

## دما- فشارسنجی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی سبلان: براساس شیمی کانی

جلیل قلمقاش\*<sup>۱</sup>، سید زاهد موسوی<sup>۲</sup>، مرتضی خلعتبری جعفری<sup>۳</sup>

۱- گروه کانی‌شناسی و اکتشافات معدنی کاربردی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

۲- گروه علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد مشکین‌شهر، مشکین شهر، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی کاربردی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۱/۱۵ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۹/۸

### چکیده

آتشفشان سبلان از آتشفشان‌های پلیوسن-کواترنری در شمال غربی ایران می‌باشد. براساس تاریخچه فعالیت به دو بخش سبلان قدیمی و سبلان جوان قابل طبقه‌بندی است. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی تراکی آندزیتی تا آندزیتی و به ندرت تراکی داسیتی و سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان بیشتر داسیتی تا تراکی آندزیتی است. ترکیب پلاژیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی در محدوده الیگوکلاز تا آندزین، و در سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان در محدوده الیگوکلاز و آندزین است. پتاسیم فلدسپار در این سنگ‌ها از نوع سانیدین و ارتوکلاز است. الیوین و پیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی، به ترتیب از نوع کریزولیت و دیوپسید-اوزیت می‌باشند. ترکیب میکاهای سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان بیشتر بیوتیتی است. آمفیبول-های سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان بیشتر از نوع مگنزیوهورنبلند هستند و به ندرت برخی از آنها ترکیب ادنیتی دارند. بر پایه نمودارهای شیمی کانی، سنگ‌های آتشفشانی سبلان با ماهیت ساب آکالن و کالک آکالن در محیط کوهزایی پدید آمده‌اند. پیروکسن‌های سبلان قدیمی در فشار ۵ تا ۱۰ کیلو بار و عمق حدود ۱۷/۵ تا ۳۵ کیلومتری متبلور شده‌اند. درشت بلورهای آمفیبول سبلان جوان در فشار ۱ تا ۳ کیلو بار و عمق حدود ۳/۵ تا ۱۰/۵ کیلومتری، و دمای حدود ۷۲۵ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند. با در نظر گرفتن دمای تبلور آمفیبول (۷۲۵ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد) و مدلسازی بیوتیت با بافر FMQ، گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور بیوتیت حدود ۱۶- تا ۱۶/۵۰- ارزیابی می‌شود. گریزندگی بالای اکسیژن و حضور کانی‌های آب دار، نشانگر تاثیر محیط فرورانشی غنی از آب بر ماگمای اولیه آتشفشان سبلان جوان است.

واژه‌های کلیدی: ایران، پتروژنز، دما- فشارسنجی، سبلان، شیمی کانی.

## مقدمه

آتشفشان سبلان در شمال غرب ایران، غرب شهرستان اردبیل و جنوب شهرستان مشگین شهر واقع شده است. فعالیت‌های آتشفشانی سبلان با فوران گدازه‌های تراکی‌اندزیتی در پلیوسن آغاز و تا کواترنری ادامه داشته است (Alberti et al, 1975). آلبرتی و استوفلا (Alberti and Stofla, 1973) سنگ‌های آتشفشان سبلان را به دو بخش فوقانی و تحتانی تقسیم کرده و فعالیت ماگمایی سبلان را از نوع استراتوولکان عنوان نمودند. آلبرتی و همکاران (Alberti et al, 1975) سنگ‌های آتشفشانی سبلان را کالک آلکالن با ویژگی‌های آتشفشان‌های کوهزایی دانسته‌اند. طبق مطالعات دیدون و ژمن (Didon and Gemain, 1976)، سبلان از نوع استراتوولکان‌های حاشیه قاره‌ای است که بر روی یک پی‌سنگ ماگمایی متعلق به ائوسن، الیگوسن و میوسن بنا شده است. براساس گزارش ایشان، فعالیت‌های آتشفشانی سبلان با فوران گدازه‌های تراکی‌اندزیتی در پلیوسن پایه‌ریزی شده است و با تشکیل کالدرای ماگماتیسیم جدید با ترکیب تراکی‌اندزیتی و داسیتی ادامه یافته است. دوستال و زربی (Dostal and Zerbi, 1978) در بررسی ژئوشیمیایی آتشفشان سبلان، آن را ساب آلکالن دانسته و معتقدند که منشاء ماگمای اولیه سبلان، پریدوتیت گارنت دار در زون فرورانش بوده است. به باور موسوی و همکاران (۱۳۹۱)، سنگ‌های آتشفشانی سبلان با ماهیت کالک آلکالن و به دلیل وجود نسبت‌های بالای  $St/Y$  و  $La/Yb$  ترکیب آداکیتی دارند. غنی‌شدگی LILE و LREE به همراه تهی‌شدگی HFSE و HREE و ناهنجاری منفی عناصر Nb و Ti در سنگ‌های آتشفشانی سبلان، مولفه‌های ماگمای اولیه مرتبط با محیط فرورانش و آلودگی پوسته‌ای هستند. به باور قلمقاش و همکاران (Ghahamghash et al, 2016) سنگ‌های

آتشفشانی سبلان قدیمی و جوان دارای ویژگی‌های شیمیایی مشابه و مرتبط با فرورانش هستند. ایشان براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، تشکیل ماگمای اولیه سبلان را به تبلور تفریقی پلاژیوکلاز-آمفیبول یا پلاژیوکلاز-پیروکسن با مقدار جزئی آلودگی ماگمایی نسبت داده‌اند. علی‌رغم اهمیت آتشفشان سبلان در زمین‌شناسی ایران و مطالعات خوب انجام شده بر روی آن، هنوز ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده آتشفشان سبلان مطالعه نشده است. در این مقاله نتایج مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی سنگ‌های آتشفشانی سبلان ارائه و ویژگی‌های ماگمایی، منشأ و محیط زمین‌ساختی با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های سازنده تعیین خواهد شد.

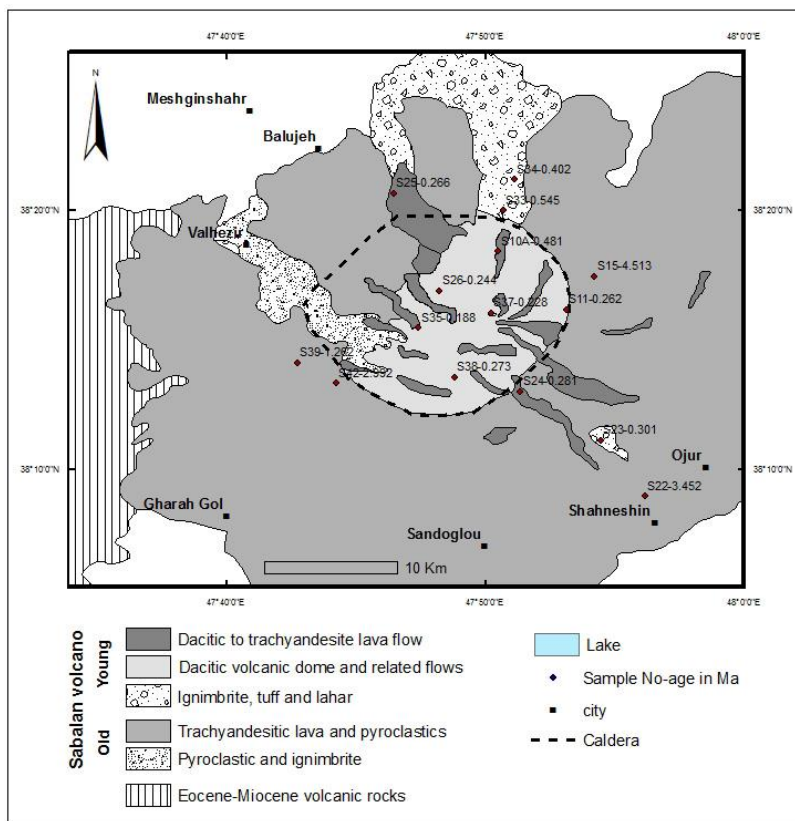
## منطقه مورد مطالعه

## زمین‌شناسی آتشفشانی سبلان

آتشفشان سبلان، در دو مرحله قبل از تشکیل کالدرای بعد از تشکیل کالدرای فعالیت داشته است (Alberti and Stofla, 1973; Didon and Gemain, 1976; Ghahamghash et al, 2016) که به ترتیب منجر به تشکیل ترداف (Sequence) آتشفشانی سبلان قدیمی (Paleo-Sabalan) و ترداف آتشفشانی سبلان جوان (Neo-Sabalan) شده است. طبق مطالعات قلمقاش و همکاران (Ghahamghash et al, 2016) و سن سنجی به روش اورانیم-سرب بر روی زیرکن‌های سنگ‌های آتشفشانی سبلان، سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی بیشینه دارای سن ۴/۵ تا ۱/۳ میلیون سال هستند. طبق گزارش ایشان سن زیرکن‌های سبلان جوان به روش U-Pb بین ۴۸۱ تا ۱۴۹ هزار سال بوده است (شکل ۱). ترداف آتشفشانی سبلان قدیمی از تناوب گدازه و توف حدواسط پدید آمده است که در پیرامون کالدرای در منطقه‌ای به وسعت

آشفشانی سبلان جوان هستند که در داخل و اطراف کالدرا نمایان هستند (شکل ۱).

