

دما-فشارسنجی سنگ های آتشفشانی شمال طرود، شمال خاور ایران

نجلا ساکی^۱ و قاسم قربانی^{۲*}

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب شاهرود و در شمال خاور زون ایران مرکزی واقع است. دایک های بازالتی فراوانی در این منطقه به داخل سنگ های آتشفشانی ائوسن نفوذ نموده که برخی حاوی انکلاوهای گابرویی فراوانی نیز هستند. پلاژیوکلاز (لابرادوریت، بایتویت-آنورتیت)، آمفیبول (کلسیک، پارگازیت و مگنزیوهایستینگزیت) و پیروکسن (کلسیک، دیوپسید-اوژیت) از کانی های شاخص این سنگ ها هستند. ماهیت سازنده این سنگ ها ساب آکالان و فوگاسیته اکسیژن طی تشکیل و تبلور آنها بالا بوده است. دماسنجی این سنگ ها بیانگر دماهای توقف تبادل و تعادل نهایی کانی ها در سنگ های بازالتی میزبان، دایک ها و انکلاوها، برای پیروکسن بین $1100-1200^{\circ}\text{C}$ و برای آمفیبول $825-1038^{\circ}\text{C}$ بوده است. زمین فشارسنجی (ژئوبارومتري) با استفاده از میزان آلومینیم کل آمفیبول در سنگ های بازالتی میزبان، دایک های بازالتی و انکلاوها به ترتیب بین $8/51-9/21$ ، $7/41-9/16$ و $6/84-7/46$ کیلو بار و بر اساس پیروکسن بین $2-8$ کیلو بار برآورد می شود. شیمی کانی های این سنگ ها تشابهات ترکیبی قوی را نشان می دهند و بیانگر آن است که منشأ سنگ های بازالتی میزبان، دایک ها و انکلاوها یکسان و احتمالاً مخزن ماگمایی آنها در اعماق 33 تا 25 کیلومتری پوسته تحتانی بوده و انکلاوهای گابرویی حاصل جدایش بلوری اولیه ماگمای مادر سنگ های بازالتی میزبان بوده که توسط دایک ها از عمق مخزن ماگمایی به سطح آورده شده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۲۹

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۲۹

تاریخ انتشار: ۱۴۰۰/۰۸/۱۰

کلیدواژه ها:

دما-فشارسنجی

بازالت

گابرو

طرود

شمال خاور ایران

۱- پیش نوشتار

سنگ های بازالتی مورد مطالعه در حدود 100 کیلومتری جنوب شاهرود، و حدود 10 کیلومتری شمال روستای طرود واقع شده اند (شکل ۱). نوار ماگمایی طرود - معلمان در جنوب دامغان و منطقه مورد مطالعه در بخش شمال خاور نوار ماگمایی یاد شده قرار دارد و از لحاظ ساختاری در بخش شمالی زیر زون ماگمایی ایران مرکزی واقع است (آقاباتی، ۱۳۸۳). این نوار ماگمایی عمدتاً از سنگ های آتشفشانی با ترکیب سنگ شناختی متشکل از مجموعه سنگ های اولیوین بازالت، بازالت، آندزیت و داسیت و معادل های آذرآواری آنها تشکیل شده است. در داخل سنگ های بازالتی و بازالت آندزیتی خاور این نوار، واقع در شمال طرود، تعداد زیادی دایک حاوی انکلاوهای با ترکیب گابرویی وجود دارند و آمفیبول ها و پیروکسن از کانی های مهم تشکیل دهنده این دایک ها، انکلاوها و سنگ های بازالتی و بازالت آندزیتی میزبان می باشند. تجربیات پژوهشگران مختلف نشان داده است که ترکیب شیمیایی آمفیبول و پیروکسن، رابطه مستقیمی با فشار و درجه حرارت تبلور آنها دارد و از این رو می توان برای محاسبات دما فشارسنجی استفاده نمود (Erdman et al., 2014; Soesoo, 1997). پژوهشگران زیادی از جنبه سنگ شناسی و به ویژه اقتصادی (از نظر کانه زایی مس، آهن و طلا) به مطالعه سنگ های آذرین این نوار ماگمایی پرداخته اند (برای مثال، فردوست و همکاران، ۱۳۹۹؛ قربانی، ۱۳۸۷)، اما در خصوص شرایط ترمودینامیکی آنها کمتر مطالعه شده است. قربانی (۱۳۸۷) بر اساس شیمی آمفیبول های موجود در انکلاوهای موجود در دایک های شمال طرود، تغییرات دمایی تعادل آمفیبول ها را بین 830°C تا 860°C و فشار تعادل بین $7/34$ تا $7/60$ کیلو بار برآورد نموده است.

۲- زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

نوار ماگمایی طرود-چاه شیرین با امتداد خاوری-باختری تا شمال خاور - جنوب باختر، در جنوب خاور شهرستان دامغان و در مرز شمال خاوری کویر بزرگ واقع است و عمدتاً متشکل از سنگ های آذرین درونی و بیرونی است. حجم اصلی سنگ های آذرین را سنگ های آتشفشانی ائوسن با ترکیب بازیک تا اسیدی تشکیل می دهند. سنگ های حدواسط آندزیتی حجم اصلی واحدهای آذرین بیرونی منطقه را به خود اختصاص داده اند، اما سنگ های بازالتی نیز در حجم نسبتاً زیاد در این نوار ماگمایی رخنمون دارند. چندین توده نفوذی با اندازه متوسط تا نسبتاً کوچک (استوک) با ترکیب حدواسط تا اسیدی نیز به داخل سنگ های آتشفشانی نفوذ نموده اند. ترادف آتشفشانی در این منطقه از تناوب گدازه ها، سنگ های آذرآواری تشکیل شده است و ترکیب سنگ شناختی این مجموعه از بازالت، آندزیت تا داسیت تغییر می کند (شکل ۲-الف). دایک های موازی متعددی به طول حدود چند صدمتر در بخش های مختلف این نوار ماگمایی به ویژه در منتهی الیه خاور این نوار رخنمون

* نویسنده مسئول: قاسم قربانی؛ E-mail: ghorbani@du.ac.ir

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

doi: 10.22071/GSJ.2021.243475.1831

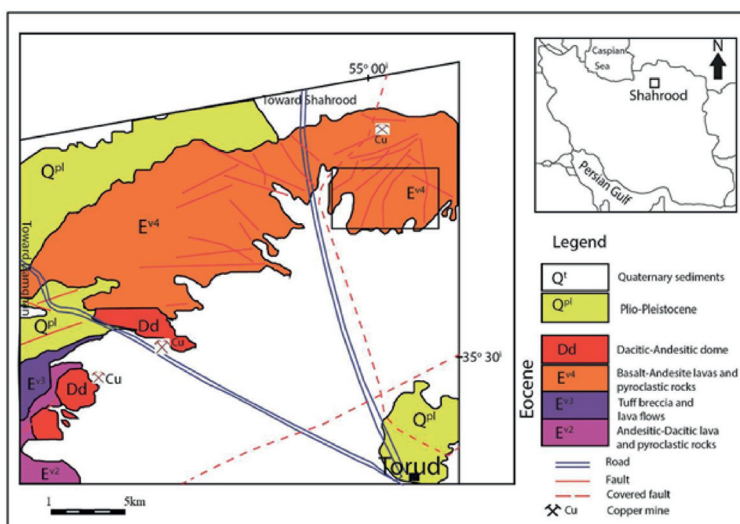
doi: 20.1001.1.10237429.1400.31.2.13.0

This is an open access article Under the by-nc/4.0/ License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)

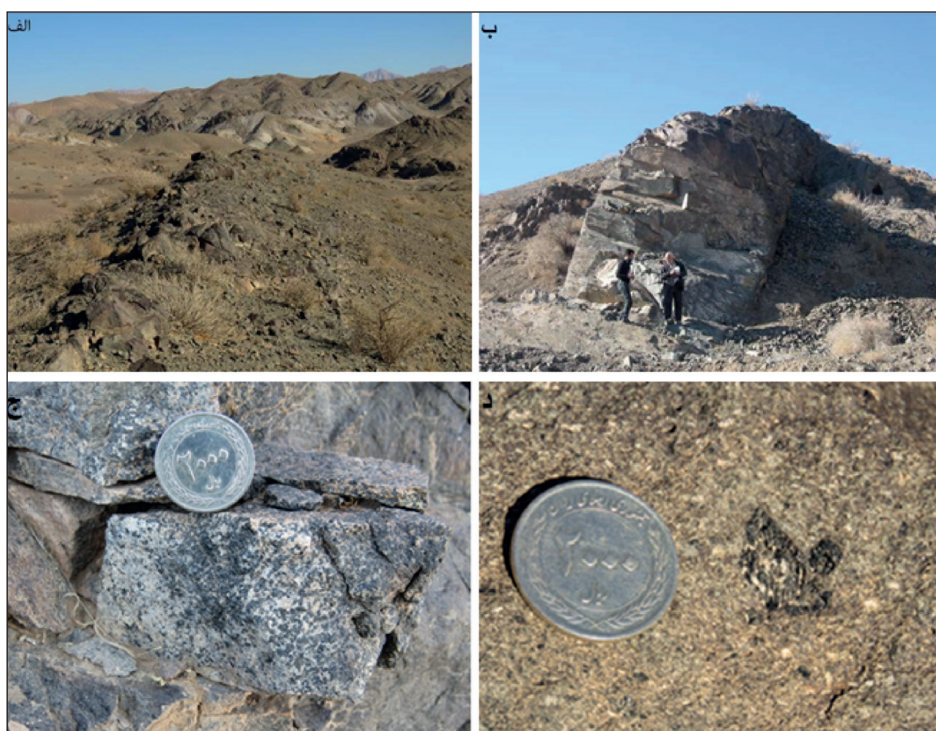


(شکل ۲-د). این امر نشان دهنده آن است که این بلورها از عمق مخزن ماگمایی توسط دایک‌ها به ترازهای بالاتر انتقال داده شده‌اند و یا در زمان صعود و طی توقف طولانی مدت ماگمای آنها در بخش‌های مختلف پوسته تشکیل شده‌اند. این دایک‌ها احتمالاً فازهای تأخیری فعالیت گسترده آتشفشانی ائوسن در منطقه بوده و بیانگر پایان فعالیت‌های ماگمایی هستند. ساکی (۱۳۹۹) ماهیت ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های شمال طرود را ساب آکالین و وابسته به زون‌های فرورانش می‌داند.

