫۱۱	۰٫۹۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۸۸٫۶۴	۴۳٫۸۴	۷٫۵۲	۴۸٫۶۵
3-5	۲٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۸۲	۰٫۱۲	۰٫۹۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۸۷٫۴۹	۴۳٫۵۷	۸٫۴۶	۴۷٫۹۷
3-6	۲٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۸۳	۰٫۱۱	۰٫۹۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۸۸٫۵۹	۴۴٫۱۵	۷٫۴۵	۴۸٫۴۰
3-7	۲٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۸۲	۰٫۱۲	۰٫۹۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۸۷٫۶۲	۴۳٫۶۵	۷٫۶۰	۴۸٫۷۵
4-1	۲٫۰۰	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۸۲	۰٫۱۲	۰٫۹۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۸۷٫۰۸	۴۳٫۲۶	۸٫۱۸	۴۸٫۵۶
4-2	۲٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۸۲	۰٫۱۳	۰٫۹۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۸۶٫۳۴	۴۳٫۰۰	۷٫۹۷	۴۹٫۰۲
4-3	۲٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۸۳	۰٫۱۱	۰٫۹۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۸۸٫۲۳	۴۳٫۹۳	۷٫۴۹	۴۸٫۵۹
4-4	۲٫۰۲	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۸۵	۰٫۱۰	۰٫۹۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۸۹٫۱۷	۴۴٫۵۱	۷٫۳۹	۴۸٫۰۹
4-5	۲٫۰۰	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۸۳	۰٫۱۱	۰٫۹۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۸۸٫۲۰	۴۳٫۷۰	۷٫۸۰	۴۸٫۵۰
5-1	۲٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۸۲	۰٫۱۱	۰٫۹۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۸۷٫۸۷	۴۳٫۵۶	۷٫۸۹	۴۸٫۵۶
5-2	۲٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۸۳	۰٫۱۲	۰٫۹۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۸۷٫۶۴	۴۳٫۷۵	۷٫۶۶	۴۸٫۵۹
5-5	۲٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۸۳	۰٫۱۱	۰٫۹۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۸۸٫۰۷	۴۳٫۷۱	۷٫۵۲	۴۸٫۷۷
5-6	۱٫۹۵	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۸۲	۰٫۰۰	۰٫۹۱	۰٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۴۳٫۸۶	۷٫۲۳	۴۸٫۹۱
6-1	۲٫۰۱	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۸۱	۰٫۱۲	۰٫۹۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۸۶٫۹۰	۴۳٫۱۴	۷٫۹۶	۴۸٫۹۰
6-2	۲٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۸۰	۰٫۱۴	۰٫۹۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۸۵٫۳۲	۴۲٫۴۷	۷٫۶۳	۴۹٫۹۰
6-3	۲٫۰۰	۰٫۰۹	۰٫۰۰	۰٫۸۰	۰٫۱۳	۰٫۹۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۸۵٫۶۷	۴۲٫۴۵	۸٫۰۷	۴۹٫۴۸
6-4	۱٫۹۹	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۸۰	۰٫۱۴	۰٫۹۴	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۸۵٫۱۱	۴۲٫۳۰	۸٫۱۴	۴۹٫۵۶

آمفیبول: آمفیبول از دیگر کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی است. نتایج محاسبه فرمول ساختاری آنها براساس فرمول استاندارد آمفیبول $AB_2C_5^{IV}T_8O_{22}(OH)_2$ [۳۲] بر پایه ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در جایگاه چاروجهی و هشت وجهی در جدول ۴ آورده شده است. با توجه به مقدار BCa (کلسیم موجود در جایگاه B؛ ۱٫۸۶ تا ۱٫۹۱) و مقدار BNa (سدیم موجود در جایگاه B؛ ۰٫۰۸ تا ۰٫۱۳)، آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع کلسیمی هستند (شکل ۵ الف) و در نمودار نام-گذاری آمفیبول‌ها [۳۰]، در گستره اکتینولیت تا منیزیوهورنبلند قرار دارند (شکل ۵ ب). براساس نمودار تفکیک

کننده آمفیبول‌های ماگمایی از دگرگونی [۳۳]، آمفیبول‌های اولیه موجود در گابروهای مورد بررسی از نوع ماگمایی هستند (شکل ۵ پ). لیک و همکاران [۳۲] معتقدند که مقدار Si در آمفیبول‌های ماگمایی کمتر از ۷/۳ درصد است، در صورتیکه آمفیبول‌هایی با سیلیس بالای ۷/۳ درصد از فرایندهای زیر خط انجماد به وجود آمده‌اند [۳۴، ۳۵].

جدول ۴ نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌ها در گابروهای مورد بررسی و محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن.

