

## ترکیب شیمی کانی ها و ترموبارومتري توده ساب ولکانیک تلخرود، آتشفشان دماوند

رؤیا علی اکبری\*؛ کارشناس ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

امیر علی طبخ شعبانی؛ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

شهریار محمودی؛ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۲/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۰۲

### چکیده

دره تلخرود در دامنه شمال شرق آتشفشان دماوند واقع شده است که در محدوده‌ای از آن توده‌ای ساب ولکانیک با ترکیب عمده سینودیوریت رخنمون دارد. این توده ساب ولکانیک با بافت پورفیری دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کلینوپیروکسن، آمفیبول، فلوگوپیت، و تیتانومگنتیت است و ماهیت آلکالی و شوشونیتی دارد. نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) نشان داد ترکیب پلاژیوکلاز (الیگوکلاز- آندزین  $[\text{An}_{23.20-41}]$ ، آلکالی فلدسپار (سانیدین  $(\text{Or}_{38.70-61})$ ، میکا (فلوگوپیت  $(\text{K}_{1.76} \text{Mg}_{3.90} \text{Fe}_{1.21})$   $[\text{Ti}_{0.67} \text{Si}_{5.58} \text{Al}_{2.24} \text{O}_{20}]$   $(\text{OH})_x$ ))، آمفیبول (مگنیوهاستینگزیت  $(\text{Ca}_{1.79} (\text{Mg}_{3.21} \text{Fe}_{0.27} \text{Al}_{0.15}))$ ) بر اساس محاسبات ژئوترموبارومتري، کلینوپیروکسن‌ها در محدوده دمایی ۱۰۰۰ تا ۱۱۸۴ درجه سانتی‌گراد و محدوده فشار ۰/۶ تا ۸/۴ کیلوپار متبلور شده‌اند. بررسی‌های ترموبارومتري حاکی از آن است که آمفیبول‌ها در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶/۲ تا ۶/۴ کیلوپار تشکیل شده‌اند. ترموبارومتري فلوگوپیت‌ها دمای ۸۳۷ درجه سانتی‌گراد و فشار در زمان تبلور را ۰/۲۲ تا ۱/۱۶ کیلوپار نشان می‌دهد. ترکیب فلوگوپیت و آمفیبول دلالت بر بالا بودن فوگاسیتته اکسیژن طی تبلورشان دارد. به علاوه، عدد منیزیم آمفیبول‌ها بیش از ۰/۷ است که بیانگر منشأ گوشته‌ای آن‌هاست. کلیدواژگان: آتشفشان دماوند، تلخرود، دما- فشارسنجی، سینودیوریت- شیمی کانی.

### مقدمه

مجموعه کانی‌ها و ترکیب آن‌ها در سنگ‌های آذرین ارتباط نزدیکی با شرایط فیزیکی و ترکیب شیمیایی ماگمای دربرگیرنده آن‌ها حین فرایند تبلور دارد. بنابراین، استفاده از ترکیب کانی‌های معین و نیز کانی‌های هم‌زیست می‌تواند شناخت بهتری از پارامترهای فیزیکی (فشار، دما، فوگاسیتته اکسیژن) ماگمای در حال تبلور ارائه دهد (اسکندری و همکاران ۲۰۱۸). در میان کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های ساب ولکانیک تلخرود، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کلینوپیروکسن، فلوگوپیت، و آمفیبول از مهم‌ترین کانی‌ها هستند. از این رو، در این پژوهش سعی شد علاوه بر تعیین ترکیب شیمیایی این کانی‌ها، شرایط فشار و دما و فوگاسیتته اکسیژن ماگمای در حال تبلور در توده ساب ولکانیک تلخرود ارزیابی شود.

تلخرود ژرف‌ترین دره حفرشده در دامنه شرقی آتشفشان دماوند است که از طریق جاده آسفالت‌ه هراز و جاده فرعی گزانه قابل دسترسی است. این منطقه دارای مختصات طول جغرافیایی ۵۰° ۱۰' تا ۵۰° ۰' شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶° ۵۰' تا ۳۶° ۰' شمالی است. ژرفای قابل توجه این دره باعث شده شواهدی از تاریخچه زمین‌شناسی دماوند، که در

هیچ جای دیگر قابل مشاهده نیست، در این دره ظاهر شود. بر پایه بررسی‌های صحرایی (باشکوه ۱۳۸۱؛ اسکندری و همکاران ۲۰۱۵) انجام گرفته در این دره، حضور یک توده ساب ولکانیک با ترکیب سینودیوریتی در آنجا گزارش شده است (شکل ۱). لیکن مطالعه و بررسی تفصیلی از دیدگاه پترولوژی و کانی‌شناسی روی آن انجام نشده است. اخیراً پتروگرافی، ژئوشیمی، و پترولوژی آن بررسی شده است (علی‌اکبری ۱۳۹۹). در این پژوهش ترکیب شیمی‌کانی‌های آن به منظور درک شرایط پتروژنز توده بررسی شد که بخشی از آتشفشان دماوند محسوب می‌شود (شکل ۱).

### زمین‌شناسی عمومی منطقه

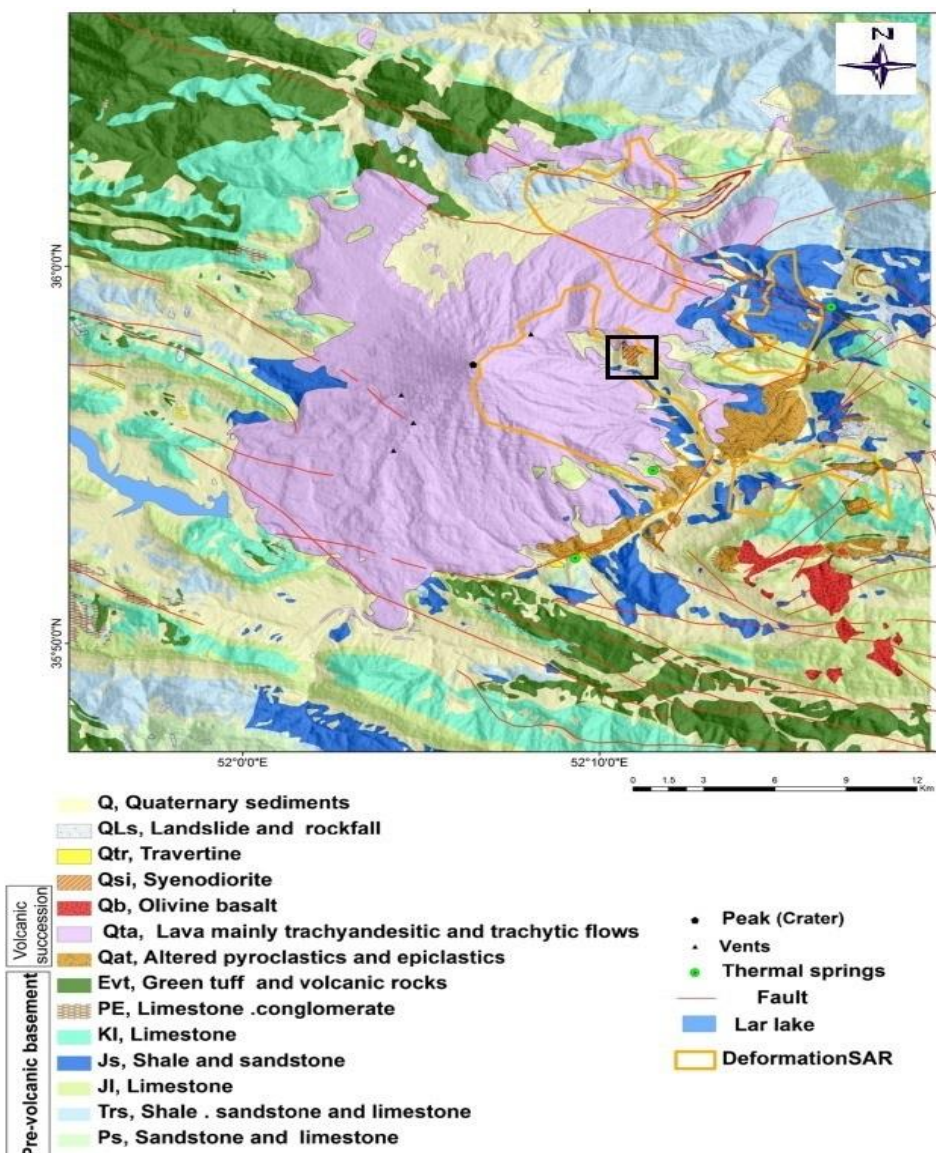
آتشفشان دماوند طی دومیلیون سال گذشته تشکیل شده و محصولات آن عمدتاً به صورت گدازه‌ها و پیروکلاستیک‌های تراکی آندزیت و تراکیت است (آلباخ<sup>۱</sup> ۱۹۶۶؛ دیویدسن<sup>۲</sup> و همکاران ۲۰۰۴). این آتشفشان در بخش میانی رشته کوه‌های البرز مرکزی و در امتداد حاشیه جنوبی دریای خزر قرار دارد. رشته کوه‌های البرز، با ساختاری کشیده و راستایی شرقی-غربی، در بخش مرکزی و شمال شرقی-جنوب غربی، در بخش شرقی خود بخشی از کمربند کوهزایی و لرزه‌خیز آلپ-همیالیا به شمار می‌رود. البرز مرکزی دربرگیرنده سنگ‌های نهشته‌هایی از پرکامبرین تا کواترنری است. بخش مرکزی رشته کوه البرز به صورت یک ساختار V شکل است که گسل‌ها و چین‌های با روند شمال غربی-جنوب شرقی در غرب خود را از چین‌ها و گسل‌های با روند شمال شرقی-جنوب غربی در شرق خود از هم جدا می‌کند (آلباخ ۱۹۶۶).

چنین به نظر می‌رسد که دره تلخ‌رود، که بیشترین آثار دگرسانی گرمایی را به صورت برج‌ها در بخش‌های رو به غرب خود و در نزدیکی قله و به صورت نابرجا در سرتاسر طول دره نشان می‌دهد، با دیواره‌های پرشیب و ناپایدار خود بخشی از مخروط آتشفشان قدیمی دماوند است که بر اثر دگرسانی گرمایی و فروریزش بخشی به صورت دره درآمده است (شکل ۲). رخنمون توده ساب ولکانیک و دایک‌های تغذیه‌کننده آن شواهدی از فرسایش شدید و حمل مواد در دوره‌های نبود فعالیت آتشفشان است (اسکندری ۱۳۹۵).

توده ساب ولکانیک مورد بررسی به صورت یک برجستگی در میانه دره تلخ‌رود حتی از فاصله دور نیز قابل تشخیص است و در کف دره تلخ‌رود سازند شمشک را قطع کرده است. این توده به احتمال مجرا یا مجاری تغذیه‌کننده بخشی از فعالیت‌های ولکانیک دماوند بوده که بر اثر فرسایش در دره تلخ‌رود رخنمون پیدا کرده است. توده یادشده به وضوح میان برش‌های آتشفشانی دماوند قدیم نفوذ کرده است (باشکوه ۱۳۸۱). حاشیه جنوب غربی دره تلخ‌رود ساختاری متفاوت دارد که به واسطه ورود چند روانه تراکی آندزیتی به ارتفاعات پایین‌تر ایجاد شده است و ادامه این روانه‌ها در بالا دست مخروط دماوند مشاهده می‌شود. حاشیه جنوب غربی جوان و بدون آثار دگرسانی است و در قسمت بالایی دره روانه‌های تراکی آندزیتی روی برش‌های آتشفشانی دماوند قدیم قرار می‌گیرند و با نزدیک شدن به پایین‌دست دره، هم‌زمان با کاهش ضخامت برش‌ها، می‌توان گدازه‌ها را در ارتفاع کمتری مشاهده کرد؛ به صورتی که گاهی روی سازند شمشک در قسمت تحتانی دره نیز دیده می‌شوند. در بخش غربی و جنوبی دره تلخ‌رود، تجمعی از مواد پیروکلاستیک وجود دارد که

1. Allenbach  
2. Davidson

به عنوان معدن پوکه (معدن ملار) از آن استخراج می شود. در مسیر راهی که از پایین دست و از محل روستای آبگرم به ملار می گذرد و در حاشیه آن می توان لایه هایی از گدازه های جوان را همراه برش های قاعده ای آن ها مشاهده کرد که در مجموع نشانه هجوم گدازه های مخروطی فعلی دماوند به این بخش و قسمت های غربی تر ناحیه است و در کل جوان تر بودن نواحی غربی دره نسبت به مناطق شرقی آن را نشان می دهد (باشکوه ۱۳۸۱). این توده بخشی از ماگماتیسم دماوند است که به لحاظ ژئوشیمیایی همانند معادل های خروجی آلکالن و شوشونیتی است و همچنین کانی شناسی مشابه با تراکی آندزیت ها دارد (اسکندری ۱۳۹۵).



شکل ۱. نقشه زمین شناسی آتشفشان دماوند ساده شده از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰، بلده، و شرق تهران. سازمان زمین شناسی کشور، اقتباس از اسکندری و همکارانش (۲۰۱۵). محدوده مورد مطالعه روی نقشه با مستطیل مشخص شده است.