دارند و برخی حاوی انکلاوهای گابرویی فراوانی هستند (شکل ۲-ب و ج) و عمدتاً با ترکیب بازالتی و میکروگابرویی و با امتداد چیره شمال خاور - جنوب باختر این مجموعه آتشفشانی را قطع نموده‌اند. این دایک‌ها به عنوان دایک‌های تغذیه کننده سنگ‌های آتشفشانی میزبان عمل نموده و در رخنمون صحرایی دارای رنگ خاکستری تا سبز تیره هستند. از ویژگی‌های آنها وجود مگافونو کریست‌های آمفیبول به رنگ سبز تیره به طول چند سانتی‌متر تا میلی‌متر در خمیره دانه ریز آنها است



شکل ۱ - نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه واقع در شمال طرود که با علامت کادر نشان داده شده است (اقتباس با تغییر جزئی از علوی و هوشمندزاده، ۱۹۷۶).



شکل ۲- الف و ب) تصاویری از دایک‌های بازالتی و سنگ‌های آتشفشانی میزبان، دید به سمت خاور- شمال خاور، ج) انکلاوهای گابرویی موجود در دایک‌های بازالتی، د) بلورهای درشت آمفیبول در دایک‌های بازالتی و بازالت آندزیتی.

۳- روش مطالعه

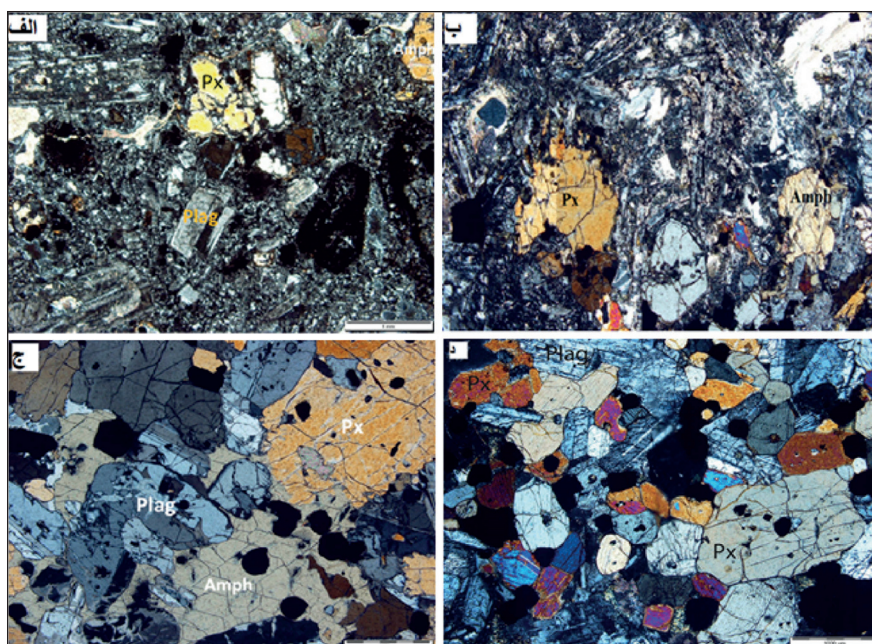
پس از تهیه مقاطع نازک صیقلی و مطالعات سنگ‌نگاری، برای بررسی کانی‌شناسی دقیق سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه به منظور استفاده جهت تعیین دما-فشارسنجی، پنج نمونه از مقاطع نازک صیقلی از سنگ‌های مختلف مورد مطالعه با دستگاه ریزگمانه الکترونی در آزمایشگاه موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک چین مورد آنالیز قرار گرفته‌اند. محاسبه کاتیون‌ها و فرمول ساختاری کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، و پیروکسن به ترتیب بر اساس ۲۳، ۸ و ۱۶ اکسیژن انجام گرفته است.

۴- بحث

۴-۱. پتروگرافی

سنگ‌های مورد مطالعه شامل سنگ‌های بازالتی و بازالت آندزیتی و گابرویی می‌باشند. سنگ‌های بازالتی میزبان و دایک‌های قطع‌کننده آنها دارای بافت چیره پورفیریتیک بوده و از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول و کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن، کانی‌های اپک و از کانی‌های ثانویه سریست، کلریت و اکسید آهن تشکیل شده‌اند (شکل ۲-الف و ب). دگرسانی کانی‌ها

در سنگ‌های بازالتی میزبان بیشتر و بلورهای فنوکریست پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول عمدتاً بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار هستند. برخی آمفیبول‌ها سوخته و به اکسید آهن تبدیل شده‌اند (شکل ۳-الف). خمیره سنگ اغلب دانه‌ریز تا شیشه‌ای است. کانی‌های دایک‌ها نسبتاً سالم‌تر و دارای خمیره دانه‌ریز تا دانه متوسط هستند (شکل ۳-ب). سنگ‌های گابرویی شامل کانی‌های مشابه با سنگ‌های بازالتی میزبان خود می‌باشند و بافت چیره در آنها گرانولار، پوئی کیلیتیک (بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در داخل آمفیبول)، کومولا و در بعضی نمونه‌ها بافت پورفیریک با خمیره میکروگرانولار می‌باشند (شکل ۳-ج و د). بلورهای پلاژیوکلاز تخته‌ای در همه نمونه‌ها به صورت نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل بوده و اغلب با ماکل پلی‌سینتتیک رخ داده‌اند. کانی‌های کلینوپیکروکسن به دو حالت فنوکریست و بلورهای ریزتر در خمیره سنگ‌های بازالتی رخ داده‌اند و در مقاطع عرضی به صورت هشت‌وجهی کاملاً مشخص هستند. بافت گلوبروپورفیریتیک فنوکریست‌های کلینوپیکروکسن با پلاژیوکلاز نیز در سنگ‌های بازالتی میزبان و دایک‌ها معمول هستند



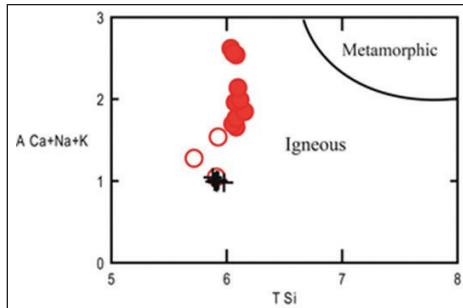
شکل ۳- (الف) بلورهای پلاژیوکلاز (Plag)، پیروکسن (Px) و آمفیبول (Amph) با بافت پورفیریک در سنگ‌های آتشفشانی میزبان، (ب) بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول با بافت پورفیریک و خمیره میکروگرانولار در دایک‌های بازالتی مورد مطالعه، (ج) بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول با در انکلاوهای گابرویی، (د) بافت کومولا در آنکلاوهای گابرویی. نور xpl.

۴-۲. شیمی کانی‌ها

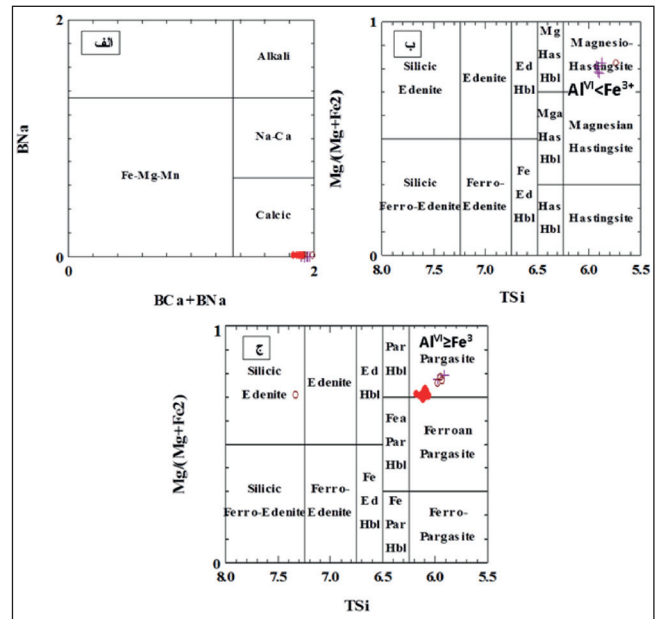
- شیمی آمفیبول‌ها

با توجه به نوع عناصری که در موقعیت B ساختمان بلوری توسط عناصر Na و Ca اشغال می‌شوند، آمفیبول‌ها به پنج گروه (Leake et al., 1997; Leake et al., 2004; Hawthorne et al., 2012) زیر تقسیم می‌شوند: الف) آمفیبول‌های گروه سدیک - کلسیک، (ب) آمفیبول‌های گروه کلسیک، (ج) آمفیبول‌های گروه سدیک - کلسیک، (د) آمفیبول‌های گروه سدیک و (ه) آمفیبول‌های گروه Na-Ca-Mg-Fe-Mn-Li. ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های مورد مطالعه در گروه کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). آمفیبول‌های سنگ‌های بازالتی میزبان و

دایک‌ها در قلمرو پارگازیت و مگنزیوهاستینگزیت و نمونه‌های گابرویی در محدوده عمدتاً پارگازیت واقع می‌شوند (شکل ۴-ب و ج). آمفیبول‌های مورد مطالعه در نمودار Na+Ca+K در برابر Si (Leake, 1971) در محدوده آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۵). ترکیب شیمیایی و میانگین آمفیبول‌های تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. همچنین خاستگاه ماگمایی آمفیبول‌ها چنان که در جدول ۱ و شکل ۵ آمده است، از مقدار بالای سدیم، آلومینیم و تیتانیوم مشخص است (Ernst, 2002). آمفیبول‌های سنگ‌های بازیک مورد مطالعه از نوع ماگمایی و دمای بالا هستند و حضور این آمفیبول‌های ماگمایی نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده آنها بایستی دارای مقدار زیادی آب بوده باشد (Ottens, 1984).



