



## بررسی شیمی کانی، دما-فشار سنجی و تعادل‌های فازی در سنگ‌های آتشفشانی کواترنری سبلان

اکرم عبدالاحدی<sup>۱</sup>، سید جمال شیخ ذکریایی\*<sup>۱</sup>، زاهد موسوی<sup>۲</sup>

۱- گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۲- دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی، مشکین شهر، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۸/۱۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۱۱/۱۶)

**چکیده:** سبلان عضو جوانی از مجموعه آتشفشانی سنوزوئیک، وابسته به کمان ماگمایی البرز (AMA) است. در کوه سبلان، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، آندزیت بازالتی، داسیت، ریوداسیت و تراکی آندزیت وجود دارد. بافت این سنگ‌ها اغلب پورفیری با خمیره ریزسنگی، پورفیری حفره‌دار و گاهی گلومروپورفیری، غربالی و تراکیتی است. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز و یک یا چند کانی مافیک چون هورنبلند و پیروکسن و کانی‌های ثانویه شامل کانی کدر، ایدنگزیت، کلریت و کلسیت هستند. از شیمی کانی‌های سنگ‌های منطقه برای تعیین ترکیب کانی‌ها و دما-فشارسنجی استفاده شد. نتایج نشان داد که ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های منطقه از کلسیمی تا حدواسط (An72-93) است. بر اساس نمودارهای دما-فشار سنجی پلاژیوکلازها، دما ۵۴۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵،۳۰ تا ۷ کیلو بار است که با ژرفای پوسته میانی-زیرین همخوانی دارد. دما-فشارسنجی آمفیبول در سنگ‌های داسیتی دمای حدود ۷۵۰ درجه سانتیگراد و فشار حدود ۵،۵ تا ۷ کیلو بار را نشان می‌دهد. البته دما-سنجی بیوتیت‌ها در داسیت و ریوداسیت‌ها دمای حدود ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد را به دست می‌دهد. با توجه به بررسی‌های انجام شده، این سنگ‌ها در یک پهنه کششی و درون قاره ای تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: دما-فشارسنجی؛ شیمی کانی؛ سبلان؛ ایران.

## مقدمه

گرفته و کوه سبلان جوانترین کالدرای آتشفشانی در شرق این فلات مرتفع است [۲].

در مورد تشکیل این کوه پژوهش‌های گسترده‌ای صورت گرفته است. برخی گسل‌های عرضی فعال موازی با کوهزایی در منطقه پری عربین را عامل تشکیل فوران‌های شکافی و آتشفشان‌های چینه‌ای در اواخر سنوزوئیک چون سبلان عنوان کرده‌اند [۳]. برخی پژوهشگران نیز فعالیت ماگمایی پالئوژن و انبساط را با پدیده عقب راندگی یا عقب گرد صفحه فرورونده توجیه می‌کنند که با فرورانش کم شیب صفحه دوره کرتاسه دنبال می‌شود [۴]. براساس پژوهش‌های اخیر، حرکت‌های کششی محلی در منطقه غرب دریای مازندران تا امروز ادامه دارد و هر سال ۴ میلی متر به سمت شمال شرق و ۴ میلی متر به سمت جنوب غرب انبساط می‌یابد [۵]. آتشفشان سبلان

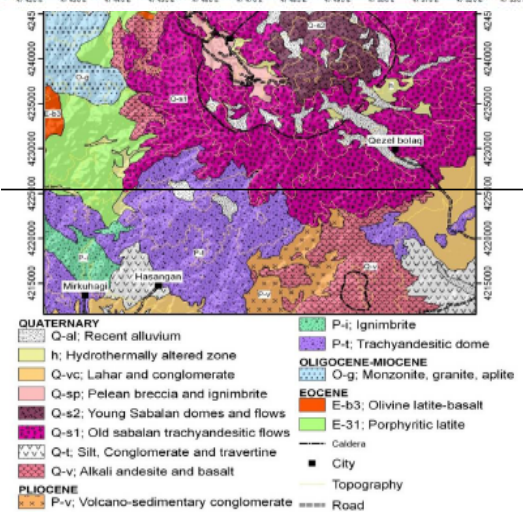
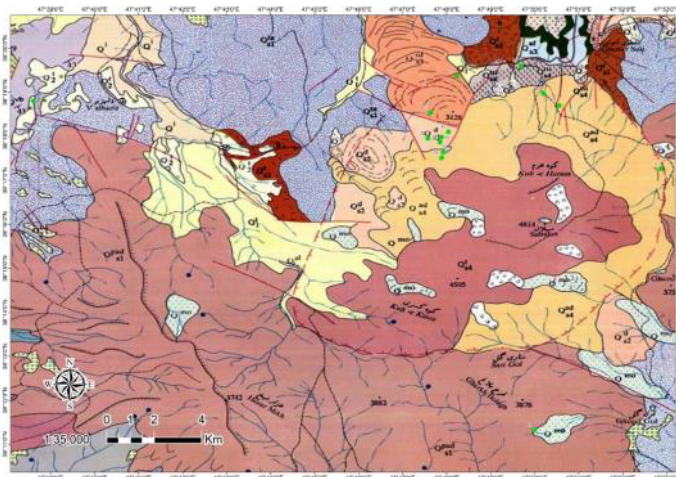
کمان ماگمایی البرز ناشی از فرورانش بخشی از حوضه اقیانوسی نفوتیس به زیر سنگ کره قاره‌های شمال غرب ایران است. این فرورانش از کرتاسه پسین (مایستریشتین) در پی شکل‌گیری کمان ماگمایی ارومیه دختر (UDMA) و تشکیل رشته کوه زاگرس شروع شد و در پالئوسن، بویژه ائوسن، فرایند فرورانش شدیدترین فعالیت ماگمایی را به البرز در حال کوهزایی تحمیل کرد. فعالیت آذرین نفوذی گسترده الیگوسن و پلیو کواترنری در البرز غربی، آذربایجان و ترکیه (دماوند سبلان، آرات) ناشی از فعالیت ماگمایی پس از برخورد بوده که نتیجه ادامه فعالیت گوه سست کره واقع در بالای صفحه سنگ کره‌ای فرورنده است [۱]. فعالیت ماگمایی آهکی قلیایی تا قلیایی پتاسیم بالا طی پلیوکواترنری، گستره وسیعی از فلات ایرانی ترکیه را در بر

آذرآواری و جریان‌های گدازه‌های است. طی فازهای متعدد انفجاری و خروج گدازه، مواد آتشفشانی روی هم جای گرفته و مخروط‌های مرکبی را پدید آورده‌اند. فعالیت آن در دو مرحله فوران‌های پیش از تشکیل کالدر (دهانه آتشفشانی)، و فوران‌های پس از تشکیل کالدر بوده که به ترتیب موجب تشکیل سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی و سبلان جوان شده است. روانه‌های گدازه‌های سبلان قدیم که شامل آندزیت، تراکی آندزیت، برش آتشفشانی، نهشته‌های خاکستر و گدازه‌های داسیتی هستند، روی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پسین یا توده‌های کوارتز مونزونیتی الیگوسن در بخش غربی و نیز سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن و کواترنری در بخش جنوبی جای گرفته‌اند. سنگ‌های گدازه‌های و آذرآواری آتشفشانی سبلان جوان دارای ترکیب تراکی آندزیت، تراکی داسیت تا داسیت هستند و در پلیوکواترنری شکل گرفته‌اند (شکل ۱) [۲].

ناشی از رویدادهای مختلف زمین‌ساختی بوده که در دو چرخه اصلی کوهزایی رخ داده است؛ دو تغییر شکل داخلی نفوتتیس مربوط به همگرایی صفحه‌های عربستان و اوراسیا است. همچنین، آتشفشان سبلان مربوط به کرانه قاره‌ای فعال است و تنظیم قلیایی سنگ‌های آتشفشانی سبلان آن را در منطقه شکاف قاره تأیید می‌کند [۵]. این آتشفشان برآمده از یک محفظه ماگمایی عمیق بوده اما در اثر آلودگی پوسته، جذب و تبلور جزئی بوده است [۶].

### زمین‌شناسی منطقه

آتشفشان سبلان در ۴۰ کیلومتری غرب - جنوب غربی شهر اردبیل و در ۲۵ کیلومتری جنوب شرقی مشکین شهر واقع است. این کوه در تقسیمات استانی بیشتر در استان اردبیل و بخشی از جنوب غربی آن در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. از نظر سنگ‌شناسی و ریخت‌شناسی، کوه سبلان آتشفشانی از نوع مخروط‌های مرکب و شامل لایه‌های متناوبی از مواد



شکل ۱ الف منطقه مورد بررسی در نقشه گوگل ارث [۷]. ب- پراکندگی نمونه‌های برداشت شده در منطقه سبلان پ- نقشه زمین‌شناسی آتشفشان سبلان در جنوب شرقی چار گوش مشکین شهر.