۸۰۰ کیلومترمربع رخنمون دارند. نهشته‌های ایگنیمبریتی، گنبدهای نیمه عمیق و روانه‌های گدازه‌ای با ترکیب حدواسط تا اسیدی واحدهای



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی آشفشان سبلان. در این نقشه نتایج سن سنجی بر روی واحدهای آشفشانی سبلان قدیمی و جوان نمایش داده شده است (برگرفته از Ghalamghash et al, 2016).

و تجزیه شیمیایی نقطه‌ای استفاده شده است. آماده‌سازی نمونه برای مطالعات میکروپروب نیز در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و با استفاده از دستگاه پوشش کربن انجام شده است.

## نتایج

### پتروگرافی

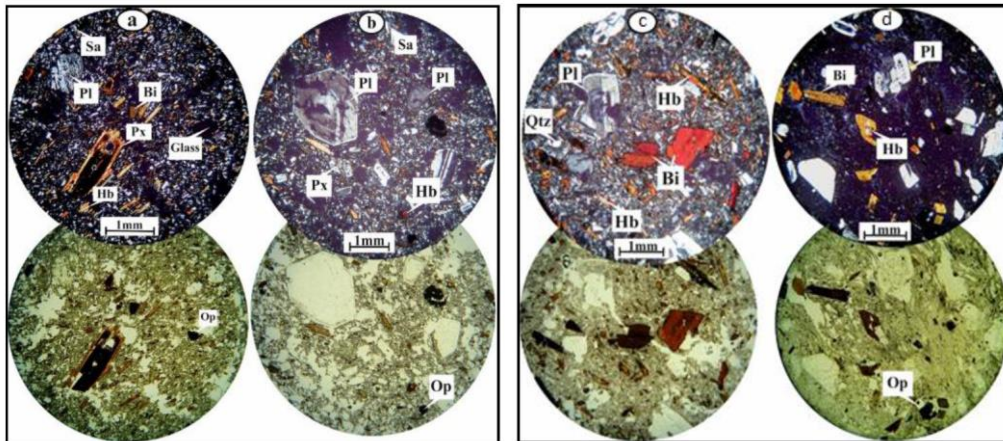
سنگ‌های آشفشانی سبلان قدیمی شامل تناوبی از گدازه‌های تراکی آندزیتی و سنگ‌های آذرآوری با ترکیب تراکی آندزیتی-داسیتی هستند که غالباً به صورت متناوب در پیرامون کالدرا رخنمون دارند. گدازه‌های سبلان قدیمی در مقاطع میکروسکوپی

## مواد و روش‌ها

مطالعات آزمایشگاهی شامل پتروگرافی و شیمی کانی‌ها بوده است. در مطالعات پتروگرافی ۱۵۰ نمونه مورد مطالعه قرار گرفت. شیمی کانی بر روی ۲ مقطع نازک-صیقلی از سنگ‌های آشفشانی سبلان قدیمی (بازالت الیوین دار) و سبلان جوان (تراکی آندزیت) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. در این مرکز از دستگاه میکروپروب مدل EPMA Sx100 ساخت شرکت Cameca با ولتاژ ۱۵ کیلوالکترون ولت (Kv:15) شدت جریان ۲۰ نانوآمپر (nA)، قطر بیم ۵ um و حد تشخیص ۵۰۰ گرم در تن برای ریزکاوی

جزئی پتاسیم فلدسپار و کوارتز به ترتیب فراوانی به صورت درشت بلور در متن این سنگ‌ها وجود دارند. البیون فقط در سنگ‌های آتشفشانی سیلان قدیمی به مقدار بسیار کم و نادر وجود دارد (شکل ۲).

دارای بافت پورفیریتیک با زمینه میکرولیتیک و شیشه‌ای هستند. در برخی از سنگ‌ها بافت جریان‌ی، اسفرولیتی و حفره‌دار نیز دیده می‌شود. کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و به مقدار



شکل ۲: a: تصویری از درشت‌بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی (سیلان قدیمی)، b: درشت‌بلور پلاژیوکلاز با زونینگ عادی در سمت چپ دیده می‌شود و بلور دیگر در سمت راست با بافت غربالی نشان داده شده است (سیلان قدیمی)، c: درشت‌بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی و زونینگ متقاطع (سیلان جوان)، d: درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز با بافت غربالی به صورت گلومروپورفیری و چشمی (سیلان جوان). علائم: Pl- پلاژیوکلاز، Hb- هورنبلند (آمفیبول)، Bi- بیوتیت، Px- پیروکسن، Op- اوپک و Glass- شیشه. عکس‌برداری در دو نور عادی (PPL) و پلاریزه (XPL) انجام شده است.

سنگ‌های پیروکلاستیک هستند. گدازه‌ها و سنگ‌های نیمه عمیق سیلان جوان دارای بافت‌های پورفیریتیک و هیالوپورفیریتیک هستند. درشت‌بلورهای این گدازه‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و کوارتز هستند که در خمیره شیشه‌ای، میکرولیتی و جریان‌ی حضور دارند. بافت گلومروپورفیری در بعضی از مقاطع دیده می‌شود (شکل ۲c و d). خمیره از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (آلبیت)، پتاسیم فلدسپار (سانیدین)، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول (هورنبلند) تشکیل شده است. از کانی‌های فرعی به آپاتیت، اپک و زیرکن می‌توان اشاره نمود. براساس ترکیب کانی‌شناسی، ترکیب گدازه‌ها و سنگ‌های نیمه عمیق سیلان در حد تراکی داسیت، داسیت، تراکی‌اندزیت و آندزیت می‌باشند.

از کانی‌های فرعی می‌توان به کانی‌های اوپاک، تیتانیت و آپاتیت اشاره کرد که به صورت مستقل و نیمه شکل‌دار، با اندازه‌های متفاوت در متن سنگ پراکنده‌اند. در خمیره، بیشتر شیشه و در بعضی موارد میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول وجود دارد. براساس ترکیب کانی‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی سیلان قدیمی ترکیب تراکی‌اندزیتی تا آندزیتی (به ندرت بازالتی) دارند. وجود زایش‌های مختلف بلورهای پلاژیوکلاز (با منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی، شکل ۲a)، آمفیبول و پیروکسن و زونکرست‌های کوارتز نشانگر آلودگی و اختلاط ماگمایی در سنگ‌های آتشفشانی سیلان است. سنگ‌های سیلان جوان از نوع گدازه، سنگ‌های نیمه عمیق و

## شیمی کانی

وجود دارد. ترکیب الیوین‌های سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی بیشتر فورستریتی و براساس نمودار طبقه‌بندی الیوین‌ها (Deer et al, 1992) از نوع کریزولیت است (شکل ۳b). در جدول ۲، نتایج بدست آمده از ۶ نقطه آنالیز شده الیوین‌ها توسط دستگاه مایکروپروب آورده شده است. وجود درشت بلورهای نادر الیوین در سنگ‌های آتشفشانی سبلان با ترکیب حدواسط نشانگر عدم تعادل شیمیایی در مخزن ماگمایی است که احتمالاً به دلیل تزریق مکرر ماگمای بازیک اولیه به مخزن ماگمایی و اختلاط بخش‌های بازیک و تفریق یافته ماگمایی قبل فوران بوده است. در تحقیق حاضر، نامگذاری پیروکسن در سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی با روش موریموتو (Morimoto et al, 1988) و بهره‌گیری از نمودار Q-J از نوع کلسیک و بر مبنای نمودار مثلثی ولاستونیت-انستاتیت-فروسیلیت پیروکسن‌ها از نوع دیوپسید تا اوژیت هستند (جدول ۳ و شکل ۳c). در سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان پیروکسن کمتر وجود دارد. بررسی میکاهای موجود در مقاطع میکروسکوپی سبلان جوان و تطبیق ترکیب شیمیایی آنها نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها، درشت بلور و شکل‌دار و میکاهای فلوگوپیتی ریز بلور و تا اندازه‌ای بی‌شکل هستند. در جدول ۴ نتایج به دست آمده از ۱۵ نقطه آنالیز شده بیوتیت توسط دستگاه مایکروپروب آورده شده است. براساس روش اسپیر (Speer, 1984) و با بهره‌گیری از نمودار  $Fe/(Fe+Mg)$  در برابر Aliv، تعدادی از میکاهای سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان ترکیب فلوگوپیتی و تعدادی از آنها ترکیب بیوتیتی دارند (شکل ۳d). در جدول ۶ نتایج بدست آمده از ۱۱ نقطه آنالیز آمفیبول در سنگ‌های سبلان جوان آورده شده است. در مطالعات حاضر فرمول شیمیایی آمفیبول‌ها با استفاده از روش  $Fe^{+2}$  محاسبه و نامگذاری آنها بر پایه روش لیک و