شکل ۲. دره تلخ‌رود در دامنه شرقی مخروط دماوند، دید به سمت غرب

## روش مطالعه

به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش، طی عملیات صحرایی، تعداد ۲۶ نمونه سنگی برداشت و از آن‌ها مقاطع نازک تهیه شد. پس از بررسی میکروسکوپی مقاطع، برای بررسی شیمی‌کانی‌ها، دو مقطع نازک- صیقلی به عنوان نمونه‌های معرف سنگ‌های ساب و لکانیک مورد بررسی تهیه و در آزمایشگاه ریزپردازشی دانشگاه اسلو (نروژ) توسط دستگاه Cameca SX100 در شرایط ۱۵ کیلوولت و ۱۰ نانو آمپر بررسی شد. سپس با استفاده از نرم‌افزار Minpet 2/02 و Excel فرمول ساختاری کانیه‌ها و نمودارهای مربوطه ترسیم شد. جمعاً تعداد ۶۶ آنالیز نقطه‌ای در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفت.

## بحث و بررسی

### بررسی‌های پتروگرافی

سینودیوریت‌ها با بافت پورفیری با حضور میکروفنو کریست‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی، میکا، آمفیبول، کلینوپیروکسن، و کانیه کدر یا اپک در یک زمینه عمدتاً فلسیک ریزدانه ماهیت ساب و لکانیک خود را بروز می‌دهد. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند و فنوکریستال‌های میکا و پلاژیوکلاز در نمونه دستی قابل مشاهده است. گفتنی است در مقابل سنگ‌های ولکانیک دماوند عمدتاً بافت هیالو میکرولیتیک پرفیری نشان می‌دهند.

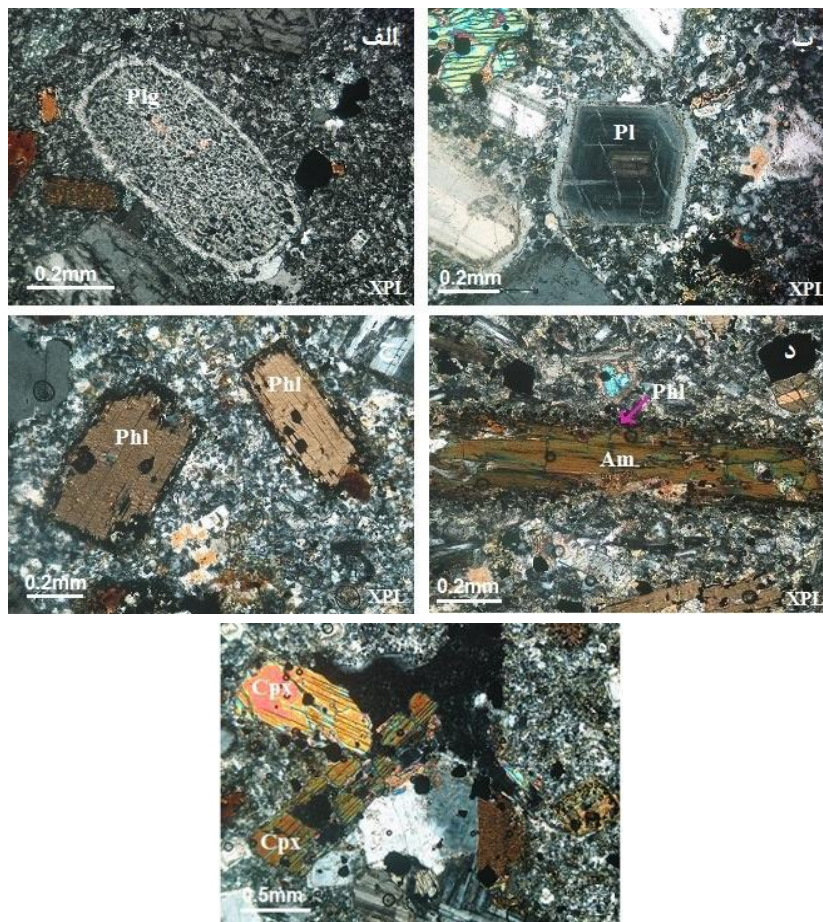
از کانیه‌های اصلی در مقاطع میکروسکوپی، می‌توان به بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی (شکل ۳ الف) اشاره کرد که نمایانگر افت سریع فشار در حین صعود ماگما یا اختلاط ماگمایی است (گیل<sup>۱</sup> ۲۰۱۰). همچنین بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز ساخت منطقه‌ای نشان می‌دهند (شکل ۳ ب). این پدیده بیانگر افت سریع فشار و تغییرات ترمودینامیکی محیط تبلور (شلی<sup>۲</sup> ۱۹۹۳) یا مربوط به حالت عدم تعادل است که خود ناشی از تغییر در شرایط فیزیکی تبلور است.

از کانیه‌های شاخص دیگر در مقاطع میکروسکوپی میکا با حاشیه‌آپاسیته است که در نتیجه کاهش فشاربخشی آب

1. Gill  
2. Shelly

طی صعود ماگما و افزایش دما طی اختلاط ماگمایی ایجاد می‌شود (کاواباتا<sup>۱</sup> و شوتو<sup>۲</sup> ۲۰۰۵) و حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های اپک و آپاتیت است (شکل ۳ ج). این کانی از کانی‌های مافیک موجود در مقاطع آمفیبول است که به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و با پلی‌کروئیسزم سبز تا قهوه‌ای دیده می‌شود. در اطراف آمفیبول‌ها حاشیه واکنشی میکا همراه کانی‌های بسیار ریزدانه اپک مشاهده می‌شود (شکل ۳ د). کلینوپیروکسن، که از نوع دیوپسید است، به صورت بلورهای هشت‌وجهی، حاوی ادخال‌هایی از کانی اپک است (شکل ۳ ه).

از کانی‌های فرعی مشاهده‌شده در این سنگ‌ها می‌توان به کانی‌های اپک، آپاتیت، زیرکن، و کوارتز اشاره کرد.



شکل ۳. تصاویری از سینودیوریت با بافت پرفیری که ویژگی‌های میکروفنوکریست‌های آن شامل: الف) پلاژیوکلازی با بافت غربالی؛ ب) پلاژیوکلازی با بافت زونینگ؛ ج) بلورهای میکا (فلوگوپیت) با حاشیه‌ی اباسیته دربردارنده‌ی ادخال‌هایی از کانی‌های اپک و آپاتیت؛ د) بلور آمفیبول منشور شکل با حاشیه‌ی واکنشی فلوگوپیت و دانه‌های بسیار ریز اپک؛ ه) بافت گلومروپرفیری متشکل از کانی‌های کلینوپیروکسن همراه پلاژیوکلاز و فلوگوپیت و کانی‌های اپک در یک زمینه‌ی متبلور فلسیتی

علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس نظر کرتز<sup>۲</sup> (۱۹۸۳): Am = آمفیبول، Phl = فلوگوپیت، Cpx = کلینوپیروکسن، Pl = پلاژیوکلاز

## ترکیب شیمیایی کانی‌ها

بهره‌گیری از داده‌های شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های آذرین روشی متداول در شناخت تحول پتروژنز و محیط تکتونیکی آن‌ها به شمار می‌رود. در ادامه ترکیب شیمی پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار، آمفیبول، میکا، کلینوپیروکسن، و اوپاک در سینودیوریت‌های تلخ‌رود بررسی می‌شود.

**فلدسپار:** پلاژیوکلاز یکی از کانی‌های اصلی سازنده در سنگ‌های ساب و لکانیک منطقه مورد مطالعه است. نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) پلاژیوکلازها و آلکالی فلدسپارهای مورد بررسی و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن در جدول ۱ الف و ۱ ب ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد محتوای آنورتیت از ۲۳/۲۰ تا ۴۱ درصد تغییر می‌کند. فرمول ساختاری میانگین محاسبه‌شده برای پلاژیوکلاز  $(Al_{5.57}Si_{10.85}O_{32})(K_{0.19}Na_{2.69}Ca_{1.30})$  است. همان‌گونه که در شکل ۴ مشاهده می‌شود در نمودار مثلثی Or-Ab-An (دبیر<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۹۲) پلاژیوکلازهای مورد بررسی در محدوده الیگوکلاز- آندزین و آلکالی فلدسپارها در محدوده سانیدین قرار گرفته‌اند. در بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز آنالیز نقطه‌ای از مرکز به حاشیه بلور صورت گرفته است (شکل ۵ الف و ۵ ب). روند تغییرات آنورتیت در بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز حالت عادی (روند کاهشی از مرکز به حاشیه بلور) و در بعضی از بلورها حالت نوسانی نشان می‌دهد. همچنین تغییرات نوسانی میزان Mg, Ti از مرکز به حاشیه بلور پلاژیوکلازها نشان‌دهنده تغییر ترکیب شیمیایی ماگماست (مولر<sup>۲</sup> و همکاران ۲۰۰۵) که احتمالاً بر اثر اختلاط ماگمایی و تزریق پالس‌های مذاب به درون مخزن ماگمایی یا جریان‌های همرفتی تشکیل شده است (اسمیت<sup>۳</sup> و همکاران ۲۰۰۹).

**آمفیبول:** نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) آمفیبول‌های مورد بررسی و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن و ۱۳ کاتیون در جدول ۲ ارائه شده است. جدایش مقادیر  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  در فرمول ساختاری آمفیبول با استفاده از روش پیشنهادی لیک<sup>۴</sup> و همکارانش (۱۹۹۷) انجام شده است. همه آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه با توجه به این رده‌بندی در گروه آمفیبول‌های کلسیک و در زیر رده مگنزیوهایستینگزیت قرار می‌گیرند (شکل ۶). بر مبنای داده‌های میکروپروب فرمول ساختاری میانگین محاسبه‌شده بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن برای آمفیبول  $(Ca_{1.79}Mg_{3.21}Fe_{0.27}Al_{1.76})_5[Ti_{0.42}Al_{1.76}Si_{6.16}]_8O_{22}(OH)_2$  است.

به باور لیک (۱۹۷۸) آمفیبول‌های ماگمایی سیلیسم کمتر از ۷/۳ اتم در واحد فرمولی بر پایه ۱۱ اتم اکسیژن دارند؛ درحالی‌که آمفیبول‌هایی با سیلیسم بیشتر از ۷/۳ اتم در واحد فرمولی بر اثر فرایند ساب سولیدوس حاصل شده‌اند (آگمار<sup>۵</sup> و همکاران ۱۹۹۹؛ کیواس<sup>۶</sup> ۱۹۸۱؛ هندری<sup>۷</sup> و همکاران ۱۹۸۵). بر این اساس آمفیبول‌های توده ساب و لکانیک مورد مطالعه ماگمایی هستند. نسبت  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  در آمفیبول‌های مورد بررسی از ۰/۷۶ تا ۰/۷۸ در نوسان است که نشان‌دهنده بالا بودن میزان MgO نسبت به FeO در ساختار آمفیبول‌های منطقه است.

1. Deer
2. Muller
3. Smith
4. Leake
5. Agemar
6. Chivas
7. Hendry

نکته حائز اهمیت این است که حاجی‌سلطان (۱۳۷۹) بر اساس تجزیه آمفیبول‌های موجود در باناکیت‌های (تراکی آندزیت‌ها) دماوند به حضور کرسوتیت (آمفیبول دارای بیش از ۵ درصد اکسید تیتانیوم) در سنگ‌های آتشفشانی دماوند اشاره کرده است؛ در صورتی که مقدار اکسید تیتانیوم آمفیبول‌های تلخ‌رود (میانگین ۳/۹۷ درصد وزنی) از معادل خروجی یعنی تراکی آندزیت‌های دماوند اندکی کمتر است.

بنا بر بررسی‌های اسکندری (۱۳۹۵) در مجموعه تراکی آندزیت- تراکیت آمفیبول به تعداد انگشت‌شمار در برخی از گدازه‌های آتشفشان دماوند مشاهده می‌شوند. در مجموع شش آنالیز آمفیبول توسط ایشان انجام شده است که در این بین سه آمفیبول از نوع کلسیک و تیتان بالا هستند و بر اساس طبقه‌بندی آمفیبول‌ها (لیک و همکاران ۱۹۹۷) مگنزیه‌استینگزیت و کرسوتیت نام‌گذاری شده‌اند. آمفیبول‌های دیگر از نوع سدیک- کلسیک هستند و به نام بارویزیت و فروبارویزیت تیتانیوم- آلومینیوم و پتاسیم‌دار شناخته می‌شوند (اسکندری ۱۳۹۵).

از طرفی میزان  $Mg^{\#}$  (عدد منیزیم) در آمفیبول فاکتور مهمی برای شناسایی ماگماست. میزان  $Mg^{\#}$  بیش از ۰/۷ را به منشأ گوشته‌ای و کمتر از ۰/۵ را به منشأ پوسته‌ای و حد فاصل این دو مقدار را به اختلاطی از منشأ پوسته و گوشته مرتبط می‌داند (ژای<sup>۱</sup> و ژانگ<sup>۲</sup>؛ ۱۹۹۰؛ هوایمین<sup>۲</sup> و همکاران ۲۰۰۶). میزان  $Mg^{\#}$  در آمفیبول‌های سنگ‌های ولکانیک حد واسط دماوند ۰/۷۶ تا ۰/۷۸ تعیین شده است که می‌توان نتیجه گرفت منشأ گوشته‌ای دارند.

