

# سنگ‌های داسیتی جنوب جلفا (آذربایجان شرقی): دما-فشارسنجی آمفیبول و پلاژیوکلاز و بررسی شرایط تبلور

مرتضی دلاوری<sup>۱</sup>، امیرعلی طباطبائی<sup>۱</sup> و سمانه قنبری<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران  
<sup>۲</sup>کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران  
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۳/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۶/۰۴

## چکیده

سنگ‌های آتشفشانی داسیتی (الیگوسن) در جنوب جلفا (آذربایجان شرقی) رخنمون گسترده‌ای دارند. این سنگ‌ها اغلب بافت پورفیری تا هیالوپورفیری و ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز و بیوتیت دارند. داده‌های شیمیایی نقطه‌ای کانی‌ها (EPMA)، حاکی از منطقه‌بندی نوسانی و تنوع شیمیایی آمفیبول‌ها (پارگازیت و ادنیت) است. بلورهای پلاژیوکلاز نیز اغلب زونینگ نوسانی داشته و ترکیب آندزین (An=29-51%) دارند. در این تحقیق، محاسبات دما-فشارسنجی به روش‌های مختلف بر روی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز انجام شده است. مطابق نتایج فشارسنجی، پلاژیوکلازها فشار ۵ تا ۸ کیلوبار و آمفیبول‌ها محدوده‌های مختلف فشار ۱/۵ تا ۳ و ۵ تا ۹ کیلوبار را نشان می‌دهند. همچنین، از نظر دماسنجی، پلاژیوکلازها دمای ۱۰۲۰ تا ۱۰۵۰ درجه سانتیگراد و آمفیبول‌ها دمای ۸۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. بر اساس نتایج فشارسنجی، تبلور و رشد کانی‌ها در اتاق‌های ماگمایی اعماق مختلف صورت گرفته است. برخی از آمفیبول‌ها در پوسته تحتانی شروع به تبلور نموده و رشد متعاقب آنها با صعود ماگما تا پوسته میانی رخ داده است در حالیکه برخی دیگر در اعماق پوسته فوقانی متبلور شده‌اند. کنار هم قرار گرفتن کانی‌های اعماق مختلف در داسیت‌ها را می‌توان به اختلاط مذاب‌ها در اتاق‌های ماگمایی کم عمق نسبت داد.

**کلیدواژه‌ها:** دما-فشارسنجی، داسیت، جلفا، آذربایجان شرقی.

\*نویسنده مسئول: مرتضی دلاوری

E-mail: delavarimza@gmail.com

## ۱- پیش‌نوشتار

استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها یکی از ابزارهای مهم برای مباحث پترولوژی کانی‌ها و سنگ‌هاست. بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها برای آگاهی از شرایط تشکیل آنها و یا محاسبات دما-فشارسنجی یکی از مباحث معمول در پترولوژی است. در نتیجه این محاسبات شرایط دما و فشاری تعادل بلور-مذاب، عمق ذخیره شدن مذاب (اتاق ماگمایی) و تغییرات دما و فشار در حین رشد بلور (ناشی از صعود مذاب) قابل بررسی است (Lindsay et al., 2001; Ubide et al., 2014; Zhang et al., 2014). از طرفی، در صورتی که کانی‌های متبلور شونده با مذاب میزبان در تعادل شیمیایی باشند، شناخت شیمی کانی‌های متبلور شونده ابزاری برای بحث در مورد خصوصیات شیمیایی مذاب میزبان آنهاست. به گونه‌ای که با در دست داشتن شیمی کانی‌ها و ضرایب توزیع عناصر بین کانی و مذاب (KD) می‌توان ترکیب شیمیایی مذاب میزبان را تخمین زد. بنابراین برخی فاکتورهایی همچون تمرکز عناصر در مذاب میزبان، مقدار آب مذاب و شرایط فوگاسیته اکسیژن در حین تبلور قابل محاسبه است (Putirka, 2016). به‌دست آوردن ترکیب کانی‌ها همچنین می‌تواند اطلاعات بسیار مفیدی از محیط شکل‌گیری مذاب، جایگاه تکتونیک آن و فرایندهای تأثیرگذار بر روی شیمی مذاب همچون اختلاط ماگمایی ارائه دهد (Le Bas, 1962; Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982). تحقیق، سنگ‌های آتشفشانی داسیتی جنوب جلفا (استان آذربایجان شرقی) از نظر خصوصیات میکروسکوپی و ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده مورد بررسی قرار گرفته است. در منطقه مورد مطالعه و دیگر مناطق شمال غرب ایران قبلاً نیز مطالعاتی بر روی سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک انجام گرفته است (احمدزاده و همکاران، ۱۳۸۹؛ Jahangiri, 2007؛ عامل و همکاران، ۱۳۹۴؛ پیرمحمدی علیشاه، ۱۳۹۴؛ Simmonds, 2013). یکی از این مطالعات مربوط به سنگ‌های داسیتی منطقه جلفا است (محرمی گرگری و همکاران، ۱۳۹۴) که بر مبنای شیمی سنگ کل انجام شده و در مورد ماهیت آداکیتی و ژنز سنگ‌ها بحث نموده است. با توجه به اینکه مطالعه شیمیایی کانی‌ها و بررسی آنها از نظر تنوع ترکیب و شرایط تبلور قبلاً مورد بحث قرار نگرفته است، در این پژوهش به این موضوع پرداخته شده است. در این تحقیق پس

