



## زمین دما- فشارسنجی توده نفوذی تکیه (جنوب قروه، استان کردستان): تاکید ویژه بر کاربرد شیمی کانی آمفیبول

سیده اعظم موسوی، اشرف ترکیان\*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۱۲/۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۳/۵)

**چکیده:** توده نفوذی تکیه در جنوب قروه و در شمال پهنه سندرچ-سیرجان قرار دارد. در این توده، برونوم‌های سنگ میزبان گرانیتی ترکیب دیوریت و برونوم‌های سنگ میزبان مونزونیتی ترکیب گابرویی دارند. برونوم‌ها با شکل‌های گردشده و بیضوی در سنگ‌های میزبان پراکنده هستند، آنها اغلب تماس ناگهانی با سنگ میزبان داشته و از مجموعه کانی‌های آذرین تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌ها در هر دو گروه سنگی از نوع کلسیمی بوده و دارای ترکیب منیزیهورنبلند و اکتینولیت هستند. پلاژیوکلازهای سنگ میزبان و برونوم‌ها به ترتیب در گستره ترکیبی الیگوکلاز تا آندزین و الیگوکلاز تا بیتونیت قرار می‌گیرند. بر پایه بررسی‌های زمین دما-فشارسنجی بر بلورهای آمفیبول و نیز زوج کانی‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز، برای سنگ میزبان و برونوم دیوریتی توده به ترتیب دماهای تقریبی ۶۶۰-۵۵۴ و ۷۴۲-۵۹۲ درجه سانتیگراد به دست آمد. فشار نیز برای نمونه‌های سنگی میزبان و برونوم دیوریتی این توده نفوذی به ترتیب در گستره ۰٫۳ تا ۳٫۶۲ و ۰٫۲۱ تا ۱٫۸ کیلوبار محاسبه شد. گریزندگی اکسیژن در ماگما بالاست که این با ماهیت آهکی قلیایی و شکل-گیری سنگ‌ها در محیط فرورانش همخوانی دارد.

**واژه‌های کلیدی:** شیمی کانی؛ گریزندگی اکسیژن؛ منیزیهورنبلند؛ آهکی قلیایی؛ برونوم؛ تکیه؛ قروه کردستان.

### مقدمه

شیمیایی آمفیبول برای برآورد دما-فشار و از زوج کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز همزیست به منظور دستیابی به دمای تبلور استفاده کرده‌اند [۲-۵].

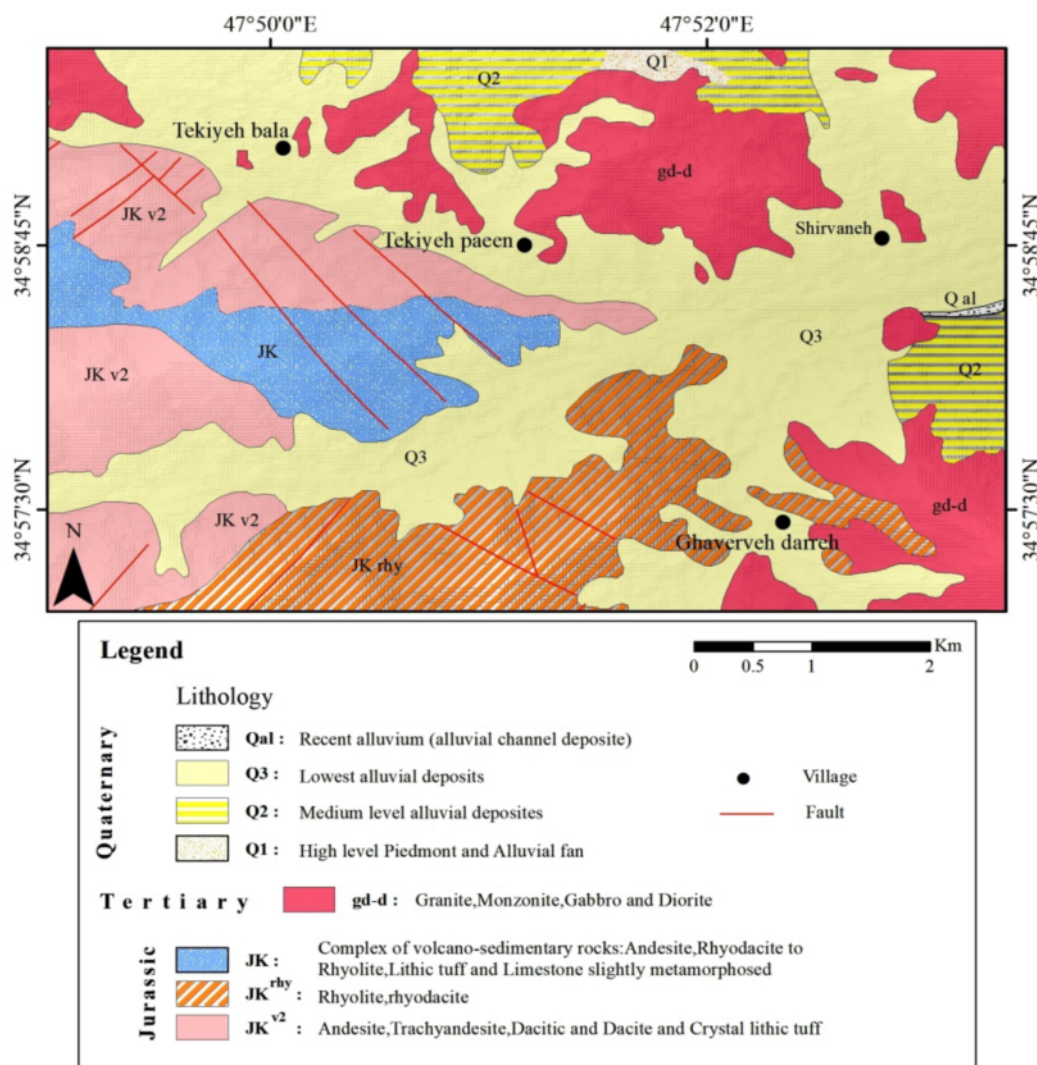
پهنه سندرچ-سیرجان از پهنه‌های دگرگونی-ماگمایی مهم ایران بوده که جایگاه نفوذ و جایگیری توده‌های بزرگ و کوچک گرانیتوئیدی است. توده نفوذی تکیه در جنوب شهرستان قروه و در شمال پهنه سندرچ-سیرجان قرار دارد. پژوهش‌های ارزشمندی پیرامون فازهای فلسی و مافیک این پهنه بر گرانیتوئید قروه انجام شده‌اند [۶-۱۰]. البته به طور ویژه دما-فشار و عمق جایگیری توده نفوذی مناطق تکیه بالا و تکیه پایین گرانیتوئید قروه بررسی نشده است. در این مقاله که بخشی از نتایج پایان‌نامه نویسنده اول است شیمی کانی آمفیبول و دما-فشارسنجی این توده بررسی شده است که می‌تواند در تکمیل تاریخچه تشکیل توده نفوذی تکیه مفید باشد.

برآورد مقادیر فشار-دما و گریزندگی اکسیژن در سامانه‌های ماگمایی اهمیت دارد، زیرا براساس آنها، سازوکارهای پیدایش سامانه‌های ماگمایی بررسی می‌شوند. آگاهی از عمق انجماد ماگماهای آهکی قلیایی می‌تواند راهنمای خوبی برای تعیین دما و چگونگی تکامل شیمیایی کمربندهای کوهزایی باشد [۱]. برای بررسی این موضوع، اغلب از ترکیب شیمیایی کانی‌ها استفاده می‌شود. آمفیبول‌ها از مفیدترین کانی‌ها برای تعیین دما و فشار هستند کاربرد ترکیب شیمی کانی آمفیبول در تعیین شرایط محیطی تشکیل گرانیتوئیدها موضوعی شناخته شده است. این کانی در همه سنگ‌های آذرین فلسیک، حدواسط، مافیک و بسیاری از سنگ‌های دگرگونی در گستره دمای ۱۱۵۰-۴۴۰ درجه سانتیگراد و فشار ۲۳-۱ کیلوبار حضور دارند [۲]. از این رو، بسیاری از پژوهشگران از ترکیب

## زمین‌شناسی و روابط صحرائی

پهنه دگرگونی-ماگمایی سنندج-سیرجان از پهنه‌های مهم کوهزاد زاگرس بوده که ناشی از فروانش و برخورد صفحه عربی و خرد قاره ایران مرکزی در زمان کرتاسه پایانی تا ترشیری است [۱۱]. توده آذرین نفوذی جنوب قروه از توده‌های آذرین نفوذی زنجیره‌ای در پهنه سنندج-سیرجان بوده که مانند یک باتولیت بیضی شکل از شمال غرب به جنوب شرق کشیده شده است. سنگ‌های فلسی بخش مهم توده جنوب قروه را تشکیل داده‌اند و توده‌های مافیک و حدواسط به نسبت حجم و برونزد کمتری دارند. منطقه مورد بررسی در مختصات  $34^{\circ} 57' 30''$  تا  $34^{\circ} 59' 30''$  عرض شمالی و  $47^{\circ} 49' 0''$  تا  $47^{\circ} 53' 0''$  طول شرقی واقع است (۲۱ کیلومتر به سمت

جنوب قروه)، که به سبب همسایگی با دو روستای تکیه بالا و تکیه پایین با نام عمومی "تکیه" شناخته می‌شود (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناسی منطقه وابسته به تریاس و شامل دولومیت‌های بلورین و دولومیت‌های خرد شده است. شیل، شیست و سنگ‌های آتشفشانی به سن ژوراسیک رسوب‌های تریاس را پوشانده‌اند. شیل و ماسه سنگ‌های دارای عدسی‌های آهکی به همراه سنگ‌های آتشفشانی مجموعه رسوب‌ها را تشکیل می‌دهند که به صورت هم‌شیب روی رسوب‌های کرتاسه پسین-پالئوسن قرار دارند [۱۲]. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (شیست، آمفیبولیت و مرمر) میزبان سنگ‌های آذرین هستند که بالاترین درجه‌ی دگرگونی آنها تا حد رخساره‌ی آمفیبولیت برآورد شده است.



شکل ۱ موقعیت توده نفوذی تکیه بر نقشه زمین‌شناسی (رسم شده با نرم‌افزار GIS).

## روش انجام پژوهش

در بازدیدهای صحرایی از رخنمون‌های مختلف توده نفوذی تکیه، تعداد ۵۰ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و تعداد ۴ مقطع نازک صیقلی برای تجزیه نقطه‌ای کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز تهیه شد. ۴۷ نقطه از ۱۳ کانی آمفیبول و ۴۹ نقطه از ۱۰ کانی پلاژیوکلاز در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه ارسطوتسالونیک یونان (A.U.Th) با دستگاه ریزپردازنده الکترونی مدل JEOL JSM-840A ساخت ژاپن با ولتاژ ۲۰ کیلوولت و شدت جریان ۰/۴ نانوآمپر تجزیه شدند.

## سنگ‌نگاری

توده نفوذی تکیه دارای برونوم‌های متنوعی است به طوری که برونوم‌های سنگ میزبان گرانیتی ترکیب دیوریت و برونوم-های سنگ میزبان مونزونیتی ترکیب گابرویی دارند. در ترکیب برونوم‌ها نسبت به سنگ میزبان، کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) بیشتری وجود دارد. فراوانترین کانی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین هستند که مقدار آمفیبول از بیوتیت بیشتر است. برونوم‌ها نسبت به سنگ میزبان خود دانه‌ریزتر و تیره‌رنگ‌تر هستند و از این رو در گروه

برونوم‌های ریزدانه مافیک یا برونوم‌های ریزدانه‌ای قرار دارند. برونوم‌های ریزدانه‌ای با شکل‌های تقریباً زاویه‌دار تا گرد شده کامل در سنگ میزبان خود پراکنده هستند (شکل ۲). برونوم‌ها در بردارنده پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک بسیار بوده، در حالی که سنگ‌های میزبان دارای مقادیر کمتری از این کانی‌ها هستند و در عوض، کوارتز و فلدسپار پتاسیم بیشتری دارند. مرز برونوم‌ها با سنگ میزبان خود آشکار است و هاله واکنشی میان آن‌ها و سنگ در برگرفته‌شان دیده نشده و به سختی از سنگ میزبان خود جدا می‌شوند (شکل ۳). اغلب درشت بلور-های برونوم‌های ریزدانه‌ای و سنگ‌های میزبان در سطح تماس بین آن‌ها (مرز بین برونوم و سنگ میزبان) واقع هستند از جمله درشت بلورهای موجود در مرز سنگ‌های بررسی شده فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند. برپایه دارا بودن برونوم‌های ریزدانه‌ای با مرزهای مشخص و نبود بافت‌های دگرگونی یا رسوبی را دلیلی بر آمیزش ماگمای مافیک و فلسی بیان کرده‌اند [۱۴، ۱۳]. در ادامه، نتایج سنگ‌نگاری سنگ‌های مورد بررسی در منطقه بیان می‌شود.