**میکا:** نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) میکاهای مورد بررسی و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن در جدول ۳ ارائه شده است. بر مبنای داده‌های میکروپروب فرمول ساختاری میانگین برای میکا  $K_{1.76}(Mg_{3.90}O_2)(OH)_4 [Ti_{0.67}Si_{5.58}Al_{2.24}O_{20}]Fe_{1.21}$  است. ترکیب میکاهای بررسی شده در نمودار  $Fe/(Fe+Mg)$  نسبت به  $Al^{IV}$  در قلمرو فلوگوپیت قرار می‌گیرند (اسپیر<sup>۳</sup> ۱۹۸۴) (شکل ۷). از ویژگی بارز فلوگوپیت می‌توان به مقادیر بالای اکسید تیتانیوم اشاره کرد که از ۵/۸۸ تا ۶/۳۱ درصد وزنی تغییر می‌کند (جدول ۳). به دلیل کمبود مقادیر Si و Al در موقعیت تترائدری، عنصر Ti (۰/۱۳ - ۰/۱۹ اتم در واحد فرمولی) این کمبود را جبران می‌کند. بنابراین فلوگوپیت دماوند ساب آلومینوس محسوب می‌شود.

عبدالرحمان<sup>۴</sup> (۱۹۹۴) با استفاده از اکسیدهای اصلی  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $FeO^*$  به تعیین سری ماگمای سازنده میکاها در سنگ‌های گرانیتوئیدی پرداخت. مقادیر میانگین  $FeO^*$  (آهن کل)،  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  برای فلوگوپیت‌های تلخ‌رود به ترتیب ۲۴/۲۶، ۴۳/۸۰، ۳۱/۹۳ است که با میانگین جهانی این اکسیدها برای بیوتیت‌های سری کالک آلکان انطباق دارد (عبدالرحمان ۱۹۹۴) (شکل ۸)؛ درحالی‌که سنگ میزبان آلکان و شوشونیتی است. در این نمودار پهنه A, C, P به این صورت تعریف شده‌اند: پهنه A: بیوتیت در گرانیتوئیدهای آلکان (سنگ‌های غیر کوهزایی وابسته به کشش)، پهنه C: بیوتیت در سنگ‌های کالک آلکان (سنگ‌های کوهزایی وابسته به فرورانش)، پهنه P: بیوتیت‌های گرانیت‌های پرآلمین (مناطق برخوردی).

**اپک:** نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) کانی اپک، چه به صورت فنوکریست در زمینه سنگ چه به شکل بسیار

1. Xie
2. Huaimin
3. Speer
4. Abdel-Rahman

ریزدانه در اطراف آمفیبول و فلوگوپیت، نشان می‌دهد تفاوت چندانی بین آن‌ها نیست و از نوع تیتانومگنتیت است. ترکیب شیمیایی همراه محاسبه فرمول ساختاری تیتانومگنتیت‌های مورد بررسی در جدول ۴ ارائه شده است.

### کلینوپیروکسن: نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها

همراه ترکیب شیمیایی اکسیدهای اصلی در جدول ۵ ارائه شده است. برای ارزیابی میزان  $Fe^{3+}$  و  $Fe^{2+}$  از روی مقدار Fe اندازه‌گیری شده، به وسیله دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب، از روش پیشنهادی دروپ<sup>۱</sup> (۱۹۸۷) استفاده شده است.

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه دارای مقادیر نسبتاً محدود  $SiO_2$  (۵۲/۵۱ - ۵۳/۵۸)،  $MgO$  (۱۴/۴۷ - ۱۵/۰۱)،  $TiO_2$  (۰/۲۸ - ۰/۳۸)،  $Al_2O_3$  (۰/۸۱ - ۱/۱۲)،  $Cr_2O_3$  (۰/۰۱ - ۰/۰۲)، و  $Na_2O$  (۰/۵۱ - ۰/۶۰) درصد وزنی است. مقادیر پایین Ti و Na پیروکسن‌های تلخ‌رود نسبت به پیروکسن‌های سنگ‌های آلکان، که دارای مقادیر بالایی از این عناصر هستند (تیتانو اوژیت یا اژرین- اوژیت)، قابل تأمل است. در ضمن، باید به مقادیر پایین اکسید تیتانیم در پیروکسن‌ها در مقایسه با مقادیر نسبتاً بالای این اکسید در آمفیبول و فلوگوپیت‌های همزیست توجه کرد. پیروکسن‌ها بر اساس طبقه‌بندی انجمن بین‌المللی کانی‌شناسی (IMA) که موریموتو<sup>۲</sup> و کیتامورا (۱۹۸۳) پیشنهاد کردند نام‌گذاری شده‌اند.

در نمودار مثلثی Wo-En-Fs پیروکسن‌های مورد آنالیز همگی ترکیب دیوپسید (Wo<sub>46.61-47.41</sub> En<sub>42.38-44.79</sub> Fs<sub>8.28</sub>) را نشان می‌دهند (شکل ۹).

ناکاگاوا<sup>۳</sup> و همکارانش (۲۰۰۲) عددهای منیزیم کمتر از ۷۰ درصد را به عنوان پیروکسن‌های غنی از آهن و بیشتر از ۸۰ درصد را به انواع غنی از منیزیم نسبت داده‌اند. بر این اساس سنگ‌های ساب ولکانیک تلخ‌رود دارای کلینوپیروکسن‌های غنی از منیزیم هستند (جدول ۵).

بر مبنای داده‌های میکروپروب فرمول ساختاری میانگین محاسبه‌شده بر پایه ۶ اتم اکسیژن و ۴ کاتیون برای کلینوپیروکسن  $[Al_{0.04} Ti_{0.009} Si_{1.95} O_6] (Fe^{3+}_{0.05} Mg_{0.82} Mn_{0.01} Al_{0.04}) (Fe^{2+}_{0.17} Ca_{0.88} Na_{0.03})$  است. همچنین، از ترکیب کلینوپیروکسن می‌توان برای بررسی ترکیب شیمیایی و سری ماگمایی مولد استفاده کرد (لوباس<sup>۴</sup> ۱۹۶۲). در شکل ۱۰ الف نمودارهای تعیین سری ماگمایی مذاب مولد کلینوپیروکسن‌ها ماهیت ساب آلکان دارند و در شکل ۱۰ ب نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالک آلکان قرار گرفته‌اند؛ در صورتی که، همان‌گونه که اشاره شد، سنگ میزبان آلکان و شوشونیتی است.

جدول ۱ الف. نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) نمونه‌های پلاژیوکلاز توده ساب ولکانیک تلخ‌رود همراه محاسبه فرمول

#### ساختاری بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن

Oxides	۲۲	۲۳	۲۴	۲۵	۲۶	۲۷	۲۸	۲۹	۳۰	۳۱	۳۲
SiO <sub>2</sub>	۵۷,۵۴	۵۹,۱۹	۵۷,۳۷	۵۹,۶۶	۵۸,۹۸	۶۱,۰۰	۶۱,۳۴	۶۰,۷۱	۶۰,۳۹	۵۹,۹۳	۵۹,۹۰
TiO <sub>2</sub>	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۲
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۶,۱۰	۲۵,۳۰	۲۶,۱۶	۲۵,۰۵	۲۵,۲۲	۲۳,۶۴	۲۳,۶۷	۲۴,۴۱	۲۴,۶۷	۲۵,۰۷	۲۴,۷۶

1. Droop
2. Morimoto
3. Nakagawa
4. Le Bas

Oxides	۲۲	۲۳	۲۴	۲۵	۲۶	۲۷	۲۸	۲۹	۳۰	۳۱	۳۲
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱
FeO	۰,۳۷	۰,۴۰	۰,۳۹	۰,۳۵	۰,۳۴	۰,۳۲	۰,۳۶	۰,۳۴	۰,۳۲	۰,۳۶	۰,۳۴
MnO	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰
MgO	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۲
CaO	۷,۹۸	۶,۹۶	۸,۲۲	۶,۷۴	۶,۸۰	۵,۵۰	۵,۲۴	۵,۸۸	۶,۳۶	۶,۵۵	۶,۳۶
Na <sub>2</sub> O	۶,۵۵	۷,۱۷	۶,۱۲	۷,۱۵	۷,۰۷	۷,۵۶	۷,۶۳	۷,۳۶	۷,۲۹	۷,۳۲	۷,۲۴
K <sub>2</sub> O	۰,۶۰	۰,۸۴	۰,۶۱	۰,۸۵	۰,۸۶	۱,۲۵	۱,۱۶	۱,۰۶	۱,۰۱	۰,۸۸	۰,۹۵
Total	۹۹,۱۹	۹۹,۸۹	۹۸,۹۷	۹۹,۸۹	۹۹,۳۴	۹۹,۳۲	۹۹,۲۹	۹۹,۸۴	۱۰۰,۱۴	۱۰۰,۱۷	۹۹,۶۳
Si	۱۰,۴۰	۱۰,۶۱	۱۰,۳۹	۱۰,۶۸	۱۰,۶۲	۱۰,۹۵	۱۰,۹۸	۱۳,۰۲	۱۰,۷۷	۱۰,۶۹	۱۰,۷۴
Al	۵,۵۶	۵,۳۴	۵,۵۸	۵,۲۸	۵,۳۵	۵,۰۰	۴,۹۹	۱۲,۹۴	۵,۱۸	۵,۲۷	۵,۲۳
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰
Fe <sup>2+</sup>	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۴	۵,۰۵	۰,۱۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۵
Mn	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱
Ca	۱,۵۴	۱,۳۳	۱,۵۹	۱,۲۹	۱,۳۱	۱,۰۵	۱,۰۰	۲,۸۳	۱,۲۱	۱,۲۵	۱,۲۲
Na	۲,۲۹	۲,۴۹	۲,۰۲	۲,۴۸	۲,۴۷	۲,۶۳	۲,۶۵	۶,۴۳	۲,۵۲	۲,۵۳	۲,۵۱
K	۰,۱۳	۰,۲۰	۰,۱۴	۰,۱۹	۰,۲۰	۰,۲۸	۰,۲۶	۰,۱۶	۰,۲۳	۰,۲۰	۰,۲۱
Or	۳,۵۰	۵,۲۰	۳,۶۰	۴,۹۰	۵,۰۰	۷,۲۰	۶,۸۰	۶,۲۰	۵,۸۰	۵,۰۰	۵,۵۰
An	۳۸,۸۰	۳۳,۲۰	۴۱,۰۰	۳۲,۶۰	۳۳,۰۰	۲۶,۶۰	۲۵,۶۰	۲۸,۷۰	۳۰,۷۰	۳۱,۴۰	۳۰,۹۰
Ab	۵۷,۷۰	۶۱,۸۰	۵۵,۳۰	۶۲,۵۰	۶۲,۰۰	۶۶,۲۰	۶۷,۷۰	۶۵,۱۰	۶۳,۵۰	۶۳,۵۰	۶۳,۶۰

جدول ۱ ب. نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) نمونه‌های آلکالی فلدسپارهای توده ساب ولکانیک تلخرود همراه محاسبه

فرمول ساختاری بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن

Oxides	۴۶	۴۸	۴۹	۵۱
SiO <sub>2</sub>	۶۵,۵۸	۶۵,۴۴	۶۵,۲۹	۶۴,۷۳
TiO <sub>2</sub>	۰,۰۸	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۹,۳۵	۱۹,۱۷	۱۸,۴۹	۱۸,۷۹
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۱
FeO	۰,۴۱	۰,۲۲	۰,۲۲	۰,۴
MnO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰
MgO	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۹	۰,۰۱
CaO	۱,۰۷	۰,۵۶	۰,۲۸	۰,۷۸
Na <sub>2</sub> O	۶,۳۹	۵,۷۱	۴,۲۴	۵,۷۵
K <sub>2</sub> O	۶,۷۰	۸,۰۹	۱۰,۴۵	۷,۷۳
Total	۹۹,۵۳	۹۹,۲۷	۹۹,۰۶	۹۸,۲۷
Si	۱۱,۸۲	۱۱,۸۷	۱۱,۹۶	۱۱,۸۷
Al	۴,۱۰	۴,۰۹	۳,۹۱	۴,۰۵
Ti	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱

Oxides	۴۶	۴۸	۴۹	۵۱
Fe <sup>2+</sup>	۰,۰۶	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۶
Mn	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
Ca	۰,۲۰	۰,۱۰	۰,۰۵	۰,۱۵
Na	۲,۲۳	۲,۰۰	۱,۵۰	۲,۰۴
K	۱,۵۴	۱,۸۷	۲,۴۴	۱,۸
Or	۳۸,۷۰	۴۶,۹۰	۶۱,۰۰	۴۵,۱۰
An	۵,۲۰	۲,۷۰	۱,۴۰	۳,۸۰
Ab	۵۶,۱۰	۵۰,۳۰	۳۷,۶۰	۵۱,۰۰

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) آمفیبول‌های توده ساب ولکانیک تلخ‌رود، همراه محاسبه فرمول ساختاری بر