از تجزیه کانی‌ها، خصوصیات شیمیایی دو فاز کانی تشکیل‌دهنده اصلی این سنگ‌ها (فلدسپار و آمفیبول) مورد مطالعه قرار گرفته و مباحثی همچون شرایط تبلور و تعادل کانی‌ها و تغییرات شرایط مذاب در حین تبلور مورد بحث قرار گرفته است.

## ۲- روش مطالعه

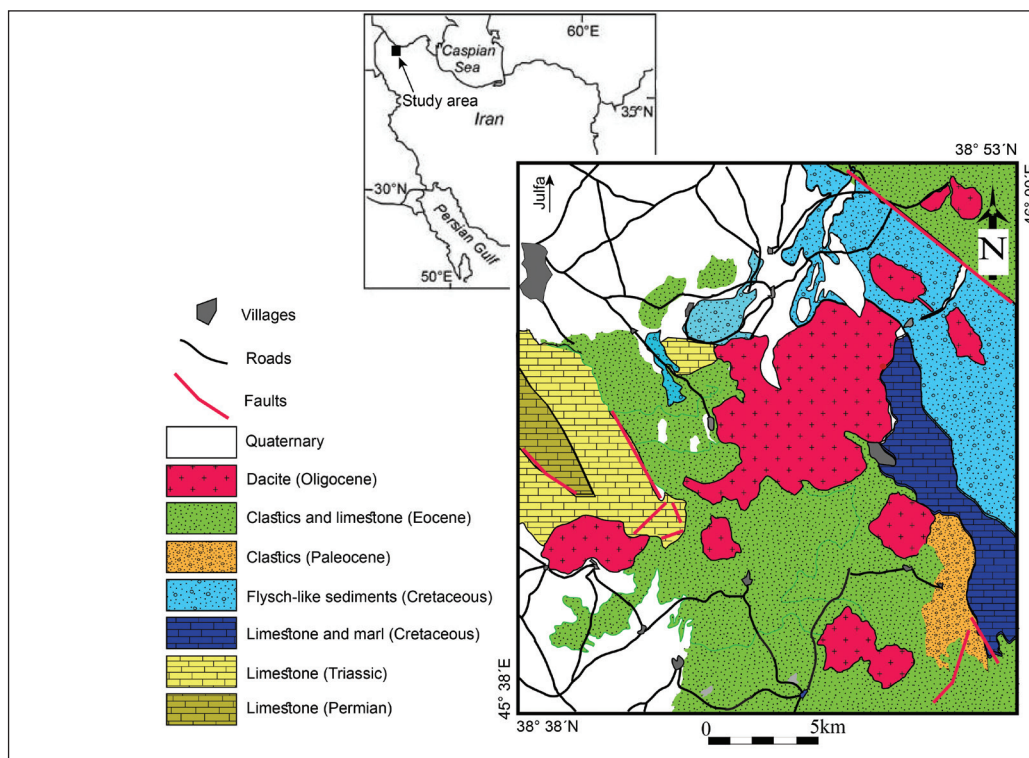
پس از تهیه مقاطع نازک و بررسی خصوصیات میکروسکوپی آنها توسط میکروسکوپ پلاریزان، نمونه‌های مناسب جهت مطالعه کانی‌ها انتخاب شده و از آنها مقاطع نازک-صیقلی تهیه شد. نهایتاً کانی‌های موردنظر از ۲ نمونه و به تعداد ۸۵ نقطه مورد تجزیه قرار گرفتند. نقاط تجزیه شده عمدتاً معطوف به فازهای غالب سنگ یعنی پلاژیوکلاز و آمفیبول بوده است. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها در آزمایشگاه دانشگاه کالیفرنیا در لس‌آنجلس آمریکا (UCLA) صورت گرفت. این کار به روش الکترون پروب میکروآنالیز (EMPA) و با استفاده از دستگاه JEOL-JXA-8200 Superprobe انجام شد. این دستگاه شامل پنج اسپکترومتر بوده و شرایط تجزیه با شتاب ولتاژ ۱۵ keV و محدوده زمانی تابش ۱۵ تا ۲۰ ثانیه اعمال گردید. بعلاوه، کالیبراسیون EMPA با استفاده از کانی‌های استاندارد انجام شد. همچنین، از کانی‌های مورد نظر برای تجزیه، با میکروسکوپ الکترونی تصاویر BSE گرفته شد. با توجه به ماهیت آتشفشانی نمونه‌ها و بحث عدم تعادل شیمیایی مرکز و حاشیه درشت بلورها و به عبارتی وجود ساختار منطقه‌ای در آنها، سعی گردید تجزیه نقطه‌ای از مرکز به سمت حاشیه کانی‌ها انجام شود تا تغییرات شیمیایی مورد بررسی قرار گیرد.

## ۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در جنوب جلفا (استان آذربایجان شرقی) و در محدوده ۳۸° ۳۸' تا ۳۸° ۵۳' عرض شمالی و ۴۵° ۳۸' تا ۴۶° ۰۰' طول شرقی قرار گرفته است. این منطقه در شمال غرب زون ساختاری البرز-آذربایجان قرار می‌گیرد که در آن علاوه بر سنگ‌های آتشفشانی مورد تحقیق، سنگ‌های رخساره فلیشی کرتاسه و ائوسن و همچنین واحدهای پلاتفرمی پالئوزوئیک - مزوزوئیک رخنمون گسترده‌ای

مناطق آذربایجان برونزد گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین سنوزوئیک وجود دارد. به‌طور مثال، توده‌های نفوذی خان‌کندی، شیوار داغ، گرانیتوئیدهای تارم و نفوذی‌های مندیجان (Karimzadeh Somarin, 2006; Aghazadeh et al., 2010, 2011; Nabatian et al., 2014) شواهدی از ماگماتیسیم نفوذی سنوزوئیک در منطقه البرز غربی- آذربایجان هستند. رخنمون‌های وسیع سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک همانند آنچه در منطقه سهند و سیلان (Ghahamghash et al., 2016, 2019; Jamali et al., 2012) دیده می‌شود نیز مثالی از ماگماتیسیم خروجی در آذربایجان هستند.

دارند. واحدهای پلاتفرمی منطقه مشابه با البرز و ایران مرکزی بوده و شامل سنگ‌های آهکی پرمین (سازند روته) و سازند آهکی تریاس (سازند الیکا) است. رخنمون واحدهای مربوط به ژوراسیک (شیل‌های معادل سازند شمشک) چندان گسترده نیست ولی در کرتاسه (پسین)، گستردگی و تنوع قابل توجه سنگ‌شناختی در منطقه وجود دارد که شامل سنگ‌های آهکی - ماری و رخنمون‌های آواری فلیشی با ضخامت بیش از ۱۰۰۰ متر است (Abdollahi and Hosseini, 1996). سنگ‌های آواری پالتوسن (کنگلومرای و ماسه‌سنگ) و نهشته‌های فلیشی گسترده اتوسن از دیگر رخنمون‌های سنگی منطقه هستند (شکل ۱). در منطقه مورد مطالعه همچون دیگر



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (رسم مجدد از (Abdollahi and Hosseini, 1996).

مربوط به اتوسن را قطع کرده‌اند. همچنین گاهی اوقات بیگانه سنگ‌های رسوبی (اتوسن) درون داسیت‌ها دیده می‌شوند. بنابراین سن نسبی سنگ‌های داسیتی باید از کرتاسه-اتوسن جدیدتر باشد. از طرفی در مواردی (خاور جلفا) نیز ملاحظه شده که کنگلومرای میوسن به صورت ناپیوسته بر روی سنگ‌های داسیتی قرار می‌گیرد (Abdollahi and Hosseini, 1996). لذا داسیت‌های مورد بحث از نظر سنی جوان‌تر از اتوسن و قدیمی‌تر از میوسن هستند و با تقریب در محدوده زمانی الیگوسن قرار می‌گیرند.