شکل ۲ روابط صحرایی میان برونوم‌ها و سنگ میزبان آن‌ها در توده نفوذی تکیه جنوب قروه: الف) دورنمایی از منطقه مورد بررسی و ب) فراوانی و پراکندگی برونوم دیوریتی در سنگ میزبان گرانیتی در برگرفته‌ی آن‌ها.



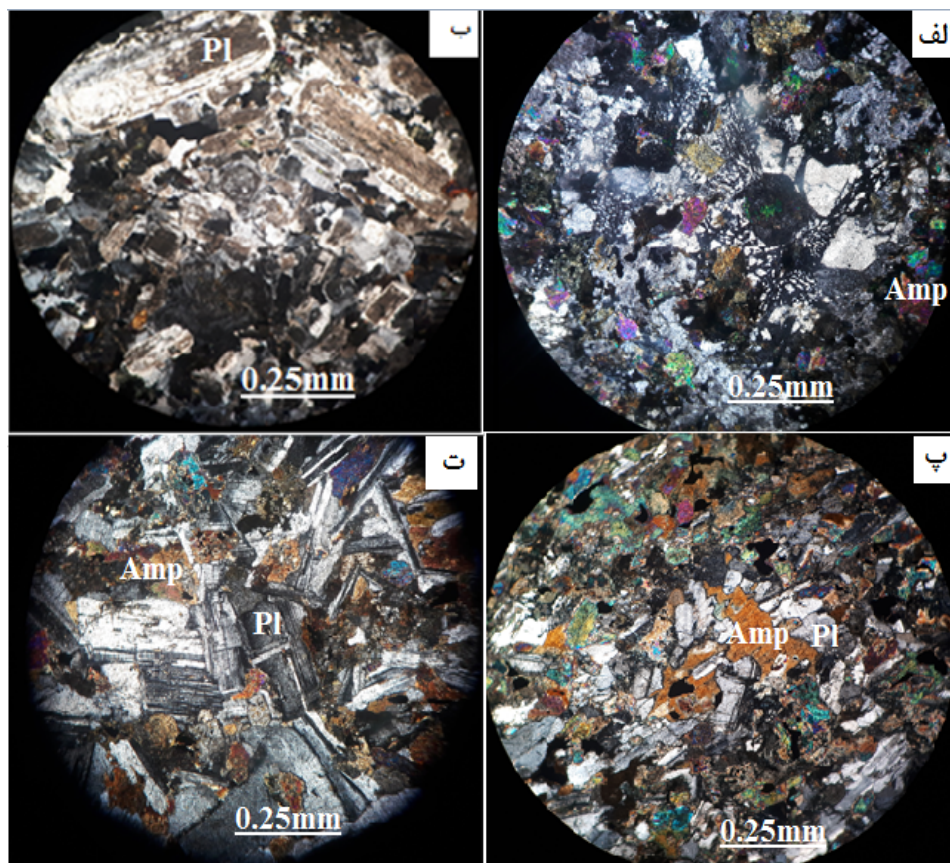
شکل ۳ مرز ناگهانی بین سنگ میزبان و برونوم در الف) نمونه دستی و ب) نمونه میکروسکوپی.

## سنگ میزبانها

**گرانیت:** گرانیتها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن و معمولا دانه درشت هستند. آنها اغلب بافت کلی دانه‌ای دارند، اما در برخی بخشها بافت‌های پرتیتی، گرانوفیری، نیمه شکل-دار دانه‌ای و گاهی پورفیری نیز دیده می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ ارتوکلاز و میکروکلین (۵۰-۳۲ درصد)، کوارتز (حدود ۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۵-۱۲ درصد)، آمفیبول (۱۰-۵ درصد)، بیوتیت (کمتر از ۱۰ درصد) هستند. زیرکن، اسفن و سوزن‌های آپاتیت به صورت کانی‌های فرعی دیده می‌شوند. فلدسپارهای قلیایی نسبت به سایر کانی‌ها درشت بلورتر هستند و به سنگ بافت پورفیری می‌دهند. بافت گرانوفیری دیده شده مربوط به سنگ‌های درونی و به ویژه سنگ‌های نیمه عمیق است. این بافت همچنین از جمله بافت‌های شاخص در گرانیتها بوده و ناشی از هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار قلیایی در عمق کم است. بافت گرانوفیری نتیجه تبلور همزمان و سریع کوارتز و

فلدسپار قلیایی از یک مذاب سیلیسی در نزدیکی نقطه همگدازی و به احتمال بسیار در حضور فاز غنی از آب است. البته، گاهی تبلور این دو کانی از یک مذاب ابر سرد نیز باعث ایجاد این بافت می‌شود، همچنین وجود بافت پورفیری در این سنگ تبلور دو مرحله‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۴ الف).

**مونزونیت:** مونزونیتها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا سبز و دارای بافت دانه‌ای دانه‌متوسط و ریزدانه هستند. این سنگ از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۳۵-۳۳ درصد)، فلدسپار قلیایی (۴۰-۳۵ درصد)، بیوتیت (۱۰-۷ درصد)، آمفیبول (۷-۵ درصد) و کوارتز (حدود ۴ درصد) تشکیل شده است. آپاتیت، اسفن و زیرکن از دیگر کانی‌های موجود در این سنگ هستند. پلاژیوکلاز به صورت تمام شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. ویژگی بارز این واحد سنگی برابری تقریبی مقادیر پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی است (شکل ۴ ب).



**شکل ۴** تصاویر میکروسکوپی مجموعه همیری کانیایی سازنده سنگ‌های توده نفوذی تکیه جنوب قروه (در نور قطبیده متقاطع، xpl): الف) هم‌رشدی کوارتز و ارتوکلاز (سنگ میزبان گرانیتی)، ب) بلورهای پلاژیوکلاز (سنگ میزبان مونزونیتی)، پ) بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز (برونوم دیوریتی)، ت) هم‌مرز بودن بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز که تعادل این دو کانی در زمان تبلور را نشان می‌دهد (برونوم گابرویی). Pl : پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم ، Amp : آمفیبول.

## انکلاوها

دیوریت: دیوریت‌ها در نمونه دستی سبز تیره تا سبز خاکستری هستند این واحد سنگی دارای دانه‌بندی ریز تا متوسط بلور است. از نظر ضریب رنگینی، این سنگ‌ها نیمه روشن تا تیره بوده و بیشتر دارای بافت دانه‌ای هستند. این سنگ از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز (۵۹-۲۵ درصد)، آمفیبول (۲۱-۱۷ درصد)، کوارتز (۱۴-۲ درصد)، فلدسپار قلیایی (۱۵-۶ درصد)، بیوتیت (۷-۲ درصد) و به ندرت پیروکسن تشکیل شده است. اسفن، زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای فلزی کانی‌های جزئی محسوب می‌شوند. سرسیت فراوانترین کانی ثانویه بوده و از دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی ایجاد شده است. کلریت نیز در اثر دگرسانی آمفیبول و اپیدوت از دگرسانی پلاژیوکلاز بوجود آمده‌اند. آمفیبول در این سنگ‌ها به صورت تمام شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و از نوع هورنبلند سبز است (شکل ۴ پ).  
**گابرو:** گابروها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند بافت غالب در این سنگ‌ها میان دانه‌ای است. دو کانی مهم آنها پلاژیوکلاز (حدود ۵۰ درصد) و کانی‌های مافیک چون هورنبلند و پیروکسن (حدود ۳۰ درصد) هستند. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، کدر، اسفن و به ندرت بیوتیت هستند. بلورهای آمفیبول در نور طبیعی به رنگ سبز تا قهوه‌ای تیره و به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. بافت خال خال و میانبراهایی چون بیوتیت، زیرکن، اسفن و پلاژیوکلاز نیز گاه در بلورهای آمفیبول دیده می‌شوند. در بافت میان دانه‌ای، بلورهای پلاژیوکلاز به صورت زاویه‌دار با هم برخورد کرده و فضای بین آنها را کانی‌های فرومنیزین چون آمفیبول پر می‌کنند [۱۵]. در واقع، بلورهای پلاژیوکلاز در نخست از یک مایع رشد نموده، و سپس با هم برخورد کرده و رشد آنها متوقف شده است؛ و در مرحله بعد، کانی‌هایی چون آمفیبول در بین پلاژیوکلازها متبلور شده و در فضای بین آنها قرار می‌گیرند. به عبارتی می‌توان گفت که در ماگماهای با سردشدگی بالا یا در نزدیکی سطح زمین، یک نوع کانی به تنهایی فرصت کافی ندارد که فضاهای خالی ایجاد شده را پر نماید، در نتیجه، کانی‌هایی که در مراحل بعد متبلور می‌شوند به طور ترجیحی در این فضا هسته‌بندی و رشد می‌کنند (شکل ۴ ت).

## شیمی کانی‌ها

**آمفیبول:** آمفیبول مهمترین و فراوان‌ترین کانی فرومنیزین در سنگ‌های توده نفوذی تکیه به ویژه سنگ میزبان گرانیتی و برونیوم دیوریتی است. نتایج تجزیه این کانی‌ها با ریزپردازنده

الکترونی و محاسبه و فرمول ساختاری آنها براساس آمفیبول استاندارد  $(OH)_2 T_8 O_{22} C_5^{IV} AB_2$  و بر پایه ۲۳ اکسیژن در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه شده است. نکته مهم پیش از محاسبه فرمول استاندارد، انتخاب روش مناسب برای بهنجار کردن آمفیبول است، زیرا انتخاب نوع روش بر مقادیر  $Al^{IV}$  و  $Al^{VI}$  اثر دارد و در نتیجه می‌تواند باعث افزایش خطای دمای محاسبه شده شود، ولی در محاسبه فشار بی‌تاثیر است. فرمول ساختاری و فشار بر پایه ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون محاسبه شدند [۱۶].

بر اساس رده‌بندی مرجع [۱۶]، ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی در گروه آمفیبول‌های کلسیمی و در زیرگروه منیزیم هورنبلند و اکتینولیت قرار دارند (شکل‌های ۵ الف و ب). برای نامگذاری و تشخیص نوع آمفیبول، نخست نموداری بر اساس داده‌های انجمن جهانی کانی‌شناسی (IMA)، تنظیم گردید و نقاط تجزیه شده بر آن جایابی شدند (شکل ۵ الف). بر این اساس، همه نمونه‌ها در گروه آمفیبول‌های کلسیمی قرار دارند. برای تعیین زیرگروه آمفیبول‌ها از شکل‌های ۵ ب و پ استفاده شد که بر این اساس، آمفیبول‌های موجود در گروه مگنزیهورنبلند و اکتینولیت قرار دارند. آمفیبول‌ها بر پایه مقادیر شیمیایی فرمول استاندارد خود و بر اساس پر شدگی جایگاه B، به پنج گروه: گروه منیزیم-آهن-مگنزی-لیتیم، کلسیمی، کلسیمی-سدیمی، سدیمی و سدیم-کلسیم-منیزیم-آهن-مگنزی-لیتیم تقسیم می‌شوند. برای این منظور از شکل‌های ۵ ب و پ استفاده شد [۱۶]. فرمول ساختاری آمفیبول‌های توده نفوذی تکیه بر اساس رده‌بندی مرجع [۱۶] در جدول ۴ آورده شده است. برای تعیین نوع آمفیبول‌ها و زیرگروه آن‌ها از روش جدیدتر مرجع [۱۷] نیز استفاده گردید. نتایج محاسبات با این روش نیز همخوانی خوبی با روش‌های پیشین دارد (شکل ۵ ت).