#### اساس ۲۳ اتم اکسیژن

Oxides	۱	۲	۵	۱۴	۱۵
SiO <sub>2</sub>	۴۲,۲۶	۴۱,۸۹	۴۱,۶۱	۴۲,۲۳	۴۲,۰۳
TiO <sub>2</sub>	۳,۸۰	۴,۳۴	۳,۸۹	۳,۸۶	۳,۹۷
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۱,۳۰	۱۱,۴۳	۱۱,۴۰	۱۱,۱۶	۱۱,۴۳
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۷	۰,۱۳	۰,۰۷	۰,۱۶	۰,۱۱
FeO	۹,۹۹	۹,۶۴	۱۰,۳۳	۹,۹۴	۹,۶۴
MnO	۰,۱۲	۰,۱۳	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۱۶
MgO	۱۴,۶۵	۱۴,۵۶	۱۴,۶۲	۱۴,۷۹	۱۴,۸۴
CaO	۱۱,۳۶	۱۱,۴۴	۱۱,۴۱	۱۱,۵۹	۱۱,۳۲
Na <sub>2</sub> O	۲,۶۳	۲,۴۶	۲,۵۵	۲,۴۹	۲,۶۴
K <sub>2</sub> O	۱,۲۶	۱,۴۶	۱,۳۹	۱,۳۴	۱,۴۰
Total	۹۷,۴۸	۹۷,۵۱	۹۷,۴۱	۹۷,۶۷	۹۷,۵۷
Si	۶,۲۲	۶,۱۵	۶,۱۱	۶,۱۸	۶,۱۵
Ti	۰,۳۴	۰,۴۸	۰,۴۳	۰,۴۲	۰,۴۳
Al <sup>IV</sup>	۱,۷۷	۱,۸۴	۱,۸۸	۱,۸۱	۱,۸۴
Al <sup>VI</sup>	۰,۱۹	۰,۱۳	۰,۰۸	۰,۱۱	۰,۱۲
Al <sub>tot</sub>	۱,۹۶	۱,۹۷	۱,۹۷	۱,۹۲	۱,۹۷
Cr	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe <sup>3+</sup>	۰,۳۱	۰,۱۸	۰,۳۶	۰,۲۴	۰,۲۹
Fe <sup>2+</sup>	۰,۹۱	۱,۰۰	۰,۹۰	۰,۹۷	۰,۸۹
Mn	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲
Mg	۳,۲۱	۳,۱۸	۳,۲۰	۳,۲۳	۳,۲۳
Ca	۱,۷۹	۱,۸۰	۱,۷۹	۱,۸۲	۱,۷۷
Na	۰,۷۵	۰,۷۰	۰,۷۲	۰,۷۰	۰,۷۴
K	۰,۲۳	۰,۲۷	۰,۲۶	۰,۲۵	۰,۲۶
Sum	۱۷,۷۸	۱۷,۷۷	۱۷,۷۸	۱۷,۷۸	۱۷,۷۸
Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup>	۰,۷۷	۰,۷۶	۰,۷۷	۰,۷۶	۰,۷۸

جدول ۳. نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) فلوگوییتهای توده ساب ولکانیک تلخرو همراه محاسبه فرمول ساختاری

بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن

oxides	۳	۴	۶	۷	۸	۹	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۳۷
SiO <sub>2</sub>	۳۸,۴۶	۳۸,۴۸	۳۷,۶۲	۳۸,۱۳	۳۷,۳۸	۳۸,۱۲	۳۸,۴۷	۳۷,۷۴	۳۸,۲۸	۳۸,۲۱	۳۸,۲۹
TiO <sub>2</sub>	۵,۹۱	۵,۸۸	۶,۲۹	۶,۲۱	۶,۳۱	۶,۳۰	۵,۸۹	۶,۰۶	۶,۱۰	۶,۲۸	۶,۰۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۲,۸۰	۱۲,۸۱	۱۳,۲۵	۱۲,۶۸	۱۲,۸۴	۱۳,۲۶	۱۲,۹۸	۱۳,۰۹	۱۳,۲۴	۱۳,۰۶	۱۳,۴۹
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۵	۰,۰۰
FeO	۸,۴۷	۷,۹۳	۱۱,۳۱	۱۱,۴۰	۱۰,۵۱	۱۰,۶۶	۷,۵۶	۱۰,۷۴	۱۰,۴۳	۹,۳۲	۱۰,۸۴
MnO	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۱۱	۰,۰۲	۰,۰۸	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۸	۰,۱۰
MgO	۱۸,۶۸	۱۹,۲۱	۱۶,۹۰	۱۶,۳۱	۱۷,۳۱	۱۷,۶۲	۱۹,۵۸	۱۷,۵۷	۱۸,۰۶	۱۷,۹۰	۱۷,۶۳
CaO	۰,۰۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۱۶	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲
Na <sub>2</sub> O	۰,۵۵	۰,۵۳	۰,۷۷	۰,۷۶	۰,۷۰	۰,۷۲	۰,۶۱	۰,۷۱	۰,۷۷	۰,۶۸	۰,۶۴
K <sub>2</sub> O	۹,۸۵	۹,۸۵	۹,۰۳	۹,۱۲	۹,۳۳	۹,۴۰	۹,۸۶	۹,۲۶	۹,۴۰	۹,۳۰	۹,۲۷
Total	۹۴,۸۶	۹۴,۷۱	۹۲,۲۶	۹۴,۷۷	۹۴,۴۸	۹۶,۲۰	۹۵,۰۱	۹۵,۴۲	۹۶,۳۶	۹۴,۸۹	۹۶,۲۹
Si	۵,۶۲	۵,۶۲	۵,۵۴	۵,۶۴	۵,۵۴	۵,۵۴	۵,۵۹	۵,۵۴	۵,۵۵	۵,۵۹	۵,۵۶
Ti	۰,۶۵	۰,۶۴	۰,۶۹	۰,۶۹	۰,۷۰	۰,۶۹	۰,۶۴	۰,۶۷	۰,۶۶	۰,۶۹	۰,۶۵
Al <sup>IV</sup>	۲,۲۰	۲,۲۰	۲,۲۲	۲,۲۱	۲,۲۴	۲,۲۷	۲,۲۲	۲,۲۶	۲,۲۶	۲,۲۵	۲,۳۰
Al <sup>VI</sup>	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Cr	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰
Fe <sup>2+</sup>	۱,۰۳	۰,۹۶	۱,۳۹	۱,۴۱	۱,۳۰	۱,۲۹	۰,۹۲	۱,۳۲	۱,۲۶	۱,۱۴	۱,۳۱
Mn	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Mg	۴,۰۷	۴,۱۸	۳,۷۱	۳,۶۰	۳,۸۲	۳,۸۲	۴,۲۴	۳,۸۴	۳,۹۰	۳,۹۱	۳,۸۱
Ca	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Na	۰,۱۵	۰,۱۵	۰,۲۲	۰,۲۲	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۱۷	۰,۲۰	۰,۲۱	۰,۱۹	۰,۱۸
K	۱,۸۳	۱,۸۳	۱,۶۹	۱,۷۲	۱,۷۶	۱,۷۴	۱,۸۳	۱,۷۳	۱,۷۴	۱,۷۳	۱,۷۱
Fe/Fe+Mg	۰,۲۰	۰,۱۹	۰,۲۷	۰,۲۸	۰,۲۵	۰,۲۵	۰,۱۸	۰,۲۶	۰,۲۴	۰,۲۳	۰,۲۶
Mg/Mg+Fe	۰,۸۰	۰,۸۱	۰,۷۳	۰,۷۲	۰,۷۵	۰,۷۵	۰,۸۲	۰,۷۴	۰,۷۶	۰,۷۷	۰,۷۴

نقاط (۱۹ و ۸) در جدول ۳ مربوط به فلوگوییتهای حاشیه واکنشی است.

نقاط ۳، ۴، ۷، ۱۶ در جدول ۳ فلوگوییتهای ثانویه هستند.

جدول ۴. نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) تیتانومگنتیتهای توده ساب ولکانیک تلخرو همراه محاسبه فرمول

ساختاری بر اساس ۴ اتم اکسیژن و ۶ کاتیون

oxides	۲۰	۲۱	۵۰
SiO <sub>2</sub>	۰,۰۶	۰,۰۱	۰,۰۰
TiO <sub>2</sub>	۲۷,۷۴	۲۸,۶۰	۲۸,۹۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۸	۰,۱۴	۰,۱۷
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۰۷
FeO	۶۴,۶۵	۶۳,۹۸	۶۴,۲۹
MnO	۰,۶۰	۰,۳۷	۰,۵۸
MgO	۱,۰۸	۱,۱۷	۱,۲۳

oxides	۲۰	۲۱	۵۰
Total	۹۴,۲۹	۹۴,۴۴	۹۵,۳۵
Si	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Ti	۰,۸۱	۰,۸۴	۰,۸۴
Al	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱
Cr	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe <sup>3+</sup>	۰,۳۷	۰,۳۲	۰,۳۲
Fe <sup>2+</sup>	۱,۷۳	۱,۷۶	۱,۷۵
Mn	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲
Mg	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۷

نقطه ۲۰ در جدول ۴ مربوط به فنوکریست تیتانومگنتیت است.

نقاط ۲۱ و ۵۰ در جدول ۴ مربوط به تیتانومگنتیت‌های ریزدانه هستند که اطراف فلوگوپیت وجود دارند.

جدول ۵. نتایج تجزیه شیمیایی (EPMA) کلینوپروکسن‌های توده ساب ولکانیک تلخ‌رود همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن و ۴ کاتیون. حرف D بیان‌کننده تفکیک آهن به روش دروپ<sup>۱</sup> (۱۹۸۷) است.

Oxides	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۳۸	۳۹	۴۰	۴۱
SiO <sub>2</sub>	۵۲,۷۳	۵۳,۳۸	۵۲,۹۸	۵۳,۳۰	۵۲,۷۸	۵۲,۹۹	۵۲,۵۱	۵۳,۳۶
TiO <sub>2</sub>	۰,۳۲	۰,۳۵	۰,۳۸	۰,۳۳	۰,۲۸	۰,۲۹	۰,۳۷	۰,۲۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۹۹	۱,۱۲	۱,۱۰	۱,۰۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۱,۲۲	۰,۸۱
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰
FeO	۷,۰۵	۷,۵۷	۷,۲۰	۷,۲۷	۷,۶۸	۷,۵۴	۶,۹۹	۷,۹۵
MnO	۰,۳۵	۰,۴۰	۰,۳۷	۰,۲۹	۰,۴۵	۰,۴۲	۰,۳۵	۰,۴۹
MgO	۱۴,۹۵	۱۴,۷۵	۱۴,۹۲	۱۴,۹۸	۱۵,۰۱	۱۴,۹۰	۱۵,۱۹	۱۴,۴۷
CaO	۲۲,۲۷	۲۲,۴۸	۲۲,۵۶	۲۲,۲۷	۲۲,۰۶	۲۲,۳۷	۲۲,۱۵	۲۲,۵۲
Na <sub>2</sub> O	۰,۵۲	۰,۶۰	۰,۵۵	۰,۵۳	۰,۵۵	۰,۵۱	۰,۴۷	۰,۵۷
K <sub>2</sub> O	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱
Total	۹۹,۲۸	۱۰۰,۷۴	۱۰۰,۱۴	۱۰۰,۰۴	۹۹,۸۶	۹۹,۹۸	۹۹,۳۳	۱۰۰,۴۴
Si	۱,۹۶	۱,۹۵	۱,۹۵	۱,۹۶	۱,۹۵	۱,۹۵	۱,۹۴	۱,۹۶
Ti	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Al	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۴
Fe <sup>3+</sup> (D)	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۵
Cr <sup>3+</sup>	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe <sup>2+</sup>	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۱۵	۰,۱۸	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۱۵	۰,۱۹
Mn	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲
Mg	۰,۸۲	۰,۸۰	۰,۸۲	۰,۸۲	۰,۸۲	۰,۸۲	۰,۸۴	۰,۷۹
Ca	۰,۸۸	۰,۸۸	۰,۸۹	۰,۸۸	۰,۸۷	۰,۸۸	۰,۸۸	۰,۸۹
Na	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴
K	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰

Oxides	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۳۸	۳۹	۴۰	۴۱
Al <sup>IV</sup>	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۳
Al <sup>VI</sup>	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Mg/Mg+Fe <sup>2+</sup>	۰,۸۳	۰,۸۲	۰,۸۳	۰,۸۱	۰,۸۳	۰,۸۲	۰,۸۴	۰,۸۰
Wo(%)	۴۷,۲۲	۴۷,۳۶	۴۷,۶۷	۴۶,۶۱	۴۶,۷۹	۴۷,۱۹	۴۶,۹۳	۴۷,۴۱
En(%)	۴۴,۱۳	۴۳,۲۵	۴۳,۸۶	۴۳,۶۰	۴۴,۳۰	۴۳,۷۶	۴۴,۷۹	۴۲,۳۸
Fs(%)	۸,۶۵	۹,۳۸	۸,۴۷	۹,۷۹	۸,۹۱	۹,۰۵	۸,۲۸	۱۰,۲۰

## بحث

### تعیین محیط تکتونوماگمایی آمفیبول

برای تعیین ژنز و محیط تکتونوماگمایی می‌توان از ترکیب آمفیبول استفاده کرد. آمفیبول‌هایی که در محیط‌های داخل صفحه‌ای تشکیل شده‌اند نسبت به محیط فرورانش Na<sub>2</sub>O بیشتری دارند (کولتوری<sup>۱</sup> و همکاران<sup>۲</sup> ۲۰۰۷). در شکل ۱۱ موقعیت نمونه‌های منطقه روی نمودار Na<sub>2</sub>O نسبت به SiO<sub>2</sub> ترسیم شده است. چنان که ملاحظه می‌شود، آمفیبول‌های توده ساب ولکانیک تلخرود در محیط درون صفحه‌ای تشکیل شده است. از طرف دیگر مقدار Al<sup>IV</sup>=1.5 مرز محیط تکتونوماگمایی آمفیبول‌ها در نظر گرفته شده است؛ به این صورت که مقادیر آمفیبول‌های متبلور شده در حواشی قاره‌ای برابرند با Al<sup>IV</sup><1.5. در صورتی که، انواع موجود در جزایر قوسی Al<sup>IV</sup>>1.5 همخوانی دارند (میاشیرو<sup>۳</sup> ۱۹۷۴؛ وینهل<sup>۴</sup> و مک‌سوین ۱۹۹۱). بر این اساس و با توجه به مقدار Al<sup>IV</sup> (جدول ۲) همه آمفیبول‌های منطقه مورد بررسی مقادیر بزرگ‌تر از ۱/۵ دارند و در قلمرو جزایر قوسی قرار می‌گیرند.