ترکیب شیمیایی فلدسپارهای سبلان در جدول ۱ ارائه شده است. فرمول ساختاری فلدسپارها براساس روش ۵ کاتیون و ۸ اکسیژن محاسبه شده است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی در نمونه S.42 از  $An_{26}$  تا  $An_{48}$  (الیگوکلاز- آندزین) تغییر می‌کند. در این نمونه برخی پلاژیوکلازها دارای ساخت منطقه‌ای معکوس یا نوسانی هستند. به‌طور مثال در نقطه مطالعاتی ۲۸، در مرکز بلور ترکیب پلاژیوکلاز  $An_{27}$  و در نقطه مطالعاتی ۳۰ در حاشیه بلور ترکیب پلاژیوکلاز  $An_{42}$  می‌باشد (شکل ۳a). ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان دارای آنورتیت کمتری است. مطالعه پلاژیوکلازها در نمونه S.24 سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان نشان داد که ترکیب آنها از  $An_{02}$  تا  $An_{51}$  تغییر می‌کند (جدول ۱). بر پایه ترکیب شیمیایی، پلاژیوکلازهای سبلان جوان عمدتاً ترکیب الیگوکلاز-آندزین دارند. به ندرت پلاژیوکلازهای با ترکیب لابرادوریت و حتی بیتونیت هم در این سنگ‌ها دیده می‌شود که مربوط به تبلور مذاب بازیک‌تر در مخزن ماگمایی هستند. در نمونه‌های مورد مطالعه، ساخت نوسانی نیز وجود دارد برای مثال در نقاط ۳۸، ۳۹ و ۴۰ که از مرکز یک بلور پلاژیوکلاز به سمت حاشیه مطالعه شده است میزان آنورتیت پلاژیوکلاز به ترتیب  $An_{51}$ ،  $An_{19}$  و  $An_{47}$  تغییر می‌کند (جدول ۱). وجود بافت‌های منطقه‌ای نوسانی در پلاژیوکلازها نشانگر نوسان ترکیب شیمیایی ماگما و تغییر تعادل شیمیایی بین بلورهای در حال تبلور و مذاب بوده است که احتمالاً به دلیل تزریق مکرر ماگمای بازیک اولیه به مخزن ماگمایی، اختلاط و آلودگی ماگمایی قبل فوران بوده است. الیوین فقط در سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی به مقدار کم

نشانگر تشکیل آنها در شرایط یکسان است به گونه-ای که در مخزن ماگمایی ابتدا ادنیت (در دمای حدود ۸۷۵ درجه سانتیگراد: به بخش‌های بعدی نگاه کنید) در حال تبلور بوده است با پیشرفت تبلور، ترکیب ماگما تغییر نموده و به جای ادنیت، مگنزیوهورنبلند (در دمای حدود ۷۲۵ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد: به بخش‌های بعدی نگاه کنید) بر روی نطفه‌های این کانی متبلور می‌شود. محتوای منیزیم بیشتر در آمفیبول‌های تاخیری (مگنزیوهورنبلند) نشانگر تغییر ترکیب مخزن ماگمایی در حال تبلور احتمالاً به دلیل تزریق مکرر مذاب بازیک اولیه به مخزن ماگمایی بوده است.

همکاران (Leake et al, 1997) انجام شده است. ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان، براساس روش لیک و همکاران (Leake et al, 1997) بیشتر در حد مگنزیوهورنبلند (شکل‌های  $e_3$  و  $f_3$ ) بوده و به ندرت برخی از آمفیبول‌ها ترکیب ادنیتی (نمودار نمایش داده نشده است) دارند. مطالعه ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها نشان داده است که آمفیبول‌های درشت در هسته دارای ترکیب ادنیتی و در حاشیه ترکیب مگنزیوهورنبلندی دارند. افزون بر آن، ترکیب آمفیبول‌های ریز نسل دوم نیز مگنزیوهورنبلندی است. تشابه ترکیب آمفیبول‌های ریزبلور (نسل دوم) با ترکیب حاشیه آمفیبول‌های درشت (نسل اول)

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی ۱۳ نقطه فلدسپار از سنگ‌های بازالتی سبلان قدیمی

Sample	42-C1	42-C1	42-C1	42-C1	42-C2	42-C2	42-C2	42-C2	42-C2	42-C3	42-C4	42-C4	42-C4
Location	core	core	rim	rim	core	core	rim	rim	rim	core	core	rim	rim
Point	9	10	11	12	15	18	19	20	21	25	28	29	32
SiO <sub>2</sub>	60.91	59.64	59.72	59.93	52.94	58.59	58.29	56.3	55.47	58.59	60.32	60.65	55.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.38	24.64	24.9	24.68	19.63	23.95	25.28	26.29	26.8	24.53	23.89	23.7	26.82
FeO	0.42	0.24	0.33	0.46	1.07	1.27	0.61	0.75	1.01	0.45	0.37	0.34	0.8
CaO	5.39	5.99	5.82	5.56	5.44	7.31	7.68	8.99	9.59	7.38	5.77	5.56	9.68
Na <sub>2</sub> O	7.44	7.5	7.3	7.18	7.96	6.49	6.58	6.16	5.36	7.05	7.7	7.62	5.83
K <sub>2</sub> O	1.15	1.02	1.09	1.15	5.21	0.89	0.62	0.48	0.53	0.99	1.08	1.15	0.41
Total	99.69	99.03	99.16	98.96	92.25	98.5	99.06	98.97	98.76	98.99	99.13	99.02	98.93
Si	10.89	10.76	10.75	10.80	10.70	10.70	10.55	10.26	10.14	10.64	10.87	10.93	10.12
Al	5.14	5.24	5.28	5.24	4.68	5.15	5.39	5.65	5.78	5.25	5.08	5.03	5.77
Fe(ii)	0.06	0.04	0.05	0.07	0.18	0.19	0.09	0.11	0.15	0.07	0.06	0.05	0.12
Ca	1.03	1.16	1.12	1.07	1.18	1.43	1.49	1.76	1.88	1.44	1.11	1.07	1.89
Na	2.58	2.62	2.55	2.51	3.12	2.30	2.31	2.18	1.90	2.48	2.69	2.66	2.07
K	0.26	0.23	0.25	0.26	1.34	0.21	0.14	0.11	0.12	0.23	0.25	0.26	0.10
Total	19.96	20.05	20.01	19.96	21.19	19.98	19.98	20.06	19.98	20.10	20.06	20.02	20.07
An	26.65	28.83	28.63	27.91	20.88	36.34	37.79	43.41	48.14	34.62	27.49	26.84	46.72
Ab	66.58	65.32	64.99	65.22	55.30	58.39	58.58	53.83	48.69	59.85	66.38	66.56	50.92
Or	6.77	5.85	6.38	6.87	23.82	5.27	3.63	2.76	3.17	5.53	6.13	6.61	2.36

ادامه جدول ۱: نتایج تجزیه میکروپروب ۱۴ نقطه فلدسپار از سنگ‌های تراکی آندزیتی سبلان جوان

Sample	24-C1	24-C1	24-C1	24-C1	24-C1	24-C1	24-C2	24-C2	24-C3	24-C3	24-C4	24-C4
Location	Core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	Core	core	core	core
Point	38.1	39.1	40.1	44.1	45.1	46.1	47.1	48.1	52.1	53.1	56.1	57.1
SiO <sub>2</sub>	53.33	62.81	53.85	61.57	66.88	57.66	59.55	59.58	53.78	63.94	60.66	57.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.31	22.63	28.59	19.73	19.63	25.75	23.43	23.62	28.18	19.06	23.9	25.33
FeO	0.45	0.36	0.5	0.55	1.04	0.27	0.36	0.35	0.46	2.2	0.35	0.35

CaO	10.85	3.69	9.75	5.83	2.25	7.27	5.88	6.1	10.74	0.48	4.55	7.65
Na <sub>2</sub> O	5.38	7.46	5.81	7.68	4.65	6.82	8.58	7.88	5.51	7.74	8.28	7.54
K <sub>2</sub> O	0.44	1.93	0.32	2.56	4.17	0.62	0.96	0.97	0.31	2.75	1.1	0.57
Total	98.76	98.88	98.82	97.92	98.62	98.39	98.76	98.50	98.98	96.17	98.84	98.91
Si	9.80	11.27	9.85	11.34	11.96	10.49	8.87	8.88	8.06	9.70	8.98	8.57
Al	6.13	4.79	6.16	4.28	4.14	5.52	4.11	4.15	4.98	3.41	4.17	4.45
Fe(ii)	0.07	0.05	0.08	0.08	0.16	0.04	0.04	0.04	0.06	0.28	0.04	0.04
Ca	2.14	0.71	1.91	1.15	0.43	1.42	0.94	0.97	1.72	0.08	0.72	1.22
Na	1.92	2.60	2.06	2.74	1.61	2.41	2.48	2.28	1.60	2.28	2.38	2.18
K	0.10	0.44	0.07	0.60	0.95	0.14	0.18	0.18	0.06	0.53	0.21	0.11
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.77	5.76	5.81	5.72	5.73	5.78
Total	20.15	19.86	20.14	20.19	19.25	20.02	22.40	22.27	22.28	22.00	22.23	22.35
An	51.40	18.94	47.23	25.60	14.40	35.73	26.08	28.35	50.95	2.70	21.83	34.82
Ab	46.12	69.27	50.93	61.02	53.84	60.65	68.86	66.28	47.30	78.86	71.89	62.10
Or	2.48	11.79	1.85	13.38	31.77	3.63	5.07	5.37	1.75	18.44	6.28	3.09