نخستین شرط کاربرد شیمی کانی آمفیبول در سنگ شناسی، ماگمایی بودن آن است. آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی به روش مرجع [۱۸] و براساس مجموع کاتیون‌های  $Na+K+Ca$  نسبت به Si از هم تفکیک می‌شوند. بر پایه این رده‌بندی، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی آمفیبول‌های آذرین قرار دارند (شکل ۶ الف). افزون بر این، مقدار Si در بیشتر آمفیبول‌ها در گستره ۶/۹۳ تا ۷/۷۰ قرار دارد. به باور لیک و همکاران [۱۹]، این مقدار Si آذرین بودن این کانی‌ها را نشان می‌دهد.

**پلاژیوکلاز:** بر پایه نمودار مرجع [۲۰]، ترکیب پلاژیوکلازهای بررسی شده در سنگ‌های میزبان الیگوکلاز تا آندزین و در

در سنگ‌های میزبان و برونوم‌های منطقه از لبه به مرکز در شکل‌های ۷ ب تا ث نشان داده شده است. منطقه‌بندی آنها اغلب عادی و گاهی نوسانی با ترکیب بیتونیت، آندزین و الیگوکلاز است.

برونوم‌ها بین ترکیب الیگوکلاز تا بیتونیت در تغییر هستند (شکل ۶ ب، جدول ۵). یک تصویر الکترونی از مسیر تجزیه کانی پلاژیوکلاز در سنگ میزبان مونزونیتی برای نمونه شکل ۷ الف آورده شده است. الگوی منطقه‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌ها در گرانیت‌ها.

	A.T.H.29.1	A.T.H.29.2	A.T.H.29.3	A.T.H.29.4	A.T.H.29.5	A.T.H.29.6	A.T.H.29.7
موقعیت	گانت	گانت	گانت	گانت	گانت	گانت	گانت
	N	34°59'54.7"	E	047°49'26.2"			
SiO <sub>2</sub>	۵۱.۸۶	۵۰.۷۰	۵۲.۵۴	۵۳.۶۳	۵۴.۱۲	۵۱.۵۸	۴۷.۶۰
TiO <sub>2</sub>	۰.۶۶	۱.۴۵	۰.۹۶	۰.۴۳	۰.۶۶	۱.۰۸	۱.۸۴
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۴.۴۳	۴.۹۵	۴.۹۲	۴.۵۶	۴.۴۷	۵.۲۵	۸.۰۷
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.	.	.	.	.	.	.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰.۶۷	۷.۴۷	۴.۲۶	۱.۳۶	۰.۳۹	۲.۴۸	۳.۴۵
FeO	۱۱.۹۸	۵.۹۰	۸.۸۶	۱۰.۷۴	۱۰.۹۶	۹.۷۲	۹.۹۱
MnO	۰.۱۴	۰.۵۳	۰.۲۳	۰.۴۷	.	۰.۳۳	۰.۷۶
MgO	۱۴.۵۶	۱۵.۲۹	۱۴.۳۵	۱۴.۲۳	۱۴.۷۵	۱۴.۶۶	۱۲.۸۹
CaO	۱۱.۵۰	۱۰.۶۳	۱۰.۲۰	۱۰.۴۴	۱۰.۹۵	۱۰.۷۳	۱۰.۸۹
Na <sub>2</sub> O	۱.۳۴	۱.۰۹	۱.۱۲	۱.۲۶	۰.۹۰	۱.۶۳	۱.۳۴
K <sub>2</sub> O	۰.۵۲	۰.۵۷	۰.۶۷	۰.۶۳	۰.۴۰	۰.۳۴	۱.۰۱
H <sub>2</sub> O*	۲.۰۷	۲.۰۲	۲.۰۳	۲.۰۹	۲.۰۶	۱.۹۹	۲.۰۶
مجموع	۹۹.۷۴	۱۰۰.۸۷	۱۰۰.۳۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۲	۱۰۰.۰۰	۹۹.۸۵
Si	۷.۴۹۷	۷.۲۰۹	۷.۴۸۴	۷.۶۶۶	۷.۷۰۱	۷.۳۹۹	۶.۹۳۲
Al <sup>IV</sup>	۰.۵۰۳	۰.۷۹۱	۰.۵۱۶	۰.۳۳۴	۰.۴۹۸	۰.۶۰۱	۱.۰۶۷
Al <sup>VI</sup>	۰.۲۵۱	۰.۰۳۸	۰.۳۱۰	۰.۴۳۳	۰.۴۵۲	۰.۲۸۷	۰.۳۱۸
Ti	۰.۰۷۱	۰.۱۵۵	۰.۱۰۳	۰.۰۴۶	۰.۰۷۱	۰.۱۱۶	۰.۲۰۲
Cr	.	.	.	.	.	.	.
Fe <sup>+3</sup>	۰.۰۷۳	۰.۷۹۹	۰.۴۵۶	۰.۱۴۷	۰.۰۴۲	۰.۲۶۷	۰.۳۷۸
Fe <sup>+2</sup>	۱.۴۴۸	۰.۷۰۲	۱.۰۵۵	۱.۲۸۴	۱.۳۰۵	۱.۱۶۶	۱.۲۰۷
Mn	۰.۰۱۷	۰.۰۶۴	۰.۰۲۸	۰.۰۵۷	.	۰.۰۲۸	۰.۰۹۴
Mg	۳.۱۳۸	۳.۲۴۱	۳.۰۴۷	۳.۰۳۲	۳.۱۲۹	۳.۱۳۵	۲.۷۹۹
Ca	۱.۷۸۲	۱.۶۱۹	۱.۵۵۷	۱.۵۹۸	۱.۶۷۰	۱.۶۴۹	۱.۷۰۰
Na	۰.۳۷۶	۰.۲۹۹	۰.۳۰۸	۰.۳۵۰	۰.۲۴۸	۰.۴۵۲	۰.۳۷۹
K	۰.۰۹۶	۰.۱۰۳	۰.۱۲۱	۰.۱۱۴	۰.۰۷۳	۰.۰۶۳	۰.۱۸۷
(Ca+Na)	۲	۱.۹۱۹	۱.۸۶۶	۱.۹۴۸	۱.۹۱۸	۲	۲
(Na+K)	۰.۲۵۴	۰.۱۰۳	۰.۱۲۱	۰.۱۱۴	۰.۰۷۳	۰.۱۶۴	۰.۲۶۷

ادامه جدول ۱

	A.T.H.29.8	A.T.H.29.9	A.T.H.29.10	A.T.H.29.11	A.T.H.29.12	A.T.H.29.13	A.T.H.29.14
گانت	گانت	گانت	گانت	گانت	گانت	گانت	گانت
SiO <sub>2</sub>	۵۳.۲۵	۴۹.۲۷	۴۸.۹۸	۵۲.۶۰	۵۰.۱۸	۴۹.۲۱	۵۰.۲۷
TiO <sub>2</sub>	۰.۷۱	.	۱.۲۶	۱.۰۷	۱.۵۵	۱.۵۸	۱.۴۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۴.۵۵	۶.۳۸	۷.۴۰	۶.۳۱	۵.۲۷	۶.۹۸	۶.۷۹
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.	.	.	.	.	.	.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.	۰.۵۹	۷.۵۸	۴.۸۰	۶.۱۰	۳.۵۰	۶.۴۰
FeO	۱۱.۶۵	۱۶.۵۹	۵.۱۹	۶.۷۴	۷.۶۵	۹.۳۰	۶.۲۸
MnO	۰.۴۷	۰.۴۵	۰.۶۹	۰.۶۳	۰.۳۳	۰.۶۵	۰.۷۸
MgO	۱۴.۴۹	۹.۸۹	۱۴.۶۱	۱۴.۴۷	۱۴.۵۴	۱۳.۸۲	۱۴.۴۳
CaO	۱۱.۶۸	۱۰.۵۸	۹.۸۲	۱۰.۳۵	۹.۹۴	۱۰.۳۱	۱۰.۲۴
Na <sub>2</sub> O	۰.۶۷	۱.۰۳	۱.۹۲	۰.۶۲	۱.۷۴	۲.۲۸	۱.۴۵
K <sub>2</sub> O	۰.۴۵	۱.۱۶	۰.۸۱	۰.۴۸	۰.۸۴	۰.۴۵	۰.۵۱
H <sub>2</sub> O*	۲.۰۹	۱.۵۱	۲.۰۳	۲.۱۳	۲.۰۴	۲.۰۸	۲.۱۱
مجموع	۱۰۰.۰۰	۹۸.۹۰	۱۰۰.۴۹	۱۰۰.۲۰	۱۰۰.۳۳	۱۰۰.۱۴	۱۰۰.۶۶
Si	۷.۶۱۷	۷.۴۲۹	۶.۹۹۲	۷.۴۱۵	۷.۲۰۷	۷.۰۹۴	۷.۱۳۷
Al <sup>IV</sup>	۰.۳۸۳	۰.۵۷۰	۱.۰۰۷	۰.۵۸۴	۰.۷۹۲	۰.۹۰۵	۰.۸۶۲
Al <sup>VI</sup>	۰.۳۸۵	۰.۵۶۲	۰.۲۳۷	۰.۴۶۴	۰.۱۰۰	۰.۲۸۰	۰.۲۷۳
Ti	۰.۰۷۶	.	۰.۱۳۵	۰.۱۱۴	۰.۱۶۷	۰.۱۷۱	۰.۱۴۹
Cr	.	.	.	.	.	.	.
Fe <sup>+3</sup>	.	۰.۰۶۷	۰.۸۱۴	۰.۵۰۹	۰.۶۵۹	۰.۳۸۰	۰.۶۸۴
Fe <sup>+2</sup>	۱.۳۹۳	۲.۰۹۱	۰.۶۲۰	۰.۷۹۴	۰.۹۱۸	۱.۱۲۰	۰.۷۴۵
Mn	۰.۰۵۶	۰.۰۵۷	۰.۰۸۳	۰.۰۷۴	۰.۰۴۰	۰.۰۷۸	۰.۰۹۴
Mg	۳.۰۸۹	۲.۲۲۱	۳.۱۰۹	۳.۰۴۱	۳.۱۱۳	۲.۹۶۹	۳.۰۵۳
Ca	۱.۷۸۹	۱.۷۰۹	۱.۵۰۲	۱.۵۶۳	۱.۵۲۹	۱.۵۹۲	۱.۵۵۷
Na	۰.۱۸۵	۰.۳۰۰	۰.۵۳۲	۰.۱۶۸	۰.۴۸۵	۰.۶۳۵	۰.۳۹۸
K	۰.۰۸۱	۰.۲۲۲	۰.۱۴۸	۰.۰۸۶	۰.۱۵۴	۰.۰۸۲	۰.۰۹۲
(Ca+Na)	۱.۹۷۵	۲	۲	۱.۷۳۱	۲	۲	۱.۹۵۶
(Na+K)	۰.۰۸۱	۰.۲۳۱	۰.۱۸۳	۰.۰۸۶	۰.۱۶۹	۰.۳۱۰	۰.۰۹۲