**روش بررسی**

برای شناسایی بافت سنگ‌ها، و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها، حدود ۱۰۰ نمونه از منطقه جمع‌آوری و از میان آنها، حدود ۸۰ نمونه مقطع نازک از سنگ‌های آتشفشانی تهیه و با میکروسکوپ قطبشی شکستی بررسی شدند. به منظور دمافشارسنجی آندزیت بازالت‌ها و آندزیت‌های منطقه مورد بررسی، تعداد ۵ مقطع نازک-صیقلی انتخاب و ۳۰ تجزیه نقطه‌ای از کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز انجام شد. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها با دستگاه ریزپردازشگر الکترونی به روش ریزپردازش با کاوشگر پرتوی X (XPM) مدل HORIBA، XGT-7200، با ولتاژ شتاب‌دهنده 50kV و شدت جریان ۱mA در نقاطی به قطر ده میکرون و در مدت زمان هشتم ثانیه برای هر نقطه در کانساران بینالود انجام شد. فرمول ساختاری با استفاده از فایل‌های اکسل ساخته شده برای کانی‌ها محاسبه شد.

**سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی**

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری شامل تراکی آندزیت، آندزیت، تراکی داسیت به همراه سنگ‌های آذرآواری هستند. آندزیت‌ها تنوعی از بافت‌های پورفیری، گلمروپورفیری و غربالی نشان می‌دهند. از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز و یک یا چند کانی مافیک چون هورنبلند و پیروکسن اشاره کرد. از ویژگی‌های پلاژیوکلازها ماکل آلبیت-پریکلین، آلبیت-کارلسباد است. بر اساس ویژگی‌های نوری و ضریب شکست، پلاژیوکلازها از نوع لابرادوریت تا آنورتیت هستند. از فراورده‌های دگرسانی این پلاژیوکلازها می‌توان به کانی‌های رسی و سریسیت اشاره کرد. مگنتیت و تیتانومگنتیت (کانی‌های کدر) از کانی‌های ثانویه و آپاتیت از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۲ الف و ب).

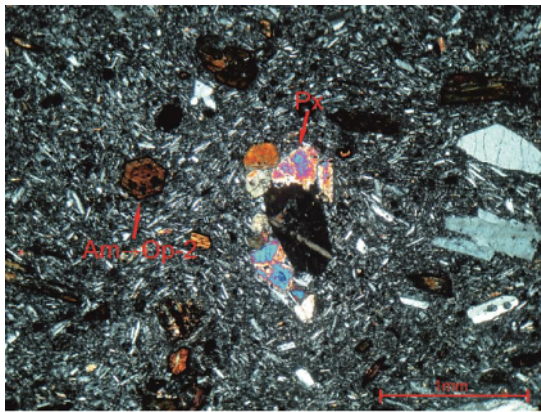
تراکی آندزیت‌ها: در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری مایل به تیره دیده می‌شوند و ریز بلور و گاهی بدون بلور هستند. پلاژیوکلازها ماکل چندریخت (نوری) دارند. این سنگ‌ها بر اساس اندازه‌گیری زاویه خاموشی (An28-34)، از نوع اولیگوکلاز- آندزین هستند. پیروکسن‌ها به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و گاهی تا حدی از لبه کدر شده‌اند. بر اساس ویژگی‌های نوری، این پیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند. آمفیبول به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها دیده

می‌شود. در برخی نمونه‌ها، فلدسپارقلیایی (سانیدین) با ماکل کارلسباد وجود دارد. بیوتیت‌ها نیز به صورت شکل‌دار تا پولکی در خمیره پراکنده بوده و دارای میانبار از سایر کانی‌ها چون کانی‌های کدر یا اکسیدهای آهن هستند (شکل ۲ پ). کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها شامل کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن هستند که از تجزیه پلاژیوکلازها و کانی‌های مافیک ناشی شده‌اند (شکل ۲ ج).

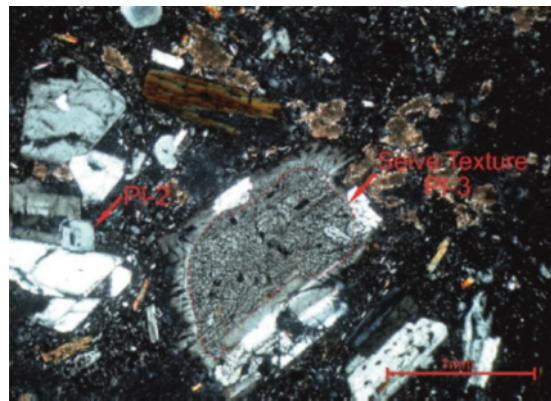
داسیت‌ها دارای بافت پورفیری بوده و پلاژیوکلازها نیز فراوانترین درشت بلور این سنگ‌ها هستند. این سنگ‌ها بر اساس اندازه‌گیری مقدار زاویه خاموشی (An26-28)، از نوع اولیگوکلاز تا آندزین هستند. برخی از این بلورها خلیجی و گردشده با بافت غربالی و منطقه‌بندی هستند. آمفیبول‌ها از نوع اکسی هورنبلند هستند که تنها قالبی از آنها باقی مانده است. لبه‌های کدر شده و خورده شده از دیگر ویژگی‌های آمفیبول-هاست. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها اکسیدهای آهن نوع هماتیت، منیتیت و لیمونیت هستند. کلسیت، کلریت و سریسیت به همراه اکسیدهای آهن و نیز بقایایی از آمفیبول و بیوتیت در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند. اکسیدهای آهن به صورت میانبار در بلورهای پلاژیوکلاز نیز دیده می‌شوند (شکل ۲ ث).

بلورسنگی لاپیلی دارای بافت بوده و قطعه‌های آذرآواری شامل بلورها و قطعه‌های سنگی هستند. پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و به صورت ریزبلور تا متوسط بلور از فراوان‌ترین بلورها در متن سنگ‌های آذرآواری هستند. بیوتیت-ها به صورت تیغه‌های کوچک تا پهن و با فراوانی بسیار در این نمونه‌ها دیده می‌شوند. پیروکسن‌ها به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و به صورت ریزبلور تا متوسط بلور در متن سنگ‌های آذرآواری مورد بررسی وجود دارند. این کانی‌ها اغلب از لبه به کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. کانی‌های کدر به صورت نیمه شکل‌دار تا نیمه زاویه‌دار و با پراکندگی به نسبت زیاد در متن سنگ پراکنده هستند.

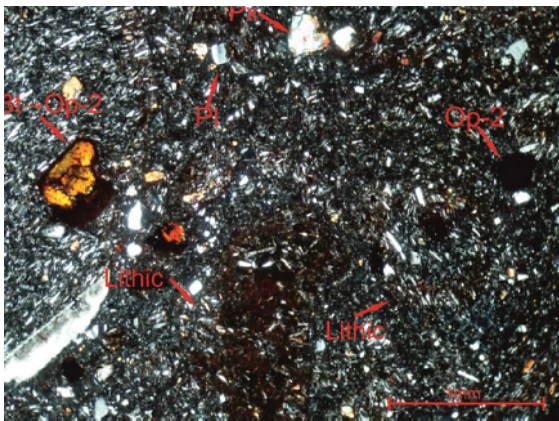
قطعه‌های سنگی با اندازه میانگین ۳/۵ mm و با فراوانی بسیار بیشتر نسبت به بلورها در متن سنگ دیده می‌شوند. اغلب این قطعه‌های سنگی دارای ترکیب آندزیت و آندزیت تراکیتی هستند. از ویژگی‌های ظاهری این قطعه‌های سنگی می‌توان به نیمه زاویه‌دار تا زاویه دار بودن آنها اشاره کرد (شکل ۲ ت).