جدول ۲: نتایج تجزیه میکروپروب ۳ نقطه از اولیون در سنگهای بازالتی سبلان قدیمی

Sample Point	42-C3 22	42-C3 23	42-C3 24	Sample Point	42-C3 22	42-C3 23	42-C3 24
SiO <sub>2</sub>	51.64	52.78	52.55	Si	1.31	1.32	1.32
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.14	0.11	Al	0.03	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.08	0.61	0.62	Ti	0.00	0.00	0.00
FeO	8.50	8.23	7.66	Fe <sub>2</sub>	0.18	0.17	0.16
MnO	0.41	0.66	0.65	Mn	0.01	0.01	0.01
MgO	13.98	14.09	13.96	Mg	0.53	0.53	0.52
CaO	21.92	22.19	22.57	Ca	0.60	0.60	0.61
Na <sub>2</sub> O	0.47	0.46	0.50	Na	0.02	0.02	0.02
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	K	0.00	0.00	0.00
Total	98.20	99.16	98.62	Ni	0.00	0.00	0.00
Total Cations					2.68	2.68	2.68
X <sub>Fe</sub> = Fe <sub>2</sub> /(Fe <sub>2</sub> +Mg)					0.25	0.25	0.24
X <sub>Mg</sub> = Mg/(Fe <sub>2</sub> +Mg)					0.75	0.75	0.76

جدول ۳: ترکیب پیروکسن در نمونه S42 مربوط سنگهای بازالتی سبلان قدیمی.

Sample point	S42 1	S42 2	S42 3	S42 5	S42 6	S42 7	S42 8	S42 13	S42 14	S42 16	S42 17	S42 26	S42 27	S42 33
SiO <sub>2</sub>	52.11	51.74	52.93	52.72	52.60	48.46	49.30	48.67	50.83	49.81	49.70	50.54	48.56	50.91
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.16	0.20	0.16	0.15	1.06	1.00	0.89	0.62	0.83	0.87	0.52	1.23	0.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.69	0.67	0.59	0.71	0.75	4.13	3.88	3.95	1.74	3.60	3.56	2.10	3.48	3.72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.02	0.10	0.04	0.26	0.21	0.00	0.18	0.22	0.08	0.00	0.17
FeO	8.71	8.52	7.58	7.66	8.19	7.33	6.62	6.99	7.41	6.67	6.89	6.69	7.83	6.64
MnO	0.64	0.67	0.54	0.70	0.81	0.16	0.12	0.14	0.33	0.09	0.12	0.17	0.23	0.14
MgO	14.26	14.39	14.63	14.37	14.77	14.31	13.46	14.76	17.36	14.53	14.57	15.62	14.80	15.10
CaO	21.88	22.10	22.45	22.02	21.80	21.94	23.42	21.83	20.38	22.45	22.04	22.31	22.14	20.93
Na <sub>2</sub> O	0.49	0.45	0.30	0.40	0.54	0.52	0.54	0.50	0.32	0.41	0.43	0.28	0.43	0.49
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.03	0.05	0.02	0.03	0.11	0.10	0.08	0.08	0.06	0.13	0.00	0.00	0.09
Total	99.00	98.73	99.27	98.78	99.74	98.06	98.75	98.03	99.07	98.63	98.53	98.31	98.70	99.18
TSi	1.96	1.95	1.98	1.98	1.96	1.82	1.85	1.83	1.88	1.86	1.86	1.89	1.82	1.89
TAl	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.18	0.15	0.17	0.08	0.14	0.14	0.09	0.15	0.11
TFe <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Al	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.05
M1Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03
M1Fe <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Fe <sub>2</sub>	0.20	0.19	0.18	0.18	0.18	0.16	0.19	0.14	0.03	0.14	0.14	0.11	0.14	0.08
M1Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
M1Mg	0.80	0.81	0.82	0.81	0.82	0.80	0.75	0.83	0.96	0.81	0.81	0.87	0.83	0.84

M2Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2Fe2	0.08	0.08	0.06	0.06	0.08	0.07	0.01	0.08	0.20	0.07	0.08	0.10	0.11	0.13
M2Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
M2Ca	0.88	0.89	0.90	0.89	0.87	0.89	0.94	0.88	0.81	0.90	0.89	0.89	0.89	0.83
M2Na	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04
M2K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum_cat	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

جدول ۴: نتایج تجزیه مایکروپروب ۹ نقطه از بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های تراکی آندزیتی سبلان جوان

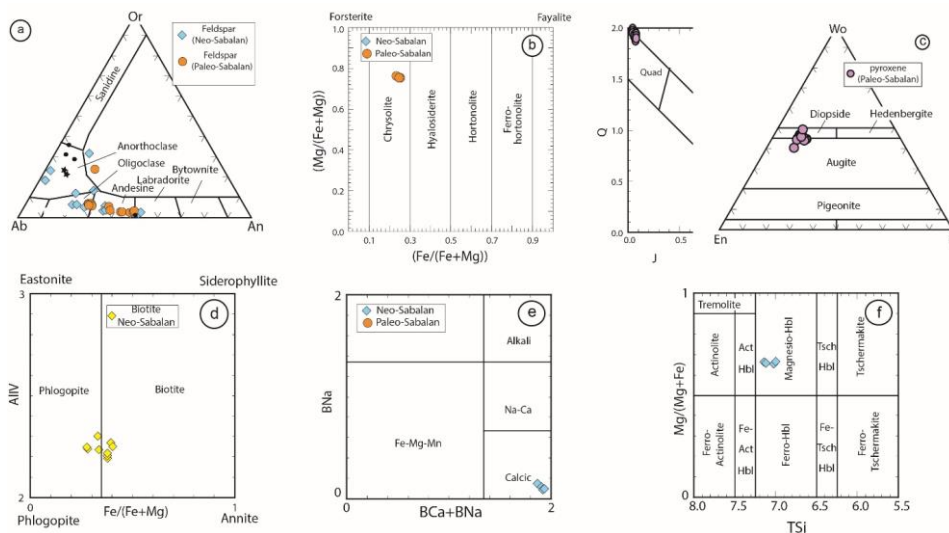
Sample Point.No	S24 36	S24 37	S24 41	S24 42	S24 50	S24 51	S24 60	S24 61	S24 62
SiO2	36.8	36.3	35.66	35.75	36.68	37.08	36.92	36.63	36.73
TiO2	4.82	4.99	4.36	4.4	4.42	4.37	4.22	4.25	4.18
Al2O3	13.69	13.72	12.82	13.08	13.58	13.95	13.63	13.43	13.69
Cr2O3	0.02	0.01	0.02	0.03	0	0	0.02	0	0.02
MnO	0.18	0.19	0.18	0.18	0.1	0.09	15.77	0.21	0.21
FeO	13.71	13.67	16.56	16.31	12.03	11.82	0.22	15.9	15.64
MgO	15.25	15.63	13.82	14.12	17.15	17.38	14.57	14.68	14.54
CaO	0.24	0.12	0.06	0	0	0	0.08	0.07	0.15
Na2O	1.41	1.25	0.66	0.62	0.96	1.15	0.64	0.69	0.81
K2O	9.16	9.26	10.66	10.59	9.15	9.14	9.6	9.6	9.24
V2O3	0.28	0.31	0.34	0.31	0.3	0.31	0.31	0.31	0.27
Total	95.56	95.45	95.14	95.39	94.37	95.29	95.98	95.77	95.48
Si	5.667	5.578	5.631	5.603	5.599	5.602	5.664	5.635	5.655
AlIV	2.333	2.422	2.369	2.397	2.401	2.398	2.336	2.365	2.345
AlVI	0.15	0.061	0.015	0.017	0.04	0.084	0.127	0.068	0.137
Ti	0.558	0.577	0.518	0.519	0.508	0.497	0.487	0.492	0.484
Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2	1.766	1.757	2.187	2.138	1.536	1.493	2.023	2.046	2.014
Cr	0.002	0.001	0.002	0.004	0	0	0.002	0	0.002
Mn	0.023	0.025	0.024	0.024	0.013	0.012	0.029	0.027	0.027
Mg	3.501	3.58	3.253	3.299	3.903	3.914	3.332	3.367	3.337
Ca	0.04	0.02	0.01	0	0	0	0.013	0.012	0.025
Na	0.421	0.372	0.202	0.188	0.284	0.337	0.19	0.206	0.242
K	1.8	1.815	2.147	2.117	1.782	1.762	1.879	1.884	1.815
TotalCations	16.261	16.208	16.358	16.306	16.066	16.099	16.082	16.102	16.083
XFe =Fe2/(Fe2+Mg)	0.34	0.33	0.4	0.39	0.28	0.28	0.38	0.38	0.38
XMg =Mg/(Fe2+Mg)	0.66	0.67	0.6	0.61	0.72	0.72	0.62	0.62	0.62