شکل ۵- نمودار Na+Ca+K در برابر Si (با تغییر اندک از (Leake, 1971) برای تفکیک آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی از یکدیگر. سنگ‌های بازالتی میزبان +، دایک O، انکلاو •.



شکل ۴- نمودار طبقه‌بندی آمفیبول‌های سنگ‌های مورد مطالعه بر پایه تقسیم‌بندی (Leake et al., 1997). (الف) همه نمونه‌ها از نوع آمفیبول‌های کلسیک هستند؛ (ب و ج) آمفیبول‌ها در دایک‌های بازالتی و سنگ‌های میزبان از نوع پارگازیت و مگنزیوهایستینگزیت و در انکلاوها از نوع پارگازیت می‌باشند. سنگ‌های بازالتی میزبان +، دایک O، انکلاو •.

یک چهارم تا یک هشتم قرار می‌گیرند و این مسئله نشان می‌دهد که تیتانومگنتیت روی مقدار Ti مذاب تأثیر گذاشته و منجر به تشکیل پیروکسن‌های با نسبت Ti/Al پایین گردیده است. بلورهای پیروکسن با نسبت بالای Ti/Al در محدوده یک دوم قرار می‌گیرند و به این معنی است که مقدار پلاژیوکلاز فراوان است (Hammer, 2006). بنابراین، نسبت پایین Ti/Al در کلینوپروکسن‌های مورد مطالعه نشانگر محیط تشکیل اکسیدان است. همچنین در نمودار $Na+Al^{IV}$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ (Schweitzer et al., 1978)، همه نمونه‌ها در بالای خط Fe^{3+} قرار می‌گیرند و بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن هستند (شکل ۸-ب). این مسئله همچنین با غنی بودن کانی‌های اکسیدی از آهن تأیید می‌شود ($FeO = ۷۷-۸۶\%$).

در نمودار مثلثی Ti-Na-Al^{IV} (Papike et al., 1974) تمام کلینوپروکسن‌های مورد مطالعه در قلمرو کلسیم شرماکیت (Ca-Tschermakite molecule: CATS) قرار می‌گیرند (شکل ۹-الف) و این مسئله نشان می‌دهد که کلینوپروکسن‌ها حاوی مقدار کافی Al جهت بالانس با کمبود Si در جایگاه تتراهدرال هستند (شکل ۹-ب). حضور Al در این جایگاه با ورود Ti در موقعیت اکتاهدرال موازنه می‌شود. به سبب اینکه مقدار Al^{VI}/Al^{IV} بیشتر نمونه‌ها مقدار $Al^{VI}/Al^{IV} = ۱۰:۱$ دارند (شکل ۹-ج) و نسبت‌های Al^{VI}/Al^{IV} آنها نیز عمدتاً برابر با ۵/۰ (شکل ۹-ب) است، می‌توان استنتاج نمود که اجزای شرماک (CaR³⁺+R³⁺+SiO₆) مهم‌ترین اجزای کلینوپروکسن‌ها هستند. میزان پایین جزء Na در نمونه‌های کلینوپروکسن مورد مطالعه نیز نشان‌دهنده آن است که کلینوپروکسن‌ها فقیر از جزء آکمیت هستند (Aydin et al., 2009). همان‌طور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود مقدار Al^{3+} پیروکسن‌ها بالا و عمدتاً در جایگاه T و به مقدار کمتر در جایگاه M₁ حضور دارند. جایگاه M₁ به طور شاخص توسط Mg و با مقادیر فرعی از Fe^{3+} و $Al^{VI}+Fe^{3+}+Cr^{3+}+Ti^{4+}$ اشغال شده است. جایگاه M₂ تقریباً به طور کامل با Ca پر شده است، در حالی که مقدار Na, Mn

شیمی پیروکسن

نماینده نتایج آنالیز کلینوپروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه در جدول ۲ آمده است. کلینوپروکسن‌های مورد مطالعه به طور کلی دارای TiO_2 ($<0.84\text{ wt}\%$)، Na ($<0.75\text{ wt}\%$) و پایین Mg# (0.72-0.79) متوسط هستند. در نمودار مرسوم تقسیم‌بندی (Morimoto, 1988)، پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره پیروکسن‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف) و از نوع اوژیت و دیوپسید ($Wo_{۴۳-۴۸}En_{۴۲-۴۷}Fs_{۱۶-۱۱}$) می‌باشند (شکل ۶-ب). در نمودار Al در برابر $Ti+Cr+Na$ (Berger et al., 2005) پیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده پیروکسن‌های آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۷).

توزیع عناصر کیمیا (Al و Ti) در پیروکسن توسط دو فاکتور رشد پیروکسن (نرخ سردشدن) و تغییر ترکیب مذاب توسط فرایند تبلور-تفریق کنترل می‌شود (Hammer, 2006). به طور کلی تغییرات میزان Al پیروکسن به فوگاسیته اکسیژن حساس نیست، اما نسبت Ti/Al برای همه پیروکسن‌های تشکیل شده در نرخ سردشدگی معین، به طور معکوس با fO_2 منطبق می‌شوند (Hammer, 2006). در حالت عدم اشباع از پلاژیوکلاز، نسبت Ti/Al پیروکسن عمدتاً توسط ترکیب مذاب و بنابراین مدال و ترکیب اکسیدهای Fe-Ti در حال تبلور کنترل می‌شود. حتی اگر تیتان اوژیت در حال تشکیل در شرایط اکسیدان باشد، نسبتاً Ti فقیر است و مذاب در مقایسه با شرایط متوسط یا احیاء، از Ti تهی می‌شود، تا جایی که دیگر تیتانومگنتیتی متبلور نمی‌شود. کنترل تیتانومگنتیت بر روی میزان Ti مذاب، منجر به پیروکسن‌های با نسبت‌های Ti/Al بین یک چهارم تا یک هشتم می‌شود و تبلور پلاژیوکلاز اثر معکوس بر روی نسبت Ti/Al پیروکسن دارد، زیرا مقدار Al مذاب را تهی می‌نماید (Hammer, 2006)، همان‌طور که در شکل ۸-الف مشاهده می‌شود در نمودار Ti در برابر Al (Hammer, 2006) نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو میزان

موجود در مقدار Fe^{3+} (شکل ۹-د) را می‌توان با فوگاسیته اکسیژن مختلف ماگما در طی تحول آن توضیح داد (Aydin, 2008).

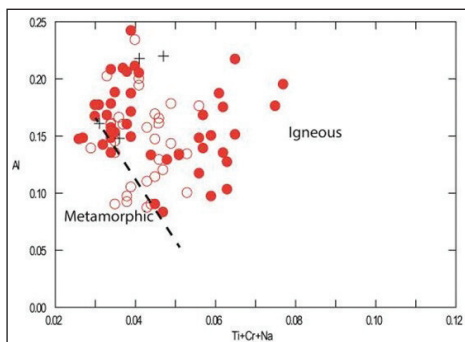
Mg_{M2} به طور شاخص کم هستند. بنابر این در تمام کلینوپیروکسن‌ها Al^+ به حد کافی وجود دارد تا به طور کامل کمبود Si^{4+} در جایگاه‌های تتراهدرال را پر کند. تغییرات

جدول ۱- نتایج تجزیه ریز گمانه الکترونی آمفیبول‌های سنگ‌های مورد مطالعه شمال طرود، بر اساس ۱۲۳ اکسیژن.