ادامه جدول ۱

	A.T.H.29.15	A.T.H.29.16	A.T.H.29.17	A.T.H.29.18	A.T.H.29.19	A.T.H.29.20	A.T.H.29.21
	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت
SiO <sub>2</sub>	۵۱٫۱۷	۴۸٫۰۷	۵۰٫۴۹	۵۲٫۱۰	۵۱٫۱۴	۵۰٫۲۴	۵۰٫۹۵
TiO <sub>2</sub>	۱٫۶۱	۱٫۲۸	۱٫۸۱	۱٫۳۲	۱٫۹۱	۱٫۶۷	۱٫۳۲
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۶٫۳۸	۶٫۵۳	۵٫۶۹	۵٫۴۰	۵٫۱۹	۶٫۵۰	۵٫۸۹
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.	.	.	.	.	.	.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۴٫۶۹	۲٫۱۶	۰٫۰۳	۳٫۰۶	۲٫۹۷	۶٫۷۸	۵٫۴۹
FeO	۷٫۱۱	۱۳٫۷۲	۱۲٫۷۴	۱۰٫۰۱	۹٫۲۸	۷٫۰۱	۸٫۲۷
MnO	۰٫۲۷	۰٫۴۸	۰٫۳۹	۰٫۵۶	۰٫۶۴	۰٫۲۳	۰٫۲۱
MgO	۱۴٫۶۸	۱۲٫۰۸	۱۳٫۶۱	۱۳٫۷۸	۱۴٫۳۷	۱۴٫۰۶	۱۳٫۹۹
CaO	۱۰٫۱۳	۱۲٫۰۳	۱۱٫۰۲	۱۰٫۳۶	۱۰٫۴۸	۱۰٫۰۹	۹٫۹۱
Na <sub>2</sub> O	۱٫۳۸	۱٫۱۱	۱٫۷۵	۱٫۴۴	۱٫۵۴	۱٫۳۴	۱٫۵۸
K <sub>2</sub> O	۰٫۴۴	۰٫۳۵	۰٫۶۳	۰٫۳۰	۰٫۳۹	۰٫۳۵	۰٫۵۴
H <sub>2</sub> O*	۲٫۰۷	۱٫۹۱	۲٫۰۲	۲٫۱۰	۲٫۰۴	۲٫۱۱	۲٫۰۵
Total	۱۰۰٫۰۹	۱۰۰٫۱۴	۱۰۰٫۳۷	۱۰۰٫۴۵	۱۰۰٫۱۲	۱۰۰٫۴۱	۱۰۰٫۳۶
Si	۷٫۲۶۹	۷٫۰۸۰	۷٫۳۰۳	۷٫۴۲۹	۷٫۳۳۳	۷٫۱۵۴	۷٫۲۸۰
Al <sup>IV</sup>	۰٫۷۳۰	۰٫۹۱۹	۰٫۶۹۶	۰٫۵۷۰	۰٫۶۶۶	۰٫۸۴۶	۰٫۷۱۹
Al <sup>VI</sup>	۰٫۳۳۹	۰٫۲۱۵	۰٫۲۷۳	۰٫۳۳۹	۰٫۲۱۲	۰٫۲۴۶	۰٫۲۷۳
Ti	۰٫۱۷۳	۰٫۱۴۲	۰٫۱۹۸	۰٫۱۴۲	۰٫۲۰۶	۰٫۱۷۹	۰٫۱۴۲
Cr	.	.	.	.	.	.	.
Fe <sup>+3</sup>	۰٫۵۰۲	۰٫۲۳۹	۰٫۰۰۳	۰٫۳۲۸	۰٫۳۲۰	۰٫۷۲۷	۰٫۵۹۱
Fe <sup>+2</sup>	۰٫۸۴۴	۱٫۶۹۰	۱٫۵۴۰	۱٫۱۹۳	۱٫۱۱۳	۰٫۸۳۵	۰٫۹۸۹
Mn	۰٫۰۳۳	۰٫۰۵۹	۰٫۰۴۸	۰٫۰۶۷	۰٫۰۷۷	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۵
Mg	۳٫۱۰۸	۲٫۶۵۳	۲٫۹۳۶	۲٫۹۲۹	۳٫۰۷۱	۲٫۹۸۵	۲٫۹۷۹
Ca	۱٫۵۴۲	۱٫۸۹۹	۱٫۷۰۸	۱٫۵۸۲	۱٫۶۱۰	۱٫۵۳۹	۱٫۵۱۶
Na	۰٫۳۸۰	۰٫۳۱۶	۰٫۴۸۹	۰٫۳۹۸	۰٫۴۲۷	۰٫۳۶۹	۰٫۴۳۷
K	۰٫۰۷۹	۰٫۰۶۶	۰٫۱۱۶	۰٫۰۵۵	۰٫۰۷۱	۰٫۰۶۴	۰٫۰۹۹
(Ca+Na)	۱٫۹۲۲	۲	۲	۱٫۹۸۰	۲	۱٫۹۰۹	۱٫۹۵۴
(Na+K)	۰٫۰۷۹	۰٫۲۸۱	۰٫۲۸۱	۰٫۰۵۵	۰٫۱۱۰	۰٫۰۶۴	۰٫۰۹۹

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌ها تجزیه در مونزونیت‌ها (محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن).

	A.T.H.23.1	A.T.H.23.2	A.T.H.23.3	A.T.H.23.4	A.T.H.23.5	A.T.H.23.6	A.T.H.23.7
	مونزونیت	مونزونیت	مونزونیت	مونزونیت	مونزونیت	مونزونیت	مونزونیت
	N	34°59'56.3"	E	047°49'28.9"			
موقعیت							
SiO <sub>2</sub>	۴۹٫۷۳	۵۰٫۸۶	۵۰٫۳۹	۵۰٫۲۰	۵۱٫۴۸	۵۱٫۰۳	۵۰٫۱۹
TiO <sub>2</sub>	۱٫۱۹	۱٫۲۴	۱٫۱۱	۱٫۶۷	۱٫۵۷	۱٫۳۸	۱٫۴۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۶٫۳۲	۵٫۲۰	۶٫۷۰	۶٫۲۴	۵٫۹۸	۶٫۱۲	۵٫۷۲
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰٫۰۱	۰٫۱۶	.	.	.	۰٫۰۲	.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳٫۷۶	۸٫۰۹	۵٫۶۹	۴٫۲۵	۶٫۶۳	۶٫۶۲	۶٫۹۵
FeO	۱۰٫۹۸	۵٫۷۱	۷٫۷۵	۹٫۸۱	۶٫۷۸	۶٫۹۲	۶٫۰۸
MnO	۰٫۱۴	۰٫۲۶	۰٫۳۲	۰٫۴۵	.	۰٫۲۴	۰٫۰۵
MgO	۱۳٫۳۷	۱۴٫۹۳	۱۳٫۹۷	۱۳٫۳۷	۱۴٫۳۴	۱۴٫۰۴	۱۴٫۹۹
CaO	۱۱٫۶۰	۹٫۹۸	۱۰٫۷۱	۱۰٫۵۳	۹٫۹۳	۹٫۷۶	۱۰٫۲۹
Na <sub>2</sub> O	۱٫۱۸	۱٫۶۹	۱٫۲۵	۱٫۶۶	۱٫۳۷	۱٫۵۸	۱٫۷۴
K <sub>2</sub> O	.	.	.	.	.	.	.
H <sub>2</sub> O*	۲٫۰۳	۲٫۰۵	۲٫۰۴	۲٫۰۴	۲٫۱۲	۲٫۰۰	۲٫۰۰
مجموع	۱۰۰٫۴۶	۱۰۰٫۳۵	۱۰۰٫۱۶	۱۰۰٫۴۰	۱۰۰٫۴۳	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰
Si	۷٫۱۷۱	۷٫۲۳۴	۷٫۱۹۷	۷٫۲۰۸	۷٫۲۷۲	۷٫۲۷۳	۷٫۱۷۶
Al <sup>IV</sup>	۰٫۸۲۸	۰٫۷۶۵	۰٫۸۰۳	۰٫۷۹۱	۰٫۷۲۸	۰٫۷۲۷	۰٫۸۲۴
Al <sup>VI</sup>	۰٫۲۴۶	۰٫۱۰۷	۰٫۳۲۵	۰٫۲۶۵	۰٫۲۶۹	۰٫۳۰۲	۰٫۱۳۸
Ti	۰٫۱۲۹	۰٫۱۳۳	۰٫۱۲۰	۰٫۱۸۰	۰٫۱۶۷	۰٫۱۴۸	۰٫۱۵۱
Cr	۰٫۰۰۱	۰٫۰۱۷	.	.	.	۰٫۰۰۲	.
Fe <sup>+3</sup>	۰٫۴۰۸	۰٫۸۶۷	۰٫۶۱۲	۰٫۴۵۹	۰٫۷۳۸	۰٫۷۰۹	۰٫۷۴۸
Fe <sup>+2</sup>	۱٫۳۲۵	۰٫۶۷۹	۰٫۹۲۶	۱٫۱۷۹	۰٫۸۰۲	۰٫۸۲۵	۰٫۷۲۷
Mn	۰٫۰۱۷	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۹	۰٫۰۵۴	.	۰٫۰۲۹	۰٫۰۰۵
Mg	۲٫۸۷۳	۳٫۱۶۵	۲٫۹۷۵	۲٫۸۶۱	۳٫۰۲۴	۲٫۹۸۳	۳٫۱۹۵
Ca	۱٫۷۹۲	۱٫۵۲۱	۱٫۶۳۹	۱٫۶۲۰	۱٫۵۰۵	۱٫۴۹۰	۱٫۵۷۶
Na	۰٫۳۲۹	۰٫۴۶۶	۰٫۳۴۷	۰٫۴۶۳	۰٫۳۷۵	۰٫۴۳۶	۰٫۴۸۲
K	.	.	.	.	.	.	.
(Ca+Na)	۲	۱٫۹۸۸	۱٫۹۸۶	۲	۱٫۸۸۰	۱٫۹۲۶	۲
(Na+K)	۰٫۱۲۲	.	.	۰٫۰۸۴	.	.	۰٫۰۵۹

ادامه جدول ۲

	A.T.H.23.8	A.T.H.23.9	A.T.H.23.10	A.T.H.23.11
	مونزونیت	مونزونیت	مونزونیت	مونزونیت
SiO <sub>2</sub>	۵۲,۰۲	۵۱,۲۰	۵۰,۲۱	۴۹,۷۸
TiO <sub>2</sub>	۰,۸۸	۰,۹۸	۱,۲۳	۱,۴۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۴,۱۷	۶,۶۹	۵,۶۳	۶,۱۶
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۳۶	.	.	.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۵,۲۵	۰,۰۷	۴,۶۳	۶,۰۴
FeO	۸,۹۵	۱۳,۰۶	۹,۵۴	۸,۶۴
MnO	۰,۰۵	۰,۲۱	۰,۱۰	۰,۲۰
MgO	۱۴,۱۸	۱۲,۷۸	۱۳,۷۸	۱۳,۴۶
CaO	۱۰,۷۹	۱۰,۷۵	۱۰,۶۹	۱۰,۱۲
Na <sub>2</sub> O	۰,۹۵	۱,۹۱	۱,۶۲	۱,۷۹
K <sub>2</sub> O	.	.	.	.
H <sub>2</sub> O*	۲,۰۴	۱,۹۷	۱,۹۳	۱,۹۲
مجموع	۹۹,۹۹	۹۹,۹۹	۹۹,۹۷	۱۰۰,۱۲
Si	۷,۴۵۸	۷,۳۸۹	۷,۲۵۳	۷,۱۷۴
Al <sup>IV</sup>	۰,۵۴۱	۰,۶۱۰	۰,۷۴۷	۰,۸۲۶
Al <sup>VI</sup>	۰,۱۶۴	۰,۵۲۹	۰,۲۱۳	۰,۲۲۱
Ti	۰,۰۹۵	۰,۱۰۶	۰,۱۳۴	۰,۱۴۸
Cr	۰,۰۴۱	.	.	.
Fe <sup>+3</sup>	۰,۵۶۶	۰,۰۰۷	۰,۵۰۴	۰,۶۵۵
Fe <sup>+2</sup>	۱,۰۷۴	۱,۵۷۶	۱,۱۵۲	۱,۰۴۲
Mn	۰,۰۲۸	۰,۰۲۵	۰,۰۱۲	۰,۰۲۵
Mg	۳,۰۳۱	۲,۷۴۸	۲,۹۶۷	۲,۸۹۳
Ca	۱,۶۵۷	۱,۶۶۳	۱,۶۵۴	۱,۵۶۳
Na	۰,۲۶۴	۰,۵۳۵	۰,۴۵۲	۰,۴۹۸
K	.	.	.	.
(Ca+Na)	۲	۲	۲	۲
(Na+K)	۰,۰۵۹	۰,۱۰۷	۰,۱۰۷	۰,۰۶۱