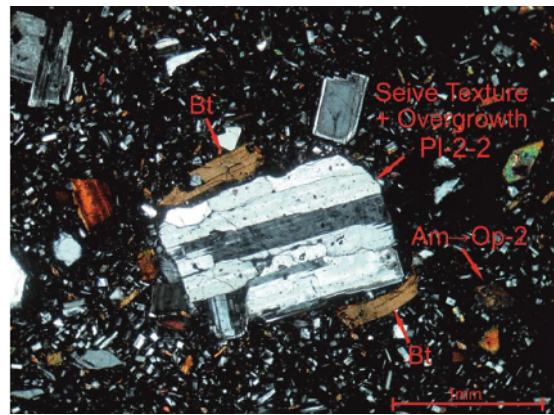
ب



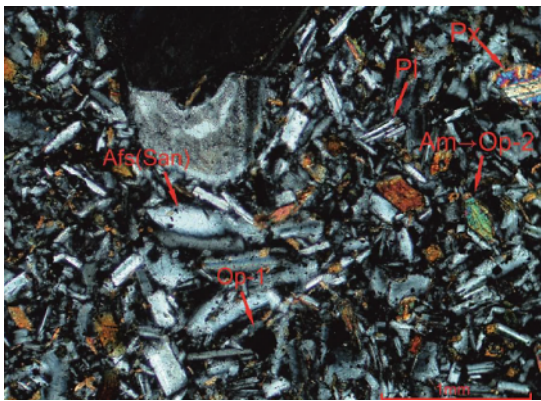
الف



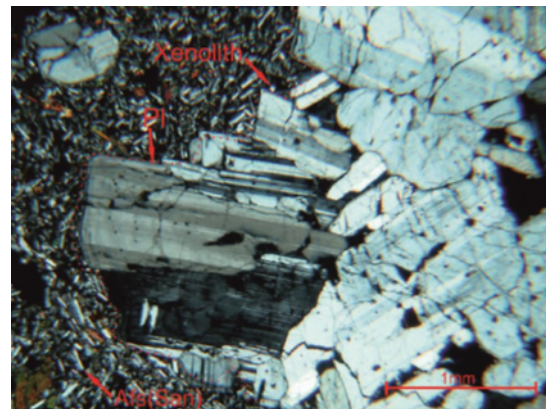
د



ج



ی



و

شکل ۲ الف- بافت غربالی درشت مقیاس در مرکز بلور در سنگ آندزیت. ب- نمایی از فنو رستهای آمفیبول شکل دار و پیروکس های اجتماعی موجود در خمیره آندزیت بازالتی. د- نمایی از فنوکریستهای پلاژیوکلاز با بافت عدم تعادل از نوع بافت غربالی در حاشیه خارجی کانی همراه با رورشدی و بیوتیت های تیغه ای موجود در خمیره در تراکی آندزیت. ج- نمایی دیگر از بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت پولکی تبدیل شده به کانی های کدر و قطعه های آندزیتی زاویه دار. و- نمایی از بلورهای زونه پلاژیوکلاز در داسیت. ی- ریزبلورهای دارای منطقه بندی آمفیبول و پیروکسن با ماکل دوتایی، پلاژیوکلاز ، فلدسپار قلیایی نوع سانیدین و کانی کدر تشکیل دهنده خمیره در تراکی آندزیت.

**شیمی کانی ها**

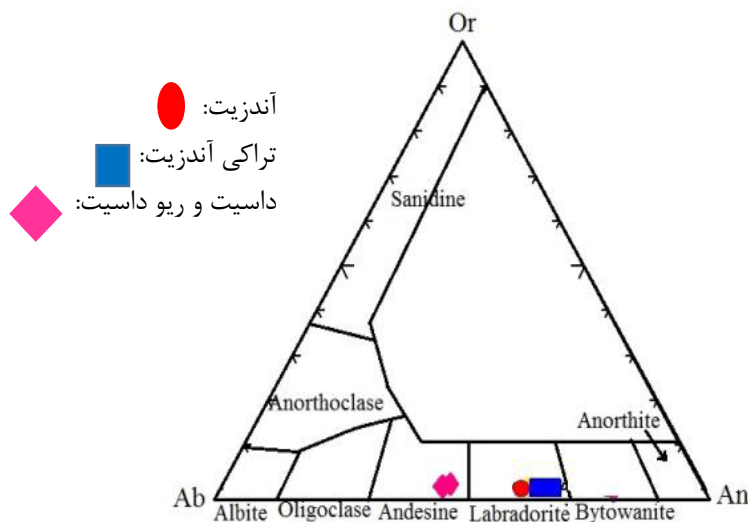
همچنین شواهد سنگ نگاری گویای عملکرد متوسط دگرسانی بر این پلاژیوکلازها هستند و می توان کانی های ثانویه سریسیت، کلسیت، کلریت و کانی های رسی در نتیجه پدیده

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان ترین کانی در سنگ های منطقه است که به دو صورت درشت بلور و ریزسنگ حضور دارد.

مقدار BCa آنها بیش از ۱/۵ درصد (۱/۸ تا ۱/۲ درصد در سنگ‌های با بافت خروجی) است. آمفیبول‌های مورد بررسی فقیر از Ti هستند و مقدار کاتیون‌های Ti در فرمول ساختاری آنها کمتر از ۰/۵ (۰/۱۰ تا ۰/۱۹ در سنگ‌های با بافت خروجی) است. کم بودن مقدار Ti در این کانی‌های را می‌توان با شیوع تبلور ایلمنیت توجیه کرد، بطوری که با شیوع تبلور ایلمنیت در ماگما، عنصر Ti بجای ورود به شبکه آمفیبول‌ها، وارد شبکه ایلمنیت شده و آمفیبول‌های همزیست با ایلمنیت و آمفیبول‌های متبلور شده در فازهای بعدی ماگما فقیر از Ti می‌شوند. آمفیبول‌های سنگی مورد بررسی براساس نمودار ترکیب Mg(Mg+Fe2+) نسبت به سیلیسیوم چاروچی ترکیب ادنیت دارند (شکل ۴).

سوسوریتی شدن را بر آنها دیده کرد. نوع کانی‌ها براساس نمودارهای مختلف مشخص شدند. حدود ترکیب شیمیایی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت‌ها از  $An_{61.98} Ab_{37.83} Or_{0.19}$  تا  $An_{79.85} Ab_{19.83} Or_{0.32}$ ، در آندزیت‌ها از  $An_{65.22} Ab_{34.24} Or_{0.51}$  تا  $An_{68.28} Ab_{31.22} Or_{0.5}$ ، در بازالتا  $An_{80.81} Ab_{19} Or_{0.19}$  و در داسیت‌ها از  $An_{76.95} Ab_{22.45} Or_{0.6}$  تا  $An_{63.66} Ab_{35.34}$  نمودارمثلی [۸] Or-Ab-An، پلاژیوکلاز سنگ‌های آذرین منطقه در گستره لابرادوریت و آندزین قرار دارند (شکل ۳، جدول ۱).

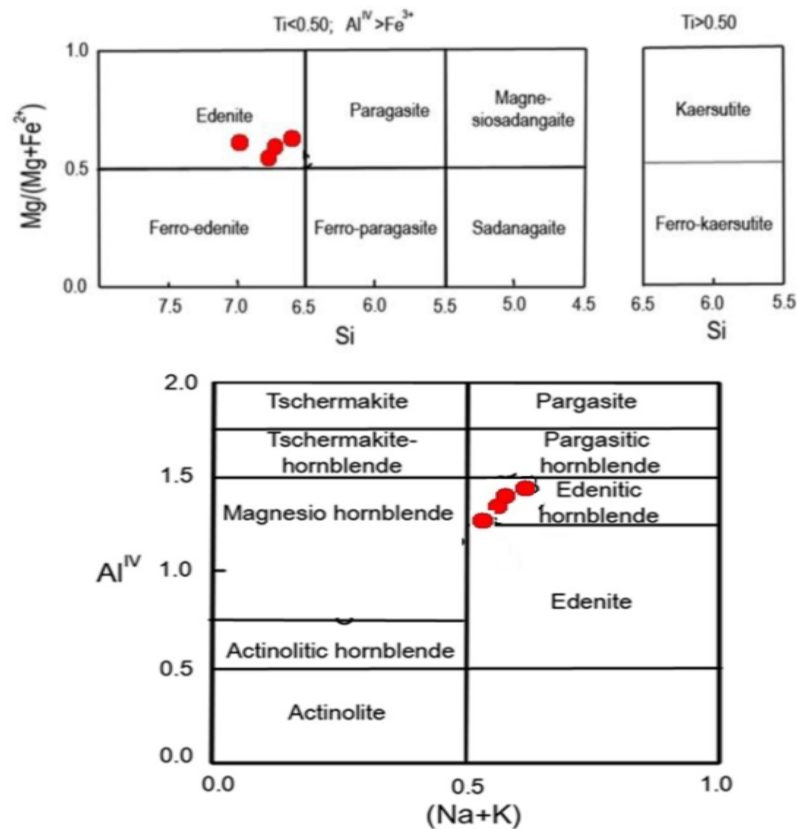
آمفیبول: از نمودارهای مرجع [۹] برای تعیین نوع آمفیبول‌ها استفاده شد. بطور کلی، آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع غنی از Ca و Si و در نتیجه از نوع آمفیبول‌های کلسیمی هستند.



شکل ۳ تعیین ترکیب فلدسپارهای سن‌های آذرین منطقه [۸].

جدول ۱ تعیین نوع پلاژیوکلاز براساس برگه گسترده.

شماره نقطه	An	Ab	Or
Tr An-A25-1	۶۸,۲۸	۳۱,۲۲	۰,۵۰
Tr An-A25-2	۶۵,۲۵	۳۴,۲۴	۰,۵۱
Da-A29	۸۰,۸۱	۱۹,۰۰	۰,۱۹
Px An-A77-1	۷۹,۸۵	۱۹,۸۳	۰,۳۲
Px An-A77-2	۶۱,۹۸	۳۷,۸۳	۰,۱۹
Px An-A77-3	۸۲,۰۵	۱۷,۹۵	۰,۰۰
Px An-A77-4	۷۷,۵۹	۲۱,۴۱	۱,۰۰



شکل ۴ رده بندی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه در الف) نمودار مرجع [۹] و ب- نمودار مراجع [۱۱،۱۰].