جدول ۵: نتایج تجزیه مایکروپروب ۶ نقطه از سنگ‌های تراکی آندزیتی سبلان جوان برای گروه آمفیبول

Sample Point	S24 34	S24 35	S24 44	S24 49	S24 59	S24 60
SiO2	48.62	48.57	47.42	44.34	48.71	47.87
TiO2	0.99	1.10	1.17	2.66	1.03	1.12
Al2O3	5.54	6.17	6.10	9.94	5.65	6.44
Cr2O3	0.00	0.05	0.08	0.02	0.03	0.03
FeO	13.56	13.99	14.76	11.31	14.66	14.95
MnO	0.48	0.50	0.44	0.26	0.48	0.50
MgO	13.45	13.67	13.61	14.62	13.69	13.39
CaO	11.25	11.62	11.56	10.93	11.65	11.62
Na2O	2.38	1.44	1.42	2.41	1.16	1.40
K2O	1.05	0.74	0.71	0.71	0.60	0.77
Total	97.32	97.85	97.27	97.20	97.66	98.09
Si	7.20	7.08	6.96	6.44	7.10	6.98
Al (iv)	0.80	0.92	1.04	1.56	0.90	1.02



Al (vi)	0.17	0.14	0.02	0.14	0.07	0.08
Fe(iii)	0.00	0.37	0.58	0.63	0.53	0.53
Ti	0.11	0.12	0.13	0.29	0.11	0.12
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe(ii)	1.68	1.34	1.23	0.74	1.25	1.29
Mn	0.06	0.06	0.05	0.03	0.06	0.06
Mg	2.97	2.97	2.98	3.16	2.97	2.91
Ca	1.78	1.81	1.82	1.70	1.82	1.81
Na	0.68	0.41	0.40	0.68	0.33	0.40
K	0.20	0.14	0.13	0.13	0.11	0.14
XFe						
=Fe2/(Fe2+Mg)	0.36	0.31	0.29	0.19	0.30	0.31



شکل ۳: نمودار نامگذاری a: فلدسپار (Deer et al, 1992)، b: الیون (Deer et al, 1992)، c: تعیین نوع پیروکسن‌ها با استفاده از نمودار Q-J و نمودار مثلثی ولاستونیت-انستونیت-فروسیت Q-J (Morimoto, 1998)، d: بیوتیت (Speer, 1984)، e و f: آمفیبول (Leake, 1997) در سنگ‌های آتشفشانی سبلان. در این نمودار a نتایج مطالعات شیمی فلدسپارهای توسط دیدون و ژئومن (Didon and Gemain, 1976) با دایره و ستاره سیاه رنگ نمایش داده شده است.

می‌توان  $Al_2O_3$  (Zhu and Ogasawara, 2001) سری ماگمایی پیروکسن‌های سبلان قدیمی را تعیین نمود (شکل‌های ۴a و b). همان طوری که ملاحظه می‌گردد در این دو نمودار پیروکسن‌های سبلان قدیمی در محدوده ساب آکالن و آکالن قرار دارند. اما بر پایه نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  (Le Bas, 1962) پیروکسن‌های سبلان قدیمی در محدوده کالک آکالن و تولییتی قرار دارند (شکل ۴c). همچنین براساس نتایج پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی در این سنگ‌ها پیروکسن از نوع آکالن (مثلاً اژرین و ...) وجود ندارد لذا به نظر می‌رسد که ساب آکالن بودن پیروکسن‌های سبلان قدیمی صحیح‌تر می‌باشد. براساس نمودار میزان  $Al^{VI}$  در مقابل K (Chivas, 1982)

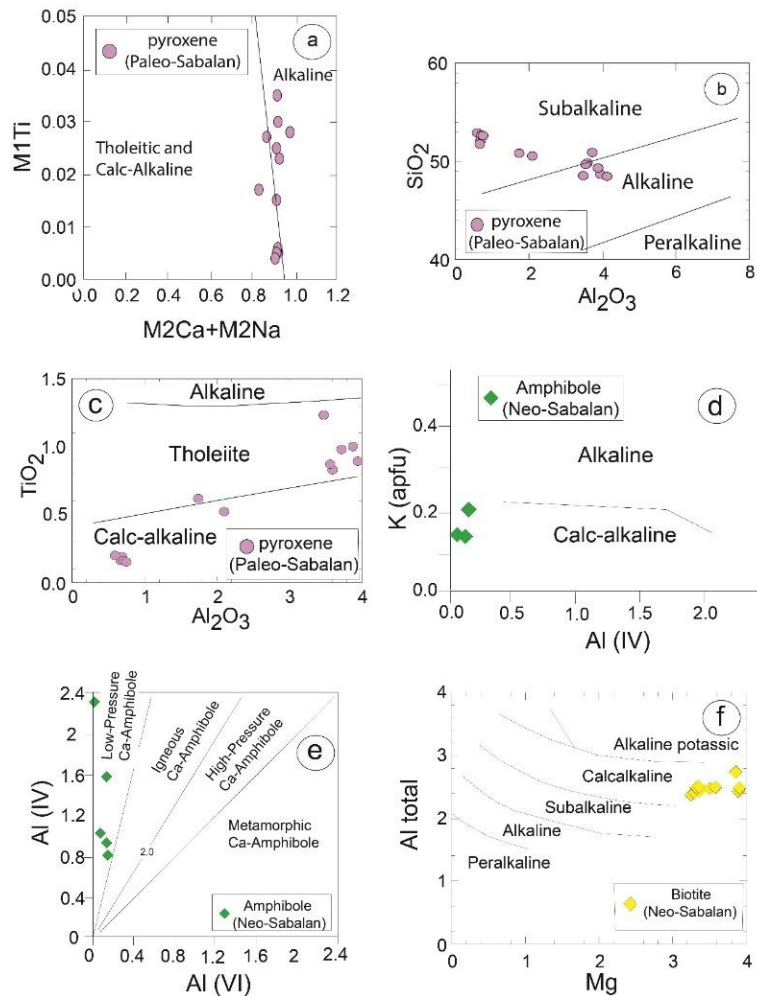
### بحث

#### تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی

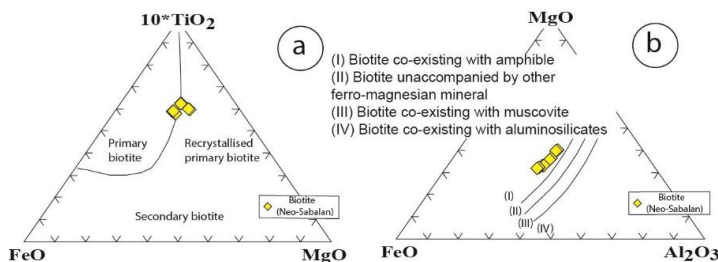
ترکیب شیمیایی کانی‌ها در ارتباط مستقیم با ترکیب ماگما و محیط زمین ساختی تشکیل آنهاست. برای مثال، از ترکیب پیروکسن برای بررسی ویژگی‌های شیمیایی و ماهیت ماگمایی و شرایط فیزیکی ماگما در زمان تبلور آن استفاده می‌شود (Putrika, 2008; Diah et al, 2009). به‌طور معمول در مطالعات پترولوژی سنگ‌های آذرین، ماهیت یا سری ماگمایی براساس شیمی سنگ کل بررسی و ارائه می‌گردد، اما همین طبقه‌بندی با استفاده از شیمی کانی‌های پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و ... بررسی و ارائه شده است. بر پایه نمودارهای Ti در برابر Ca+Na و  $SiO_2$  در برابر

آمفیبول‌های سبلان جدید کالک آلکان هستند (شکل ۴d). همچنین با توجه به نمودار  $Al^{IV}-Al^{VI}$  (Fleet and Barnett, 1978) سبلان جدید از نوع کلسیم دار هستند که در شرایط فشار پایین تشکیل شده اند (شکل ۴e). بیوتیت نیز از کانی‌هایی است که ترکیب آن نشان‌دهنده ویژگی‌های ماگمای مادر است (Rahman, 1994). براساس نمودار Mg در برابر Al (Total) (شکل ۴f) و همزیست با آمفیبول می‌باشند (شکل ۴b۵).

بررسی ماهیت ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی سبلان، a: براساس نمودار  $M1Ti$  در برابر  $M2Ca+M2Na$  (Zhu and Ogasawara, 2001) پیروکسن‌های سبلان قدیمی ماهیت ساب آلکان و آلکان دارند؛ c: در نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  (Le Bas, 1962) پیروکسن‌های سبلان قدیمی در محدوده تولییتی و کالک آلکان دارند؛ d: براساس نمودار میزان  $AIVI$  در مقابل  $K$  (Chivas, 1982) آمفیبول‌های سبلان جوان ماهیت کالک آلکان دارند؛ e: براساس نمودار  $Al^{IV}-Al^{VI}$  (Fleet and Barnett, 1978) آمفیبول‌های سبلان از نوع کلسیم دار هستند که در شرایط فشار پایین تشکیل شده اند؛ f: براساس نمودار Mg در برابر Al (Total) (Rahman, 1995) بیوتیت‌های سبلان جوان ماهیت ساب آلکان و کالک آلکان دارند.