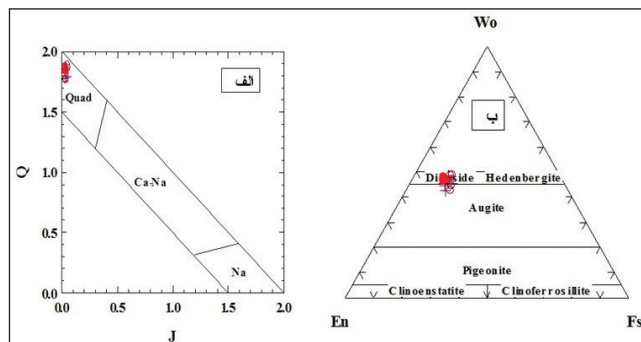
amphibole	Tr18-30-45 dike	Tr18-30-31 dike	Tr18-30-31 dike	Tr18-27-13 dike	Tr18-10-64 enclave	Tr18-10-40 enclave	Tr18-10-45 enclave	Tr18-11-65 host	Tr18-11-73 host
SiO ₂	۴۱/۰۴	۳۸/۱۷	۴۰/۶۰	۴۰/۸۵	۴۰/۶۲	۴۱/۵۵	۴۰/۹۷	۴۰/۶۵	۴۰/۵۰
TiO ₂	۱/۹۴	۱/۶۷	۱/۵۲	۱/۹۲	۱/۹۳	۱/۸۷	۱/۹۶۲	۲/۱۰	۱/۳۳
Al ₂ O ₃	۱۳/۷۲	۱۴/۹۱	۱۴/۸۴	۱۳/۵۴	۱۲/۹۵	۱۲/۹۴	۱۲/۹۳	۱۴/۴۳	۱۴/۹۰
Cr ₂ O ₃	.	.	.	۰/۰۰۷	.	.	۰/۰۳۸	۰/۰۲	.
FeO	۱۱/۳۶	۱۰/۹۰	۱۰/۷۰	۱۱/۲۸	۱۱/۶۸	۱۱/۲۱	۱۱/۴	۱۱/۰۲	۱۰/۳۱
MnO	۰/۱۸	۰/۱۱۳	۰/۱۱۶	۰/۱۷	۰/۲	۰/۲۲۱	۰/۱۹	۰/۰۹	۰/۲۴
MgO	۱۳/۳۹	۱۴/۵۰	۱۴/۲۶	۱۳/۳۸	۱۳/۸۴	۱۳/۷۶	۱۳/۴	۱۴/۵۱	۱۵/۰۳
CaO	۱۱/۸۶	۱۱/۹۸	۱۲/۲۲	۱۲	۱۱/۷۱	۱۱/۹۸	۱۱/۹۶	۱۲/۳۷	۱۲/۱۹
Na ₂ O	۲/۴۸	۲/۲۹	۲/۱۶۴	۲/۴۸	۲/۳۵	۲/۲۶	۲/۲۱	۲/۱۸	۲/۰۲
K ₂ O	۱/۱۳	۱/۰۶۶	۱/۰۹	۱/۱۵	۱/۲۱	۱/۲۰۴	۱/۲۳۶	۱/۲۲	۱/۵۵
sum	۹۷/۱۸	۹۵/۱۸	۹۷/۶۵	۹۶/۸۵	۹۶/۷۳	۹۷/۱۹	۹۷/۰۰	۹۸/۵۹	۹۸/۰۷
T Spaces									
Si	۶/۰۹۷	۵/۷۲۶	۵/۹۳۴	۶/۰۸۹	۶/۰۶	۶/۱۶۳	۶/۰۸۲	۵/۸۹۶	۵/۸۷۹
Al ^[4]	۱/۹۰۳	۲/۲۷۴	۲/۰۶۶	۱/۹۱۱	۱/۹۳۴	۱/۸۳۷	۱/۹۱۸	۲/۱۰۴	۲/۱۲۱
Sum	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰	۸/۰۰۰
M1 - M2 Spaces									
Al ^[6]	۰/۴۹۷	۰/۳۶۰	۰/۴۹۰	۰/۴۶۶	۰/۳۴۴	۰/۴۲۴	۰/۳۴۴	۰/۳۶۱	۰/۴۲۶
Cr	.	.	.	۰/۰۰۱	.	.	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	.
Ti	۰/۲۱۷	۰/۱۸۹	۰/۱۶۷	۰/۲۱۶	۰/۲۱۷	۰/۲۰۹	۰/۲۱۹	۰/۲۲۹	۰/۱۴۵
Mg	۲/۹۶۵	۳/۱۴۳	۳/۱۰۷	۲/۹۷۳	۳/۰۸۲	۳/۰۴۴	۳/۰۹۰	۳/۱۳۷	۳/۲۵۲
Fe ²⁺	۱/۲۷۹	۰/۶۴۱	۰/۸۱۲	۱/۲۶۹	۱/۱۱۳	۱/۲۰۸	۱/۰۸۲	۰/۸۲۷	۰/۶۲۷
Fe ³⁺	۰/۰۴۳	۰/۶۶۸	۰/۴۲۵	۰/۰۷۶	۰/۲۴۵	۰/۱۱۵	۰/۲۶۱	۰/۴۴۴	۰/۵۵۰
sum	۵/۰۰۰	۵/۰۰۰	۵/۰۰۰	۵/۰۰۰	۵/۰۰۰	۵/۰۰۰	۵/۰۰۰	۵/۰۰۰	۵/۰۰۰
M4 - Spaces									
Fe ²⁺	۰/۰۹	۰/۰۵۹	۰/۰۷۲	۰/۰۶۲	۰/۱۰۲	۰/۰۶۸	۰/۰۷۳	۰/۰۶۷	۰/۰۷۵
Mn	۰/۰۲۲	۰/۰۱۴	۰/۰۱۴	۰/۰۲۲	۰/۰۲۵	۰/۰۲۸	۰/۰۲۴	۰/۰۱۱	۰/۰۳۰
Ca	۱/۸۸۸	۱/۹۲۷	۱/۹۱۴	۱/۹۱۷	۱/۸۷۳	۱/۹۰۴	۱/۹۰۳	۱/۹۲۲	۱/۸۹۶
sum	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰
A Spaces									
Na	۰/۷۱۷	۰/۶۶۷	۰/۶۱۳	۰/۷۱۸	۰/۶۸۰	۰/۶۵۲	۰/۶۳۶	۰/۶۱۳	۰/۵۶۹
K	۰/۲۱۳	۰/۲۰۳	۰/۲۰۴	۰/۲۱۹	۰/۲۳۲	۰/۲۲۸	۰/۲۳۴	۰/۲۲۶	۰/۲۸۷
Sam	۰/۹۳	۰/۸۷۰	۰/۸۱۷	۰/۹۳۷	۰/۹۱۲	۰/۸۸	۰/۸۷۰	۰/۸۳۹	۰/۸۵۶
Sum Cat	۱۵/۹۳۰	۱۵/۸۷۰	۱۵/۸۱۷	۱۵/۹۳۷	۱۵/۹۱۲	۱۵/۸۸	۱۵/۸۷۰	۱۵/۸۳۹	۱۵/۸۵۶

جدول ۲- نتایج تجزیه ریز گمانه الکترونی پیروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه شمال طرود بر اساس ۱۶ اکسیژن.