### تعیین محیط تکتونیک کینوپیروکسن

از نمودارهایی که برای تشخیص محیط‌های تکتونیک ماگما با استفاده از ترکیب کینوپیروکسن استفاده می‌شود نمودار F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub> است (نیسبت<sup>۴</sup> و پیرس ۱۹۷۷) که در ادامه به شرح آن پرداخته می‌شود. هرچند این نمودار برای ترکیب پیروکسن در سنگ‌های بازیک طراحی شده و سنگ‌های منطقه مورد مطالعه حد واسط هستند، برای تعیین محیط تکتونیک کینوپیروکسن‌های تلخرود از آن استفاده شد.

**نمودار F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub>:** این نمودار به‌خوبی کینوپیروکسن‌های بازالت‌های آکالن درون صفحه‌ای را از انواع دیگر ماگماها جدا می‌کند. جدایش ماگمای WPT از ماگمای VAB نیز به‌خوبی صورت می‌گیرد. اما هم‌پوشانی قابل ملاحظه‌ای بین WPT-OFB و VAB-OFB دیده می‌شود. نتایج بررسی نمونه‌های توده تلخرود در نمودار شکل ۱۲ نشان‌دهنده این است که آن‌ها در محدوده بازالت‌های قوس آتشفشانی، که هم‌پوشانی کمی با بازالت‌های کف اقیانوس دارند، و تعدادی در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع شده‌اند.

1. Coltori
2. Miyashiro
3. Vynhal
4. Nisbet

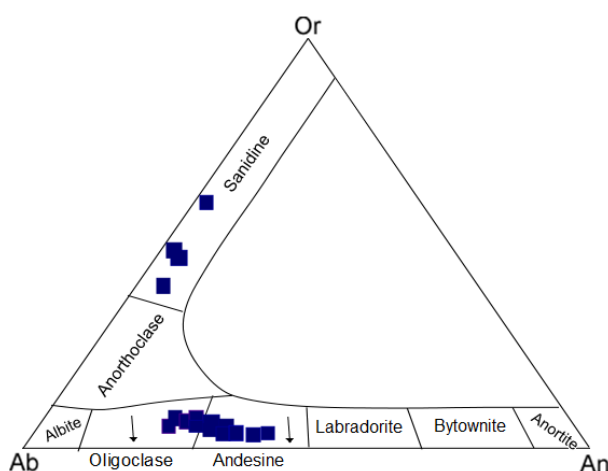
رابطه‌های محاسبه  $F_1$  و  $F_2$  بر اساس ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن به صورت زیر است:

رابطه ۱

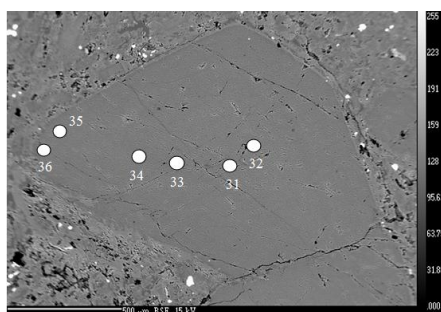
$$F_1 = -0.012\text{SiO}_2 - 0.0807\text{TiO}_2 + 0.0026\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012\text{FeO} - 0.0026\text{MnO} + 0.0087\text{MgO} - 0.0128\text{CaO} - 0.0419\text{Na}_2\text{O}$$

رابطه ۲

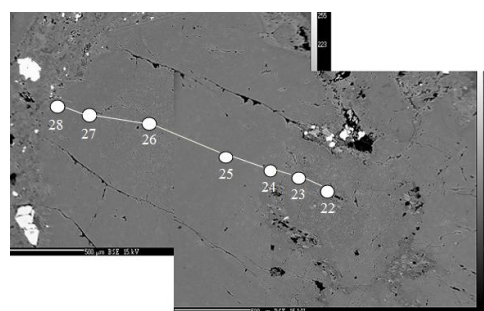
$$F_2 = -0.0469\text{SiO}_2 - 0.0818\text{TiO}_2 - 0.0212\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041\text{FeO} - 0.1435\text{MnO} - 0.0029\text{MgO} + 0.0085\text{CaO} + 0.0160\text{Na}_2\text{O}$$



شکل ۴. ترکیب پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار توده ساب و لکانیک تلخ‌رود در نمودار Or-Ab-An (دیبر و همکاران ۱۹۹۲)



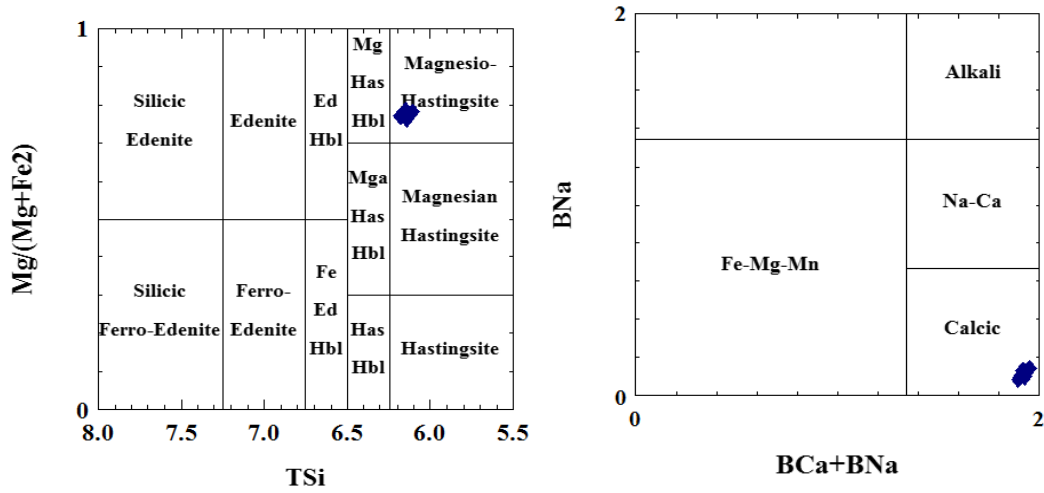
(ب)



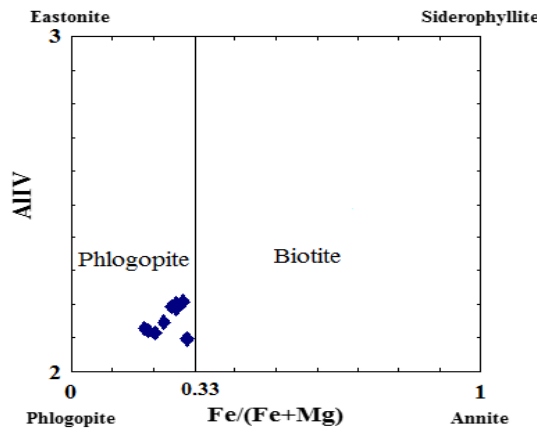
(الف)

شکل ۵ الف. تصویر BSE از فنوکریست پلاژیوکلاز در توده ساب و لکانیک تلخ‌رود. نقاط مشخص شده روی تصویر محل آنالیز نقطه‌ای از مرکز به حاشیه بلور پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد.

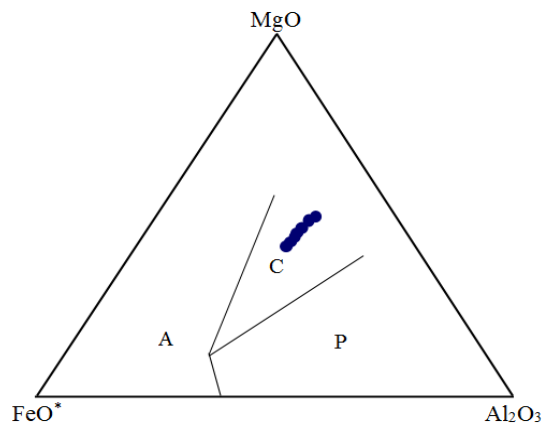
شکل ۵ ب. تصویر BSE از فنوکریست پلاژیوکلاز در توده ساب و لکانیک مورد مطالعه. نقاط مشخص شده روی تصویر محل آنالیز نقطه‌ای از مرکز به حاشیه بلور پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد. ترکیب در سرتاسر بلور یکنواخت است که نتیجه تبلور تعادلی است.



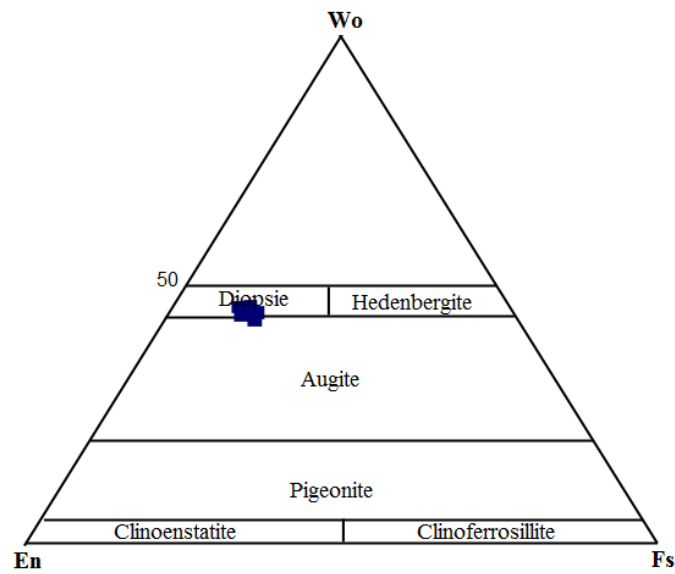
شکل ۶. نمودارهای رده بندی آمفیبول ها از لیک و همکاران (۱۹۹۷) و موقعیت نمونه های مورد بررسی



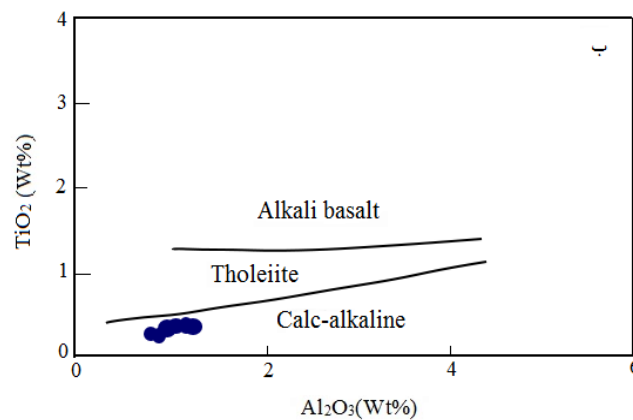
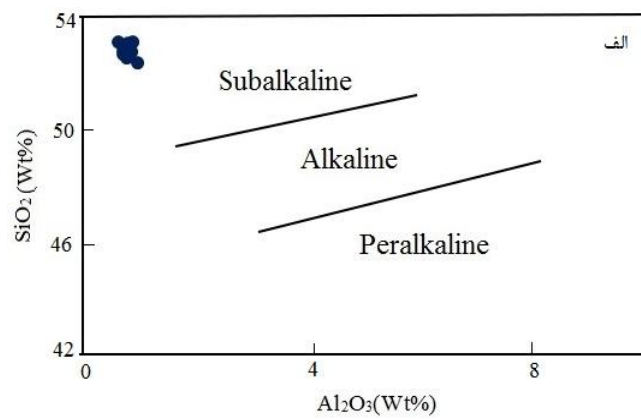
شکل ۷. موقعیت میکاهای توده ساب ولکانیک تلخرود در نمودار اسپیر<sup>۱</sup> (۱۹۸۴)



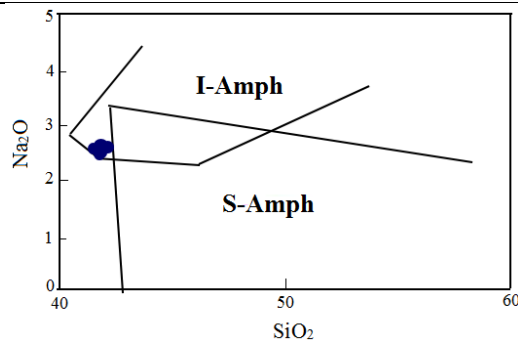
شکل ۸. ترکیب میکاهای توده ساب ولکانیک تلخرود که در قلمرو سری کالک آلکان قرار گرفته اند (عبدالرحمان ۱۹۹۴)



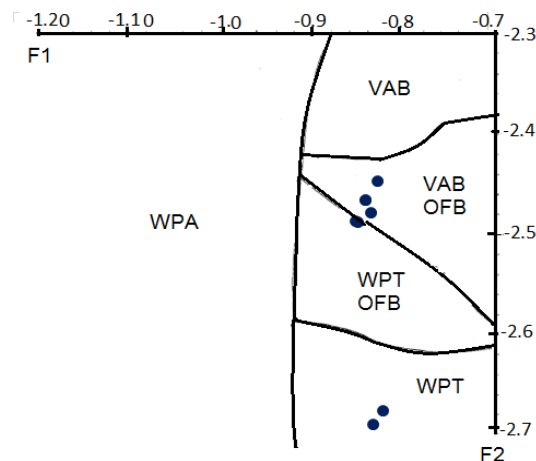
شکل ۹. موقعیت نمونه‌های پیروکسن تلخ‌رود در نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (موریاموتو ۱۹۸۸)



شکل ۱۰ الف و ب. نمودارهای تعیین سری ماگمایی مذاب مولد کلینوپروکسن‌های مورد بررسی (لویاس ۱۹۶۲)



شکل ۱۱. تفکیک محیط زمین ساختی توده ساب ولکانیک تلخرود با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول که در آن S-Amph بیانگر آمفیبول‌های وابسته به فرورانش و I-Amph نشان‌دهنده آمفیبول‌های محیط‌های درون صفحه‌ای است (کولتوری و همکاران ۲۰۰۷). آمفیبول‌های توده ساب ولکانیک تلخرود در محیط‌های درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۲. محیط تکتونیکی ترکیب کلینوپیروکسن تلخرود در نمودار F1-F2 (نیسبت و پیرس ۱۹۷۷)

## زمین فشار- دماسنجی

در پترولوژی، معادلات زمین‌دما- فشارسنجی به منظور ارزیابی دما و فشار تعادل در زمان تبلور یا تبلور دوباره کانی‌ها استفاده می‌شوند (اسپیتر ۱۹۹۵؛ اتونلو ۱۹۹۷؛ ناکامورا ۲۰۰۹؛ سیاری و شریف ۲۰۱۴؛ سیاری ۲۰۱۲). مطالعات ژئوترموبارومتري برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها در دهه‌های اخیر به منزله یک روش مفید مطرح شده و جایگاه خاصی در مطالعات زمین‌شناسی پیدا کرده است. در این زمینه، تجربیات آزمایشگاهی دانشمندان و محاسبات و مدل‌سازی ترمودینامیکی، بر اساس تجزیه شیمیایی کانی‌ها، به وسیله الکترون میکروپروپروب، به فهم بهتر شرایط دما و فشار حاکم بر سنگ‌ها در خلال فرایندهای زمین‌شناسی کمک مؤثری کرده است. در این قسمت از ترموبارومترهای آمفیبول، هورنبلند- پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز برای تعیین دما و فشار در زمان تبلور کانی‌های توده نفوذی تلخرود استفاده شده است.