نمونه	3-1	3-2	3-3	3-4	5-7	5-8
SiO_2 (wt.%)	۵۴/۵۹	۴۶/۵۴	۴۷/۷۲	۴۸/۵۷	۴۶/۷۳	۴۷/۷۹
TiO_2	۰/۲۰	۱/۴۹	۱/۸۳	۱/۴۹	۱/۸۹	۱/۷۳
Al_2O_3	۴/۱۲	۱۰/۶۶	۹/۴۵	۸/۵۷	۱۰/۲۴	۹/۴۹
FeO	۶/۴۳	۹/۰۲	۸/۴۳	۸/۴۹	۸/۹۷	۸/۷۱
MnO	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۲۰
MgO	۱۸/۲۹	۱۴/۳۷	۱۵/۲۶	۱۵/۶۷	۱۴/۸۱	۱۵/۳۶
CaO	۱۲/۵۷	۱۱/۹۶	۱۲/۱۰	۱۲/۲۳	۱۲/۳۷	۱۲/۳۹
Na_2O	۰/۵۲	۱/۴۱	۱/۳۱	۱/۳۰	۱/۵۲	۱/۴۵
K_2O	۰/۲۵	۱/۰۶	۱/۰۰	۰/۷۸	۱/۰۱	۰/۹۰
مجموع	۹۷/۱۰	۹۶/۶۸	۹۷/۱۹	۹۷/۲۴	۹۷/۶۵	۹۸/۰۴
Si(apfu)	۷/۶۹	۶/۷۷	۶/۸۸	۶/۹۹	۶/۷۶	۶/۸۶
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۰/۶۸	۱/۸۳	۱/۶۱	۱/۴۵	۱/۷۵	۱/۶۰
$Al^{(IV)}$	۰/۳۱	۱/۲۳	۱/۱۲	۱/۰۱	۱/۲۴	۱/۱۴
$Al^{(VI)}$	۰/۳۷	۰/۶۰	۰/۴۹	۰/۴۴	۰/۵۰	۰/۴۶
Fe	۰/۷۶	۱/۱۰	۱/۰۲	۱/۰۲	۱/۰۸	۱/۰۴
Mn	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۳
Mg	۲/۱۷	۱/۹۵	۲/۳۲	۲/۹۵	۳/۰۵	۳/۲۲
Ca	۱/۹۰	۱/۸۶	۱/۸۷	۱/۸۸	۱/۹۲	۱/۹۰
Na	۰/۱۴	۰/۴۰	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۴۲	۰/۴۰
K	۰/۰۵	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۱۷
B: Ca	۱/۹۰	۱/۸۶	۱/۸۷	۱/۸۸	۱/۹۲	۱/۹۰
B: Na	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۱۰
mg#	۰/۸۴	۰/۷۴	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۷۵	۰/۷۶



شکل ۵ ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مورد بررسی در الف) در نمودار BNa+BCa نسبت به BNa [۳۲]، ب) نمودار Si نسبت به $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ [۳۲] و پ) نمودار شناسایی آمفیبول‌های دگرگونی از آذرین [۳۳].

گریزندگی اکسیژن و ارزیابی مقدار آب ماگما

گریزندگی اکسیژن بر فرایندهای ماگمایی، توالی تبلور و نوع کانی‌های متبلور شده اثر بسیاری دارد و مقدار آن به نوع محیط زمین‌ساختی ماگما وابسته است. در نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ نسبت به $Al^{IV}+Na$ [۳۶]، قرار داشتن نمونه‌های مورد بررسی پایین خط $Fe^{+3}=0$ بیانگر تبلور کانی‌های پیروکسن مورد بررسی در گریزندگی پایین اکسیژن است. اگر در این نمودار نمونه‌ها بالای خط قرار داشته باشند، نشانگر گریزندگی بالای اکسیژن است. در واقع، هر چه فاصله نمونه‌ها از خط موازنه $Fe^{+3}=0$ بیشتر یا کمتر باشد به ترتیب بیشتر یا کمتر بودن گریزندگی اکسیژن در محیط تبلور کانی کلینوپیروکسن را نشان می‌دهد (شکل ۶ الف).