شکل ۴: بررسی ماهیت ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی سبلان، a: براساس نمودار  $M1Ti$  در برابر  $M2Ca+M2Na$  (Zhu and Ogasawara, 2001) پیروکسن‌های سبلان قدیمی ماهیت ساب آلکان و آلکان دارند؛ c: در نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  (Le Bas, 1962) پیروکسن‌های سبلان قدیمی در محدوده تولییتی و کالک آلکان دارند؛ d: براساس نمودار میزان  $AIVI$  در مقابل  $K$  (Chivas, 1982) آمفیبول‌های سبلان جوان ماهیت کالک آلکان دارند؛ e: براساس نمودار  $Al^{IV}-Al^{VI}$  (Fleet and Barnett, 1978) آمفیبول‌های سبلان از نوع کلسیم دار هستند که در شرایط فشار پایین تشکیل شده اند؛ f: براساس نمودار Mg در برابر Al (Total) (Rahman, 1995) بیوتیت‌های سبلان جوان ماهیت ساب آلکان و کالک آلکان دارند.



شکل ۵: a: براساس نمودار مثلثی  $MgO-10TiO_2-FeO^*$  (Nachite et al, 2005) بیوتیت‌های سبلان جوان از نوع اولیه و ثانویه هستند (براساس مطالعات پتروگرافی بیشتر آنها اولیه هستند)؛ b: براساس نمودار مثلثی  $FeO-Al_2O_3-MgO$  (De Albuquerque, 1973) بیوتیت‌های سبلان جوان از نوع همزیست با آمفیبول هستند.

### جایگاه تکتونیکی

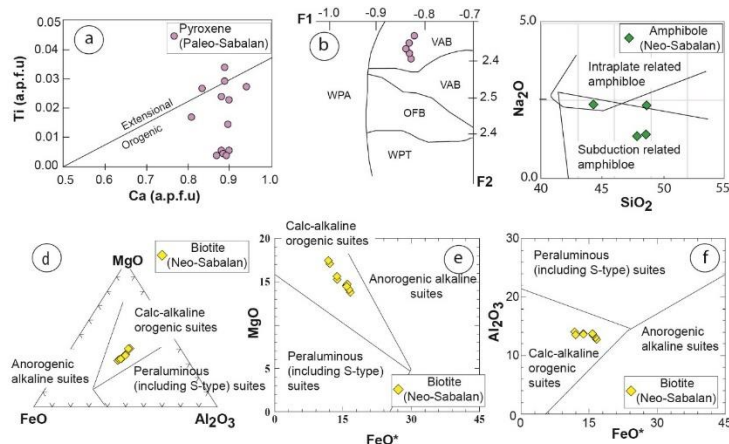
به منظور تعیین محیط زمین ساختی سنگ‌های آتشفشانی سبلان از ترکیب کانی‌های پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول استفاده نموده‌ایم. پیروکسن ترکیب شیمیایی گسترده‌ای دارد و تنوع ترکیبی آن به‌طور مستقیم مرتبط با خاستگاه ماگما می‌باشد. از سوی دیگر، پیروکسن به‌طور نسبی در برابر دگرسانی مقاوم بوده و از آن به سادگی می‌توان برای بررسی خاستگاه و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آذرین استفاده نمود (Putirka, 2008; Dìoh et al, 2009). از سوی دیگر، ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها تابع محیط تشکیل ماگمای سازنده آن‌هاست و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را از محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها در اختیار قرار دهد (Le Bas, 1962). در ترکیب شیمیایی پیروکسن، فراوانی عناصری مانند  $Al, Ti, Na, Cr$  و به‌ویژه  $Si$  نشانگر ماهیت و محیط تکتونیکی تشکیل‌دهنده آن‌هاست (Sun and Bertrand, 1991; Leterrier et al, 1982; Le Base, 1962). با توجه به جانمایی نمونه‌های پیروکسن بر روی نمودار  $Ca$  در برابر  $Ti$  (Sun and Bertrand, 1991) به نظر می‌رسد که پیروکسن‌ها در محیط کوهزایی تشکیل شده‌اند (شکل ۶a). همچنین، براساس نمودار  $F1-F2$  (Bagci et al, 2006؛ شکل ۶b)، پیروکسن‌های سبلان ویژگی‌های مشابه پیروکسن در سنگ‌های بازالتی کمان ماگمایی (VAB) را نشان می‌دهند.

مقادیر  $Ti$  و  $Al$  در ترکیب شیمی پیروکسن، رابطه مستقیم با فعالیت سیلیس در ماگمای تشکیل دهنده را دارند (Le Bas, 1962). کانی‌های پیروکسن، با مقادیر کم  $Ti$  از ماگمای غنی از سیلیس تشکیل شده‌اند (Sun and Bertrand, 1991). به نظر می‌رسد مقدار کم  $Ti$  و  $Al$  و مقادیر بالای  $Si$  در کانی پیروکسن منطقه ویژگی سبب آلكال این سنگ‌ها را نشان دهد. نسبت بالای  $Si$  و مقادیر کم  $Ti$  و  $Al$  در ماگماهای سبب آلكال در مقایسه با انواع آلكال به‌علت فعالیت بالای  $SiO_2$  در ترکیب ماگماهای نیمه قلیایی است (Le Bas, 1962) که باعث افزایش مقدار  $Si$  و کاهش  $Al$  در جایگاه چهار وجهی پیروکسن شده و در نتیجه تفاوت بار یونی توسط مقادیر کم  $Ti$  در جایگاه هشت‌وجهی جبران شده است. از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول‌ها برای تفکیک محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف، به‌ویژه محیط‌های فروانش (subduction) و میان‌صفحه‌ای (intraplate) استفاده شده است (Coltorti et al, 2007). آمفیبول‌های وابسته به فروانش،  $Na_2O$  و  $TiO_2$  پایین‌تری نسبت به انواع میان‌صفحه‌ای (Intraplate related Amphibole) دارند (Coltorti et al, 2007). براساس نمودار  $Na_2O$  در برابر  $SiO_2$  مربوط به طبقه‌بندی تکتونوماگمایی کولتورت و همکاران (Coltorti et al, 2007) آمفیبول‌های سبلان جوان در گستره

شده است. این روش‌ها بر این فرض استوار است که مجموعه کانی‌های سنگ در شرایط تعادلی از نظر دما، فشار، مقدار آب، گریزندگی اکسیژن و ... متبلور می‌شوند. وجود درشت بلورهای فراوان در زمینه شیشه‌ای تا ریزبلور در سنگ‌های آتشفشانی سبلان نشانگر تبلور سنگ در طی مراحل مختلف است. درشت بلورها در عمق و در شرایط تعادل با ماگما متبلور شده‌اند در صورتی که زمینه شیشه‌ای تا ریزبلور به هنگام صعود ماگما در نزدیکی سطح زمین و یا در سطح زمین شکل گرفته‌اند. به منظور دما-فشارسنجی از ترکیب شیمیایی کانی‌ها و روابط ترموبارومتري و نمودارهای شیمیایی شرایط تشکیل ماگما ارزیابی گردید. در مطالعات حاضر، از ترکیب شیمیایی پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت برای دما-فشارسنجی، ارزیابی مقدار بخار آب و گریزندگی اکسیژن سنگ‌های آتشفشانی سبلان استفاده شده است، که در ادامه ارائه می‌شود.

آمفیبول‌های وابسته به محیط فرورانش (Subduction related Amphibole) قرار می‌گیرند (شکل ۶c). بیوتیت‌های ماگمایی در مراحل میانی و نهایی انجماد ماگما، هم‌زمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز (با ترکیب حد واسط) متبلور می‌شوند (Nachite, 1986). همان طوری که پیش‌تر اشاره شد (شکل ۵)، بیشتر بیوتیت‌های سبلان از نوع اولیه و حاصل تبلور ماگما هستند و به صورت خود شکل در مقاطع دیده می‌شوند. بررسی محیط زمین ساختی تشکیل ماگمای سازنده آنها براساس نمودارهای رحمان (Rahman, 1994) نشانگر تشکیل آنها در مناطق کوهزایی است. بدین ترتیب و براساس نمودارهای شیمی کانی‌های پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت به نظر می‌رسد که سنگ‌های آتشفشانی سبلان در محیط کوهزایی و وابسته به فرورانش پدید آمده‌اند.