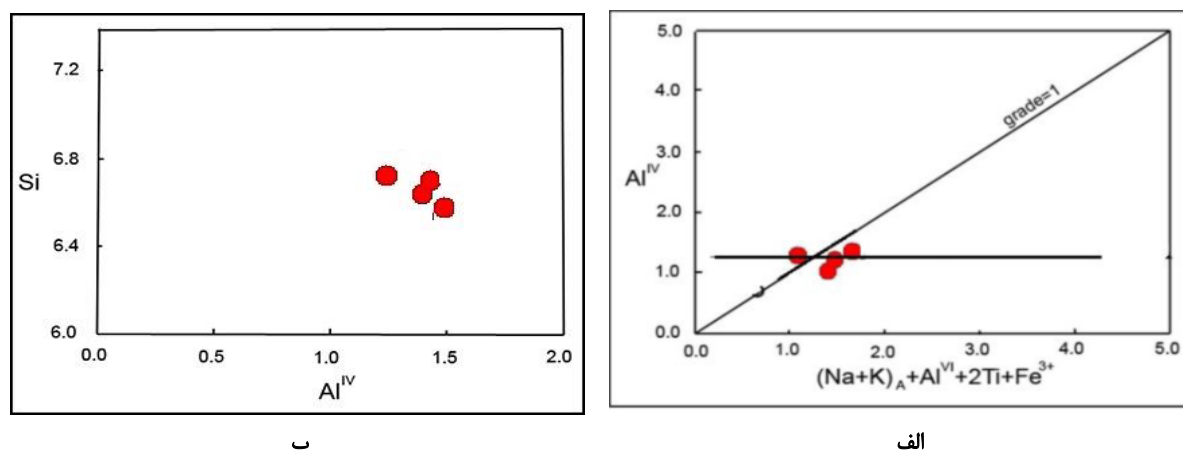
مقدار آلومینیوم چاروجهی و هشت‌وجهی برای سنگ‌های منطقه به ترتیب حدود ۰٫۷ تا ۱٫۵ و ۰٫۴ تا ۱ درصد است. براساس نمودار کلیایی موجود در جایگاه A نسبت به آلومینیوم چاروجهی، آمفیبول‌ها بیشتر از نوع هورنبلند ادنیتی و تا حدودی هورنبلند منیزیمی هستند. مقدار کاتیون‌های  $Fe^{3+}$ , Ti,  $Na_A$ ,  $K_A$  در شبکه آمفیبول و جایگزینی آنها با هم وابسته به مقدار Al موجود در جایگاه چاروجهی ساختار بلور بوده و در حالت آرمانی که تنوع ترکیبی آمفیبول‌ها تنها تابع این جانمایی هاست، ترکیب نمونه‌ها در نمودار دوتایی  $Al^{IV}$  نسبت به مجموع  $Fe^{3+}, AlVI, 2Ti$ ,  $(Na+K)A$  باید همه در راستای یک خط مستقیم با شیب یک قرار گیرند [۱۲]. البته، بر پایه شکل ۵ الف، آمفیبول‌های با  $Al^{IV}$  نسبت به مجموع  $Fe^{3+}, AlVI, 2Ti$  بالا مقادیر پایینی از  $Al^{IV}$  دارند، یعنی در این نمونه‌ها مجموع کاتیون‌های  $Fe^{3+}$ ,  $Al^{IV}$  و  $2Ti$  و کاتیون‌های موجود در جایگاه A شامل  $Na_A$  و  $K_A$ ، رابطه خطی مستقیم با مقدار کاتیون‌های آلومینیوم چاروجهی ندارند. این امر نشان می‌دهد که تنوع ترکیب آمفیبول‌ها تابع مقدار  $Al^{IV}$  و جایگزینی کاتیون‌های  $Fe^{3+}, AlVI, Ti$

در جایگاه هشت وجهی آنها نیست (شکل ۵ الف). شکل ۵ ب نشان می‌دهد که کاهش مقدار  $Al^{IV}$  با افزایش Si یعنی با جایگزینی Si در جایگاه چاروجهی بجای Al همراه است. این امر می‌تواند نشان‌دهنده پیشرفت جدایش ماگما باشد. بنابراین اصلی‌ترین عامل برای صادق نبودن تغییرات ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در شرایط آرامی برای بعضی آمفیبول‌های مورد بررسی را می‌توان پیشرفت جدایش بلوری و دوری از شرایط تعادلی تشکیل آمفیبول‌ها (یعنی ترکیب ماگما) دانست. البته، خطاهای احتمالی در محاسبه مقادیر  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  را نباید نادیده گرفت.

همه این آمفیبول‌ها با توجه به رده‌بندی مرجع [۹] از آمفیبول‌های کلسیمی هستند (شکل ۶). گستره کلسیمی را می‌توان با  $Na < 0.5$ ,  $CaB \geq 1.5$ ,  $\Sigma(Ca+Na) B \geq 1$  رابطه زیر تمیز داد.

- (۱) را مشخص کرده است [۱۱] گروه چهار قلمرو این در
- (۲)  $(Na+K) A > 0.5$ ,  $Ti < 0.5$ ,
- (۳)  $(Na+K) A > 0.5$ ,  $Ti < 0.5$ ,  $Fe^{3+} > AlVI$ ,
- (۴)  $Ti > 0.5$

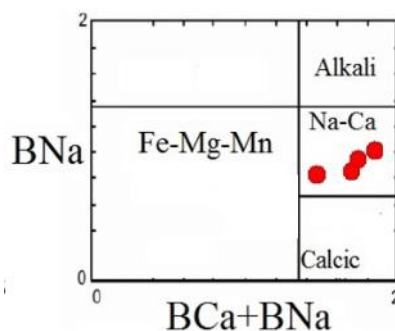
مقدار کاتیون‌های  $Fe^{3+}$ , Ti,  $Na_A$ ,  $K_A$  در شبکه آمفیبول و جایگزینی آنها با هم وابسته به مقدار Al موجود در جایگاه چاروجهی ساختار بلور بوده و در حالت آرمانی که تنوع ترکیبی آمفیبول‌ها تنها تابع این جانمایی هاست، ترکیب نمونه‌ها در نمودار دوتایی  $Al^{IV}$  نسبت به مجموع  $Fe^{3+}, AlVI, 2Ti$ ,  $(Na+K)A$  باید همه در راستای یک خط مستقیم با شیب یک قرار گیرند [۱۲]. البته، بر پایه شکل ۵ الف، آمفیبول‌های با  $Al^{IV}$  نسبت به مجموع  $Fe^{3+}, AlVI, 2Ti$  بالا مقادیر پایینی از  $Al^{IV}$  دارند، یعنی در این نمونه‌ها مجموع کاتیون‌های  $Fe^{3+}$ ,  $Al^{IV}$  و  $2Ti$  و کاتیون‌های موجود در جایگاه A شامل  $Na_A$  و  $K_A$ ، رابطه خطی مستقیم با مقدار کاتیون‌های آلومینیوم چاروجهی ندارند. این امر نشان می‌دهد که تنوع ترکیب آمفیبول‌ها تابع مقدار  $Al^{IV}$  و جایگزینی کاتیون‌های  $Fe^{3+}, AlVI, Ti$



ب

الف

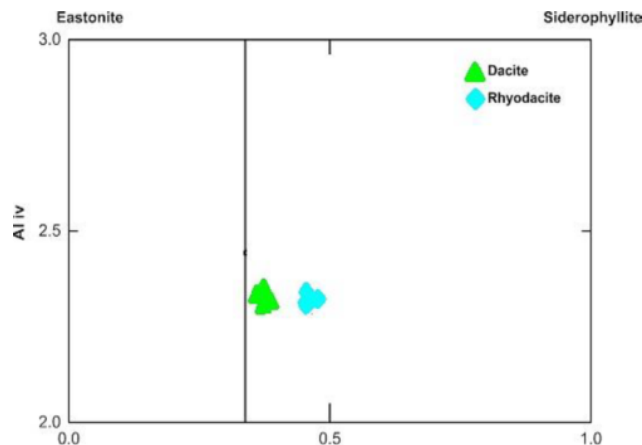
شکل ۵ الف-تغییرات ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در سنگ‌های منطقه در نمودار مرجع [۱۲]. ب- نمودار تغییرات AlIV نسبت به Si در آمفیبول‌های موجود در سنگ‌ها.