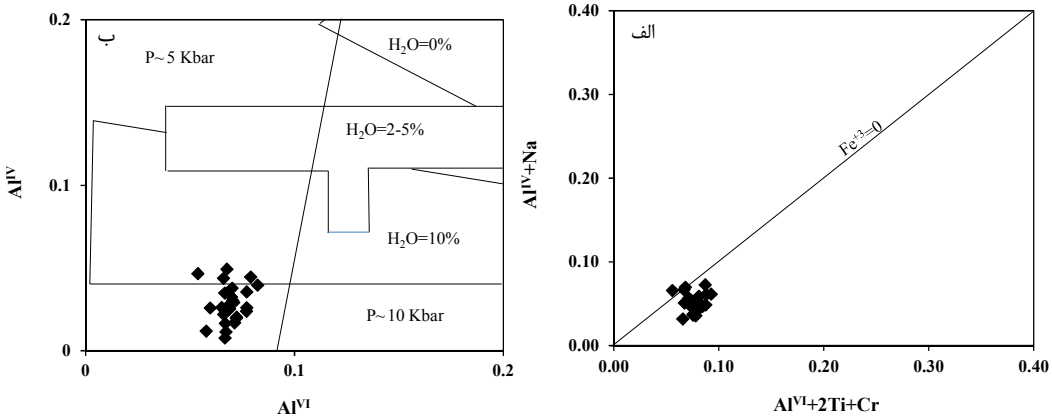
توزیع Al^{IV} در جایگاه‌های هشت‌وجهی و چاروجهی در تعیین مقدار آب ماگما و فشار کاربرد دارد. افزایش مقدار Al^{IV} نشان دهنده کاهش مقدار آب در محیط تبلور پیروکسن‌هاست [۳۷]. بر اساس نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI}، پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره فشار ۵kbar و مقدار آب ۱۰ درصد تشکیل شده‌اند (شکل ۶ ب).

تعیین سری ماگمایی و محیط زمین ساختی

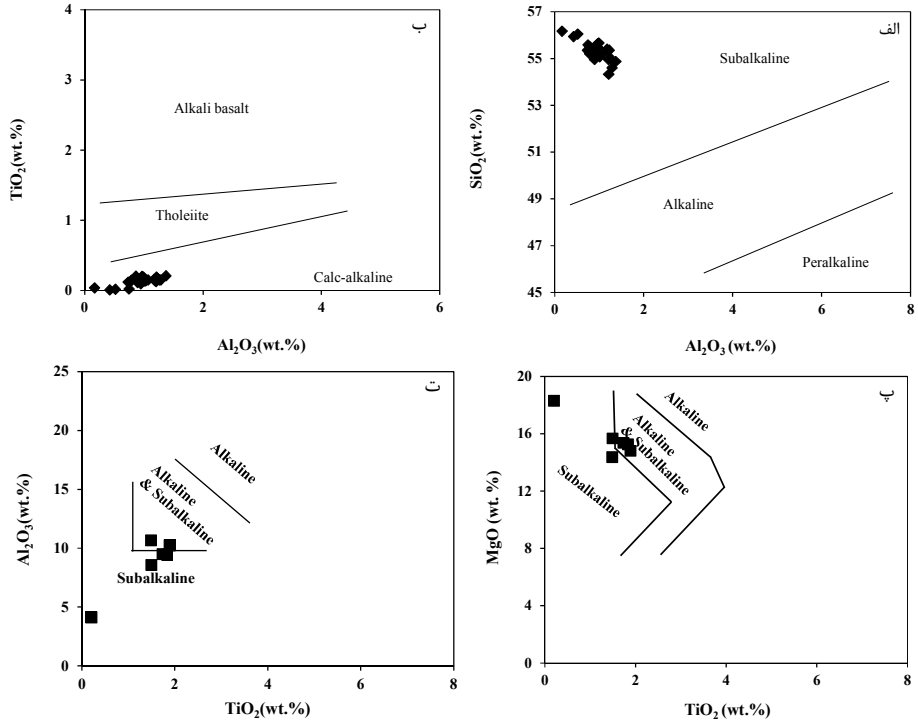
ترکیب شیمیایی و خاستگاه ماگمای سازنده بر ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها اثر دارد [۳۸]. در نتیجه با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی پیروکسن می‌توان به سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی ماگمای میزبان پی برد [۳۹، ۴۰]. با استفاده از نمودار اکسیدهای عناصر اصلی Al_2O_3 نسبت به SiO_2، نیمه قلیایی بودن ماگمای سازنده کانی‌های مورد بررسی مشخص می‌شود (شکل ۷ الف). در نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی واقع هستند (شکل ۷ ب). نمونه‌های آمفیبول موجود در هورنبلندگابروها نیز در نمودارهای TiO_2 نسبت به Al_2O_3 و MgO در گستره نیمه قلیایی قرار دارند (شکل‌های ۷ پ و ت). برای بررسی محیط زمین‌ساختی توده‌های گابرویی بر اساس کانی کلینوپیروکسن موجود در آنها، نمودارهای بسیاری طراحی شده است. لتریر و همکاران [۳۹] نموداری بر اساس کاتیون عناصر Ti+Cr نسبت به Ca ارائه نمودند که کلینوپیروکسن‌های محیط پشته میان‌اقیانوسی و تولئیتی را از کلینوپیروکسن‌های محیط کمان آتشفشانی تفکیک می‌کند. بر این اساس کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در محیط کمان آتشفشانی تشکیل شده‌اند (شکل ۸ الف). همچنین در نمودار F_1-F_2 [۴۱] که بر پایه ترکیب همه اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی کلینوپیروکسن برای تفکیک محیط زمین‌ساختی بازالت‌ها طراحی شده است:

$$\mathbf{F1} = -0.012 \times SiO_2 - 0.0807 \times TiO_2 + 0.0026 \times Al_2O_3 - 0.0012 \times FeO^* - 0.0026 \times MnO + 0.0087 \times MgO - 0.0128 \times CaO - 0.0419 \times Na2O$$