ارزیابی شرایط مخزن ماگمایی در سال‌های اخیر روش‌های مختلفی برای دما- فشارسنجی براساس ترکیب شیمیایی کانی‌ها ابداع



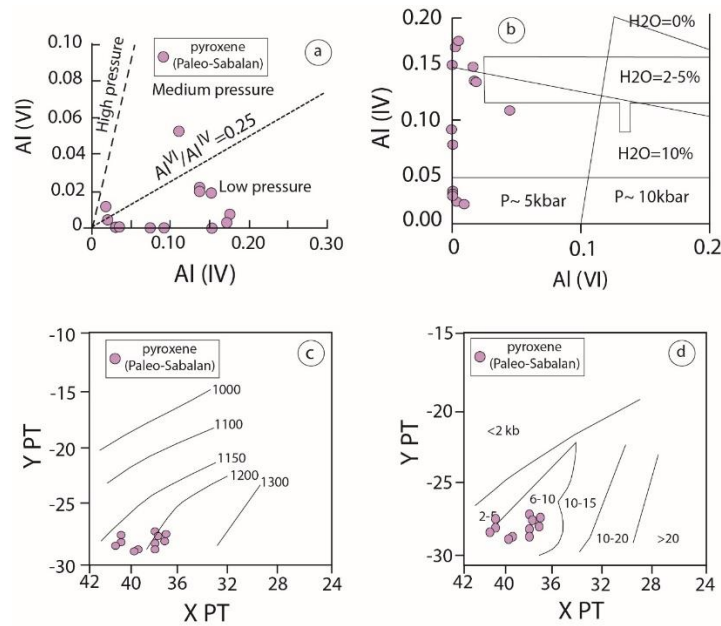
شکل ۶: تعیین محیط زمین ساختی تشکیل سنگ‌های آتشفشانی سبلان بر اساس: a و b: ترکیب کلی پیروکسن (Sun and Bertra, 1991)، c: ترکیب آمفیبول‌ها، d، e و f و ترکیب بیوتیت. در نمودار F2-F1 (شکل b)، VAB: بازالت‌های کمان آتشفشانی؛ OFB بازالت‌های بستر اقیانوسی؛ WPT بازالت‌های تولیتی میان صفحه‌ای؛ WPA بازالت‌های آلکالی میان صفحه‌ای (Bagci et al, 2006). پارامترهای F1 و F2 به صورت زیر می‌باشند:

$$F1 = -(0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O);$$

$$F2 = -(0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) + (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO) - (0.1435 * MnO) + (0.0029 * MgO) + (0.0085 * CaO) - (0.016 * Na_2O)$$

تعیین شده است. با توجه به نتایج فوق الذکر، مخزن ماگمایی سبلان به هنگام تبلور پیروکسن در عمقی بین ۳۵ تا ۱۷/۵ کیلومتری بوده است. آمفیبول‌ها از گروه اینوسیلیکات‌های دو زنجیره‌ای بوده که ترکیب شیمیایی و ساختار کانی‌شناسی متنوعی دارند. هورنبلند، به دلیل محدوده پایداری گسترده، کاربردی ترین کانی برای دما-فشارسنجی محسوب می‌شود (Zhang et al, 2006). براساس مطالعات بسیاری (Vyhnal et al, 1991; Blundy and Holland, 1990) میزان سدیم، کلسیم، تیتان و آلومینیم در ترکیب آمفیبول‌ها تابع دما، فشار و گریزندگی اکسیژن است. همچنین کاتیون‌هایی مانند تیتانیم، آلومینیم کل و آلومینیم موجود در موقعیت چهار وجهی نسبت به دما حساس می‌شود (Hammarstrom and Zen, 1968). ارزیابی فشار به هنگام تبلور آمفیبول براساس نمودار Al(tot) در برابر Fe(Fe+Mg) (Schmidt, 1992) نشان داده است که بیشتر درشت بلورهای آمفیبول در سنگ-های آتشفشانی سبلان جوان در فشار ۱ تا ۳ کیلوبار (عمق ۳/۵ تا ۱۰/۵ کیلومتری از سطح زمین) تشکیل شده‌اند (شکل ۸a). دمای تبلور آمفیبول در ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان بر پایه نمودار Ti در برابر  $Al^{IV}$  و ارزیابی (Helz, 1973) در حد ۷۲۵ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد و برای یک نمونه حدود ۸۷۵ درجه سانتیگراد ارزیابی بوده است (شکل ۸b). اما نمودار مشابه تغییرات  $Al^{IV}$  در برابر Ti مربوط به مدل‌سازی (Ernst and Liu, 1998) نشان می‌دهد که بیشتر آمفیبول‌های سبلان در دمای ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد (به استثنای یک نمونه با دمای حدود ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد) متبلور شده‌اند (شکل ۸c). هر چند هر دو مدل‌سازی نتایج تقریباً یکسانی دارند اما به وضوح نتایج مربوط به نمودار (Helz, 1973) دقیق‌تر می‌باشد.

دما-فشارسنجی: به باور محققان بسیاری (Wass, 1973; Helz, 1979)، توزیع شیمیایی عناصر و جایگاه آنها در ساختمان بلوری وابسته به دما، به ویژه فشار حاکم بر ماگما می‌باشد. برای مثال، واس (Wass, 1979) با استفاده از همین ویژگی شیمیایی، نسبت‌های  $Al^{IV}/Al^{VI}$ ،  $Si/Ti+Al^{IV}$  و  $(Mg/Mg+Fe)/TiO_2$  را به عنوان معیارهایی برای ارزیابی فشار در هنگام تبلور پیروکسن معرفی نموده است. با توجه به بالا بودن مقدار Al، به ویژه بالا بودن نسبت  $Al^{IV}/Al^{VI}$  در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه به نظر می‌رسد که پیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی سبلان در فشار پایین تشکیل شده‌اند (Wass, 1979). براساس نمودار  $Al^{IV}/Al^{VI}$  (Aoki and Shiba, 1993)، نمونه‌های آتشفشانی سبلان در فشار پایین تا فشار متوسط تشکیل شده‌اند (شکل ۷a). هلز (Helz, 1973) تاکید نموده که توزیع آلومینیوم در موقعیت‌های چهار وجهی و هشت وجهی در ساختمان بلوری پیروکسن‌ها وابسته به مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین می‌باشد به همین دلیل می‌توان از مقادیر  $Al^{IV}$  و  $Al^{VI}$  به عنوان معیاری برای ارزیابی شرایط تشکیل ماگما استفاده نمود. براساس مدل Helz، مقدار فشار به هنگام تبلور درشت بلورهای پیروکسن در ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی حدود ۵ کیلوبار و بخار آب کمتر از ۱۰ درصد بوده است (شکل ۷b). روش دیگری برای ارزیابی دما و فشار تبلور پیروکسن توسط سوسو (Soesoo, 1997) ارائه شده است که بر مبنای پارامترهای XPT و YPT می‌باشد. با استفاده از پارامترهای یاد شده و نمودارهای آن (شکل‌های ۷c و ۷d) دمای تبلور پیروکسن در سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی ۱۱۵۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد و فشار تشکیل آنها ۵ تا ۱۰ کیلوبار



شکل ۷: a: ارزیابی میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی براساس نمودار AlVI-AlIV برگرفته از (Aoki and Shiba, 1993); b: نمودار AlVI-AlIV برگرفته از (Helz, 1973); c: براساس نمودار XPT در برابر YPT (Soesoo, 1997) دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های سبلان قدیمی در محدوده ۱۲۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتیگراد (با دامنه تعبیرات  $\pm 50$ ) بوده است؛ d: کلینوپیروکسن‌های سبلان قدیمی براساس نمودار AlVI در برابر AlIV (Aoki and Shiba, 1973) در محدوده فشار ۵ کیلو بار و مقادیر آب در حدود ۲/۵٪ تا ۱۰٪ متبلور شده اند.  
 $XPT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO_{Total} - 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO - 0.446 Na_2O$ ;  
 $YPT = -0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2 - 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO_{Total} + 0.235 MnO - 0.516 MgO - 0.167 CaO - 0.153 Na_2O$ .

### ارزیابی گریزندگی اکسیژن

یکی دیگر از شرایط فیزیکی تعیین کننده در زمان تبلور، گریزندگی یا فوگاسیته اکسیژن ( $fO_2$ ) است. گریزندگی اکسیژن تاثیر به سزایی در نوع تبلور کانی‌ها، ترتیب تبلور و همچنین تبادلات یونی بین کانی‌ها در مسیر انجماد ماگما دارد. جهت تخمین گریزندگی اکسیژن ماگما روش‌های مختلفی ارائه شده است. مبنای محاسبه در عمده این روش‌ها تعیین ظرفیت کاتیون‌هایی است که بیش از یک حالت ظرفیت دارند. از این میان Fe، مهم‌ترین و رایج‌ترین کاتیون‌هاست. بر مبنای تفکیک آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مورد آنالیز سبلان جوان و با استفاده از نمودار  $Al^{IV}$  در برابر  $Fe/(Fe+Mg)$  (Anderson and

Smith, 1995) به‌طور کیفی می‌توان حدود گریزندگی اکسیژن را تخمین زد (شکل ۸d). طبق این نمودار، آمفیبول‌های سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان در شرایط گریزندگی بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند. ارزیابی گریزندگی اکسیژن براساس ترکیب شیمیایی پیروکسن در سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی و با استفاده از نمودار  $Tal+M1Ti+M1Cr$  در برابر  $M2Na+TAI$  (Schweitzer et al, 1979) نیز نشان می‌دهد که پیروکسن‌ها در شرایط گریزندگی بالای اکسیژن متبلور شده‌اند (شکل ۸e). جهت تخمین کمی مقدار گریزندگی اکسیژن ماگما از شکل ۸f و ترکیب شیمیایی بیوتیت و مدل‌سازی (Wones and Eugster, 1965) برای بافر FMQ استفاده شده است. در این برآورد فرض بر این بوده است که