### فشار- دماسنجی کلینوپیروکسن

محاسبات متعددی برای تخمین فشار برای کانی کلینوپیروکسن انجام شده است (سوئسو<sup>۱</sup> ۱۹۹۷؛ نیمیس<sup>۲</sup> ۱۹۹۵؛ پوتیرکا<sup>۳</sup> و همکاران ۲۰۰۳؛ پوتیرکا ۲۰۰۸). در این مطالعه از محاسبات دما- فشارسنجی (پوتیرکا و همکاران ۲۰۰۳؛ پوتیرکا ۲۰۰۸) برای ارزیابی فشار در کلینوپیروکسن‌ها استفاده شده است. با توجه به نتایج شیمی‌کانی و سنگ میزبان درجه حرارت نیز بر اساس همین محاسبات تخمین زده شده است (جدول ۶).

در روابط زیر  $X_Z^{Cpx}$  با تعداد عنصر Z در واحد فرمول ساختاری کلینوپیروکسن برابر است،  $X_Y^{liq}$  برابر است با سهم کاتیونی عنصر Y در ترکیب مذاب، وقتی که محاسبات به صورت خشک (بدون آب) انجام شده‌اند.  $X_{DiHd}^{Cpx}$  بیانگر سهم مولی دیوپسید + هیدنبرژیت در کلینوپیروکسن است.  $X_{Jd}^{Cpx}$  بیانگر سهم مولی ژادئیت در کلینوپیروکسن است.

### دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن به روش (پوتیرکا و همکاران ۲۰۰۳)

محاسبه دما و فشار در این رابطه بر اساس تبلور ژادئیت، دیوپسید + هیدنبرژیت استوار است که طبق روابط زیر حساب شده است:

رابطه ۳

$$\frac{10^4}{T(K)} = 4.60 - 4.37 \times 10^{-1} \ln \left( \frac{X_{Jd}^{Cpx} \times Ca^{liq} \times Fm^{liq}}{DiHd^{Cpx} \times Na^{liq} \times Al^{liq}} \right) - 6.54 \times 10^{-1} \ln(Mg^{liq}) - 3$$

رابطه ۴

$$\times 10^{-1}(Na^{liq}) - 6.32 \times 10^{-3}(P(kbar)) - 0.92 \ln(Si^{liq}) + 2.74 \times 10^{-1} \ln(Jd^{Cpx}) - 273.15$$

رابطه ۵

$$P(Kbar) = -88.3 + 2.82 \times 10^{-3} T(K) \ln \left( \frac{Ja^{Cpx}}{Na^{liq} \times Al^{liq} \times (Si^{liq})^2} \right) + 2.19 \times 10^{-2} T(K)$$

رابطه ۶

$$-25.1 \ln(Ca^{liq} \times Si^{liq}) + 7.03(Mg^{liq}) + 12.4 \ln(Ca^{liq})$$

رابطه ۷

$$X_{DiHd}^{liq} = (CaFmSi_2O_6) = X_{Ca}^{Cpx} - X_{CaTs}^{Cpx} - X_{CaTi}^{Cpx} - X_{CrCaTs}^{Cpx}$$

### دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن به روش (پوتیرکا ۲۰۰۸)

دما طبق رابطه زیر تنها به ترکیب کلینوپیروکسن بستگی دارد، اما فشار به کار برده شده در معادله دما بر اساس ترکیب مذاب و کلینوپیروکسن محاسبه می‌شود.

رابطه ۸

$$T(K) = \frac{93100 + 544P(\text{kbar})}{61.1 + 36.6(X_{\text{Ti}}^{\text{Cpx}}) + 10.9(X_{\text{Fe}}^{\text{Cpx}}) - 0.95(X_{\text{Al}}^{\text{Cpx}} \times X_{\text{Cr}}^{\text{Cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{Cpx}} - X_{\text{K}}^{\text{Cpx}}) + 0.395(\ln(a_{\text{En}}^{\text{Cpx}}))^2} - 273.15$$

رابطه ۹

$$P(\text{kbar}) = -57.9 + 0.0475T(\text{k}) - 40.6(X_{\text{FeO}}^{\text{liq}}) - 47.7(X_{\text{CaTs}}^{\text{Cpx}}) + 0.676(H_2O^{\text{liq}}) - 153(X_{\text{CaO}0.5}^{\text{liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) + 6.89\left[\frac{X_{\text{Al}}^{\text{liq}}}{X_{\text{AlO}1.5}^{\text{liq}}}\right]$$

رابطه ۱۰

$$a_{\text{En}}^{\text{Cpx}} = (1 - X_{\text{Ca}}^{\text{Cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{Cpx}} - X_{\text{K}}^{\text{Cpx}}) \times (1 - 0.5(X_{\text{Al}}^{\text{Cpx}} + X_{\text{Cr}}^{\text{Cpx}} + X_{\text{Na}}^{\text{Cpx}} + X_{\text{K}}^{\text{Cpx}}))$$

رابطه ۱۱

$$\text{Al}(X_{\text{Al}}^{\text{Cpx}}) = X_{\text{AlIV}}^{\text{Cpx}} + X_{\text{AlVI}}^{\text{Cpx}}$$

جدول ۶. نتایج محاسبه دما و فشار بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن در سینودوریت‌های تلخرود

points	Putirka (2008)		Putirka et al. (2003)	
	P(kbar)	T(°C)	P(kbar)	T(°C)
۱۰	۶,۳	۱۱۲۹,۶	۴,۹	۱۰۳۰,۳
۱۱	۶,۲	۱۱۱۷,۷	۵,۲	۱۰۴۵,۳
۱۲	۷,۶	۱۱۰۸,۹	۸	۱۰۳۷,۷
۱۳	۸,۴	۱۱۲۷,۷	۶,۴	۱۰۳۸,۵
۳۸	۶,۶	۱۰۹۰,۴	۶,۶	۱۰۰۱,۱
۳۹	۶,۷	۱۱۰۲,۱	۶,۳	۱۰۳۸
۴۰	۴	۱۱۶۰,۴	۶	۱۱۸۴,۱
۴۱	۳,۷	۱۱۳۶,۴	۴,۱	۱۱۷۶

### فشار- دماسنجی آمفیبول

آمفیبول‌ها قابل استفاده‌ترین کانی‌ها برای دما- فشارسنجی هستند. زیرا تقریباً در همه توده‌های نفوذی کالک آلکان اسیدی و حد واسط تشکیل می‌شوند. همچنین این کانی در گستره‌ای از فشار ۱ تا ۲۳ کیلوبار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است (لیک و همکاران ۱۹۹۷؛ استین<sup>۱</sup> و دیتل ۲۰۰۱). در حقیقت، ترکیب آمفیبول‌ها به پارامترهایی چون فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن، و فشار بخار آب بستگی دارد (هلز<sup>۲</sup> ۱۹۸۲). کاتیون‌هایی چون تیتانیم، آلومینیم کل، و آلومینیم تتراهدری نسبت به افزایش دما حساس‌اند؛ طوری که افزایش دما باعث افزایش میزان Ti و نهایتاً افزایش میزان Al<sup>IV</sup> می‌شود (هاماراستروم<sup>۳</sup> و زن ۱۹۸۶). به طور کلی به‌ازای هر ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد افزایش دما تقریباً ۰/۳ کاتیون به مقدار Al<sup>IV</sup> اضافه

1. Stein  
2. Helz  
3. Hammerstrom

می‌شود. مقدار  $Al^{VI}$  برخلاف  $Al^{IV}$  متناسب با افزایش فشار افزایش می‌یابد و دما تقریباً بر آن تأثیر ندارد (استین و دیتل ۲۰۰۱). محاسبه مقدار  $Al^{VI}$  و  $Al_{TOT}$  مبنای سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است. زیرا مقدار  $Al$  کل در آمفیبول تابع غلظت این عنصر در ماگمای مادر نیست؛ بلکه عمدتاً تابع فشار حاکم بر تبلور آن است. برای استفاده از ترکیب آمفیبول، به منزله معیاری برای ارزیابی فشار و دما، لازم است سنگ مورد بررسی حاوی مجموعه کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت، یا ایلمنیت به صورت هم‌زیست باشد (استین و دیتل ۲۰۰۱). نکته حائز اهمیت این است که در محاسبات نباید از آمفیبول‌هایی که ترکیب اکتینولیتی یا حاشیه اکتینولیتی دارند استفاده شود. چون احتمال دارد اکتینولیت به عنوان فاز زیر خط انجماد<sup>۱</sup> و در اثر دگرسانی هورنبلندهای اولیه ایجاد شده باشد (Hemly et al. 2004). همچنین، هورنبلند باید بدون منطقه‌بندی و فاقد دگرسانی باشد (هملی<sup>۲</sup> و همکاران<sup>۳</sup> ۲۰۰۴؛ استین و دیتل ۲۰۰۱). در فرمول ساختاری هورنبلند باید تعداد کاتیون‌ها با  $Ca \geq 1.5$  و  $Si \leq 7.5$  همخوانی داشته باشد (هاماراستروم و زن ۱۹۸۶).

برای ارزیابی فشار، با استفاده از ترکیب آمفیبول، روش‌های متعددی معرفی شده‌اند (هاماراستروم و زن ۱۹۸۶؛ هولیستر<sup>۳</sup> و همکاران<sup>۳</sup> ۱۹۸۷) که طبق نظر جزار<sup>۴</sup> (۱۹۸۶) دقیق‌ترین آن‌ها روش اشمیت<sup>۵</sup> (۱۹۹۲) است. اشمیت مقدار  $Al_T$  موجود در آمفیبول را در دمای ۶۵۵ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲/۵ تا ۱۳ کیلو بار به طریق تجربی محاسبه و رابطه ۱۲ را ارائه کرده است.

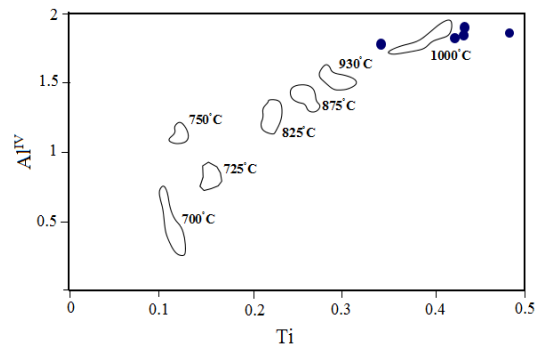
$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 Al_T \quad \text{رابطه ۱۲}$$

در رابطه ۱۲،  $P$  فشار بر حسب کیلو بار و  $Al_T$  معرف مقدار کل آلومینیوم ( $Al^{IV} + Al^{VI}$ ) در ترکیب آمفیبول است. بر اساس روش اشمیت (۱۹۹۲) میانگین فشارهای به دست آمده برای آمفیبول‌های تلخ‌رود ۶/۳ کیلو بار (عمق تقریبی ۲۳/۵ کیلومتر) ارزیابی شد.

همچنین هلز (۱۹۷۳) با استفاده از تغییرات مقدار آلومینیوم نسبت به تیتانیم در واحد فرمولی آمفیبول‌ها دمای تشکیل این کانی‌ها را ارزیابی کرد. در این پژوهش با استفاده از تغییرات  $Ti$  در برابر  $Al^{IV}$  دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد برای آمفیبول‌های تلخ‌رود به دست آمده است (شکل ۱۳).