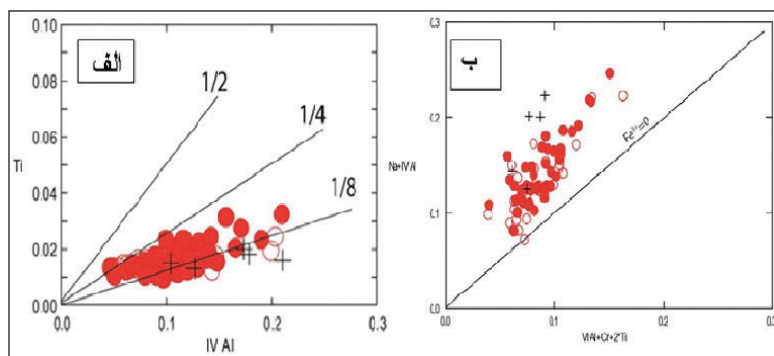
pyroxene	Tr18-30-9 dike	Tr18-30-21 dike	Tr18-30-3 dike	Tr18-30-19 dike	Tr18-30-28 dike	Tr18-10-17 enclave	Tr18-10-16 enclave	Tr18-11-42 host	Tr18-11-45 host	Tr18-11-42 host
SiO ₂	۵۰/۵۲	۵۲/۲۶	۵۰/۵۶	۵۰/۶۹	۴۷/۳۴	۵۱/۱۹	۵۰/۳۶	۵۰/۸۶	۵۰/۴۰	۴۸/۵۱
TiO ₂	۰/۴۹۱	۰/۴۴۵	۰/۴۵	۰/۴۳۴	۰/۶۶۵	۰/۵۲	۰/۴۹۲	۰/۵۲	۰/۴۶	۰/۵۷
Al ₂ O ₃	۲/۸۹	۲/۰۹	۲/۲۲	۲/۰۱	۶/۶۱	۳/۵۹	۴/۲۴	۳/۳۶	۳/۶۸	۶/۲۰
FeO	۹/۶۹	۹/۰۹	۹/۲۶	۹/۶۵	۷/۸۴	۷/۲۱	۷/۸۶	۷/۴۳	۷/۸۹	۷/۳۷
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰۷	۰/۰۲۴	۰/۰۲	۰/۰۱۳	۰/۰۳۶	۰/۰۲۹	۰/۰۰۴	۰	۰	۰
MgO	۱۳/۸۲	۱۴/۲۶	۱۳/۶۲	۱۴/۳۲	۱۲/۸۵	۱۴/۵۵	۱۳/۸۱	۱۴/۵۸	۱۴/۸۶	۱۳/۶۱
MnO	۰/۴۰۳	۰/۳۹	۰/۴۲۳	۰/۴۲	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۲۷	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۱۲
CaO	۲۰/۵۵	۲۰/۵۹	۲۰/۷۴	۲۰/۷۷	۲۲/۵۷	۲۲/۱۲	۲۲/۲۲	۲۱/۸۳	۲۱/۵۵	۲۳/۵۹
Na ₂ O	۰/۴۳۹	۰/۳۳	۰/۴۵	۰/۳۱۷	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۳۵	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۱۸
K ₂ O	۰/۰۲۲	۰/۰	۰/۰۰۳	۰	۰	۰/۰۰۵	۰	۰/۰۰۱	۰	۰
Sum	۹۸/۸۵	۹۹/۵۲	۹۸/۰۰	۹۸/۶۴	۹۸/۳۹	۹۹/۶۹	۹۹/۶۸	۹۹/۰۷	۹۹/۳۲	۱۰۰/۱۵
T spaces										
Si	۱/۹۰۲	۱/۹۵۴	۱/۹۲۵	۱/۹۱۲	۱/۷۸۳	۱/۸۹۷	۱/۸۷۲	۱/۸۹۶	۱/۸۷۴	۱/۷۹۰
Al	۰/۰۹۸	۰/۰۴۶	۰/۰۷۵	۰/۰۸۸	۰/۲۱۷	۰/۱۰۳	۰/۱۲۸	۰/۱۰۴	۰/۱۲۶	۰/۲۱۰
M1spaces										
Al	۰/۰۳۰	۰/۰۴۶	۰/۰۲۵	۰/۰۰۱	۰/۰۷۶	۰/۰۵۴	۰/۰۵۸	۰/۰۴۴	۰/۰۳۵	۰/۰۵۹
Ti	۰/۰۱۴	۰/۰۱۳	۰/۰۱۳	۰/۰۱۲	۰/۰۱۹	۰/۰۱۵	۰/۰۱۴	۰/۰۱۵	۰/۰۱۳	۰/۰۱۶
Fe ²⁺	۰/۱۰۸	۰/۱۴۶	۰/۱۳۲	۰/۰۹۶	۰/۰۶۱	۰/۰۹۰	۰/۰۹۶	۰/۰۸۰	۰/۰۴۵	۰/۰۴۵
Fe ³⁺	۰/۰۷۲	۰	۰/۰۵۷	۰/۰۸۴	۰/۱۲۲	۰/۰۳۷	۰/۰۶۷	۰/۰۵۱	۰/۰۸۳	۰/۱۳۲
Cr	۰	۰/۰۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mg	۰/۷۷۵	۰/۷۹۵	۰/۷۷۳	۰/۸۰۵	۰/۷۲۲	۰/۸۰۴	۰/۷۶۵	۰/۸۱۱	۰/۸۲۴	۰/۷۴۹
M2spaces										
Fe ²⁺	۰/۱۲۵	۰/۱۳۹	۰/۱۰۶	۰/۱۲۴	۰/۰۶۴	۰/۰۹۷	۰/۰۸۱	۰/۱۰۱	۰/۱۱۶	۰/۰۵۱
Mn	۰/۰۱۳	۰/۰۱۲	۰/۰۱۴	۰/۰۱۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۹	۰/۰۰۶	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴
Ca	۰/۸۲۹	۰/۸۲۵	۰/۸۴۶	۰/۸۳۹	۰/۹۱۱	۰/۸۷۸	۰/۸۸۵	۰/۸۷۲	۰/۸۵۸	۰/۹۳۲
Na	۰/۰۳۲	۰/۰۲۴	۰/۰۳۴	۰/۰۲۳	۰/۰۱۹	۰/۰۱۸	۰/۰۲۵	۰/۰۲۱	۰/۰۱۸	۰/۰۱۳
Sum cat.	۳/۹۹۹	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰
Wo	۴۳/۱۲	۴۳/۰۴	۴۳/۸۸	۴۲/۷۷	۴۸/۳۰	۴۵/۹۲	۴۶/۴۹	۴۵/۴۰	۴۴/۳۷	۴۸/۷۶
En	۴۰/۳۴	۴۱/۴۷	۴۰/۱۰	۴۱/۰۳	۳۸/۲۷	۴۲/۰۵	۴۰/۲۱	۴۲/۲۰	۴۲/۵۷	۳۹/۱۴
Fs	۱۶/۵۳	۱۵/۴۸	۱۶/۰۱	۱۶/۱۹	۱۳/۴۱	۱۲/۰۱	۱۳/۲۸	۱۲/۳۹	۱۳/۰۵	۱۲/۰۹



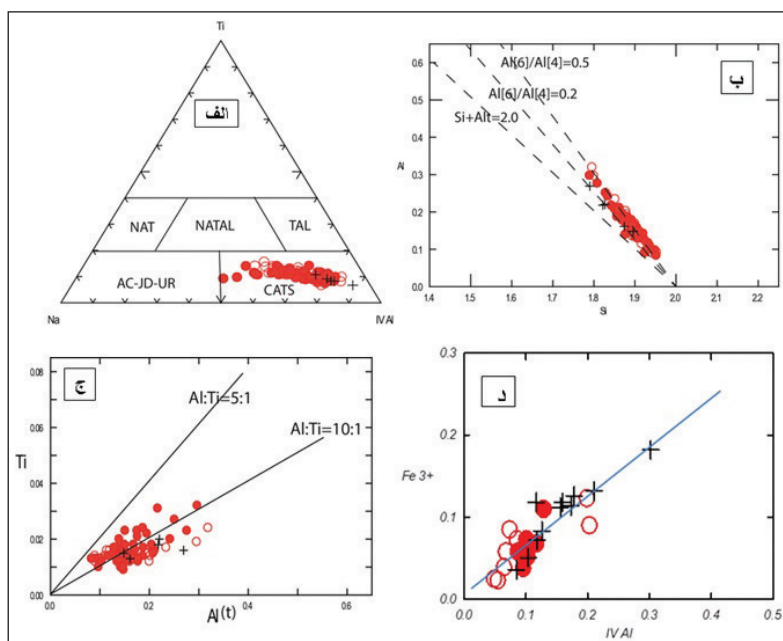
شکل ۷- نمودار Al در برابر Ti+Cr+Na (Berger et al., 2005) برای تفکیک پیروکسن‌های آذرین و دگرگونی از یکدیگر. سنگ‌های بازالتی میزان +، دایک O، انکلاو ●.



شکل ۸- ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه شمال طرود بر روی الف) نمودار Q-J و ب) Wo-En-Fs (Morimoto, 1988). سنگ‌های بازالتی میزان +، دایک O، انکلاو ●.



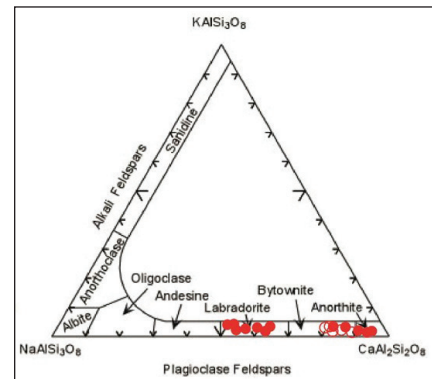
شکل ۹- الف) نمودار Ti در برابر Al^{IV} (Hammer, 2006) که در آن نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو میزان یک چهارم تا یک هشتم قرار می‌گیرند، ب) نمودار $Na+Al^{IV}$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ (Schweitzer et al., 1978) برای تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن نمونه‌های مورد مطالعه. سنگ‌های بازالتی میزان +، دایک O، انکلاو ●.



شکل ۱۰- الف) نمودار مثلثی Ti-Na- Al^{IV} (Papike et al., 1974) برای کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه. $NAT=NaTi_{0.5}R_{0.5}^{2+}Si_2O_6$; $NATAL=NaTiSiAlO_6$; $TAL=CaTiAl_2O_6$; $CATS=CaAlAlSiO_6$ and $CaFeAlSiO_6$; $AC=NaFeSi_2O_6$; $JD=NaAlSi_2O_6$; $UR=NaCrSi_2O_6$. ب) نمودار Al کل در برابر Si (Aydin et al., 2009) برای کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه، ج) نمودار Ti در برابر Al (Aydin et al., 2009). کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه و د) نمودار Fe^{3+} در برابر Al^{IV} (Aydin et al., 2009) کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه که روند خطی نشان می‌دهند. سنگ‌های بازالتی میزان +، دایک O، انکلاو ●.

فلدسپارها

ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های بازالتی میزبان، دایک‌ها و انکلاوها از نوع لابرادوریت، بایتویت و آنورتیت می‌باشند (شکل ۱۰). بالا بودن درصد آنورتیت پلاژیوکلازها دال بر بالا بودن فشار بخشی آب در سیستم ماگمایی آنها می‌باشد. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در سنگ‌های گابرویی نیز نشان‌دهنده بالا بودن میزان کلسیم در آنهاست. وجود پلاژیوکلازهای کلسیک در نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر بالا بودن میزان فشار آب است (Johannes, 1978).