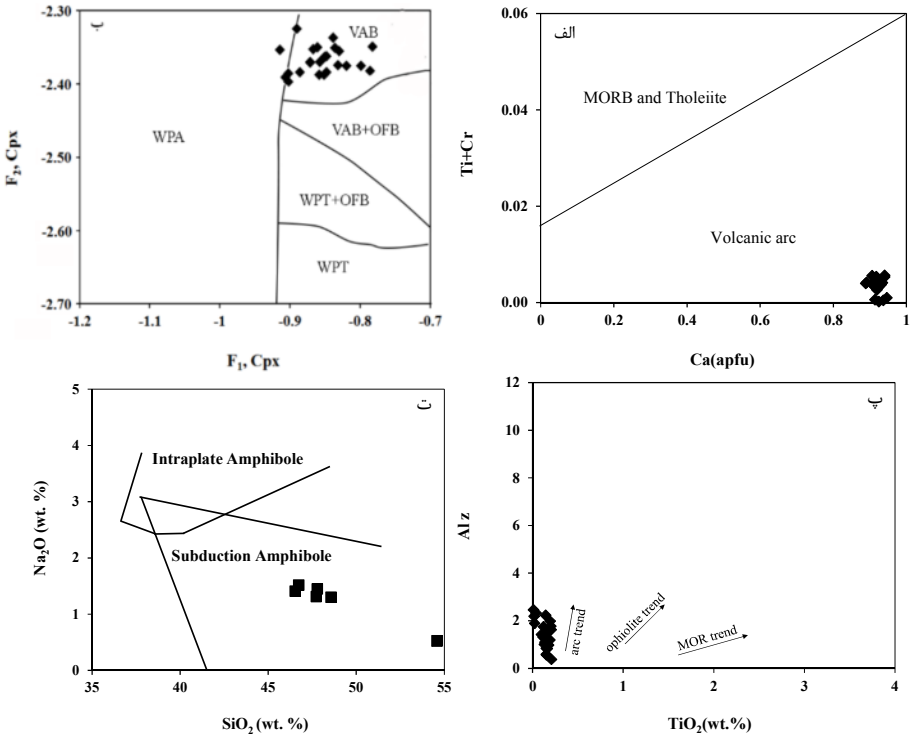
$$\mathbf{F2} = -0.0469 \times SiO_2 - 0.0818 \times TiO_2 - 0.0212 \times Al_2O_3 - 0.0041 \times FeO^* - 0.1435 \times MnO - 0.0029 \times MgO + 0.0085 \times CaO + 0.0160 \times Na_2O$$



شکل ۶ الف) نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ نسبت به $Al^{IV}+Na$ در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی [۳۵] و ب) توزیع Al در جایگاه‌های چاروجهی و هشت‌وجهی در ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی برپایه مقدار بخار آب [۳۶].



شکل ۷ ترکیب کانی‌های کلینوپیروکسن موجود در هورنبلندگابروهای منطقه ده‌سرد در الف و ب) نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 و TiO_2 [۴۱] ترکیب آمفیبول‌های موجود در هورنبلندگابروهای منطقه ده‌سرد در پ و ت) نمودارهای TiO_2 نسبت به MgO و Al_2O_3 [۱۹] برای شناسایی سرشت ماگمای این هورنبلندگابروها.



شکل ۸ الف) نمودار Ca نسبت به Ti+Cr [۳۹] برای کلینوپیروکسن‌های موجود در هورنبلندگابروهای منطقه ده‌سرد ، ب) جایگاه کلینوپیروکسن-های مورد بررسی در نمودار F_1-F_2 [۴۱]. (VAB: بازالت‌های کمان آتشفشانی، OFB: بازالت‌های بستر اقیانوسی، WPT: بازالت‌های تولئیتی میان صفحه‌ای و WPT: بازالت‌های قلیایی میان‌صفحه‌ای). پ) نمودار TiO_2 نسبت به Alz [۴۲] برای کلینوپیروکسن‌های موجود در هورنبلندگابروهای منطقه ده‌سرد ، ت) رده‌بندی زمین ساختی ماگمایی آمفیبول‌های موجود در هورنبلندگابروهای منطقه ده‌سرد [۴۳].