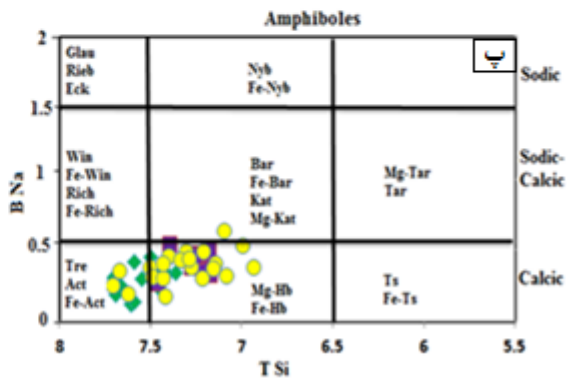
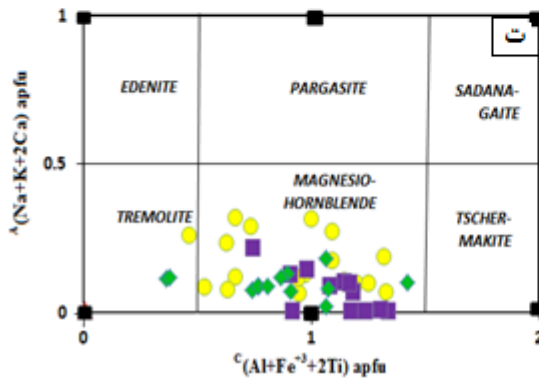
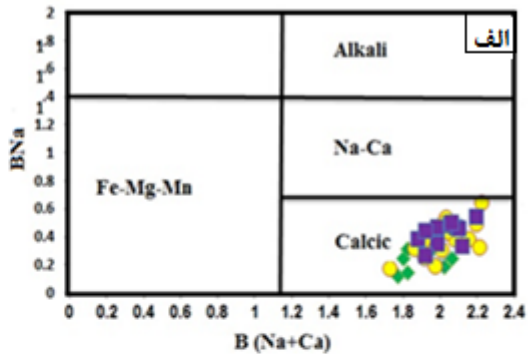
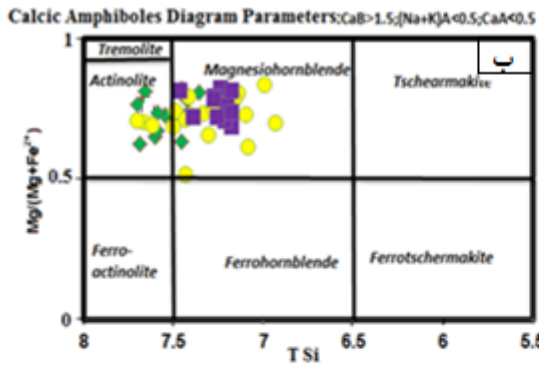
جدول ۳ نتایج و تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌ها در دیوریت‌ها و گابروها (محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن).

	A.T.E.29.1	A.T.E.29.2	A.T.E.29.3	A.T.E.29.4	A.T.E.29.5	A.T.E.29.6	A.T.E.29.7
	دیوریت	دیوریت	دیوریت	دیوریت	دیوریت	دیوریت	دیوریت
موقعیت	N	34°59'54,7"	E	047°49'26,2"			
SiO <sub>2</sub>	۵۴,۴۹	۵۲,۱۲	۵۱,۹۲	۵۱,۹۳	۵۳,۹۶	۵۲,۲۸	۵۲,۸۰
TiO <sub>2</sub>	۱,۲۰	۰,۴۷	۱,۳۱	۱,۰۶	۰,۶۵	۰,۱۵	۰,۹۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳,۳۵	۴,۹۳	۵,۲۸	۵,۶۳	۳,۰۵	۴,۹۲	۴,۶۴
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.	.	.	.	.	.	.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲,۰۹	۵,۰۹	۵,۱۵	۴,۴۸	۵,۲۷	۲,۹۴	۶,۴۳
FeO	۸,۷۲	۷,۵۱	۶,۵۹	۸,۸۱	۶,۶۵	۹,۸۹	۵,۹۳
MnO	۰,۰۴	۰,۱۹	۰,۰۸	۰,۲۸	۰,۰۷	۰,۳۸	۰,۱۲
MgO	۱۵,۹۱	۱۵,۲۴	۱۵,۵۲	۱۳,۸۵	۱۵,۵۲	۱۳,۸۵	۱۶,۰۶
CaO	۱۰,۴۹	۱۰,۶۱	۱۰,۲۱	۱۰,۰۵	۱۰,۲۲	۹,۹۴	۹,۹۷
Na <sub>2</sub> O	۱,۱۱	۱,۱۴	۱,۲۳	۱,۲۶	۰,۸۹	۱,۶۲	۱,۱۵
K <sub>2</sub> O	۰,۴۱	۰,۶۹	۰,۷۴	۰,۴۳	۰,۶۲	۰,۵۵	۰,۵۴
H <sub>2</sub> O*	۲,۰۲	۲,۰۳	۲,۰۴	۱,۹۶	۲,۰۲	۱,۹۸	۲,۰۵
مجموع	۱۰۰,۱۵	۱۰۰,۲۶	۱۰۰,۲۹	۱۰۰,۱۵	۹۹,۷۵	۹۹,۹۸	۱۰۰,۳۱
Si	۷,۷۰۳	۷,۴۲۳	۷,۳۵۹	۷,۴۱۹	۷,۶۵۹	۷,۴۹۹	۷,۴۵۸
Al <sup>IV</sup>	۰,۲۹۷	۰,۵۷۷	۰,۶۴۱	۰,۵۸۰	۰,۳۴۰	۰,۵۰۱	۰,۵۴۲
Al <sup>VI</sup>	۰,۲۶۲	۰,۲۵۰	۰,۲۴۰	۰,۳۶۷	۰,۱۶۹	۰,۳۳۱	۰,۲۳۰
Ti	۰,۱۲۸	۰,۰۵۰	۰,۱۳۹	۰,۱۱۴	۰,۰۶۹	۰,۱۲۴	۰,۰۹۸
Cr	.	.	.	.	.	.	.
Fe <sup>+3</sup>	۰,۲۲۲	۰,۵۴۶	۰,۵۴۹	۰,۴۸۱	۰,۵۶۳	۰,۳۱۷	۰,۶۸۳
Fe <sup>+2</sup>	۱,۰۳۱	۰,۸۹۴	۰,۷۸۱	۱,۰۵۲	۰,۷۸۹	۱,۱۸۶	۰,۷۰۰
Mn	۰,۰۰۴	۰,۰۲۳	۰,۰۰۹	۰,۰۳۴	۰,۰۰۸	۰,۰۴۶	۰,۰۱۴
Mg	۳,۳۵۳	۳,۲۳۵	۳,۲۸۰	۲,۹۵۱	۳,۳۹۹	۲,۹۵۵	۳,۲۷۴
Ca	۱,۵۸۹	۱,۶۱۹	۱,۵۵۰	۱,۵۳۸	۱,۵۵۵	۱,۵۲۷	۱,۵۰۹
Na	۰,۳۰۵	۰,۳۱۶	۰,۳۳۹	۰,۳۴۹	۰,۲۴۶	۰,۴۴۹	۰,۳۱۵
K	۰,۰۷۳	۰,۱۲۶	۰,۰۱۳	۰,۰۷۸	۰,۱۱۲	۰,۱۰۰	۰,۰۹۶
(Ca+Na)	۱,۸۹۵	۱,۹۳۵	۱,۸۸۸	۱,۸۸۸	۱,۸۰۰	۱,۹۷۷	۱,۸۲۴
(Na+K)	۰,۰۷۳	۰,۱۲۶	۰,۱۳۳	۰,۰۷۷	۰,۱۱۲	۰,۱۰۰	۰,۰۹۶



ادامه جدول ۳

	A.T.E.29.8	A.T.E.29.9	A.T.E.29.10	A.T.E.29.11	A.T.E.29.12	A.T.E.29.13	A.T.E.23.1	A.T.E.23.2
موقعیت	دیوریت N	دیوریت 34°59'54,7"	دیوریت E	دیوریت 047°49'26,2"	دیوریت	دیوریت	گابرو 34°59'56,3"	گابرو 047°49'28,9"
SiO <sub>2</sub>	۵۳,۱۲	۵۳,۷۹	۵۳,۲۱	۵۳,۲۷	۵۳,۲۲	۵۱,۱۵	۵۳,۹۸	۵۴,۵۶
TiO <sub>2</sub>	۱,۰۶	۰,۳۵	۰,۸۴	۰,۷۰	۰,۳۵	۱,۰۱	۰,۵۳	۰,۳۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۵,۳۷	۴,۸۲	۴,۷۷	۶,۰۲	۳,۱۹	۴,۴۹	۳,۷۰	۴,۵۶
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.	.	.	.	.	.	.	۰,۰۸
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱,۶۲	۳,۰۹	۱,۸۲	۰,۵۶	۰,۷۸	۱,۳۹	۴,۷۰	۶,۸۴
FeO	۱۲,۰۶	۹,۵۹	۹,۵۳	۱۱,۶۵	۱۴,۳۷	۱۳,۳۹	۷,۹۵	۶,۶۲
MnO	۰,۵۲	۰,۱۸	۰,۳۰	۰,۱۵	.	۰,۲۵	۰,۳۹	۰,۲۰
MgO	۱۴,۰۰	۱۵,۵۵	۱۴,۵۴	۱۴,۸۱	۱۳,۴۴	۱۳,۰۷	۱۵,۱۴	۱۴,۳۸
CaO	۱۰,۷۴	۱۰,۷۶	۱۰,۲۶	۱۱,۰۴	۱۱,۸۴	۱۱,۶۸	۱۰,۸۸	۹,۶۱
Na <sub>2</sub> O	۰,۴۴	۱,۰۷	۱,۵۳	۰,۵۱	۰,۶۷	۰,۸۵	۰,۷۱	۰,۸۱
K <sub>2</sub> O	۰,۳۴	۰,۴۸	۰,۴۷	۰,۴۶	۰,۴۹	۰,۲۵	.	.
H <sub>2</sub> O*	۱,۹۹	۱,۹۸	۲,۰۴	۲,۰۳	۲,۰۷	۱,۹۹	۲,۰۴	۲,۰۵
مجموعه	۱۰۰,۱۹	۱۰۰,۰۱	۹۹,۸۰	۱۰۰,۰۵	۱۰۰,۴۶	۹۹,۷۳	۱۰۰,۳۲	۱۰۰,۳۶
Si	۷,۶۰۵	۷,۵۴۹	۷,۵۸۸	۷,۵۹۱	۷,۶۸۷	۷,۴۵۸	۷,۶۳۷	۷,۶۶۱
Al <sup>IV</sup>	۰,۳۹۵	۰,۴۵۱	۰,۴۱۲	۰,۴۰۸	۰,۳۱۲	۰,۵۴۱	۰,۳۶۳	۰,۳۳۹
Al <sup>VI</sup>	۰,۵۱۱	۰,۳۶۱	۰,۳۹۱	۰,۶۰۲	۰,۲۲۹	۰,۲۲۹	۰,۲۵۵	۰,۴۱۵
Ti	۰,۱۱۳	۰,۰۳۸	۰,۰۹۰	۰,۰۷۵	۰,۰۲۷	۰,۱۱۰	۰,۰۵۶	۰,۰۳۸
Cr	.	.	.	.	.	.	.	۰,۰۰۸
Fe <sup>+3</sup>	۰,۱۷۴	۰,۳۳۲	۰,۱۹۶	۰,۰۶۰	۰,۰۸۴	۰,۱۵۳	۰,۵۰۱	۰,۷۲۴
Fe <sup>+2</sup>	۱,۴۴۴	۱,۱۴۸	۱,۱۳۷	۱,۳۸۹	۱,۷۳۶	۱,۶۳۳	۰,۹۴۲	۰,۷۷۸
Mn	۰,۰۶۲	۰,۰۲۱	۰,۰۳۸	۰,۰۱۸	.	۰,۰۳۱	۰,۰۴۷	۰,۰۲۴
Mg	۲,۶۲۲	۳,۱۰۰	۳,۱۴۸	۲,۸۵۵	۲,۹۲۲	۲,۸۴۲	۳,۱۹۴	۳,۰۱۱
Ca	۱,۶۴۸	۱,۶۴۸	۱,۵۶۷	۱,۶۸۵	۱,۸۳۳	۱,۸۲۵	۱,۶۴۹	۱,۴۴۶
Na	۰,۱۲۲	۰,۲۹۸	۰,۴۲۳	۰,۱۴۰	۰,۱۸۷	۰,۲۴۱	۰,۱۹۶	۰,۲۲۱
K	۰,۰۶۳	۰,۰۸۷	۰,۰۸۵	۰,۰۸۳	۰,۰۹۰	۰,۰۴۷	.	.
(Ca+Na)	۱,۷۷۰	۱,۹۴۶	۱,۹۹۰	۱,۸۲۶	۲	۲	۱,۸۴۵	۱,۶۶۸
(Na+K)	۰,۰۶۳	۰,۰۸۷	۰,۰۸۵	۰,۰۸۴	۰,۱۱۰	۰,۱۱۳	.	.