شکل ۱۰- ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه در نمودار سه تایی فلدسپارها (Deer et al., 1992).
دایک: O، انکلاو: ●

۴-۳. تعیین ماهیت ماگما و جایگاه زمین‌ساختی

مشخص شده است که ویژگی‌های ژئوشیمیایی کِلینوپیروکسن‌های اولیه برای تعیین ماهیت ماگمایی بیشتر سنگ‌های بازالت قابل استفاده هستند و همچنین به خوبی معین شده است که ترکیب کِلینوپیروکسن بر اساس شیمی گدازه‌های میزبان‌شان و همچنین عمق و درجه حرارت تبلور تغییر می‌کند (Nisbet and Pearce, 1977; Letierrier et al., 1982; Soesoo, 1997). به عنوان مثال کِلینوپیروکسن‌های آلکالی‌بازالت‌ها نسبت به کِلینوپیروکسن‌های تولیت‌ها از نظر میزان Al و Ti غنی‌تر و از Si فقیرتر هستند و بازالت‌های کوهزایی (تولیت‌های جزایر قوسی، بازالت‌های کالک‌آلکالی و شوشونیتی) نسبت به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی، حوضه‌های پشت قوس، جزایر اقیانوسی و ریف‌های قاره‌ای از Cr و Ti تهی شده هستند (Letierrier et al., 1982). نرخ سرد شدن ماگما به شدت ترکیب کِلینوپیروکسن را به ویژه در حالت سرد شدن سریع کنترل می‌کند و بر اساس این نتایج، ترکیب فنوکریست‌های کِلینوپیروکسن نسبت به میکروولیت‌های پیروکسن خمیره، به شیمی سنگ کل میزبان‌شان نزدیک‌تر هستند (Letierrier et al., 1982). برخی از فنوکریست‌های آمفیبول موجود در دایک‌های بازالتی مورد مطالعه به بیش از ۲ سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۲-د) و در آنالیزهای نقطه‌ای از آنها استفاده شده است. در نمودار Ti در برابر Ca+Na که برای فنوکریست‌های کِلینوپیروکسن توسط Letierrier et al. (1982) ارائه شده است نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر در مرز قلمرو بازالت‌های تولیتی و کالک‌آلکالی یا آلکالی‌بازالت‌ها قرار می‌گیرند و بیشتر متمایل به بازالت‌های کوهزایی هستند (شکل ۱۱-الف). در نمودارهای Ti+Cr در برابر Ti و Ca در برابر Al_{tot} (Letierrier et al., 1982) نیز همه نمونه‌ها به ترتیب در قلمرو بازالت‌های کوهزایی و در مرز سری تولیتی و کالک‌آلکالی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-ب و ج). در نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃ (Le Bas, 1962)

کِلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در مرز سری آلکالی و ساب‌آلکالی و متمایل به ساب‌آلکالی پلات می‌شوند (شکل ۱۱-د).

(Coltori et al., 2007) با استفاده از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آمفیبول‌های موجود در زینولیت‌های گوشته‌ای مناطق زمین‌ساختی درون صفحه‌ای و فروران‌ش، اقدام به تمایز آنها نموده‌اند. در نمودارهای Na₂O و TiO₂ در برابر SiO₂ (Coltori et al., 2007) نمونه‌های مورد مطالعه در مرز آمفیبول‌های درون صفحه‌ای و فروران‌ش و کمی متمایل به مناطق فروران‌ش ترسیم می‌شوند (شکل ۱۲-الف و ب). تمایل آمفیبول‌ها به نشان دادن سیلیس کم و ترسیم آنها در خارج از قلمروهای فروران‌ش و درون صفحه‌ای بر روی نمودارها، گویای آنست که در واقع از لحاظ ترکیب شیمیایی شرایط برای تشکیل پیروکسن فراهم بوده است ولی به علت افزایش فشار بخار آب تشکیل آمفیبول بر پیروکسن تقدم پیدا کرده است، از سوی دیگر می‌دانیم که مقدار سیلیس موجود در ساختار بلوری پیروکسن کمتر از مقدار سیلیسی است که برای تشکیل آمفیبول لازم می‌باشد. بقایای پیروکسن‌ها در گوشه و کنار آمفیبول‌ها گواه این امر است. در نمودار F1-F2 ارائه شده توسط (Nisbet and Pearce, 1977) کِلینوپیروکسن‌های بازالت‌های مورد مطالعه در محدوده قوس آتشفشانی (VAB) قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-ج).

۴-۴. دما-فشارسنجی سنگ‌های مورد مطالعه

تعیین دما-فشارسنجی بر اساس ترکیب پیروکسن

فنوکریست‌های کِلینوپیروکسن‌ها را می‌توان به عنوان یک شاخص کیفی فشار تبلور استفاده نمود (Aoki and Shiba, 1973). کِلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Al⁶ در برابر Al⁴ (Aoki and Shiba, 1973) اغلب در قلمرو بازالت‌های منطقه گرانولیت (فشار متوسط) تا قلمرو آذرین (فشار پایین) پلات می‌شوند و نشان‌دهنده فشارهای تبلور متوسط تا پایین هستند. نسبت‌های Al⁶/Al⁴ آنها نسبتاً کم و بین ۰/۲ تا ۰/۷ و اغلب دارای مقدار ۰/۵ (شکل ۱۳-الف) می‌باشند و نشان‌دهنده فشارهای نسبتاً پایین و نه بالا هستند. آنها در نمودار Mg# پیروکسن در برابر Cr₂O₃ (Aydin et al., 2009) به دور از قلمرو زینولیت‌های لرزولیت گوشته (Dawson, 1987) و قلمرو کِلینوپیروکسن‌های فشار بالا (Simonetti et al., 1996) قرار می‌گیرند و مقدار Mg# پایین‌تر و مقدار Cr₂O₃ خیلی کمتری دارند (شکل ۱۳-ب).

کلیه کِلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مافیک مورد مطالعه در نمودار Y_{PT} در برابر X_{PT} با استفاده از روش Soesoo (1997) به نظر می‌رسد در دماهای ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۲ تا ۸ کیلو بار متبلور شده‌اند (شکل ۱۴). پارامترهای Y_{PT} و X_{PT} در این روش با استفاده از روابط زیر محاسبه شده‌اند:

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$

فشارهای بالا در نمونه‌های مورد مطالعه نشانگر تبلور اولیه آنها در مخزن ماگمایی و فشارهای پایین نشان‌دهنده تبلور ضمن حرکت به طرف سطح و جایگیری نهایی قابل توجه است. همانطور در نمودار مشاهده می‌شود تغییرات فشار در انکلاوها گابرویی کمتر از دایک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی میزبان است که کاملاً با شرایط تشکیل آنها در عمق بیشتر مطابقت دارد و سنگ‌های آتشفشانی تغییرات بیشتری از عمق تا شرایط سطحی را در خود ثبت نموده‌اند. ولی در مجموع ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ترمودینامیکی همه نمونه‌ها خیلی مشابه هم و بیانگر آن است که منشأ و شرایط تشکیل آنها به احتمال زیاد یکسان می‌باشند.

فشارسنجی با استفاده از آلومینیم آمفیبول

مطالعات و تجربیات پژوهشگران زیادی طی دو دهه گذشته معلوم نموده است که میزان آلومینیم کل آمفیبول رابطه مستقیمی با عمق تبلور آن دارد و لذا می‌توان از

بر اساس فرمول درجه دوم دارکن (Darken's Quadratic Formation) (DQF) است. برای $X_{ab} > 0.5$ مقدار $Y=0$ و برای $X_{ab} < 0.5$ مقدار $Y=-8.06+2.55(1-X_{ab})^2$ است. این دماسنج برای درجه حرارت‌های بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و درصد آنورتیت پلاژیو کلاز کمتر از An_{92} و آمفیبول با مقدار اتم‌های سیلیس کمتر از ۷/۸ pfu می‌باشد. همچنان که اشاره شد می‌توان این دماسنج را برای سنگ‌های ولکانیکی و پلوتونیک مافیک تا اسید به کار برد. دمای تعادل آمفیبول‌های همزیست با پلاژیو کلاز در سنگ‌های بازالتی و گابرویی مورد مطالعه خیلی نزدیک به هم و بین ۸۲۵ تا ۸۷۵ درجه سانتی‌گراد به دست می‌آید. بر اساس فرمول (Vyhnaal and McSween 1991)، $T = 25/3 P + 654/9$ نیز سنگ‌های بازالتی میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای گابرویی بر اساس فشار محاسبه شده اشمیت، به ترتیب ۸۷۰ تا ۸۸۸ درجه سانتی‌گراد، ۸۴۲ تا ۸۸۷ درجه سانتی‌گراد و ۸۲۷ تا ۸۴۳ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است. دماسنجی بر مبنای میزان کاتیون‌های مختلف آمفیبول که توسط (Putirka 2016) ارائه شده است $T = 1781 - 132.74[Si^{Amph}] + 116.6[Ti^{Amph}] - 69.41[Fe^{Amph}] + 101.62[Na^{Amph}]$ ، سنگ‌های بازالتی میزبان دماهای بین ۹۷۹-۹۹۴، دایک‌ها دماهای بین ۹۸۳-۱۰۰۲ و انکلاوها دماهای بین ۹۱۰-۱۰۳۸ را نشان می‌دهند. به طور کلی ویژگی‌های شیمی کانی‌های سنگ‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف، تشابهات بافتی و ترکیبی قوی را نشان می‌دهد و بیانگر آن است که ماهیت و منشأ سنگ‌های بازالتی میزبان، دایک‌ها و انکلاوها یکسان و به احتمال زیاد مخزن یا مخازن ماگمایی سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه در اعماق ۳۳ تا ۲۵ کیلومتری پوسته تحتانی و در مرز گوشته - پوسته قرار داشته و انکلاوهای گابرویی حاصل جدایش بلوری اولیه ماگمای مادر سنگ‌های بازالتی میزبان بوده که توسط دایک‌ها از عمق مخزن ماگمایی به سطح آورده شده است.