#### ۴- اختصاصات میکروسکوپی

گدازه‌های داسیتی منطقه جلفا از نظر سنگ‌نگاری خصوصیات چندان متنوعی ندارند. بافت این سنگ‌ها اغلب پورفیری تا هیالوپرفیری است (شکل‌های ۳- الف، ب، پ، ج، چ و ح). زمینه سنگ در اغلب موارد کاملاً ریزدانه بوده و فاقد کانی با مشخصات نوری قابل تشخیص در زیر میکروسکوپ است. در واقع زمینه سنگ در بسیاری از موارد حاصل خروج از حالت شیشه است. در برخی مواقع بافت گلوپورفیری

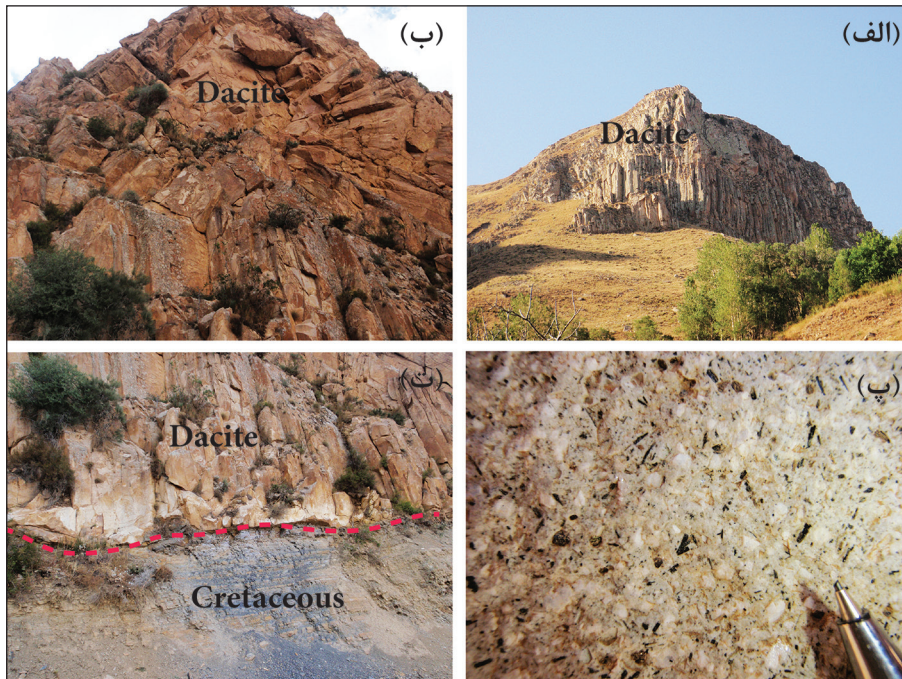
واحدهای آذرین منطقه مورد مطالعه عمدتاً به صورت سنگ‌های آتشفشانی نمود دارند. این سنگ‌ها غالباً ترکیب اسیدی داشته و در محدوده داسیت قرار می‌گیرند. از نظر صحرایی این سنگ‌ها به صورت گنبدی شکل و همچنین روانه‌های گدازه تظاهر دارند و در برخی موارد سازنده قله مرتفع منطقه هستند (شکل ۲- الف). کوه کیامکی با ارتفاع ۳۳۴۳ متر یکی از بلندترین قله منطقه است که توسط فوران سنگ‌های آتشفشانی داسیتی ایجاد شده است. اصلی‌ترین رخنمون داسیت‌ها نیز مربوط به کوه کیامکی و اطراف آن است. اگرچه برخی رخنمون‌های کوچک‌تر نیز در نزدیکی روستاهای خانه‌سر، هرزند قدیم، زمهریر و میاب دیده می‌شوند. از نظر خصوصیات صحرایی، داسیت‌ها در سطح رخنمون به رنگ روشن (خاکستری روشن تا متمایل به کرم) دیده می‌شوند (شکل‌های ۲- الف تا ت). در نمونه دستی درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول به راحتی قابل تشخیص هستند (شکل ۲- پ). با توجه به روابط چینه‌شناختی و ارتباط رخنمون‌های داسیتی با سنگ‌های رسوبی مجاور سن آنها قابل ارزیابی است. گدازه‌های داسیتی در مواردی بر روی نهشته‌های کرتاسه قرار می‌گیرند (شکل ۱). در برخی مکان‌ها نیز مذاب‌های داسیتی سازنده‌های

نماید. بلورهای درشت پلاژیوکلاز اغلب نیمه خودشکل تا نسبتاً بی شکل هستند. این کانی از بلورهای ریز زمینه تا بلورهای درشت که گاهی اندازه‌ی آنها به ۵ میلی‌متر نیز می‌رسد متغیر هستند. ماکل پلی سنتتیک یا کارلسباد- پلی سنتتیک و در برخی مواقع ماکل پیچیده (شکل ۳- الف) در پلاژیوکلازها دیده می‌شود. در مواقعی نیز درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای زونینگ هستند (شکل‌های ۳- الف و ب). پلاژیوکلازها از نظر دگرسانی بیشتر تحت تاثیر سریستی شدن قرار گرفته‌اند. ترکیب پلاژیوکلازها همانطور که در ادامه نیز بحث خواهد شد اغلب در محدوده آندزین است.