شکل ۵ کانی‌های آمفیبول در سنگ‌های سازنده توده نفوذی تکیه (جنوب قروه) در نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها الف تا پ) برگرفته از داده‌های مرجع [۱۶] و ت) از مرجع [۱۷].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-07-14]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.11.4]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.853]





نتایج تجزیه ریزپردازشی الکترونی بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های گوناگون توده نفوذی تکیه در جدول ۵ آورده شده‌اند.

#### بحث

برای پیدایش منطقه‌بندی به ویژه منطقه‌بندی نوسانی در بلورهای پلاژیوکلاز دلایلی چون تغییر ترکیب شیمیایی ماگما [۲۱]، آمیختگی ماگمایی [۲۲] و تغییر سرعت انتشار ترکیب-های سازنده کانی نسبت به سطح بلور [۲۳] بیان می‌شود. تغییرات فشار آب نیز دلیلی دیگر برای منطقه‌بندی در پلاژیوکلازهاست [۲۴]، زیرا کاهش فشار ناشی از جایگیری ماگما در مخزن پوسته‌ای موجب افزایش و خروج سریع بخارها و منفی شدن شیب منحنی‌های انجماد گردیده و شرایط برای تبلور قشرهای کلسیمی فراهم می‌شود و سرانجام قشرهای سدیمی در معرض انحلال قرار می‌گیرند [۲۵]. چنان که پیشتر بیان شد، نمونه‌های مورد بررسی به منطقه‌ی فرورانشی وابسته هستند؛ بنابراین آزاد شدن آب از ورقه فرورونده با افزایش فشار و حضور رسوب‌ها و پیشرفت واکنش‌های دگرگونی بر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل کانی‌ها موثر بوده است [۲۶]. از طرف دیگر، با توجه به نقش ترکیب‌های پوسته‌ای در تشکیل آنها، این طور به نظر می‌رسد که تغییرات شیمیایی ماگما و تغییرات گریزندگی اکسیژن به احتمال بسیار در تغییرات ترکیب و منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها نقش مهمی داشته‌اند.

#### محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگما

از ترکیب شیمیایی آمفیبول برای تشخیص محیط زمین-ساختی، بویژه تفکیک محیط فرورانشی از محیط درون صفحه-ای استفاده شده است [۲۷]. با توجه به این تقسیم‌بندی و بر پایه مقدار  $\text{SiO}_2$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  در آمفیبول‌های سنگ‌های مورد بررسی، ارتباط آنها با محیط زمین‌ساختی فرورانشی روشن می‌شود (شکل ۸ الف). بر اساس نمودار  $\text{TiO}_2$  نسبت به  $\text{Al}_2\text{O}_3$  [۲۸]، سرشت نیمه قلیایی آمفیبول‌ها مشخص است. چنانکه در شکل ۸ ب دیده می‌شود، با توجه به مقادیر اکسیدهای یاد شده، آمفیبول‌های مورد بررسی ماهیت نیمه قلیایی دارند. ترکیب شیمیایی کانی‌هایی چون آمفیبول و بیوتیت نیز راهنمای مناسبی برای تعیین خاستگاه ماگما محسوب می‌شوند. بر پایه فراوانی اکسیدهای تیتانیوم و آلومینیوم موجود در آمفیبول، خاستگاه‌های پوسته‌ای و گوشته‌ای تفکیک شده است [۲۹]. بر اساس نمودار  $\text{TiO}_2$  نسبت به  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (بر حسب درصد اکسید)، ترکیب آمفیبول‌ها نشان‌گر دخالت ماگمای گوشته‌ای و ترکیب‌های پوسته‌ای در تشکیل آنهاست (شکل ۹

الف).

#### ارزیابی و سنجش شرایط تبلور ماگما

برآورد فشار-دما و نیز گریزندگی اکسیژن در سامانه‌های ماگمایی بر پایه کانی آمفیبول روش متداولی است [۳۰]. کانی آمفیبول از آنجا که در توده نفوذی تکیه فراوانی بالایی دارد، برای زمین دما- فشارسنجی و محاسبه گریزندگی اکسیژن به کار می‌رود. نکته‌ی مهم این است که در محاسبات زمین دما- فشارسنجی نباید از آمفیبول‌های با ترکیب اکتینولیتی استفاده کرد زیرا آنها ناشی از تغییرات ثانویه هستند و بر اثر فرایندهای زیر خط انجماد به وجود می‌آیند. در این پژوهش نیز آمفیبول گابروها و برخی از دیوریت‌ها ترکیب اکتینولیتی دارند و برای محاسبات زمین دما فشارسنجی در نظر گرفته نشدند.

#### برآورد فشار

فراوانی آلومینیم در آمفیبول می‌تواند نقش مهمی در سنجش فشار تبلور توده‌های نفوذی داشته باشد و ژرفای جایگیری این مجموعه‌ها را روشن کند [۳۱]. کانی آمفیبول به طور گسترده-ای در این زمینه به کار برده شده است [۳۲-۳۶].

چند واسنجی برای فشارسنجی بر پایه روش "آلومینیم در هورنبلند" پیشنهاد شده‌اند: [۳۰-۳۲]

$$P(\pm 3\text{kbar}) = -3.92 + 5.03Al_{\text{total}}, r^2 = 0.80 \quad (1)$$

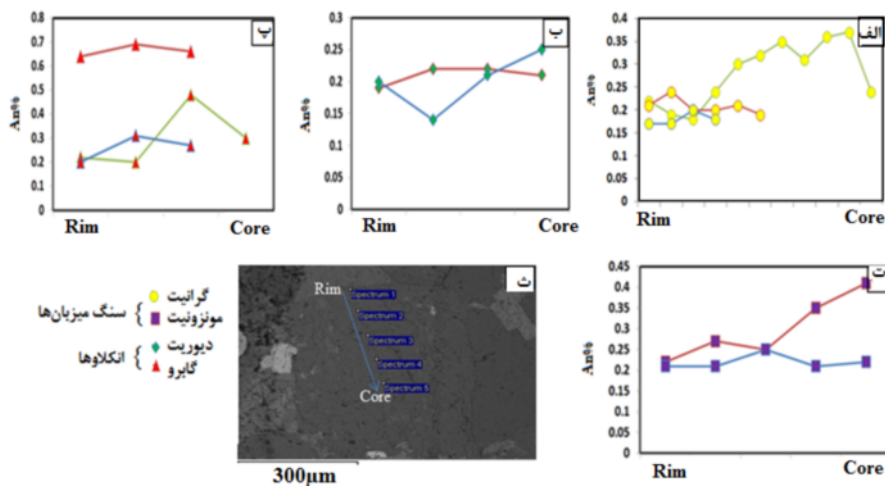
$$P(\pm 1\text{kbar}) = -4.76 + 5.64Al_{\text{total}}, r^2 = 0.97 \quad (2)$$

$$P(\pm 0.5\text{kbar}) = -3.46 + 4.23Al_{\text{total}}, r^2 = 0.99 \quad (3)$$

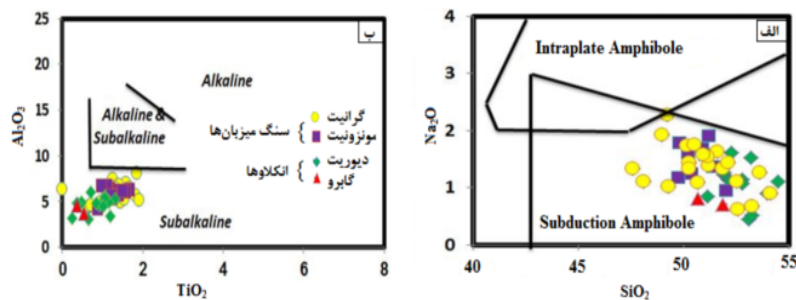
رابطه (Schmidt, 1992):

$$P(\pm 0.6\text{kbar}) = -3.01 + 4.76Al_{\text{total}}, r^2 = 0.99$$

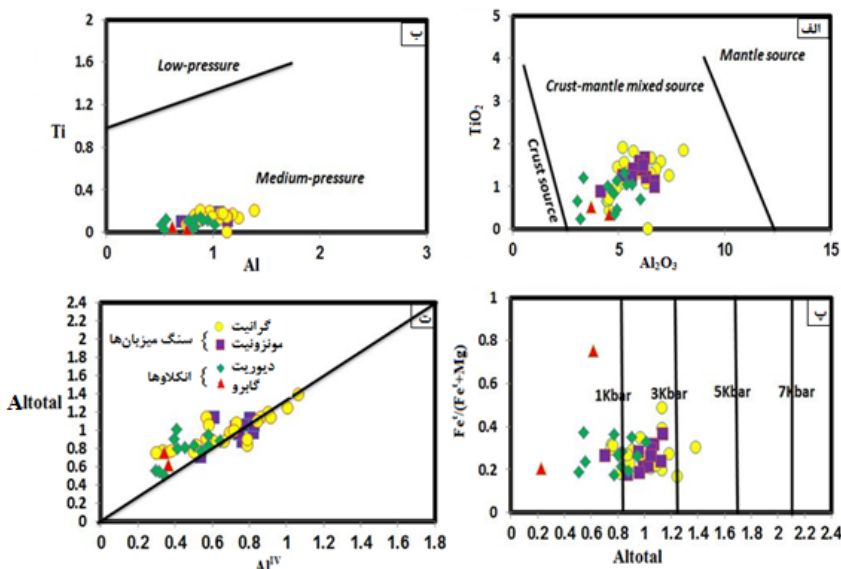
برآورد فشار یک توده نفوذی آهکی قلیایی بر اساس مقدار Al در آمفیبول آن نشان می‌دهد که فشار تعادل به دست آمده از فشارسنجی آمفیبول و سنگ‌های میزبان مشابه هم هستند و نیز فشار تعادل به دست آمده از آمفیبول مانند فشار جایگزینی توده نفوذی است [۳۷]. این فرضیه‌ها را بسیاری از پژوهشگران پیشنهاد کرده‌اند [۳۸-۴۰]. فشار به دست آمده به عواملی چون جاننشینی یون‌ها در آمفیبول، گریزندگی اکسیژن، مواد فرار و ترکیب ماگما وابسته است. مقدار Al در آمفیبول زمانی برای فشارسنجی گرانیتوئیدها کاربردی است که مجموعه کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، آمفیبول، اسفن و مگنتیت و یا ایلمنیت در سنگ حضور داشته باشند، زیرا آن‌ها تغییر ترکیبی را آشکارا کم می‌کنند [۳۹]. بر اساس این روش-ها، فشار برای سنگ‌های میزبان ۳/۶۲-۰/۳ کیلو بار و برای برونوم‌ها ۱/۸-۰/۲۱ کیلو بار به دست آمد.