آن برای محاسبات دما-فشارسنجی استفاده نمود. آمفیبول‌ها قابل استفاده‌ترین کانی‌ها برای دما - فشارسنجی در سنگ‌های آذرین کالکوالکالن هستند، زیرا تقریباً در تمام سنگ‌های کالکوالکالن، صرف‌نظر از ترکیبات بازیک، حد واسط یا اسیدی وجود دارند و در گستره وسیعی از P-T از ۱-۲۳ Kbar و در درجه حرارت‌های ۴۰۰-۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار هستند (Stein and Dietl, 2001; Leake et al., 1997). فرمول‌های زیادی بر این اساس توسط پژوهشگران ارائه شده است. شرایط جایگیری سنگ‌های بازالتی میزبان با تغییرات مقدار Al^{total} بین ۲/۴۲ تا ۲/۵۶، دایک‌های بازالتی با تغییرات مقدار Al^{total} بین ۲/۱۹ تا ۲/۵۶ و انکلاوهای گابرویی با تغییرات مقدار Al^{total} بین ۲/۰۷ تا ۲/۲ محاسبه شده و فشار آنها بر اساس فرمول (Schmidt 1992) به ترتیب بین ۸/۵۱ تا ۹/۲۱ کیلو بار (معادل با عمق ۳۰ تا ۳۳ کیلومتر)، ۷/۴۱ تا ۹/۱۶ کیلو بار (معادل با عمق ۲۷ تا ۳۳ کیلومتر) و ۶/۸۴ تا ۷/۴۶ کیلو بار (به ترتیب معادل با عمق ۲۵ تا ۲۷ کیلومتر) برآورد می‌شود.

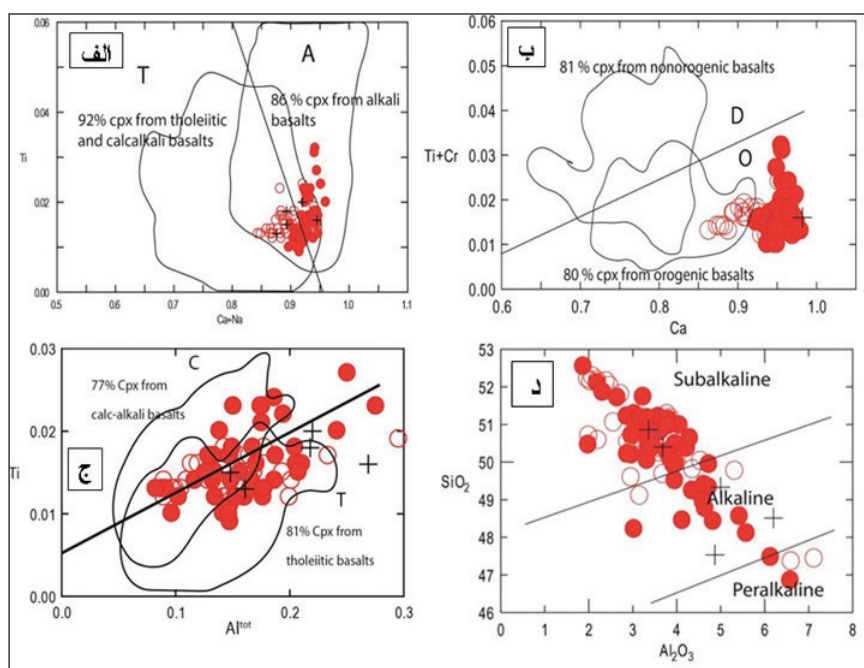
دماسنجی آمفیبول - پلاژیو کلاز

افزون بر فشار، فاکتورهای درجه حرارت، فوگاسیته اکسیژن، ترکیب سنگ کل و فازهای همزیست بر میزان Al آمفیبول تأثیر داشته و مقدار آن را تعیین می‌کنند (Hammarstrom and Zen, 1986). (Blundy and Holland 1990) دماسنجی را بر اساس تبادله $[^4Si]^{Al} [^4Na]^{Al}$ برای آمفیبول‌های همزیست با پلاژیو کلاز در سنگ‌های آتشفشانی و پلوتونیک مافیک تا اسیدی را به صورت زیر پیشنهاد داده‌اند:

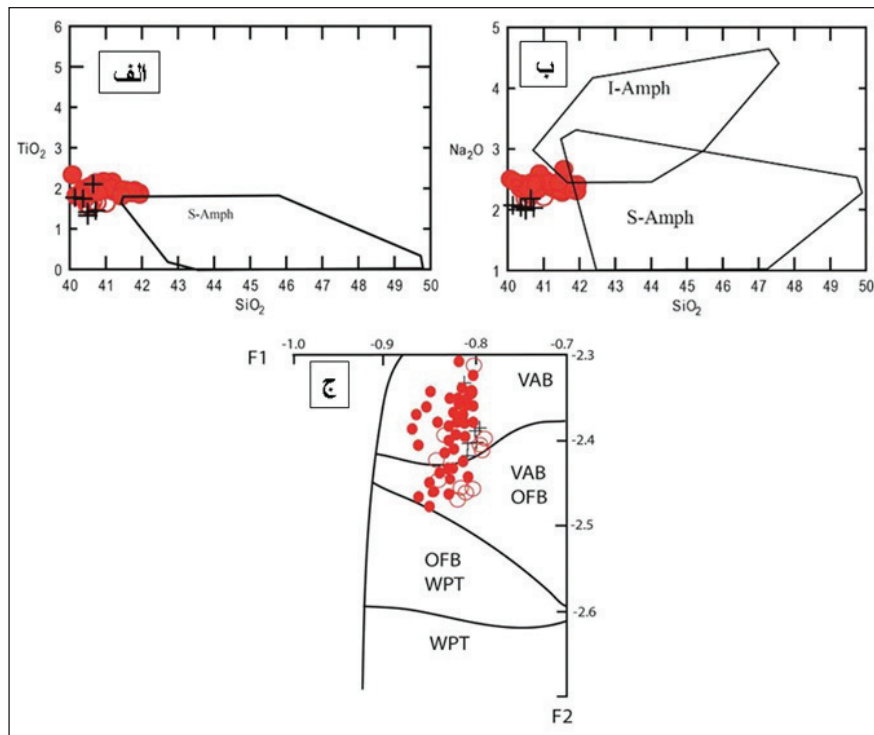
$$T (\pm 311K) = 0.677P - 48.98 + Y / -0.0429 - 0.8314 \ln K$$

$$K = (Si - 4 / 8 - Si) \text{ و } X_{Ab}^{Plag}$$

در این فرمول، Si، تعداد اتم‌های Si در واحد فرمولی آمفیبول می‌باشد. P بر حسب کیلو بار و T بر حسب کلون است. Y نشان دهنده ناهمگونی (Non-ideality) پلاژیو کلاز،

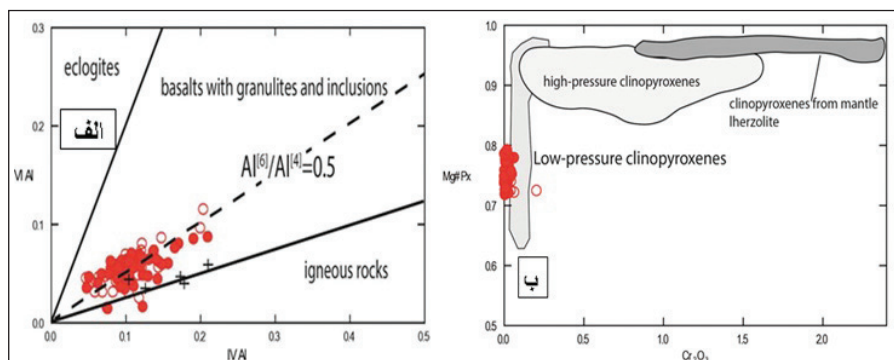


شکل ۱- الف) نمودار Ti در برابر Ca+Na (Leterrier et al., 1982) برای فنوکریست‌های کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه، ب) نمودار Ti+Cr در برابر Ca (Leterrier et al., 1982) برای تفکیک بازالت‌های کوهزایی (O) و غیر کوهزایی (D) و ج) نمودار Ti در برابر Al_{tot} (Leterrier et al., 1982) برای تفکیک بازالت‌های تولیتی (T) و کالک‌آلکالن (C)، د) نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 (Le Bas, 1962). سنگ‌های بازالتی میزبان +، دایک O، انکلاو •.

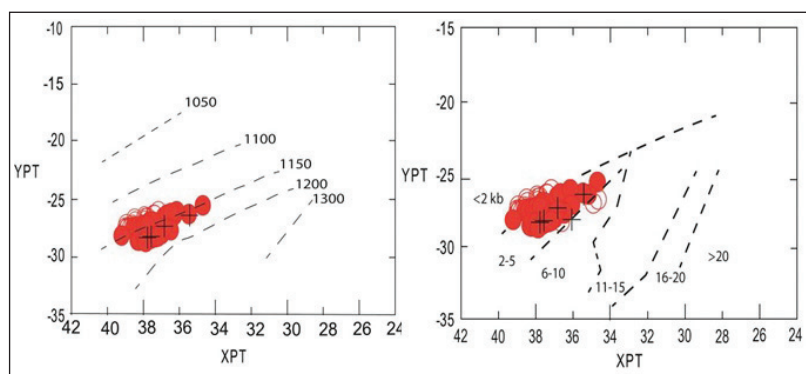


شکل ۱۲- الف و ب) نمودارهای TiO_2 و Na_2O در برابر SiO_2 (Coltorti et al., 2007) برای آمفیبول‌های سنگ‌های مورد مطالعه، ج) نمودار F1-F2 (Nisbet and Pearce, 1977) پیروکسن‌های مورد مطالعه که عمدتاً در قلمرو بازالت‌های قوس آتشفشانی (VAB) و سپس در قلمرو بازالت‌های کف اقیانوسی (OFB) قرار می‌گیرند. سنگ‌های بازالتی میزبان +، دایک O، انکلاو •.