در این بخش لازم است به حاشیه یا هاله واکنشی اطراف میکروفونوکریست‌های آمفیبول اشاره شود که شامل مجموعه فلوگوپیت و بلورهای ریز تیتانومگنیت است. ترکیب این فلوگوپیت‌های اولیه و خودشکل ماگمایی نسبت به انواع ثانویه که در هاله واکنشی وجود دارد فقط در مقادیر اندک آهن و منیزیم و تیتانیم است (جدول ۳). رادرفورد<sup>۶</sup> و همکارانش (۱۹۹۸) منشأ این حاشیه واکنشی را ناپایداری آمفیبول طی صعود ماگما از محل ذخیره در عمق به اعماق کمتر در نظر گرفتند. چنان که در بخش ترموبارومتري فلوگوپیت اشاره خواهد شد عمق یا فشار تبلور فلوگوپیت بسیار پایین است و با نظر آن‌ها همخوانی دارد.

1. subsolidus
2. Hemly
3. Holister
4. Jarrar
5. Schmidt
6. Rutherford



شکل ۱۳. محاسبه تقریبی دمای تشکیل آمفیبول‌های توده ساب ولکانیک تلخرود بر اساس روش هلز (۱۹۷۳)

### محاسبه فشار فلوگوپیت به روش (اوچیدا و همکاران ۲۰۰۷)

$$P(\text{kbar}) = 3.03 \times \text{Al} - 6.53 (\pm 0.33)$$

با استفاده از مقدار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  موجود در فرمول ساختاری فلوگوپیت‌ها می‌توان فشار را محاسبه کرد. در این روش،  $P$  فشار بر حسب کیلوبار و  $\text{Al}^{\text{IV}}$  مقدار کل آلومینیوم بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن در ترکیب فلوگوپیت است. بر اساس روش یادشده، فشارسنجی فلوگوپیت‌ها فشار در زمان تبلور را ۰/۲۲ تا ۱/۱۶ کیلوبار نشان می‌دهد. برای تبدیل فشارهای به‌دست‌آمده به عمق بر حسب کیلومتر به کمک رابطه  $P = \rho gh$  می‌توان عمق ( $h$ ) را محاسبه کرد (جدول ۷). در این رابطه از میانگین چگالی پوسته قاره‌ای  $2.7 \text{ g/cm}^3$  استفاده شده است.

جدول ۷ الف. محاسبه مقادیر فشار و عمق تبلور فلوگوپیت‌های تلخرود بر حسب کیلومتر

Sample	Uchida et al. 2007	
	P(kbar)	H(km)
۶	۰,۲۲	۰,۸۲
۸	۰,۲۷	۱,۰۰
۹	۰,۳۶	۱,۳۳
۱۷	۰,۳۳	۱,۲۲
۱۸	۰,۳۲	۱,۱۸
۱۹	۱,۱۶	۴,۲۹
۳۷	۱,۰۸	۴

جدول ۷ ب. محاسبه مقادیر فشار و عمق تبلور فلوگوپیت‌های ثانویه تلخرود بر حسب کیلومتر

Sample	Uchida et al. 2007	
	P(kbar)	H(km)
۳	۰,۱۵	۰,۵۸
۴	۰,۱۴	۰,۵۴
۷	۰,۱۷	۰,۶۳
۱۶	۰,۲۰	۰,۷۴
Average	۰,۱۶	۰,۶۲

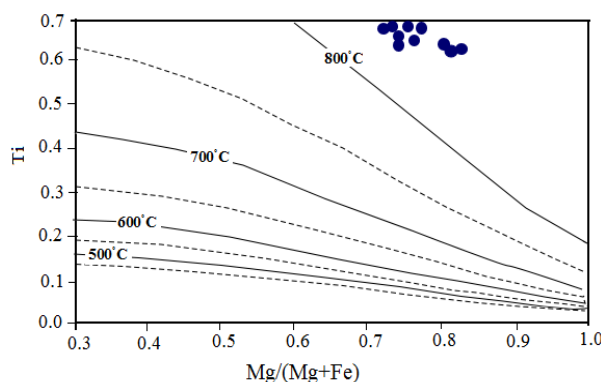
### محاسبه دمای فلوگوپیت

بر اساس مقدار تیتانیوم موجود در میکاها (هنری و همکاران ۱۹۹۵) می‌توان دماسنجی سنگ‌های ساب و لکانیک را انجام داد. در این گونه میکاها باید مقدار کاتیون تیتانیوم محاسبه شده بر حسب ۲۲ اتم اکسیژن ۰/۰۰۴ تا ۰/۷۰ و مقدار عدد منیزیم بین ۰/۱۵۸ تا ۱/۰۰۰ باشد. محاسبه دما بر حسب درجه سانتی‌گراد به دو روش امکان‌پذیر است؛ یکی به کمک نمودار شکل ۱۴ و دیگری با استفاده از معادله تعیین دما که در ادامه ارائه شده است.

$$T = \{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})/b]\}^{0.333} \quad \text{رابطه ۱۳}$$

$$a = -2.3594 \quad b = 4.6482e-9 \quad c = -1.7283 \quad X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe) \quad \text{رابطه ۱۴}$$

طبق رابطه ۱۴ و شکل ۱۴ دمای فلوگوپیت‌های تلخ‌رود حدود ۸۳۷ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است.



شکل ۱۴. نمودار تعیین دمای فلوگوپیت‌های توده ساب و لکانیک تلخ‌رود بر اساس روش (هنری و همکاران ۱۹۹۵)

### دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز

روش دماسنجی مبتنی بر زوج کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز یکی از روش‌های معمول برای دماسنجی سنگ‌های آهکی-قلیایی محسوب می‌شود (استین و دیتل ۲۰۰۱). برای برآورد دما به این روش باید هورنبلند و پلاژیوکلاز به صورت همزیست در کنار هم حضور داشته باشند و هورنبلند فاقد حاشیه اکتینولیتی باشد (هملی و همکاران ۲۰۰۴). بلانندی<sup>۱</sup> و هولاند (۱۹۹۲) بر اثر واکنش ادنیت-ترمولیت رابطه ۱۵ را برای دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز پیشنهاد کرده‌اند. این ترمومتر در سنگ‌های آذرین فلسیک و حد واسطی که حاوی کوارتز و پلاژیوکلاز با  $An < 0.92$  و آمفیبول‌هایی با  $Si < 7.8$  باشند کاربرد دارد و برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ سانتی‌گراد درجه‌بندی شده است. در این رابطه  $T$  دمای تعادلی بر حسب درجه کلون،  $P$  فشار بر حسب کیلوبار،  $Si$  تعداد کاتیون‌های سیلیسیم در فرمول ساختاری آمفیبول، و میزان  $X_{Ab}^{Plg}$  درصد آلبیت در پلاژیوکلاز است.

$$T[\pm 311K] = \frac{0.677P - 48.987}{-0.0429 - 0.0083} \ln \left( \frac{Si-4}{8-Si} \right) X_{Ab}^{Plg} \quad \text{رابطه ۱۵}$$

1. Blundy

با استفاده از روش فوق، دمای تعادل آمفیبول-پلاژیوکلاز در توده نفوذی تلخرود در محدوده بین ۹۲۳/۶ تا ۹۹۸/۵ درجه سانتی گراد به دست آمد.

### دماسنجی پلاژیوکلاز-آلکالی فلدسپار

پوتیرکا<sup>۱</sup> (۲۰۰۸) با استفاده از ترکیب شیمیایی دو فلدسپار (پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار) رابطه ۱۶ را ارائه کرده است. در این روش دما در فشارهای ۶ کیلو بار مطابق با رابطه ۱۶ محاسبه شده است:

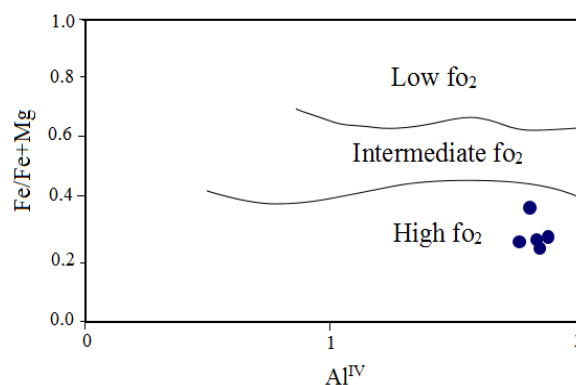
رابطه ۱۶

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{-442 - 3.72P(\text{kbar}) - 0.11 + 0.1 \ln \left[ \frac{X_{\text{Ab}}^{\text{afs}}}{X_{\text{Ab}}^{\text{plg}}} \right] - 3.27(X_{\text{An}}^{\text{afs}}) + 0.098 \ln(X_{\text{An}}^{\text{afs}}) + 0.52(X_{\text{An}}^{\text{plg}} X_{\text{Ab}}^{\text{plg}})}{}$$

مطابق رابطه ۱۶ محدوده دمایی ۹۰۷/۵ تا ۱۰۱۸/۳ درجه سانتی گراد برای پلاژیوکلاز-آلکالی فلدسپار توده ساب ولکانیک تلخرود به دست آمد.

### تخمین فوگاسیتته اکسیژن توسط آمفیبول

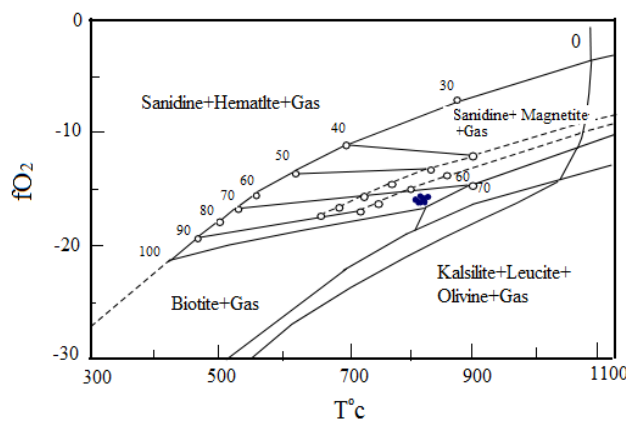
یکی از فاکتورهای مهم برای شناسایی شرایط فیزیکی-شیمیایی حاکم بر تبلور یک توده نفوذی تعیین فوگاسیتته اکسیژن است. کانی شناسی و شیمی کانی ها می توانند برای شناخت چگونگی اکسایش ماگما مورد استفاده قرار گیرند. در این زمینه از روش نیمه کمی برای تخمین فوگاسیتته اکسیژن استفاده شد. در این روش، با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول ها (هولند و بلاندى ۱۹۹۴) می توان میزان فوگاسیتته اکسیژن را در محیط تشکیل این کانی برآورد کرد. در شکل ۱۵ مشاهده می شود که نمونه های مورد بررسی همگی از فوگاسیتته اکسیژن نسبتاً بالایی برخوردارند. آمفیبول های منطقه بیشتر غنی از منیزیم هستند که به فوگاسیتته بالای اکسیژن وابسته اند (ونز و اوگستر ۱۹۶۵).



شکل ۱۵. نمودار فوگاسیتته اکسیژن بر اساس ترکیب شیمیایی آمفیبول تلخرود (هولند و بلاندى ۱۹۹۴)

## تخمین فوگاسیته اکسیژن حین تبلور فلوگوپیت

روند کیفی فوگاسیته اکسیژن را می‌توان از مقدار  $Fe/Fe+Mg$  فلوگوپیت و با استفاده از منحنی کالیبره (ونز<sup>۱</sup> و اوگستر ۱۹۶۵)، که بر اساس دو متغیر  $fO_2-T$  از تعادل مگنتیت و پتاسیم فلدسپار و فلوگوپیت به دست آمده است، نیز برآورد کرد. این سه فاز در همه سنگ‌های منطقه مورد مطالعه وجود دارند و فرض بر این است که دمای تبلور این سنگ‌ها ۷۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد است. بر اساس شکل ۱۶، دامنه فوگاسیته اکسیژن برای سنگ‌های ساب و لکانیک تلخ‌رود  $10^{-18}$  بار است.



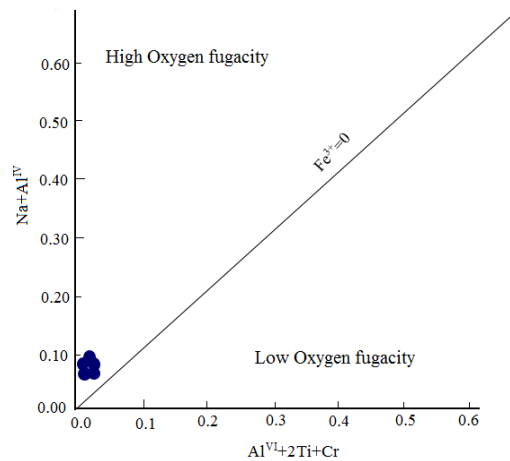
شکل ۱۶. نمودار  $\log fO_2-T$  (ونز و اوگستر ۱۹۶۵) برای تعیین فوگاسیته اکسیژن فلوگوپیت سنگ‌های توده ساب و لکانیک تلخ‌رود

## تعیین فوگاسیته اکسیژن ماگما توسط کانی کلینوپیروکسن

فوگاسیته اکسیژن تأثیری ویژه در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب و بلور دارد (فرانس<sup>۲</sup> و همکاران ۲۰۱۰) و عامل مؤثری در کنترل فرایندهای ماگمایی است و بر توالی تبلور نوع کانی‌های تبلور یافته اثرگذار است (مورتی<sup>۳</sup> ۲۰۰۵). دیدگاه پژوهشگرانی همچون شوایتزر<sup>۴</sup> و همکارانش (۱۹۷۹) این است که میزان  $Fe^{3+}$  در محیط تشکیل سنگ‌ها وابسته به فوگاسیته اکسیژن است. آن‌ها نمودار تغییرات  $Al^{VI}+2Ti+Cr$  در برابر  $Al^{IV}+Na$  را برای تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور کلینوپیروکسن ارائه دادند (شکل ۱۷). این نمودار بر پایه موازنه  $Al$  موجود در موقعیت تتراهدری و  $Al$ ،  $Cr$  در موقعیت اکتاهدري تنظیم شده است. در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر  $Fe$  می‌تواند جانشین عناصر سه‌ظرفیتی مانند  $Al$ ،  $Cr$ ،  $Ti$  در موقعیت هشت‌وجهی شود. بنابراین فراوانی  $Fe$  در پیروکسن‌ها بستگی به موازنه  $Al$  در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی ساختمان پیروکسن دارد. هر چه میزان  $Al^{IV}$  بیشتر باشد امکان ورود عناصر سه‌ظرفیتی دیگر به جز  $Al$  مانند  $Fe$  به موقعیت هشت‌وجهی سیستم بیشتر فراهم می‌شود. بنابراین نمونه‌هایی که بالای خط  $Fe^{3+}=0$  قرار می‌گیرند کلینوپیروکسن‌هایی هستند که در محیطی با فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار

1. Wones
2. France
3. Moretti
4. Schweitzer

می گیرند در فوگاسیته اکسیژن کمتری تشکیل شده اند (شکل ۱۷). همان گونه که در شکل ۱۷ نشان داده شده است نمونه های مورد مطالعه در محدوده با فوگاسیته اکسیژن بالا جای دارند.