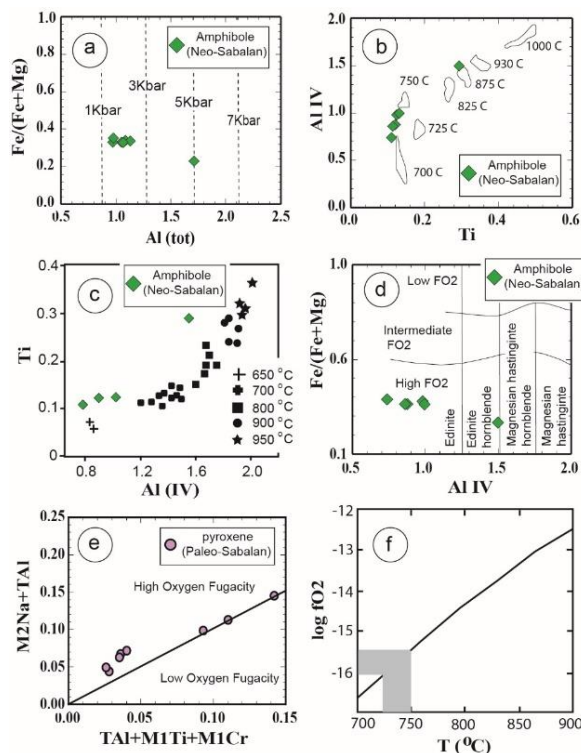


بوده است. درشت بلورهای آمفیبول سبلان در فشار ۱ تا ۳ کیلوبار و عمق تبلور حدود ۳/۵ تا ۱۰/۵ کیلومتری، و دمای حدود ۷۲۵ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد (و برای یک نمونه حدود ۸۷۵ درجه سانتیگراد) متبلور شده‌اند. درشت بلورهای پیروکسن در سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی در شرایط گریندگی بالای اکسیژن متبلور شده‌اند. با در نظر گرفتن دمای تبلور آمفیبول (۷۲۵ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد) و مدل سازی بیوتیت با بافر FMQ، لگاریتم گریندگی اکسیژن در زمان تبلور بیوتیت حدود ۱۶- تا ۱۶/۵۰- ارزیابی بوده است. گریندگی بالای اکسیژن و حضور کانی‌های آب‌دار، نشانگر تاثیر محیط فرورانشی غنی از آب بر منشاء ماگمای اولیه آتشفشان بوده است.

دمای تبلور بیوتیت با دمای تبلور حاشیه آمفیبول-ها مطابقت داشته است. با در نظر گرفتن یک محدوده دمای محاسبه شده برای تبلور آمفیبول (۷۲۵ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد)، لگاریتم گریندگی اکسیژن حدود ۱۶- تا ۱۶/۵۰- ارزیابی شده است.

### نتیجه‌گیری

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های سبلان نشان می‌دهد که این کانی‌ها در فشار پایین تا فشار متوسط تشکیل شده‌اند. ارزیابی‌های دقیق‌تر نشان می‌دهد که تبلور درشت بلورهای پیروکسن در ماگمای مادر تحت فشار ۵ تا ۱۰ کیلوبار و عمق تبلور حدود ۱۷/۵ تا ۳۵ کیلومتری (۳/۵ کیلو بار فشار به ازای هر کیلومتر عمق) و بخار آب کمتر از ۱۰ درصد



شکل ۸: a: فشارسنجی آمفیبول براساس نمودار Al(tot) در برابر Fe/(Fe+Mg) (Schmidt, 1992)؛ b و c: دماسنجی آمفیبول براساس نمودار Ti در برابر AlIV (Helz, 1973)؛ و نمودار تغییرات AlIV در برابر Ti (Ernst and Liu, 1998)؛ d: تعیین شرایط فوگاسیته تبلور آمفیبول براساس نمودار AlIV در برابر Fe/(Fe+Mg) (Anderson and Smith, 1995)؛ e: تعیین شرایط فوگاسیته تبلور پیروکسن براساس نمودار TAI+M1Ti+M1Cr در برابر M2Na+TAI (Schweitzer et al, 1979)؛ f: مدل سازی فوگاسیته اکسیژن (Wones and Eugster, 1965) به هنگام تبلور سنگ‌های آتشفشانی سبلان.

## منابع

- سنگ‌های آداکیتی آتشفشان سبلان، سی و یکمین  
گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و  
اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
- Alberti, A., Chiaramonti, P.C., Battistini, G.D., Sinigoi, S. and Zerbi, M., 1975. On The Magmatism of the Savalan Volcano, (North-West Iran), *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* v. 31, p. 337-350.
- Alberti, A. and Stolfa, D., 1973, First data on the Sabalan volcano, the upper series. *Rend. Soc. Ita. mineral. petrol.*, v. 29, p. 369-385.
- Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry, *American Mineralogist*, v. 80, p. 549-559.
- Aoki, K. and Shiba, I., 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-Gata, Japan, *Lithos*, v. 6(1), p. 41-51.
- Bagci, U., Parlak, O. and Hock, V., 2006. Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey), *Geology Journal*, v. 41, p. 193-219.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to mineralogy and petrology*, v. 104, p. 208-224.
- Chivas, A.R., 1982. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 78, p. 389-403.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M.O., Reilly, S.Y. and Powell, W., 2007. Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle, *Lithos*, v. 99, p. 68-84.
- De Albuquerque, C.A.R., 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal, *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 1779-1802.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals: Longman Scientific and Technical-Hong Kong, 696 p.
- Didon, J. and Gemain, Y.M., 1976. Le Sabalan, volcan Plio- quaternaire de l, Azarbyjan oriental, Iran, These de 3eme cycle, univ. Geroble, 304 p.
- Dioh, E., Beziat, D., Gregoire, M. and Debat, P., 2009. Origin of rare earth element variations in clinopyroxene from plutonic and associated volcanic rocks from the Fouldé basin, Northern Ké dougou inlier, Sé ne gal, West Africa, *Eur. J. Mineral.*, v. 21, p. 1029-1043.
- Dostal, J. and Zerbi, M., 1978. Geochemistry of the Savalan volcano (northwestern Iran), *Chemical Geology*, p. 31-42.
- Ernst, W. and Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al-and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-a semiquantitative thermobarometer, *American Mineralogist*, v. 83, p. 952-969.
- Fleet, M.E. and Barnett, R.L., 1978. Al IV/Al VI partitioning in calciferous amphiboles from the Froid Mine, Sudbury, Ontario, *The Canadian Mineralogist*, v. 16, p. 527-532. 24.
- Ghalamghash, J., Mousavi, Z., Hassanzadeh, J. and Schmitt, A.K., 2016. Geology, Zircon Geochronology and Petrogenesis of Sabalan Volcano: northwestern Iran, *Journal of volcanology and geothermal research*, v. 327, p. 192-207. 10.1016/j.jvolgeores.2016.05.001.
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E.A., 1968. Aluminum in hornblende: an



- empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist*, v. 719, p. 1297-1313.
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at  $P_{H_2O} = 5$  kb as a function of oxygen fugacity, *Journal of Petrology*, v. 17, p. 139-193.
- Le Bas, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage, *American Journal of Science*, v. 260(4), p. 267-288.
- 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.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*, v. 82, p. 1019-1037.
- 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*, v. 59, p. 139-154.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxene. *Mineralogical Magazine*, v. 52(367), p. 535-555.
- Nachite, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites, *Geomateriala (Mineralogy)*, *Comptes Rendus Geosciences*, v. 337, p. 1415-1420.
- Nachite, H., 1986. Contribution an l e tude analytique ET experimental des biotites des granitoids applications typologiques. These de Doctorat De L'Univesite' de Bretagne accidentale, Brest, France.
- Putrika, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 69-1, p. 61-120.
- Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas, *Journal of Petrology*, v. 35, p. 525-541.
- Schmidt, M.W., 1992. 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, p. 304-310.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and bence, A.E., 1979. Statitical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts, *American Mineralogist*, v. 64, p. 501-513.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations, *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, v. 119, p. 55-60.
- Speer, J.A., 1984. Micain igneousrocks, In: Bailey SW (ed) *Micas*, *Reviews in Mineralogy*, v. 13, p. 299-356.
- Sun, C.M. and Bertrand, J., 1991. Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan province, China): Petrogenetic and geotectonic implications. *Schweiz Mineralogische Petrologische Mitteilungen*, v. 71(2), p. 243-259.
- Vyhnal, C.R., Mcsween, H.Y. and Speer, A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implication for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote

stability, *American Mineralogist*, v. 76, p. 176-188.

-Wass, S.Y., 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks, *Lithos* v. 12, p. 115-132.

-Wones, D.R. and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application, *American Mineralogist*, v. 50, p. 1228-1272.

-Zhang, S., Zhao, Y. and Song, B., 2006. Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner

Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block, *Mineralogy and Petrology*, v. 87, p. 123-141.

-Zhu, Y. and Ogasawara, Y., 2001. Clinopyroxen phenocryst from the Kokchetav shoshonitic volcanic rocks: Implications for the multi-stage magma processes, UHPM Workshop 2001 at Waseda University, p. 170-173.