VAB: Volcanic Arc Basalts (بازالت‌های کمان آتشفشانی)؛ OFB: Ocean Flood Basalts (بازالت‌های کف اقیانوسی)؛ WPT: Within Plate Tholeiitic Basalts (بازالت‌های تولیتی درون صفحه‌ای).



شکل ۱۳- الف) نمودار Al^6 در برابر Al^4 (Aoki and Shiba, 1973) برای کلینوپیکروکسن‌های مورد مطالعه شمال طرود و ب) نمودار $\text{Mg\#}$ پیروکسن در برابر Cr_2O_3 (Aydin et al., 2009)، قلمرو زینولیت‌های لرزولیت گوشته از Dawson (1987) و قلمرو کلینوپیکروکسن‌های فشار بالا از Simonetti et al. (1996) (برگرفته از شکاری و همکاران، ۱۳۹۷). سنگ‌های بازالتی میزبان +، دایک O، انکلاو •.



شکل ۱۴- نمودارهای Y_{PT} در برابر X_{PT} (Soesoo, 1997) برای دما-فشارسنجی با استفاده شیمی کلینوپیروکسن. سنگ‌های بازالتی میزبان +، دایک O، انکلاو •.

۵- نتیجه گیری

دما-فشارسنجی‌های انجام شده بر مبنای کانی‌های آمفیبول و پیروکسن برای سنگ‌های بازالتی میزبان، دایک‌ها و انکلاوهای گابرویی، دما-فشارهای نزدیک به یکدیگر برای تشکیل و تبادل و تعادل نهایی آنها نشان می‌دهند. جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه حاکی از آن است که احتمالاً حاصل از فرورائش زیرشاخه‌های دریا/اقیانوس نئوتیس به زیر پلایت ایران مرکزی تشکیل شده‌اند.

سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه شمال طرود دارای ماهیت ساب کالک آلکالین و کانی‌های آمفیبول موجود در آنها از نوع پارگازیت و مگنزیوهایستینگزیت و از نوع ماگمایی و دمای بالا هستند. مقادیر پایین عناصر Cr و Al، Ti کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه گویای آن است که این کانی‌ها در فشارهای متوسط تا پایین تشکیل شده‌اند. همچنین مقدار پایین نسبت Ti/Al در آنها نشان‌دهنده آن است که شرایط تشکیل شان اکسیدان بوده است.

کتابنگاری

- آقاباتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶. ساکی، ن.، ۱۳۹۹- شیمی کانی‌های سنگ‌های آتشفشانی شمال طرود، جنوب شرق دامغان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان. شکاری، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.ا.، مینگو، ج.، ۱۳۹۷- شیمی کانی و دما-فشارسنجی دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع‌کننده مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴، ص ۹۱۵ تا ۹۲۸. علوی، م.، هوشمندزاده، ا.، ۱۹۷۶- نقشه زمین‌شناسی طرود با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. فردوست، ف.، عبدالمی، حیدرباغی، ا.، بلوچی، س.، ۱۳۹۹- مطالعه زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانسار آهن رباعی، جنوب دامغان. فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۱۵، ص ۶۱ تا ۷۴. قربانی، ق.، ۱۳۸۷- زمین دما-فشارسنجی و شیمی کانی انباشته‌ای فروپارگازیت گابرویی در سنگ‌های آتشفشانی جنوب شاهرود. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ص ۲۶۵ تا ۲۷۸.

References

- Aoki, K., and Shiba, I., 1973- Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos* 6, 41–51.
- Aydin, F., 2008- Contrasting complexities in the evolution of calc-alkaline and alkaline melts of the Niğde volcanic rocks, Turkey: textural, mineral chemical and geochemical evidence. *European Journal of Mineralogy* 20, 101–118. doi: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1784.
- Aydin, F., Karsli, O., and Sadiklar, M.B., 2009- 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 (Turkish J. Earth Sci.)*, Vol. 18, 2009, pp. 163–186. doi:10.3906/yer-0802-2.
- Berger, J., Femenlas, O., J. C. C., Mercier, J.C.C., and Demaiffe, D., 2005- Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker, *J. metamorphic Geol.*, 23, 795–812. doi:10.1111/j.1525-1314.2005.00610.x.
- Blundy, J.D., and Holland, T.J.B., 1990- Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 208-224. <https://doi.org/10.1007/BF00306444>.

- Coltori, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Gregoire, M. O, Reilly, S.Y., and Powell, W., 2007- Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, 99, 68-84. doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009.
- Dawson, J.B., 1987- Metasomatized harzburgites in kimberlite and alkaline magmas: enriched restites and 'flushed' lherzolites. In: MENZIES, M.A. & HAWKESWORTH, C.J. (eds), *Mantle Metasomatism*. Academic Press, London, 125-144.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Sussman, J., 1992- An introduction to the rock forming minerals. Longman Ltd (1992) 528p.
- Erdman, S., Martel, C., Pichavant, M., and Kushnir, A., 2014- Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, doi: 10.1007/s00410-014-1016-4.
- Ernst, W. G., 2002- Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California. *Am.Mineral.* 87, 478-490. doi: 10.2138/am-2002-0411.
- Hammer, J.E., 2006- Influence of fO₂ and cooling rate on the kinetics and energetics of Fe-rich basalt crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 618-637. doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.022.
- Hammarstrom, J.N., Zen E., 1986- Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*. 71, 1297-1313.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., and Welch, M.D., 2012- Nomenclature of amphibole supergroup. *American Mineralogist* v.97, 2031-2048. doi.org/ 10.2138/am.2012.4276.
- Johannes, W., 1978- Melting of plagioclase in the system Ab-An-H₂O at P H₂O = 5Kbar an equilibrium problem". *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 295-303.
- Le Bas, N.J., 1962- The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage, *Am.J.Sci.* 260, 267-288.
- Leake, B., Woolley, A. R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., and Whittaker, E.J., 2004-Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist* v.89, 883-887. doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0191.
- Leake, B.E., 1971- On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineralogical magazine*, v. 38, N. 296, p.389-407. DOI:10.1180/MINMAG.1971.038.296.01
- 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., Krivovochev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and 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* 82, 1019-1037. doi.org/10.1016/j.cageo.2004.05.007.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M., 1982- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 139-154. doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4.
- Morimoto, N., 1988- Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Mineral.*, 111, 535-550.
- Nisbet, F.G., and Pearce, J.A., 1977- Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63, 149-160.
- Otten, M. T., 1984- The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86 , 189-199. Doi.org/10.1007/BF00381846.
- Papike, J.J., Cameron, K.L., and Baldwin, K., 1974- Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geology Society of America* 6, 1053-1054.
- Putirka, K., 2016- Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, Volume 101, pages 841-858.
- Schmidt, M .W., 1992- "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al - in hornblende barometer". *Contrib. Mineral. Petrol.* 110, 304 - 310. doi.org/10.1007/BF00310745.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J., and Bence, A. E., 1978- Clinopyroxenes from deep sea basalts: A statistical analysis. *Geophysical Research Letters*, 5(7), 573-576. doi.org/10.1029/GL005i007p00573.
- Simonetti, A., Shore, M., and Bell, K. , 1996- Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak Volcano, Eastern Uganda: Evidence for magma mixing. *Canadian Mineralogist* 34, 411-421.

- Soesoo, A., 1997- A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. GFF, Vol. 119 (Pt. 1, March), pp. 55–60. Stockholm. ISSN 1103–5897. doi.org/10.1080/11035899709546454.
- Stein, E., and Dietl, C., 2001- Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald. Mineralogy and Petrology, 72, 1-3, pp 185-207. doi: 10.1007/s007100170033.
- Vyhnal, C.R., and MCSween, H. Y. Jr., 1991- “Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability”. Am.Mineral. 76, 176-188.

Original Research Paper

Geothermobarometry of volcanic rocks from N Torud, NE Iran

N. Saki¹, Gh. Ghorbani^{2*}¹ M.Sc. Student, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran² Associate Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2020 August 19

Accepted: 2021 February 17

Available online: 2021 November 01

Keywords:

Geothermobarometry

Basalt

Gabbro

Torud

NE Iran

ABSTRACT

The studied area is located in the S Shahrood, and NE of Central Iran structural zone. Many basaltic dikes in this area intruded into the Eocene volcanic rocks and some of them contain many gabbroic enclaves. Plagioclase (labradorite, bytownite-anorthite), calcic amphibole (pargasite- magnesio-hastingsite), and calcic pyroxene (diopside-augite) are the essential minerals of these rocks. Magma forming of these rocks has mainly subalkaline nature and during their crystallization fugacity of oxygen has been high. Pyroxene and amphibole geothermometry suggest crystallization equilibrium temperatures of host basaltic rocks, dikes and enclaves, at 1100-1200°C and 825-1038°C, respectively. Al-in amphibole barometer in host basaltic rocks, dikes and enclaves show that pressures ranging between 8.51-9.21 kbar, 7.41-9.16 kbar and 6.84-7.46 kbar, respectively, and based on pyroxene at 2-8 kbar.. The geochemical characteristics of studied rocks show strong compositional similarities and indicate that the nature and origin of host basaltic rocks, dikes and enclaves are the same and most likely the magmatic reservoir of them were at depths of 33 to 25 km of the lower crust. Gabbroic enclaves were the result of the initial crystalline separation of host basaltic rocks, which was later brought to the surface by dikes from the depth of the magmatic chamber.

* Corresponding author: Gh. Ghorbani; E-mail: ghorbani@du.ac.ir

G.S. Journal. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2021.243475.1831

dor: 20.1001.1.10237429.1400.31.2.13.0

This is an open access article Under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)