شکل ۷ الف) تصویر الکترونی پس پراکنده (BSE) از کانی پلاژیوکلاز در سنگ میزبان مونزونیتی. پیکان مسیر تجزیه را از لبه تا مرکز کانی نشان می‌دهد، ب تا ث) الگوی منطقه‌بندی کانی‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های منطقه مورد بررسی بر اساس تغییرات آنورتیت از لبه به مرکز کانی‌های پلاژیوکلاز.



شکل ۸ الف) نمودار  $Na_2O$  نسبت به  $SiO_2$  بیانگر تشکیل آمفیبول‌های مورد بررسی در محیط وابسته به فرورانش است [۲۷]، ب) نمودار  $Al_2O_3$  نسبت به  $TiO_2$  که براساس آن، ارزیابی ماهیت سنگ‌های توده نفوذی تکیه ماهیت نیمه قلیایی دارند [۲۸].



شکل ۹ الف) نمودار  $TiO_2$  نسبت به  $Al_2O_3$  که بیانگر حاکی از ترکیب ماگمای گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای در تشکیل آمفیبول‌هاست [۲۹]، ب) نمودار  $Ti-Al$  که نشان دهنده‌ی تشکیل آمفیبول در فشارهای متوسط است [۴۰]، پ) نمودار  $Fe^{IV}/(Fe^{IV}+Mg)$  نسبت به  $Al^{IV}$  که گستره‌ی فشار تشکیل آمفیبول‌ها را نشان می‌دهد [۴۱]، ت) همخوانی خطی  $Al^{IV}$  و  $Al_{total}$  در آمفیبول‌های نمونه‌های مورد بررسی [۳۰]. این روند خطی نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی برای زمین فشار سنجی مناسب هستند.

بر این اساس، دمای تعادل بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز همزیست برای برونوم ها و سنگ میزبان توده نفوذی تکیه به ترتیب ۷۴۲-۵۹۲ و ۶۶۰-۵۵۴ درجه سانتیگراد محاسبه شد. به نظر برخی از پژوهشگران [۴۵]، وقتی فشار برآورد شده با یک زمین فشارسنج در یک زمین دماسنج قرار داده شود، دما در یک گستره نوسان داشته و مقادیر دمای محاسبه شده دقت خوبی ندارند. این در حالی است که اگر روابط در نموداری رسم شوند، منحنی یا خط زمین دماسنج دارای تغییرات  $dP/dT$  کم و منحنی یا خط زمین فشارسنج دارای تغییرات  $dP/dT$  زیاد است. به بیان دیگر، زمین دماسنج ها نسبت به دما و زمین فشارسنج ها نسبت به فشار حساس هستند. بنابراین این دو منحنی را در یک نقطه قطع می‌کنند که محل این تقاطع به خوبی و با دقت بیشتری فشار و دمای تبلور نقطه تجزیه شده را نشان می‌دهد. سرانجام دما و فشار نمونه‌ها با استفاده از روش مرجع [۴۵] نیز به دست آمد که نتایج با مقادیر سایر روش‌های فشارسنجی و دماسنجی همخوانی دارد. بر اساس این روش، دمای ۷۳۶-۵۸۶ درجه سانتیگراد برای برونوم‌ها و ۷۲۴-۵۷۵ درجه سانتیگراد برای سنگ‌های میزبان محاسبه شد. فشار و دماهای به دست آمده از روش‌های مختلف برای توده نفوذی تکیه در جدول ۶ آورده شده است. برای مثال، نتیجه محاسبه برای یک سنگ میزبان گرانیته در شکل ۱۰ نشان داده شده است، که تاییدی بر نتایج جدول ۶ است.

#### گریزندگی اکسیژن در آمفیبول‌ها

گریزندگی اکسیژن از جمله عوامل اثر گذار بر مجموعه کانی-های سنگ است. گریزندگی اکسیژن اولیه یک ماگما به ماهیت مواد خاستگاه آن بستگی دارد که خود تابعی از جایگاه زمین ساختی آن است [۴۰]. ماگماهای با درجه‌ی اکسایشی بالاتر اغلب مرزهای صفحه‌های همگرا همراه هستند [۴۷]. برای تعیین گریزندگی اکسیژن به عنوان اصلی‌ترین فاز گازی همراه با هیدروژن در سنگ‌های دارای کانی‌های آبدار، استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌های اکسیدی و آمفیبول معمول است [۴۸]. آمفیبول‌ها کانی‌های مهمی برای شناسایی شرایط گریزندگی اکسیژن از ماگما هستند [۴۹]. حضور آمفیبول‌های سرشار از Mg نشان دهنده‌ی ماگماهای کم‌اکسایشی است. به بیان دیگر، گریزندگی اکسیژن اثر مهمی بر شیمی آمفیبول و به ویژه شیمی آمفیبول‌های کلسیمی دارد، به طوری که با افزایش گریزندگی اکسیژن، بلورهای آمفیبول در حال تبلور از ماگما به طور مدام از منیزیم غنی‌تر می‌شوند [۵۰]. حضور کانی اسفن و مگنتیت شکل‌دار به صورت فازهای متبلور

از آنجا که روش پیشنهادی اندرسن و اسمیت [۴۱] دقیق‌تر است و در این واسنجی، اثر دما بر فشار به دست آمده در نظر گرفته می‌شود، سرانجام این رابطه برای محاسبه فشار به کار برده شد.

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76 Al^I - 3.01 - \{ [T(^{\circ}C) - 675] / 85 \} * \{ 0.530 Al^I + 0.005294 [T(^{\circ}C) - 675] \} \quad (۴)$$

دمای مورد نیاز برای این فشارسنجی از روش دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز [۴۳] بدست آمد. بر این اساس فشار تشکیل آمفیبول‌های سنگ میزبان و برونوم به ترتیب برابر با ۱/۲۱-۳/۶۲ و ۰/۲۲-۱/۰۳ کیلوبار برآورد شد. چنان که دیده می‌شود، با در نظر گرفتن اینکه هر یک کیلوبار فشار معادل ۳/۷ کیلومتر در پوسته قاره‌ای است [۴۴]، این مقدار فشار معادل با ژرفای نزدیک به کمتر از ۱۵ کیلومتر تا شرایط نزدیک به سطح زمین است. آمفیبول‌ها بر پایه نمودار  $Ti/Al$  [۴۰] در بخش فشارهای متوسط قرار دارند (شکل ۹ ب)، در حالی که مقدار  $Al^I$  و  $Fe^I/(Fe^I+Mg)$  بیشترین گستره‌ی فشار تشکیل آمفیبول‌ها را ۱-۳/۵ کیلوبار نشان می‌دهد [۴۱] (شکل ۹ ب). به نظر هم‌رستورم وزن [۳۰]، آمفیبول‌های فشار بالا همواره آلومینیوم بالایی دارند و بیشتر آمفیبول‌های غنی از آلومینیوم در فشار بالا و یا دمای بالا یافت می‌شوند. این موارد برای آمفیبول‌های بررسی شده نیز به خوبی در شکل ۹ ت مشخص است. همخوانی خوبی بین  $Al$  کل و  $Al^{IV}$  آمفیبول‌های نمونه-های منطقه‌ی مورد بررسی وجود دارد.

#### برآورد دما

چنان که بیان شد، آمفیبول اغلب برای برآورد دما و فشار تبلور ماگما به کار برده می‌شود. دو شرط لازم برای زمین دماسنجی بر پایه آمفیبول این است که آمفیبول باید برآمده از فعالیت ماگمایی باشد و همچنین با پلاژیوکلاز همزیست بوده و در تعادل باشد. در این پژوهش، دمای تبلور ماگما با روش جفت کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز [۴۳] و روش مرجع [۴۵] برآورد شد. روشن است که طی روند جدایش ماگمایی در دمای بالاتر، مقدار  $SiO_2$  در آمفیبول افزایش و  $Al_2O_3$  کاهش می‌یابد.

در برآورد دما به روش جفت کانی‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز [۴۳]، داده‌های تجزیه ریزپردازشی الکترونی برای ترکیب-های  $Si-Na-Al-Ca$  در جفت کانی‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز همزیست در توده نفوذی تکیه با هم در دمای تبلور نزدیک به ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد، به کار برده شدند. برای این منظور، آمفیبول‌های هم‌مرز با بلورهای پلاژیوکلاز انتخاب شدند [۴۶،۴۰].

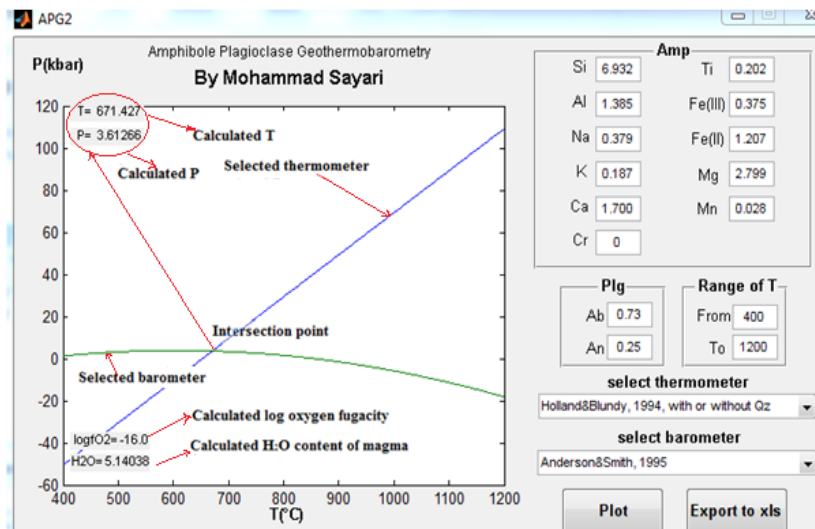
بر این اساس، لگاریتم گریزندگی اکسیژن برای نمونه‌های مورد بررسی ۱۸٫۶- تا ۱۴٫۹- بدست آمد. چنانکه در شکل ۱۱ دیده می‌شود، به طور کلی گریزندگی اکسیژن برای تشکیل آمفیبول‌ها بالا بوده و حضور آمفیبول بیانگر آبدار بودن ماگماست.

شده اولیه در سنگ‌های میزبان نیز نشانه‌ای از اکسایشی بودن ماگمای سازنده آنهاست [۵۱،۴۰]. برای تعیین گریزندگی اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها، از نمودار-  $Fe/(Fe+Mg)$   $Al^{IV}$  [۴۱] استفاده شد (شکل ۱۱)، برای محاسبه گریزندگی اکسیژن از رابطه زیر استفاده شد [۵۲]:

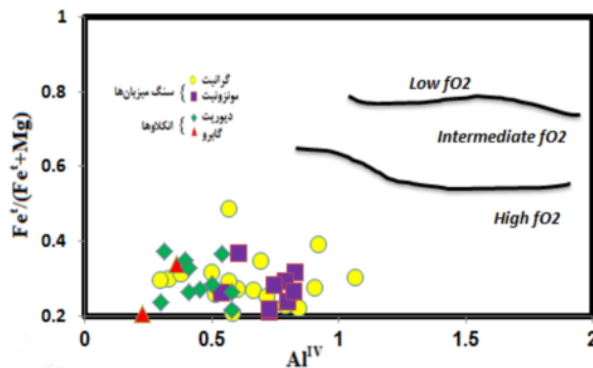
$$\log fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142 (P-1)/T \quad (5)$$

جدول ۶ نتایج محاسبه دما و فشار توده نفوذی تکیه به روش‌های مختلف.