ترکیب کلینوپیروکسن‌های توده گابرویی دەسرد در گستره بازالت‌های کمان آتشفشانی واقع هستند (شکل ۸ ب). بکالوا و همکاران [۴۰] معتقدند که پیروکسن‌هایی که از ماگمای وابسته به کمان آتشفشانی متبلور شده‌اند دارای SiO_2 بالا و Ti پایین هستند. با توجه به این ویژگی‌های کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی، می‌توان محیط کمان آتشفشانی را برای این کانی‌ها در نظر گرفت (جدول ۲). نمودار TiO_2 نسبت به $Al^{IV}*100/2$ (Alz) [۴۲] برای پیروکسن‌های مورد بررسی روند وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند. در این نمودار، ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های تشکیل شده در محیط فرورانش از محیط وابسته به افیولیت و کافت تفکیک می‌شود (شکل ۸ پ). در نمودار مرجع [۴۳] که برای محیط زمین-ساختی آمفیبول‌ها ارائه شده است، آمفیبول‌های مورد بررسی در محیط فرورانش قرار دارند (شکل ۸ ت).

دماسنجی- فشارسنجی

از آنجا که ترکیب کلینوپیروکسن وابسته به تغییرات دما و فشار است، می‌توان از این کانی برای برآورد دما و فشار تبلور استفاده کرد [۴۴- ۴۶]. برای دماسنجی تک کانی کلینوپیروکسن به روش ترسیمی [۴۷]، پارامترها X_{PT} و Y_{PT} به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

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

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

مقدار X_{PT} برای نمونه‌های مورد بررسی در گستره ۴۰ تا ۴۱/۵ و Y_{PT} در گستره ۳۰/۳۴- تا ۳۰/۲۹- است. بر اساس روش مرجع [۴۷]، دمای کلینوپیروکسن‌های بررسی شده در گستره ۱۱۵۰-۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۹ الف). بر پایه محاسبات نیسیس و تیلور[۴۸]:

$$T(K) = 23166 + 39.28\ (P\ kbar/13.25 + 15.35\ Ti + 4.5\ Fe - 1.55\ (Al + Cr - Na - K) + (Ln\ a^{Cpx}_{en})^2 \quad (۵)$$

دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی ۶۵۶ تا ۱۱۳۴ درجه سانتی‌گراد با تغییرات ۲۵± °C است.

بر پایه دماسنجی تبلور کلینوپیروکسن‌ها به روش پاتریکا [۴۹]:

$$T(^{o}K) = 93100 + 544\ P(Kbar)/61.1 + 36.6X^{cpx}_{Ti}) + 10.9(X^{cpx}_{Fe}) - 0.95\ (X^{cpx}_{Al} + X^{cpx}_{Cr} - X^{cpx}_{Na} - X^{cpx}_{K}) + 0.395[(\ln a^{cpx}_{En})]^2 \quad (۶)$$

دمای تبلور نمونه‌های کانی کلینوپیروکسن مورد بررسی، ۱۱۹۷-۱۲۶۷ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود:

دماسنجی هورنبلند- کلینوپیروکسن بر پایه تعادل کاتیون‌های Mg و Fe میان کانی‌های هورنبلند و کلینوپیروکسن همزیست است [۵۰]. براساس این روش، دمای تعادل این دو کانی در هورنبلند گابروهای مورد بررسی در گستره ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰درجه سانتی‌گراد است (شکل ۹ ب).

در روش دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز مرجع [۵۱] که برای دماهای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ کیلوبار کاربرد دارد

$$T=\frac{0.667-48.98Y}{-0.0429-0.008314*LnK} \quad (۷)$$

که

$$K = \frac{(Si-4)}{(8-Si)} X^{plg}_{Ab} \quad (۸)$$

دمای تعادلی دو کانی هورنبلند- پلاژیوکلاز بر اساس فشار مرجع [۵۲] ۴۵۰-۵۴۸ درجه سانتی‌گراد تعیین شد.

برپایه نمودار ترسیمی تعیین فشار کلینوپیروکسن [۴۷]، فشار تبلور پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره ۵-۲ کیلوبار برآورد می‌شود (شکل ۹ پ). در روش فشارسنجی مرجع [۴۹] بر پایه رابطه زیر توزیع Al میان کلینوپیروکسن و مذاب همزیست مورد توجه است: این رابطه در فرمول ۶ برای هر کاتیون Al شش اتم اکسیژن در نظر گرفته شده است.