شکل ۱۷. نمودار تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن ها (شوایتزر و همکاران)

## نتیجه

تفاوت محسوسی بین ترکیب شیمی کانی های توده ساب ولکانیک تلخرود با کانی های سنگ های ولکانیک دماوند مشاهده نمی شود. مثلاً، مقدار اکسید تیتانیم در آمفیبول های مورد بررسی اندکی کمتر از مقادیر گزارش شده در آمفیبول های ولکانیک (کرسوتیت) است. همچنین، پیروکسن های تلخرود از نوع دیوپسید ( $Wo_{46.61-47.41} En_{42.38-44.79} Fs_{8.28-10.20}$ ) و آلکالی فلدسپار از نوع سانیدین ( $Or_{38.70-61}$ ) است.

از نظر تکتونوماگمایی شیمی کانی آمفیبول نشان می دهد این توده ساب ولکانیک آلکان در یک محیط درون صفحه ای تشکیل شده است. همچنین فلوگوپیت غنی از تیتانیم ویژگی میکاهای کالک آلکان را نشان می دهد. دمای تعادلی کانی های هورنبلند-پلاژیوکلاز نیز در محدوده ۹۹۸/۵ تا ۹۲۳/۶ درجه سانتی گراد و ترمومتري پلاژیوکلاز-آلکالی فلدسپار در محدوده دمایی ۱۰۱۸/۳ تا ۹۰۷/۵ درجه سانتی گراد ارزیابی شده است. وجود کانی های فشاربالا در کنار کانی های فشارپایین بافت های غیرتعادلی در پلاژیوکلاز و حاشیه واکنشی فلوگوپیت و آمفیبول حاکی از تکامل ماگما در یک سامانه باز و تبلور چندمرحله ای، تجمع، و ذخیره ماگما در سطوح مختلف پوسته است.

## منابع

- اسکندری، ا. (۱۳۹۵). «بررسی تحولات ماگمایی گدازه های آتشفشان دماوند با تکیه بر ویژگی های کانی شناسی و ژئوشیمیایی»، رساله دکتری، دانشگاه خوارزمی.
- باشکوه، ب. (۱۳۸۱). «دگرسانی گرمایی در شرق یخچال یخار و جایگاه آن در تاریخچه تکوین آتشفشان دماوند»، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

حاجی سلطان، ع. (۱۳۷۹). «پتروگرافی، پترولوژی، و تهیه نقشه لیتولوژی آتشفشان دماوند»، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، دانشکده علوم پایه.

علی اکبری، ر.؛ ا. ع. طبخ شعبانی؛ ش. محمودی (۱۳۹۹). «ژئوشیمی توده ساب ولکانیک تلخ رود، آتشفشان دماوند»، علوم زمین خوارزمی، ش ۱، ج ۶.

- Abdel-Rahman, A.M. (1994). "Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas", *J. Petrol*, 35, pp. 525-541.
- Agemar, T., Worner, G., & Heumann, A. (1999). "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*, pp. 136-344.
- Aliakbari, R., Tabbakh Shabani, A. A., & Mahmoudi, S. (2020) "Geochemistry of Talkh-rud Sub-volcanic Intrusion, Damavand Volcano", *Kharazmi Journal of Earth Sciences*, 6, pp. 203-220. (in Persian)
- Allenbach, P. (1966). "Geologie und petrography des Damovand und seiner geurg (Zentral-Elburz), Iran, Geologisches", *Mitteilung*, No. 63, pp. 72-78.
- Bashokoo, B. (2001). "Hydrothermal alteration in the east of Yakhar glacier and its position in the formation history of Damavand volcano", MSc. Thesis, Tehran University. (in Persian)
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. (1992). "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer, reply to the comments of Hammarstrom and Zen, and Rutherford and Johnson", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 11, pp. 269-272.
- Chivas, A. R. (1981). "Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 78, pp. 389-403.
- Coltorti, M., Bondaiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y., & Powell, W. (2007). "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", *Lithos*, 99, pp. 68-84.
- Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D. F., Bashukoo, B., Turrin, B., & Pandamouz, A. (2004). The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. *Geol. Soc. Am. Bull*, 116 (1-2), pp. 16-29.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock Forming Minerals* 2nd ed., Longman, London.
- Droop, G. T. R. (1987). "A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine*, 1(361), pp. 431-435.
- Eskandari, A., Amini, A., De Rosa, R., & Paola Donato (2018). Nature of the magma storage system beneath the Damavand volcano (N. Iran): An integrated study. *Lithos* 300-301, 154-176.
- Eskandari, A., De Rosa, R., & Amini, A. (2015). "Remote sensing of Damavand volcano (Iran) using landsat imagery: Implications for the volcano dynamics", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306, pp. 41-57.
- Eskandari, A., (2015). "A study of magmatic evolution of Damavand volcanic lavas with emphasis on mineralogy and geochemistry", PhD thesis, Kharazmi University. (in persian)
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., & Bech, F. (2010). "A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(3-4), pp. 340-346.

- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes: A practical guide*, Wiley-Blackwell.
- Hammarstrom, J. M. & Zen, E.-AN. (1986). "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist*, 71, pp. 1297-1313.
- Hajisultan, A. (2000). "Petrography, petrology and lithology map drawing of Damavand volcano", MSc. thesis, Azad Islamic University. (in Persian)
- Helmy, H. M., Ahmed, A. F., El Mahallawi, M. M., & Ali, S. M. (2004). Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids. Eastern Desert of Egypt and tectonic implication, *Journal of African Earth Science*, 38, pp. 255-268.
- Helz, R. (1973). "Phase reactions of basalts in their melting range at  $P_{H_2O} = 5\text{ kb}$ , Part 11", *Melt Composition Journal of Petrology*, 17, pp. 139-193.
- Helz, R.T. (1982). "Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks, Mineralogical Society of America", *Reviews in Mineralogy*, Vol.9B, pp. 346-279.
- Hendry, D. A. F., Chivas, A. R., Long, J. V. P., & Reed, S. J. B. (1985). "Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusions from some North American porphyry copper deposits", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 89, pp. 317-329.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., & Thomsen, J.A. (1995). "The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms", *American Mineralogist*, 90, pp. 316-328.
- Holland, T. & Blundy, J. (1994). "Non-ideal interactions in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116, pp. 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.E., Peters, E.K., Stowell, H.H., & Sisson, V.R. (1987). "Confirmation of the empirical Correlation of Al in hornblende with Pressure of solidification of Calc – alkaline Plutons", *American Mineralogist*, 72, pp. 231-239.
- Huaimin, X., Shuwen, D., & Ping, J. (2006). Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen Science in China: Series D. Earth Sciences, 49, pp. 684-695.
- Jarrar, GH. (1986). "Mineral chemistry in dioritic hornblendite from Wadi Araba, Southwest Jordan", *Journal of African Earth Sciences*, 26, pp. 285-295.
- Kawabata, H. & Shuto, K. (2005). "Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesites from the Stouchi volcanic belt, Japan: implications for Archean TTG formation", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140, pp. 241-271.
- Kretz, R. (1983). "Symbols for rock-forming minerals", *American Mineralogist*, 68(1-2), pp. 279-277.
- Le Bas, M.J. (1962). "The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science*, 260(4), pp. 267-288.
- Leake, B.E. (1978). "Nomenclature of amphiboles", *Am. Mineral*, 63, pp. 1023-1052.
- Leake, B.E., Woolly, 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., Schmucher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Unungaretti, L., Whittaker, E.J.W., & Youzhi, G. (1997). "Nomenclature of amphiboles. Report of the subcommittee on amphiboles of the international Mineralogical

- Association Commission on New Minerals Names”, *European Journal of Mineralogy*, 9, pp. 623-651.
- Miyashiro, A. (1974). “Volcanic rock series in island arcs and active continental margins”, *American Journal of Sciences*, 247, pp. 321-355.
- Moretti, R. (2005). “Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modeling of silicate melts”, *Geophysics*, 48(4-5), pp. 583-608.
- Morimoto, N. & Kitamura, M. (1983). “Q-J diagram for classification of pyroxenes”, *Journal of the Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 78, pp. 141. (in Japanese)
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K., & Gottardi, G. (1988). “Nomenclature of pyroxenes”, *Mineralogical Magazine*, 52, pp. 535-550.
- Müller, A., Breiter, K., Seltmann, R., & Pécska y, Z. (2005). “Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing”, *Lithos*, 80, pp. 201-227.
- Nakagawa, M., Wada, K., & Wood, C. P. (2002). “Mixed magmas, mush chambers and eruption triggers: evidence from zoned clinopyroxene phenocrysts in andesitic scoria from the 1995 eruptions of Ruapehu volcano”, *New Zealand J. Petrol*, 43, pp. 2279–2303.
- Nakamura, D. (2009), “A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set”, *Journal of Metamorphic Geology*, 27(7), pp. 495-508.
- Nimis, P.A. (1995). “A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling”, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121(2), pp. 115-125.
- Nisbet, E.G. & Pearce, J.A. (1977). “Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings”, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(2), pp. 161-173.
- Ottoneo, G. (1997). *Principles of Geochemistry*, Columbia University Press, New York.
- Putirka, K. (2008). “Thermometers and Barometers for Volcanic Systems”, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), pp. 61-120.
- Putirka, K., Mikaelian, H., Ryerson, F., & Shaw, H. (2003). “New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho”, *American Mineralogist*, 88(10), pp. 1542-1554.
- Rutherford, M. J., Devine, J. D., & Barclay, J. (1998). “Changing magma conditions and ascent rates during the Soufriere Hills eruption on Montserrat”, *GSA Today*, 8, pp. 1-7.
- Rutherford, M.J. & Hill, P.M. (1993). “Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions”, *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 98, pp. 19667–19685.
- Sayari, M. & Sharifi, M. (2014). “SCG: A computer application for single clinopyroxene geothermobarometry”, *Italian Journal of Geosciences*, 133(2), pp. 315-322.
- Sayari, M. (2012). APG: An efficient software program for Amp-Pl thermobarometry based on graphical method”, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 22(4), pp. 345-349.
- Schmidt, M.W. (1992). “Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer”, *Contributions to Mineralogy and*

- Petrology*, 110, pp. 310-304.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J., & Bence, A. E. (1979). "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts", *American Mineralogist*, 64 (2), pp. 501-513.
- Shelley, D. (1993). *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*, Chapman & Hall, University Press, Cambridge, Great Britain.
- Smith, V. C., Blundy, J. D., & Arce, J. L. (2009). "A temporal record of magma accumulation and evolution beneath Nevado de Toluca, Mexico, preserved in plagioclase phenocrysts", *Journal of Petrology*, 50, pp. 405-426.
- Soesoo, A. (1997). "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations", *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119(1), pp. 55-60.
- Spear, F. S. (1995). *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*, Mineralogical Society of America, Washington D.C.
- Speer, J.A. (1984). "Micas in igneous rocks", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1), pp. 299-356.
- Stein, E. & Dietl, E. (2001). "Hornblende thermobarometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald", *Mineralogy and Petrology*, 72, pp. 185-207.
- Tronnes, R.G., Edgar, A.D., & Arima, M. (1985). "A high pressure-high temperature study of TiO<sub>2</sub> solubility in Mg-rich phlogopite: implications to phlogopite chemistry", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, pp. 2323-2329.
- Uchida, E., Endo, S., & Makino, M. (2007). "Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits", *Resource Geology*, 57(1), pp. 47-56.
- Vynhal, C.R. & Mcsween, H.Y.Jr. (1991). "Hornblende Chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminous hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", *American Mineralogist*, 76, pp. 176-188.
- Wones, D.P. & Eugseter, H.P. (1965). "Stability of biotite: experiment, theory, and application", *The American Mineralogist*, 50, pp. 1228-1272.
- Xie, Y.W. & Zhang, Y.Q. (1990). "Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region", *Acta Mineral Sin in Chinese*, 10, pp. 35-45. Mineral chemistry and Thermobarometry of Talkh-rud Sub-volcanic Intrusion, Damavand Volcano