روش	فشار (کیلوبار)			
	Min Enclaves	Max Enclaves	Min Host rock	Max Host rock
برپایه مقدار آلومینیوم در هورنبلند				
Hammerstrom & Zen, 1986	۰٫۶	۱٫۸۰	۰٫۳۴	۳٫۵
Hollister et al., 1987	۰٫۲۶	۰٫۸۲	۰٫۳	۳٫۱
Johnson & Rutherford, 1989	۰٫۲۱	۱٫۰۴	۰٫۳	۲٫۴
Schmidt, 1992	۰٫۲۴	۱٫۱۶	۱٫۵۶	۳٫۶
Anderson & Smith 1995	۰٫۲۲	۱٫۰۳	۱٫۲۱	۳٫۶۲
دما (سانتیگراد)				
Sayari, 2011	۵۸۶	۷۳۶	۵۷۵	۷۲۴
Holland & Blundy 1994	۵۹۲	۷۴۲	۵۵۴	۶۶۰



شکل ۱۰ روش محاسبه فشار و دما برای سنگ میزبان گرانیتی با استفاده از نرم افزار APG [۴۷].



شکل ۱۱ نمودار برآورد گریزندگی اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول [۴۱] که نشان دهنده گریزندگی  $O_2$  بالا هنگام تبلور آمفیبول در توده نفوذی تکیه (جنوب قروه) است.

## برداشت

بر پایه بررسی شیمی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در توده نفوذی تکیه، نتایج زیر به دست آمد:

- همه آمفیبول‌ها در نمونه‌های سنگ میزبان و برونوم توده نفوذی تکیه در پی فرایندهای آذرین متبلور شده‌اند و در گروه آمفیبول‌های کلسیمی و زیرگروه منیزیهورنبلند و اکتینولیت قرار دارند.

- این آمفیبول‌ها در گستره پیدایش آمفیبول‌های وابسته به پهنه‌های فرورانش هستند.

- فشارهای به‌دست آمده برای نمونه‌های سنگی برونوم و سنگ میزبان توده نفوذی تکیه به ترتیب ۱/۸-۰/۲۱ و ۳/۶۲-۰/۳ کیلوبار است. این فشارها با ژرفای کمتر از ۱۵ کیلومتر همخوانی دارد. گفتنی است که نتایج به دست آمده از روش‌های متفاوت فشارسنجی آمفیبول، همخوانی خوبی با هم دارند.

- مقدار پایین فشار محاسبه شده برای برونوم‌های دیوریتی می‌تواند ناشی از عواملی چون کم بودن مقدار  $Al_2O_3$  (دلیلی بر فشار کم و بالا بودن گریزندگی اکسیژن در برونوم‌های دیوریتی)، وجود بافتی چون میان دانه ای در برونوم‌های دیوریتی (که خود دلیلی بر تشکیل این برونوم‌ها در عمق کم و فشار پایین است) و وجود دگرسانی در برونوم دیوریتی باشد. -بر اساس روش‌های دماسنجی به کار رفته، دمای تبلور آمفیبول برای برونوم‌ها ۷۴۲-۵۹۲ و برای سنگ‌های میزبان ۶۶۰-۵۵۴ درجه سانتیگراد است.

- با آنکه نتایج روش‌های گوناگون دماسنجی آمفیبول در توده نفوذی تکیه کمابیش مشابه هستند، اما به دلیل اثر فشار در محاسبات، همچنان گمان می‌رود که داده‌های روش جفت کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز منطقی‌تر باشند.

داده‌های به دست آمده از برآورد گریزندگی اکسیژن توده نفوذی تکیه نشان دهنده‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن در ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست.

## قدردانی

نویسندگان از مسئولین بخش آزمایشگاهی دانشگاه ارسطوتسالونیک (یونان) و نیز از سردبیر، مدیران داخلی و داوران محترم مجله‌ی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران سپاسگزاری می‌نمایند.

## مراجع

[1] Rutter M.J., Van der Laan S.R., Wyllie P.J., "Experimental data for a proposed empirical

*igneous geobarometer: Aluminium in hornblende at 10 kbar pressure*", *Geology* 17 (1989) 897-900.

[2] Stein E., Dietl C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", *Mineralogy and Petrology*, 72 (2001) 185-207.

[3] Uchida E., Endo S., Makino M., "Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits", *Resource Geology* 57 (2007) 47-56.

[4] Anderson J.L., Barth A.P., Wooden J.L., Mazdab F., "Thermometers and thermobarometers in granitic systems", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69 (2008) 121-42.

[5] Hossain I., Tsunogae T., Rajesh H.M., "Geothermobarometry and fluid inclusions of dioritic rocks in Bangladesh: Implications for emplacement depth and exhumation rate", *Journal of Asian Earth Sciences* 34 (2009) 731-9.

[6] Torkian A., Khalili M., and Sepahi A.A., "Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone", western Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 185 (2008) 131-142.

[7] Letterrier J., "Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran)", *Lithos* 18 (1985) 311-329.

[8] Azizi H., Zajefili Beiranvand M., and Asahara Y., "Zircon U-Pb ages and petrogenesis of a tonalite-trochymite-granodiorite (TTG) complex in the northern Sanandaj-Sirjan Zone", northwest Iran: Evidence for Late Jurassic arc-continent collision. *Lithos* 216 (2015) 178-195.

[9] Azizi H., Najari M., Asahara Y., Catlos E.J., Shimizu M., and Yamamoto K., "U-Pb zircon ages and geochemistry of Kangareh and Taghiabad mafic bodies in northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Evidence for intra-oceanic arc and back-arc tectonic regime in Late Jurassic", *Tectonophysics* 660 (2015) 47-64.

[10] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., and Mohajjel M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone", Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41 (2011) 238-249.

[11] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran; A review", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52 (7) (1968) 1229-1258.

[12] Hosseini M., "Description of geological map 1/100000 Qorveh square", Geological survey of Iran, (1997).



- decompression*", American Mineralogist 77 (1992) 1242-1279.
- [23] Bottinga Y., Kudo A., Weil D., "Some observation of oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase", American Mineralogist 51 (1966) 292-306.
- [24] Bateman R., "The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers", Earth Science Reviews 39 (1995) 91-106.
- [25] Pearce T.H., Kolinsnick A.M., "Observation of plagioclase zoning using interference imaging", Earth Science Reviews 2 (1990) 9-26.
- [26] Loomis T.P., Welber P.W., "Crystallization processes in the compositional zoning of plagioclase", Contribution Mineralogy and Petrology 81 (1982) 230-239.
- [27] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", Lithos 99 (2007) 68-84.
- [28] 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.
- [29] Jiang C.Y., An S.Y., "On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance", Journal of Mineralogy and Petrology 3 (1984) 1-9.
- [30] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer American Mineralogist", 71 (1986) 1297-1313.
- [31] Simakin A., Zakrevskaya O., and Salova T., "Novel Amphibole Geo-barometer with Application to Mafic Xenoliths", Earth Science Research 1 (2012) 82-97.
- [32] Castro A., Moreno-Ventas I., Fernandez C., Vujovich G., Gallastegui G., Heredia N., Martino R. D., Becchio R., Corretge L. G., Diaz-Alvarado J., Such P., Garcia-Arias M., and Liu D-Y., "Petrology and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina", Journal of South American Earth Sciences 32 (2011) 508-530.
- [33] Bhattacharya S., Panigrahi M.K., and Jayananda M., "Mineral thermobarometry and fluid inclusion studies on the Closepet granite, Eastern Dharwar Craton, south India: Implications to emplacement and evolution of late
- [13] Didier J., "The main types of enclaves in the Hercynian granitoids of the Massif Central, France. In: Enclaves and Granite Petrology", (Eds. Didier J., and Barbarin B.) Developments in Petrology. 13 (1991) 47-61. Elsevier, Amsterdam.
- [14] Zorpi M. J., Coulon C., Orisini J.B., and Concirta C., "Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons", Tectonophysics 157 (4) (1989) 315-326.
- [15] Shelley D., "Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope, Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientation", (1992).
- [16] Leake B.E., 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.W., "Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature", American Mineralogist 89 (2004) 883-887.
- [17] Frank C., Hawthorne R.O., George E.H., Walter V.M., Robert F.M., John C.S., Mark D. W., "IMA Report Nomenclature of the amphibole supergroup", American Mineralogist 97 (2012) 2031-2048.
- [18] Sial A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Jeronimo M., Cruz M., "Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil", Journal of South American Earth Science 11 (1998) 457-471.
- [19] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Unungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphibols of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names", European of Mineralogy 9 (1997) 623-651.
- [20] Deer W.A., Howie R.A., and Zussman J., "An introduction to the Rock-Forming Minerals", 2<sup>nd</sup> edition, Longman, London. (1966).
- [21] Agemar T., Worner G., Heumann A., "Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water", Contribution to Mineralogy and Petrology 136 (1999) 331-344.
- [22] Nelson S.T., Montana A., "Sieve-texture plagioclase in volcanic rocks production by rapid

- barometer", *American Mineralogist* 80 (1995) 549-559.
- [42] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*", 71 (1986) 1297-1313.
- [43] Blundy J.D., and Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104 (1990) 208-224.
- [44] Ghent E.D., Nicholls J., Siminy P.S., Seigny H.H., and Stout M.Z., "Hornblende Geobarometry of the Nelson Batholith, Southeastern British Columbia: Tectonic Implications", *Canadian Journal of Earth Science* 28 (1991) 1982-1991.
- [45] Sayari M., "An Efficient Software Program for Amp-Pl Thermobarometry Based on Graphical Method", *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran* 22 (4) (2011) 345-349.
- [46] Blundy J., and Cashman K., "Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69 (2008) 179-239.
- [47] Ewart A., "A review of the mineralogy and chemistry of tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks, In: Fred, B. (Ed), *Trondhjemites, dacites, and related rocks*", (1979).
- [48] Behrens H., Gaillard F., "Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behavior", *Elements* 2 (2006) 275-280.
- [49] Scaillet B., Evans B.W., "The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and preeruption P-T- $f_{O_2}$ - $f_{H_2O}$  conditions of the dacite magma", *Journal of Petrology* 40 (1999) 381-411.
- [50] Wones D.R., "Mafic minerals as indicators of intensive variables in granitic magmas", *Mineral Geology* 31 (1981) 19-122.
- [51] Enami M., Suzuki K., Liou J.G., and Bird D.K., "Al-Fe<sup>+3</sup> and F-OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence", *European Journal of Mineralogy* 5 (1993) 231-291.
- [52] Wones D.R., "Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks", *American Mineralogist* 74 (1989) 744-749.
- stage fluid", *Journal of Asian Earth Science* 91 (2014) 1-18.
- [34] Hernandez-Pineda G.A., Solari L.A., Gomez-Tuena A., Mendez-Cardena D.L., and Perez-Arvizu O., "Petrogenesis and thermobarometry of the 50 Ma rapakivi granite-syenite Acapulco intrusive: Implications for post-Laramide magmatism in southern Mexico", *Geosphere* 7 (2011) 1419-1438.
- [35] Martinez Dopico C.I., Lopez de Luchi M.G., Wemmer K., and Rapalini A.E., "Composicion quimica de biotita y hornblenda y edades de enfriamiento como indicadores de las condiciones de emplazamiento del complejo plutonico La Esperanza (Permico Superior)", *Macizo Norpatagonico. Revista de la Asociacion Geologica Argentina* 70 (2013) 3-15.
- [36] Sarjoughian F., Kananian A., Lentz D.R., and Ahmadian J., "Nature and physicochemical conditions of crystallization in the South Dehgolan intrusion, NW Iran: mineral-chemical evidence", *Turkish Journal of Earth Sciences* 24 (2015) 249-275.
- [37] Toummite A., Ikenne M., Beraaouz E.H., "Geothermobarometry of Askaoun Pluton in Ouzellarh-Sirwa Promontory (Central Anti-Atlas; Morocco)", *Journal of Geology* 2 (2012) 136-147.
- [38] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., and Sisson V.B., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solification of calc-alkaline plutons", *American Mineralogist* 72 (1987) 231-239.
- [39] Helmy H.M., Ahmed A.F., EI Mahallawi M.M., and Ali S.M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications", *Journal of African Earth Sciences* 38 (2004) 255-268.
- [40] Hynes A., "A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites", *Contributions of Mineralogy and Petrology* 81 (1982) 119-125.
- [41] Anderson J.L., Smith D.R., "The effects of temperature and  $f_{O_2}$  on the Al in hornblende