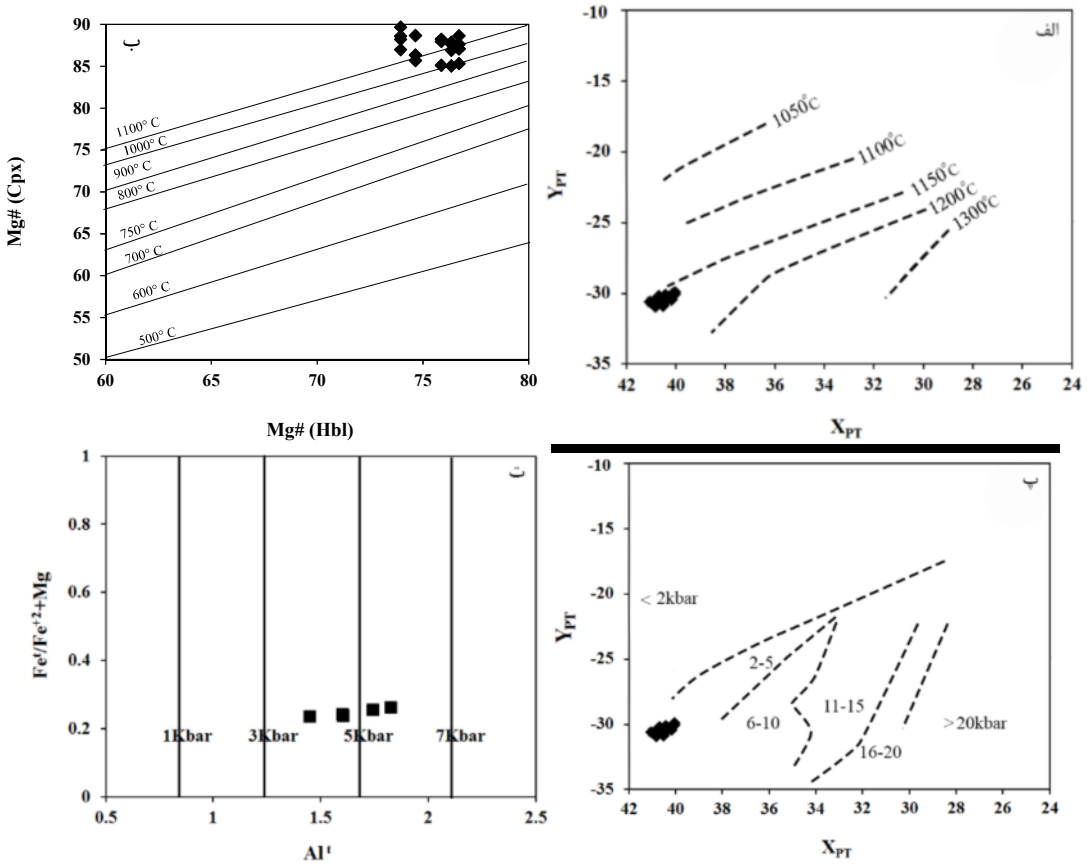
$$P\ (kbar) = -57.9 + 0.0475T(K) - 40.6(X^{liq}_{FeO}) - 47.7(X^{cpx}_{CaTs}) + 0.676(X^{liq}_{H2O}) - 153(X^{liq}_{CaO0.5}\ X^{liq}_{SiO2}) + 6.89[X^{cpx}_{Al}\ /\ X^{liq}_{Al2O31.5}] \quad (۹)$$

که

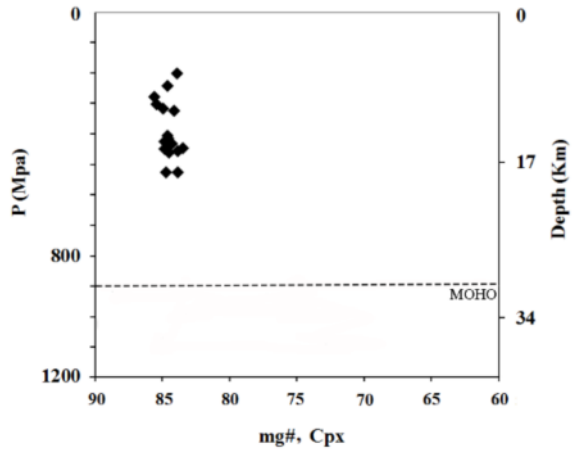
$$X^{cpx}_{Al} = XAl^{(IV)cpx} + XAl^{(VI)xpx} \quad (۱۰)$$

فشار نمونه‌های مورد بررسی بر این اساس ۵/۵۸-۲/۰۵ کیلوبار است. بر اساس پارامتر Al^t نسبت به $Fe^t/(Mg+Fe^t)$ موجود در آمفیبول‌های مورد بررسی، فشار ۶-۴ کیلوبار به روش مرجع [۵۲] برای تبلور آنها به دست آمد (شکل ۹ ت).

با توجه به فشارهای به دست آمده از مرجع [۴۹]، عمق تبلور توده نفوذی گابرویی به طور میانگین ۱۴ کیلومتر است. شکل ۱۰ نیز عمق تبلور کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی را حدود ۱۳ تا ۱۷ کیلومتر نشان می‌دهد.



شکل ۹ الف) نمودار X_{PT} نسبت به Y_{PT} برای برآورد دمای تبلور پیروکسن موجود در هورنبلندگابروهای منطقه ده‌سرد بر [۴۷]. ب) برآورد دمای تعادل تبلور کلینوپیروکسن و هورنبلند موجود در هورنبلندگابروهای منطقه ده‌سرد بر پایه مقادیر #Mg در کلینوپیروکسن و هورنبلند همزیست [۵۰]. پ) نمودار X_{PT} نسبت به Y_{PT} برای برآورد فشار تبلور پیروکسن موجود در هورنبلندگابروهای منطقه ده‌سرد بر پایه [۴۷]. ت) نمودار Al^t نسبت به $Fe^t/(Mg+Fe^{+2})$ برای برآورد فشار تبلور آمفیبول‌ها [۵۲].