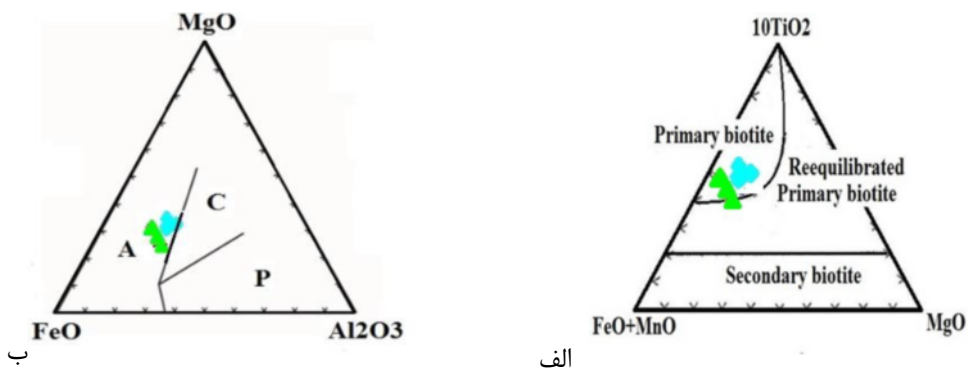
شکل ۶ رده‌بندی آمفیبول‌ها بر پایه ترکیب شیمیایی آنها [۹].

اکسیژن، دمای مذاب و خاستگاه ماگماست. شرایطی که طی آن سنگ‌های ماگمایی میزبان تشکیل می‌شوند براساس ترکیب بیوتیت‌ها برآورد می‌شود. برای تعیین ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده میکاها از دو تقسیم‌بندی مراجع [۱۳، ۱۴] استفاده شد (شکل‌های ۸ پ و د). نمودار مرجع [۱۴] تا حدی بیوتیت‌های ماگمای پرآلومینیوم را از بیوتیت-های ماگمای شبه آلومینیوم جدا می‌کند. براساس این رده بندی، همه بیوتیت‌ها غنی از Al با نسبت بالای Fe/Mg وابسته به ماگمای پرآلومینیومی در نظر گرفته شده‌اند و مقدار آلومینیوم بیوتیت متبلور شده، مشخص کننده میزان ماهیت پرآلومینیومی ماگماست. بررسی‌ها نشان می‌دهد که گستره پایداری بیوتیت‌های غنی از آلومینیوم در دماهای پایین بسیار گسترده است، در حالی که منطقه پایداری تیتان و منیزیم با افزایش دما گسترش می‌یابد [۱۵]. مقادیر پایین آلومینیوم در بیوتیت‌ها نتیجه پایداری پایین آلومینیوم در بیوتیت با افزایش دماست.

بیوتیت: میکای موجود در سنگ‌های منطقه از نوع بیوتیت غنی از Mg است. مقدار  $X_{Mg}$  آنها بین ۷/۵۴ تا ۱۱/۷۱ در درصد تغییر است (شکل ۷). مقدار  $TiO_2$  آنها نیز ۴/۳ تا ۵/۷ درصد است. این کانی‌ها اغلب بصورت درشت بلورهایی شکل‌دار تا نیمه‌شکلدار با اندازه چند میلی‌متر دیده می‌شوند. آنها اغلب رنگ قهوه‌ای روشن تاحنایی تیره دارند. بیوتیت‌ها مثل آمفیبول‌ها گاهی لبه سوخته دارند. لبه آنها از کانی‌های کدر و اکسید آهن است. بعضی از آنها به کلریت نیز دگرسان شده‌اند. می‌دانیم که بیوتیت‌های ماگمایی در تبلور ماگما در مراحل میانی و پایانی همزمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز (با ترکیب حدواسط) متبلور می‌شوند [۱۳]. در نمودار سه تایی بیوتیت‌ها، گستره بیوتیت‌های اولیه برآمده از تبلور ماگما، بیوتیت‌های ناشی از بازتبلور و بیوتیت‌های ثانویه از هم تفکیک شده‌اند. با توجه به شکل ۶ ب، بیوتیت‌های سنگ‌های مورد بررسی در گستره بیوتیت‌های اولیه قرار دارند. ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تابع ترکیب ماگمای مولد، گریزندگی



شکل ۷ ترکیب میکاهای نمونه‌های اسیدی منطقه (شامل داسیت و ریوداسیت) در نمودار  $Fe/(Fe+Mg)$  نسبت به  $Al_{IV}$ . که همه آنها با داشتن مقادیر بالای Mg در گستره بیوتیت واقع می‌شوند.



شکل ۸ الف- نمودار تفکیک بیوتیت‌های اولیه، بیوتیت‌های دچار باز تعادل شده و ثانویه [۱۳]. ب و پ- نمودارهای جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها بر اساس ترکیب بیوتیت‌ها [۱] A: الکالین غیرکوهزایی و مناطق کششی، P: سنگ‌های پرآلومین و محیط‌های برخوردی و C: سنگ‌های آهکی قلیایی و مناطق فرورانش.

### زمین دما فشارسنجی

امروزه استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها در تعیین دما، فشار و عمق جایگیری توده‌های آذرین رایج و فراگیر شده است. در این جا با استفاده از روش‌های ترمودینامیکی، شرایط دما و فشار هنگام تشکیل سنگ‌های منطقه بررسی و برآورد می‌شود. با توجه به فراوانی آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد

بررسی، از زمین فشارسنج AI موجود در آمفیبول و زمین دماسنج‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز و از بیوتیت برای تعیین شرایط دما و فشار به تعادل رسیدن کانی‌ها استفاده شد.

### زمین دما فشارسنجی پلاژیوکلاز

چند دماسنج متفاوت برای فلدسپات‌ها بر اساس روش‌های تجربی تا به امروز پیشنهاد شده است. برخی بر اساس توزیع



بدون توجه به دیگر عوامل چون دما ارزیابی می‌شوند. روابط بسیاری برای این کار مشخص شده‌اند. با رابطه زیر رفتار بر پایه مقدار آلومینیوم کل تعیین می‌شود [۲۰]:

$$P(\pm 0.6Kb) = -3.01 + 4.76Al_{tot} \quad (5)$$

بر اساس مقدار  $Al_{total}$  نسبت به  $Fe_{total}/Fe+Mg$  سنگ-های منطقه در فشار حدود ۵ الی ۷٫۵ کیلوبار تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰ الف).

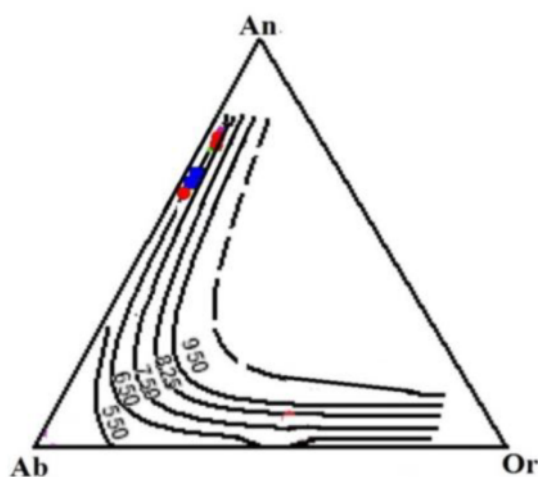
براون [۲۱] بر اساس مقادیر  $Na_{M4}$  و  $Al^{IV}$  نموداری برای برآورد فشار تشکیل آمفیبول‌ها در سنگ‌های دگرگونی طراحی کرده است. در بعضی موارد این نمودار برای برآورد فشار تشکیل آمفیبول در سنگ‌های آذرین نیز استفاده شده است [۲۲]. در اینجا نیز نمونه‌های مورد بررسی براساس این نمودار در گستره فشار کمتر از ۷ کیلوبار واقع هستند (شکل ۱۰ الف). برای بدست آوردن مقادیر عددی فشار تشکیل آمفیبول‌ها، که می‌تواند به فهم فرایندهای سنگ‌شناسی به ویژه آشیانه ماگمایی کمک کند، در این پژوهش از فشارسنج‌های مرجع [۲۰-۲۳] استفاده شده است. این فشارسنج بر اساس مقادیر  $Al_{total}$  در آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین طراحی شده‌اند. محاسبات انجام شده با این روش‌ها به ترتیب فشار میانگینی برابر با ۵٫۴۲، ۵٫۴۷ و ۵٫۶۶ کیلوبار را برای تشکیل آمفیبول سنگ‌ها نشان می‌دهند. بطور کل، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه در فشاری حدود ۵ کیلوبار تشکیل شده‌اند.

آلبیت در پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی داماسنجی را برای برآورد دمای تشکیل فلدسپات‌ها را ارائه کرده‌اند [۱۷،۱۶]. شکل ۹ الف که بر اساس یافته‌های مراجع [۱۷،۱۶] طراحی شده است، دمای فلدسپات‌های مورد بررسی در سنگ‌های منطقه را در گستره حدود ۳۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد. این تفاوت در دمای تشکیل مربوط به تفاوت ترکیب کانی‌هاست. چنان که پیشتر بیان شد، برخی فلدسپات‌ها (پلاژیوکلازها) تا حدی منطقه‌بندی داشته و بخش‌های مرکزی آنها کلسیم بالاتری نسبت به لبه دارند بنابراین بخش‌های مرکزی در دمای بالاتری نسبت به لبه‌های کانی‌ها تشکیل شده‌اند. در اصل وجود منطقه‌بندی در بلورها ناشی از نبود تعادل بین کانی و ماگمای در حال تبلور است. منطقه‌بندی بعضی پلاژیوکلازها در سنگ‌های مورد بررسی، به احتمال بسیار ناشی از تغذیه مکرر مخزن ماگمایی در حال تبلور با ماگمای اولیه است.