شکل ۱۰ تخمین فشار بر گرفته از مرجع [۴۹] نسبت به #mg. خط افقی هم‌ارزی عمق با فشار را نشان می‌دهد.

برداشت

با توجه به درصد کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول در توده گابرویی ده‌سرد، این سنگ‌ها در گستره هورنبلندگابرو قرار دارند. کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید هستند و در گستره کلینوپیروکسن‌های کلسیم، منیزیم و آهن-دار قرار دارند. آمفیبول‌های تشکیل دهنده این گابروها ترکیب

مگنزیوهورنبلند و اکتینولیت داشته و پلاژیوکلازها نیز در گستره آلبیت- الیگوکلاز قرار دارند. با توجه به ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها، ماگمایی بودن آنها مشخص است و ماگمای سازنده آنها سرشتی نیمه قلیایی- آهکی قلیایی دارد. دما و فشارسنجی بر اساس کانی کلینوپیروکسن دمای ۱۲۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵٫۵۸-۲٫۰۵ کیلوبار در گستره گریزندگی پایین اکسیژن را برای تبلور کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای ده‌سرد نشان می‌دهد. این فشار عمقی حدود ۱۴ کیلومتر را برای تبلور توده گابرویی مورد بررسی برآورد می‌کند. کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی نیز محیطی با گریزندگی پایین اکسیژن را تایید می‌کنند. محیط زمین ساختی ماگمای سازنده این کانی‌ها کمان ماگمایی وابسته به فرورانش است.

مراجع

[1] Berberian M., King G., "*Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran",* Canadian journal of earth sciences 18 (1981) 210-265.

[2] Mohajjel M., Fergusson C., Sahandi M., "*Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran"* Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.

[3] Nazemei M, Arvin M., Dargahi S., "*Geochemistry and source characteristics of Dehsard mafic volcanic rocks in the southeast of the Sanandaj–Sirjan zone, Iran: implications for the evolution of the Neo-Tethys Ocean",* Turkish Journal of Earth Sciences 27 (2018) 249-268.

[4] Stocklin J., "*Structural history and tectonics of Iran: a review"* AAPG Bulletin 52 (1968) 1229-1258.

[5] Arvin M., Pan Y, Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A., "*Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction",* Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 474-489.

[6] Azizi, H, Asahara Y., Mehrabi B., Chung S.L., "*Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffi abad area, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran",* Geochemistry 71 (2011) 363-376.

[7] Sedighian S., Dargahi S., Arvin M., "*Petrochemistry of Khunrang intrusive complex, southeast of Kerman, Iran: Implications for magmatic evolution of Sanandaj-Sirjan zone in the Mesozoic time",* Journal of African Earth Sciences 134 (2017) 149-165.

[8] Deevsalar R., Shinjo R., Wang K.-L., Hadi Y., Neill I., "*Gabbroic–dioritic dykes from the Sanandaj–Sirjan Zone: windows on Jurassic and Eocene geodynamic processes in the Zagros Orogen, western Iran",* Journal of the Geological Society 175 (2018) 915-933.

[9] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A., Shang C., Abedini M.V., "*Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism",* Journal of Asian Earth Sciences 36 (2010) 668-683.

[10] Mohammadi N., Sodoudi F., Mohammadi E., Sadidkhouy A., "*New constraints on lithospheric thickness of the Iranian plateau using converted waves",* Journal of seismology 17 (2013) 883-895.

[11] Dorani M., Moradian A., "*Geochemical and tectonomagmatic investigation of gabbros in southwest of Shahr-Babak, Kerman Province",* Iran Soc Cryst Mineral 86 (2007) 193-210.

[12] Rahgoshai M., Shafaei, M.H., Pirasteh, S., "*The distinctive trace elements signature of the less-evolved MORB materials in the south of Birjand ophiolites",* (2007).

[13]Amini S., Moradpour N., ZareiSahamieh R.., "*Petrography, geochemistry and petrology of the South Sahneh Ophiolite Complex (NE Kermanshah)",* Farsi). Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 14(2)(2006) 225-246.

[14] Ghasemi H., Derakhshi M., "*Mineralogy, geochemistry and role of olivine mechanical separation in generation of Lower Paleozoic igneous rocks in Shirgesht area, NW of Tabas, Central Iran",* Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 16 (2008) 227-224.

[15] Ghorbani G., "*Geothermobarometry and mineral chemistry of ferroanpargasite gabbroic cumulates in volcanic rocks from South of Shahrood",* (2008).