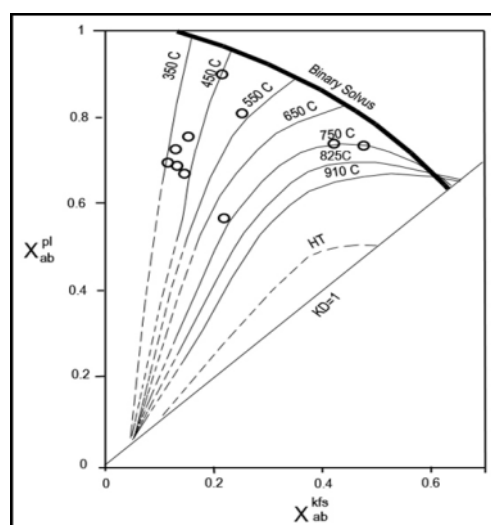
براساس سامانه سه تایی Or-Ab-An، دما برای سنگ‌های مختلف حدود ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد برآورد شد (شکل ۹ ب) [۱۸].

### زمین دمافشارسنجی آمفیبول

روش‌های بسیاری برای ارزیابی فشار برپایه ترکیب هورنبلند مطرح شده است. در همه روش‌های فشارسنجی به جز روش مرجع [۱۹] همه هورنبلندها فقط بر اساس مقدار آلومینیوم و

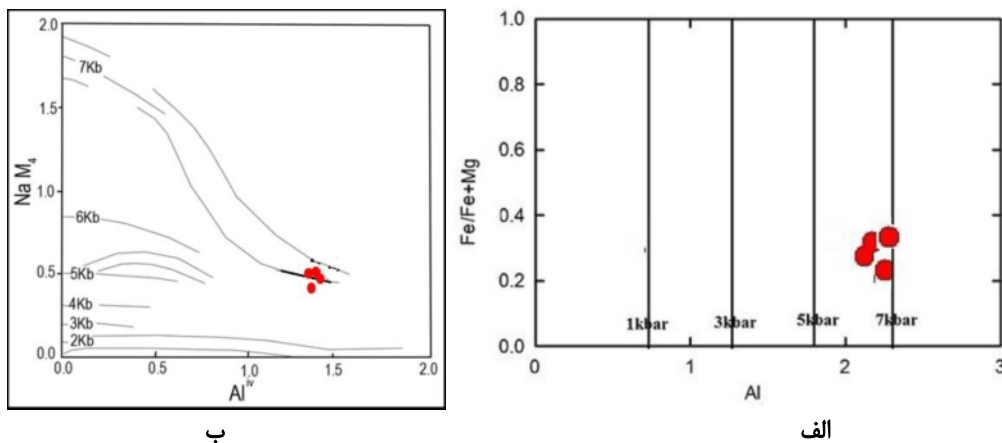


ب



الف

شکل ۹ دماسنجی جفت فلدسپات در سنگ‌های منطقه [۱۷،۱۶]. ب-نمودار Or-Ab-An برای برآورد دما [۱۸].

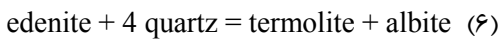


شکل ۱۰ الف- نمودار  $Al_{total}/Fe+Mg$  نسبت به  $[Fe+Mg]$  که فشار تشکیل آمفیبول را نشان می‌دهد. ب- نمودار  $Al^{IV}$  نسبت به  $NaM_4$  [۸] برای برآورد فشار تشکیل آمفیبول‌های مورد بررسی.

در ساختار بلور و بیانگر پیشرفت جدایش ماگماست. پیشرفت جدایش ماگمایی باعث کاهش مقدار Ti در ماگما و بنابراین باعث تبلور آمفیبول‌های Ti پایین می‌شود. در این نمودار جایگاه آمفیبول‌های مصنوعی که در فشار ثابت ۵ کیلو بار و دماهای متفاوت در یک ماگمای بازالتی تولید شده‌اند [۲۷] مشخص شده است. با در نظر گرفتن فشار ۵ کیلو بار برای تشکیل آمفیبول‌های این پژوهش و مقایسه آن با یافته‌های هلز [۲۷] می‌توان گفت که آمفیبول‌های مورد بررسی در دمای ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳).

#### زمین دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز

زمین دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز بر اساس Si و  $Al^{IV}$  موجود در جایگاه چاروجهی هورنبلند و نوع پلاژیوکلازهای همراه آنها، در سنگ‌های اشباع از سیلیس است. شرط استفاده از این زوج کانی به عنوان یک دماسنج، وجود تعادل بین آمفیبول کلسیمی و پلاژیوکلاز در بررسی‌های سنگ‌نگاری است. این زمین‌دماسنج از نوع تبدالی و براساس واکنش‌های زیر است:



از واکنش نخست در شرایطی استفاده می‌شود که کوارتز در سنگ حضور داشته باشد و واکنش دوم در سنگ‌های بدون کوارتز کاربرد دارد. با توجه به تشخیص داده نشدن کوارتز اولیه در نمونه‌های منطقه، از واکنش دوم استفاده شد. دما (برحسب کلون) از رابطه زیر محاسبه شد [۲۸]:

$$T(\pm 311K) = 0.677P(Kbar) - 48.98 + YAb,0.0429 - 0.0083144 \ln (Si-4)_i (8- Si) XAbplag \quad (۸)$$

نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها [۱۹] نشان دهنده بالا بودن نسبی گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول است (شکل ۱۱).

از نمودار مرجع [۲۴] نیز برای برآورد دما و فشار استفاده شده است. این نمودار بر اساس اکسیدهای آلومینیوم و تیتانیوم موجود در کانی آمفیبول است. روند تغییرات  $Al^{IV}$  نسبت به کاتیون‌های موجود در جایگاه A یعنی  $(Na+K)A$  به طوری است که می‌توان آمفیبول‌های دما پایین را از آمفیبول‌های دما بالا تفکیک کرد. آمفیبول‌های دما بالا اغلب در راستای خطی با شیب کم و آمفیبول‌های دما پایین در راستای خطی با شیب تندتر قرار می‌گیرند. آمفیبول‌های مورد بررسی در نمودار  $Al^{IV}$  نسبت به  $(Na+K)A$  یک روند خطی تقریباً بین راستاهای پارگازیت و هورنبلند را نشان می‌دهند که بیانگر دمای متوسط برای آنهاست (شکل ۱۲) [۲۵].

آمفیبول‌های مورد بررسی کمتر از ۰/۲ تیتانیوم در فرمول ساختاری خود دارند و از نوع تیتان پایین هستند. براساس نتایج پیشین [۲۶]، آمفیبول‌هایی که در فشارهای متوسط متبلور می‌شوند از نظر  $TiO_2$  فقیر هستند و اغلب کمتر از ۰/۰۶ تا ۰/۰۸ تیتانیوم (Ti) در فرمول ساختاری خود دارند و در نمودار تغییرات Ti در برابر Al، در زیر خط ۰/۰۶-۰/۰۸ تیتانیوم قرار می‌گیرند، در صورتی که آمفیبول‌های کم فشار در دو طرف خط تفکیک یا بالای آن واقع می‌شوند. آمفیبول‌های مورد بررسی در بالای این خط تفکیک واقع بوده یعنی از نوع آمفیبول‌های فشار پایین هستند (شکل ۱۳). همچنین براساس نمودار تغییرات Ti نسبت به  $Al^{IV}$ ، با کاهش مقدار  $Al^{IV}$  مقدار Ti نیز کاهش می‌یابد. کاهش مقدار  $Al^{IV}$  ناشی از افزایش Si

رسیدن این دو کانی نشان می‌دهد (جدول ۲).

**زمین دماسنجی بیوتیت**

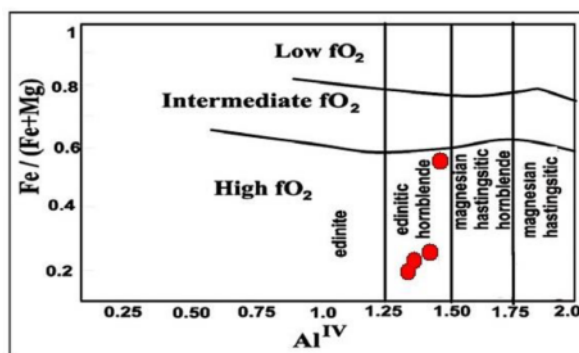
دما بیشترین اثر را بر کنترل تیتانیوم در بیوتیت دارد. افزایش دما موجب افزایش مقدار تیتانیوم و افزایش فشار موجب کاهش آن می‌شود [۲۹-۳۱]. مقدار تیتان در بیوتیت به طور کلی با افزایش مقدار آهن افزایش می‌یابد [۳۲، ۳۳]. زمین دماسنجی تیتان در بیوتیت دمای تشکیل بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های داسیتی منطقه را ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد نشان داد (شکل ۱۴).

در این واسنجی، P فشار بر اساس رابطه مرجع [۲۰]، Si تعداد کاتیون‌های سیلیسیم در فرمول آمفیبول و  $X_{Ab}^{Plag}$  درصد فراونی آلبيت موجود در پلازیوکلاز هستند و مقدار  $Y_{Ab}$  از رابطه زیر به دست می‌آید:

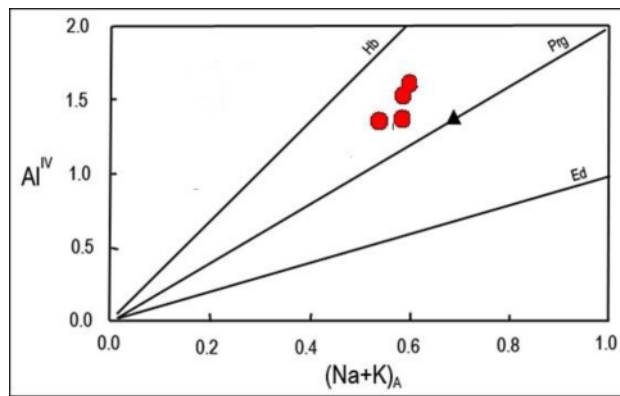
$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \times Al_{total} \\ X_{Ab} > 0.5, Y_{Ab} = 0, X_{Ab} < 0.5, Y_{Ab} = 8.06 + 25.5 (1 - X_{Ab}^{Plag})^2 \quad (9)$$

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \times Al_{total} \quad (10)$$

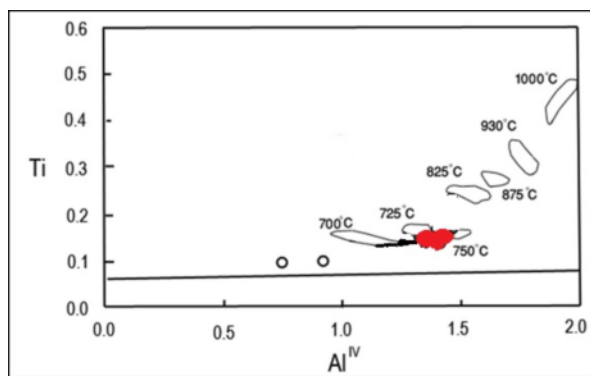
دماسنجی درشت بلورهای هورنبلند-پلازیوکلاز در این سنگ‌ها به طور میانگین ۵۴۰ تا ۶۰۵ درجه سانتیگراد را برای به تعادل



شکل ۱۱ نمودار Fe/(Fe+Mg) نسبت به  $Al^{IV}$  برای برآورد گریزندگی [۱۹].



شکل ۱۲ نمودار  $(Na+K)_A$  نسبت به  $Al^{IV}$  از [۲۵] برای آمفیبول‌ها.



شکل ۱۳ نمودار  $Al^{IV}$  نسبت به Ti [۲۶] و گستره‌های آمفیبول‌های با دمای ویژه [۲۷].

جدول ۲ نتایج تجزیه کانی پلاژیوکلاز.

شماره نقطه	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MgO	MnO	Total
Tr An-A25-1	۵۲.۷۲	۰.۰۳۶۷	۲۷.۹۳۷	۰.۶۱	۱۳.۹۴	۳.۵۲	۰.۰۸۶۷	۰.۱۳	۰.۰۱۳	۹۸.۹۹۳
Tr An-A25-2	۵۳.۱۸	۰.۰۵	۲۷.۷۸۷	۰.۶۹	۱۳.۲۴	۳.۸۴	۰.۰۸۶۷	۰.۱۶۳	۰.۰۲۷	۹۹.۰۸۳
Tr An-A25-3	۵۴.۱۲	۰.۰۴	۲۸.۳	۰.۵	۱۴.۲	۳.۵	۰.۰۷	۰.۱۲	۰.۰۲	۱۰۰.۸۹
1-Da-A29	۴۹.۷۶	۰.۰۱۷۵	۳۰.۱۸۵	۰.۵۶	۱۶.۶۱	۲.۱۶	۰.۰۳۲۵	۰.۰۸۸	۰.۰۱۳	۹۹.۴۴
2-Da-A29	۴۹.۷۶	۰.۰۱۷۵	۳۰.۱۸۵	۰.۵۶	۱۶.۶۱	۲.۱۶	۰.۰۳۲۵	۰.۰۸۸	۰.۰۱۳	۹۹.۴۴
3-Da-A29	۵۰.۰۲	۰.۰۱۷۶	۳۱.۲	۰.۵۸	۱۷.۱	۱.۴۵	۰.۳۳	۰.۰۸۶	۰.۰۱۱	۱۰۰.۸
RD-1	۵۴.۴۵	۰.۰۲	۲۸.۴۱	۰.۶۱	۱۰.۸۵	۵.۱	۰.۴۲	۰.۰۳	۰	۹۹.۹۱
RD-2	۵۶.۰۸	۰.۰۴	۲۶.۸۴	۰.۶۶	۹.۴۴	۵.۹۳	۰.۴	۰.۰۵	۰	۹۹.۴۴
RD-3	۵۹.۲۴	۰.۰۱	۲۴.۹۶	۰.۳۱	۶.۸۹	۷.۱۵	۰.۴۵	۰.۰۲	۰	۹۹.۰۶
An-A77-1	۵۱.۹۶	۰.۰۰۶۷	۳۰.۸۷۳	۰.۱۲	۱۳.۷۸	۱.۸۹۳۳	۰.۰۴۶۷	۰.۱۳۳	۰.۰۱۳	۹۸.۸۳۳
An-A77-2	۵۵.۴۳	۰	۲۹.۱۷	۰.۱۶	۱۱.۷	۳.۹۴۵	۰.۰۳	۰.۰۶	۰.۰۱	۱۰۰.۵
An-A77-3	۵۰.۱۳	۰.۰۰۶۷	۳۲.۹۰۳	۰.۱۱	۱۴.۵۳	۱.۷۵۶۷	۰	۰.۰۲	۰.۰۰۳	۹۹.۴۶۷
An-A77-4	۵۱.۶۹	۰.۰۳۲۵	۳۰.۷۴	۰.۲	۱۴.۵۸	۲.۱۸۲۵	۰.۱۵۵	۰.۰۶۵	۰.۰۱۸	۹۹.۶۷۳

جدول ۲ نتایج تجزیه کانی آمفیبول.

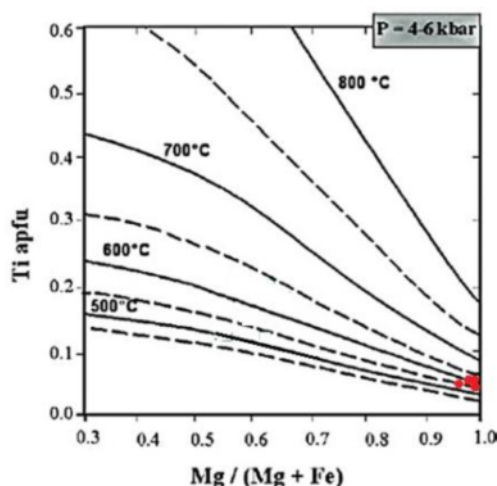
Sample	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TOTAL
D-1	۴۵.۲۵	۱.۰۶	۹.۵	۰.۰۳	۱۶.۰۳	۰.۲۶	۱۱.۳۵	۱۱.۲	۱.۸۶	۰.۴۱	۹۶.۹۵
D-2	۴۴.۰۸	۱.۲	۱۰.۵۶	۰.۰۴	۱۵.۳۳	۰.۳۳	۱۰.۲۳	۱۲.۶۵	۱.۶۵	۱.۵۵	۹۷.۴۲
D-3	۴۵.۳۱	۱.۱۸	۱۰.۹۸	۰.۰۳	۱۵.۵۵	۰.۳	۱۰.۶۶	۱۰.۵۹	۱.۸۶	۱.۴۵	۹۷.۹۱
D-4	۴۵.۳۱	۱.۱۸	۱۱.۰۹	۰.۰۲	۱۴.۵۹	۰.۳۱	۱۱.۹۷	۱۰.۷۳	۱.۸۸	۰.۶۵	۹۷.۷۳

جدول ۲ نتایج تجزیه کانی بیوتیت.