[16] Gill R., "*Igneous rocks and processes: a practical guide*", John Wiley & Sons (2010).

[17] Zhu Y., Ogasawara Y., "*Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalt: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan",* Journal of Asian Earth Sciences 22 (2004) 517-527.

[18] Avanzinelli R., Bindi L., Menchetti S., Conticelli S., *"Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria Volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study",* Lithos 73 (2004) 41-69.

[19] Molina J., Scarrow J., Montero P.G., Bea F.,*"High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkali hybrid melts during evolution of Variscan basic–ultrabasic magmatism of Central Iberia",* Contribution to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 69-98.

[20] Berberian, M., "*Active Tectonics and Geologic Setting of the Iranian Plateau*, in *Developments in Earth Surface Processes*", Elsevier (2014) 151-171.

[21] Falcon N.L., "*Southern Iran: Zagros Mountains",* Geological Society, London, Special Publications 4 (1974) 199-211.

[22] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "*Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences",* Lithos 106 (2008) 380-398.

[23] Sepahi A.A., Athari S.F., "*Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from the SE Saqqez area",* Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry, 183 (2006) 93-106.

[24] Baharifar A., Moinevaziri H., Bellon H., Piqué A.,"*The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj–Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events",* Comptes Rendus Geoscience 336 (2004) 1443-145.

[25] Nazemzadeh M., Rashidi A., "*Geological map of the Dehsard (Bezar), Scale 1/100,000",* Geological Survey of Iran, Sheet (2006) 7347.

[26] Shelley D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations"*, Chapman and Hall (1993) 445p.

[27] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxenes",* Mineralogy and Petrology 39 (1988) 55-76.

[28] Paplke J., Cameron K., Baldwin K.,*"Amphibolesandpyroxenes: characterizationofotherthen quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data",* Geol. Soe. Amer. Abstracts (1974) 1053-1054.

[29] Berger J., Féménias 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.

[30] Le Bas M.J., *"The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage",* American Journal of Science 260 (1962) 267-288.

[31] Deer, W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rock-forming minerals"*, Longman Scientific & Technical Hong Kong (1992).

[32] Leake B.E., Woolley A. R., Arps C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., *"Report. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names"*, Mineralogical magazine 61 (1997) 295-321.

[33] Sial, A., Ferreira V., Fallick A., Cruz M.J.M.,*"Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil"*, Journal of South American Earth Sciences, 11 (1998) 457-471.

[34] Agemar T., Wörner G. Heumann A., *"Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric*

[44] Sadeghian M., Minggu Z., *"Mineral chemistry and Thermobarometry of Middle Jurassic diabasic dikes Cutting metamorphic-igneous Shotor-Kuh complex (SE Shahrood)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26 (2019) 915-928.

[45] Bindi L., Cellai D., Melluso L., Conticelli S., Morra V., Menchetti S., *"Crystal chemistry of clinopyroxene from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy",* Lithos 46 (1999) 259-274.

[46] Aydin F., Karsli O., Sadiklar M.B., *"Compositional Variations, Zoning Types and Petrogenetic Implications of Low-pressure Clinopyroxenes in the Neogene Alkaline Volcanic Rocks of Northeastern Turkey",* Turkish Journal of Earth Sciences 18 (2009) 163-186.

[47] Soesoo A., *"A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations",* GFF (1997) 55-60.

[48] 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 39 (2000) 541-554.

[49] Putirka K.D., *"Thermometers and barometers for volcanic systems"*, Reviews in mineralogy and geochemistry 69 (2008) 61-120.

[50] Anderson J.L., *"Status of thermobarometry in granitic batholiths",* Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh 87 (1996) 125-138.

[51] Blundy J.D., Holland T.J., *"Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer",* Contributions to mineralogy and petrology 104 (1990) 208-224.

[52] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer",* Contributions to mineralogy and petrology 110 (1992) 304-310.

water?" Contributions to Mineralogy and Petrology 136 (1999) 331-344.

[35] Chivas A.R., *"Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization",* Contributions to Mineralogy and Petrology 78 (1982) 389-403.

[36] Schweitzer E., Papike J., Bence A., *"Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts",* American Mineralogist 64 (1979) 501-513.

[37] Helz R.T., *"Phase relations of basalts in their melting range at PH_2O= 5 kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases",* Journal of Petrology 14 (1973) 249-302.

[38] Kamenetsky V. S., Maas R., Sushchevskaya N.M., Norman M.D., Cartwright I., Peyve A.A., "*Remnants of Gondwanan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge",* Geology 29 (2001) 243-246.

[39] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series",* Earth and planetary science letters 59 (1982) 139-154.

[40] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator",* Chemical Geology 77 (1989) 165-182.

[41] Nisbet E.G. Pearce J.A., *"Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings",* Contributions to mineralogy and petrology 63 (1977) 149-160.

[42] 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.

[43] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S. Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle",* Lithos 99 (2007) 68-84.