نمونه	D-BI1	D-BI2	RD-BI3	D-BI4	RD-BI5	RD-BI6
SiO <sub>2</sub>	۲۴.۷۹	۲۳.۵۳	۲۴.۹	۲۵.۱۳	۲۴.۹۴	۲۶.۵۹
TiO <sub>2</sub>	۱.۸۳	۱.۸۹	۱.۴۵	۱.۶۴	۱.۳۷	۲.۷۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۹.۹۲	۱۹.۳۵	۲۳	۱۹.۸۱	۲۰.۳۵	۱۵
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۹	۸.۵۵
FeO	۲۱.۰۹	۲۱.۴۶	۱۸.۶۲	۲۰.۸۴	۲۰.۶۷	۱۴.۹۷
MnO	۰.۳	۰.۲۶	۰.۳۲	۰.۲۴	۰.۲۹	۳.۵۱
MgO	۸.۶۶	۸.۵	۷.۵۵	۸.۲۸	۸.۵۲	۱۱.۷۱
CaO	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na <sub>2</sub> O	۰.۲۵	۰.۲۷	۰.۳	۰.۳	۰.۲۹	۰.۰۴
K <sub>2</sub> O	۸.۰۸	۷.۴۳	۷.۰۴	۸.۰۷	۷.۷۹	۰.۱۲
مرجع	۹۵.۰۷	۹۳.۰۹	۹۳.۲۹	۹۴.۴۵	۹۴.۴۶	۹۴.۵۸
Si	۲.۶۶	۲.۶۳	۲.۶۵	۲.۷	۲.۶۸	۲.۷۹
Ti	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۲
Al	۱.۳۴	۱.۳۷	۱.۳۵	۱.۳	۱.۳۲	۱.۲۵
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe	۱.۳۵	۱.۴۱	۱.۱۸	۱.۳۴	۱.۳۲	۱.۲
Mn	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Mg	۰.۹۹	۱.۰۱	۰.۸۶	۰.۹۵	۰.۹۷	۱.۳۳
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۲
K	۰.۷۹	۰.۷۴	۰.۶۸	۰.۷۹	۰.۷۶	۰.۸۴
مجموع	۷.۲۹	۷.۲۲	۶.۸۵	۷.۲۲	۷.۷۲	۷.۱۸

جدول ۲ دما و فشار نمونه‌ها محاسبه شده به روش مرجع [۲۰].

SAMPLE	D1	D2	D3	D4
PKb	۵۳۰	۶۲۱	۶۴۵	۶۵۳
TC	۵۴۰	۶۵۷	۶۵۰	۵۷۵



شکل ۱۴ زمین دماسنجی بر اساس ترکیب بیوتیت [۲۹].

## برداشت

بررسی مجموعه آتشفشانی سیلان سنگ‌هایی با ترکیب آندزیت بازالتی، آندزیت، ترکی آندزیت و داسیت را نشان می‌دهد. بر اساس تجزیه ریزپردازشی، درشت بلورهای پلاژیوکلاز اغلب از نوع کلسیمی تا حدواسط (آندزین تا لابرادوریت)، آمفیبول‌ها از نوع آمفیبول‌های کلسیمی (ادنیت) و بیوتیت‌ها از نوع اولیه و قلیایی هستند. نمودارهای دما-فشار سنجی بر اساس ترکیب پلاژیوکلاز و آمفیبول نشان دهنده دمای ۵۴۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵،۳۰ تا ۷ کیلو بار هستند که با ژرفای پوسته میانی-زیرین همخوانی دارد. بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های داسیتی و ریوداسیتی منطقه دمای ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. بررسی ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های منطقه نشان دهنده سرشت قلیایی مذاب مادر و محیط کششی برای آن است.

## مراجع

- [1] Alavi M., "Tectonic map of Middle East, scale: 1:5000 000", Tehran, Iran, G.S.I. one sheet (1991).
- [2] Fath Elahi M., Khairkhan M., "Origin and location of tectonomagmatic volcanic rocks of Sabalan Quaternary", Iranian Quaternary Quarterly (Scientific Research), Volume 1, Number 2 (1394) pp. 125-136.

[3] Dilek Y., Imamverdiyev N.A., Altunkaynak S., "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint", Int. Geol. (2009) Rev. 143.

[4] Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., "A Paleogene extensional arc flare-up in Iran", Tectonics, 30, Issue 3 (2011).

[5] Mason J.A., Jacobs P.M., Hanson P.R., Miao X.M., Goble R.J., "Sources and paleoclimatic significance of Holocene Bignell Loess", central Great Plains, USA. Quaternary Research 60 (2003) 330-339.

[6] Didon J., Germain Y.M., "Le Sabalan, Volcan Plio-Quaternaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran): Etude géologique et pétrographique de la difice et de son environnement régional [Ph.D. thesis]", Docteur du 3 eme cycle. Université de Grenoble (1976).

[7] Galamghash J., Mousavi Z., Hassanzadeh J., Schmitt A.K., "Sabalan Volcano, Northwest Iran: Geochemistry and U-Pb zircon geochronology". Geol. Soc. Amer. Meeting, (2013) A363-9.

[8] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An Introduction to rock - forming Minerals", Longman, (1965) 528 p.

[9] Leake B. E., Woolley A. R., Birch W. C., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch I.I.J., Krivovichev V.G., Linthout K.,

- metamorphism", *Journal of Petrology*, v. 18 (1977) p. 53- 72.
- [22] Moazzen M., Droop G. T. R., "Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks", the Etive Complex, W Scotland. *Mineralogy and Petrology* 83 (2005) 27-53.
- [23] Hammarstrom J. M., Zen E., "Aluminum in hornblende", An empirical igneous geobarometer: *American Mineralogist*, v. 71, (1986) p. 1297-1313.
- [24] Ernst W. G., Liu J., "Experimental phase – equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic Amphibole in MORB – A semi quantitative thermobarometer", *American Mineralogist*, v. 83, (1998) p. 952- 969.
- [25] Nyman M. W., Tracy R. J., "Petrological evolution of amphibolite shear zones", Cheyenne Belt, Southeastern Wyoming, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 11 (1993) 757-773.
- [26] Hynes A., "A comparison of amphiboles from medium- to low- pressure metabasites", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 81 (1982) p. 119- 125.
- [27] Helz R. T., "Phase reactions of basalts in their melting range at  $PH_2O=5kb$ . Part II. Melt composition", *J. Petro.* 17 (1973) 139-193.
- [28] Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry" *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.116, (1994) p. 433- 447.
- [29] Henry D., Guidotti Ch., Thomson J., "Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms", *American Mineralogist*, 90 (2005) 316- 328.
- [30] Robert J. L., "Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions", *Chemical Geology*, v. 17, (1976) p. 213- 227.
- [31] Tronnes R. G., Edgar A. D., Arima M., "A high pressure-high temperature study of  $TiO_2$  solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49 (1985) p. 2323- 2329.
- [32] Arima M., Edgar A. D., "Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 77 (1981) p. 288- 295.
- [33] Abrecht J., Hewitt D. A., "Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite", *American Mineralogist*, v. 73 (1988) p. 1275-1284.
- Laird J., Mandarino J., "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names", *Mineral. Mag.* 61 (1997) 295-321.
- [10] Mevel C., "Metamorphism in oceanic layer 3. Gorrige Bank, Eastern Atlantic", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100 (1988) 496-509.
- [11] Leake B. E., "Nomenclature of amphiboles", *Mineral Mag* 42 (1978) 533-563.
- [12] Spear F. S., "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites", *Am. J. Sci.* 281 (1981) 679-734.
- [13] Nachit H., Ibhi A., Abia E. H., Ohoud M. B., "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites: Geomaterials (Mineralogy), *Comptes Rendus, Geoscience*, v. 337 (2005) p. 1415- 1420.
- [14] Abdel-Rahan A. M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline", and peraluminous magma. *Journal of Petrology*, 35(2) (1994) 525- 541.
- [15] PatiñoDouce A.E., "Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry,  $O_2$  and  $H_2O$  barometries, and consequences for biotite stability", *Chemical Geology*. Volume 108, Issues 1–4 (1993) Pages 133-162.
- [16] Brown E. H., "The crossite content of Ca – amphibole as a guide to pressure of metamorphism", *Journal of Petrology*, v. 18 (1977) p. 53- 72.
- [17] Haselton HT., Hovis GL., Hemingway BS., Robie RA., "Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry", *Am Mineral* 68 (1983) 398-413.
- [18] Seck H.A., "Der einfluss des drucks auf diezusammen-setzung alkalifeldespathie und plagioclase in system  $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - $CaAlSiO_8$ - $H_2O$ ", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 31(1971) 67-86
- [19] Anderson J. L., Smith D. R., "The effect of temperature and oxygen fugacity on Al – in hornblende barometry", *American Mineralogist*, v. 80 (1995) p. 549- 559.
- [20] 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*, v. 110 (1992) p. 304- 10.
- [21] Brown E. H., "The crossite content of Ca – amphibole as a guide to pressure of