که حاصل به هم چسبیدن درشت بلورهای پلاژیوکلاز یا آمفیبول است نیز دیده می‌شود (شکل ۳- ت). درشت بلورها در نمونه‌های مختلف عمدتاً شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز و بیوتیت است (شکل‌های ۳- الف تا خ). کانی‌های فرعی همچون زیرکن و آپاتیت نیز در این سنگ‌ها به چشم می‌خورد.

#### ۴-۱. پلاژیوکلاز

از نظر مودال فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های داسیتی منطقه جلفا است. در برخی نمونه‌ها پلاژیوکلاز ممکن است تا بیش از ۳۰ تا ۴۰ درصد حجم مودال سنگ را اشغال



شکل ۲- اختصاصات صحرایی رخنمون‌های داسیتی منطقه جلفا. الف) گنبد‌های داسیتی که در برخی مواقع بدلیل مقاومت در مقابل فرسایش سازنده قله مرتفع منطقه هستند. در مقیاس رخنمون درزه‌های منشوری به وضوح مشخص هستند. تشکیل درزه‌های منشوری در هنگام سرد شدن گنبد اتفاق می‌افتد و اندازه (قطر) آنها با نرخ سرد شدن ارتباط دارد (Sigurdsson et al., 2015)؛ ب) نمایی از سنگ‌های داسیتی در سطح رخنمون و رنگ روشن مایل به کرم در آنها. در این تصویر ساختار پوست پیازی (onion-skins) به شکل لایه‌های متحدالمرکز دیده می‌شود که لایه‌های داخلی معرف تزریق پالس‌های جدیدتر مذاب است (Sigurdsson et al., 2015). چنین پدیده‌ای معمولاً در گنبد‌های درونزا (endogenous) اتفاق می‌افتد (Goto and McPhie, 1998). تفاوت گنبد‌های درونزا با گنبد‌های برونزا (exogenous) در این است که در گنبد‌های درونزا نرخ خروج مذاب کمتر است که باعث می‌شود سطح خارجی گنبد فرصت کافی برای سرد شدن و تشکیل یک قشر محکم داشته باشد (Nakada et al., 1995)؛ پ) بافت پورفیری و بلورهای سوزنی آمفیبول و پلاژیوکلازهای روشن (± بیوتیت) در نمونه دستی داسیت‌ها؛ ت) مرز اولیه چینه شناختی بین واحد داسیتی و نهشته‌های آواری کراتسه که حاکی از سن نسبی جوانتر داسیت‌ها نسبت به رسوبات مذکور است.

#### ۴-۲. آمفیبول

بلورهای این کانی به صورت نیمه خودشکل تا گاهی خودشکل هستند. این کانی در برخی نمونه‌ها تا بیش از ۱۰ درصد از حجم سنگ را اشغال می‌کند. آمفیبول‌ها در برخی نمونه‌ها تقریباً سالم و فاقد دگرسانی مشخص هستند (شکل ۳- ب) در حالی که در برخی مواقع بدلیل تغییر شرایط فیزیکی و شیمیایی همچون تغییرات فشار، فشار آب و یا عدم تعادل با مذاب میزبان متحمل تغییرات ثانوی همچون دگرسانی به کلریت و سوختگی حاشیه‌ای شده‌اند. سوختگی حاشیه آمفیبول‌ها یا اپاسیتی شدن

آن در نتیجه ناپایداری در حین فوران یا پیش از فوران رخ می‌دهد و می‌تواند معلول عواملی چون افزایش دما (ورود پالس جدیدی از مذاب به درون اتاق ماگمایی)، کاهش فشار سیال در اثر صعود مذاب و خروج گازها و یا اکسایش مذاب باشد (Rutherford and Devine, 2003; Buckley et al., 2006; Plechov et al., 2008). در برخی موارد نیز حالت زونینگ یا ماکل در آمفیبول‌ها کاملاً مشهود است. بلورهای آمفیبول در برخی نمونه‌ها بافت گلوپورفیری نیز نشان می‌دهند (شکل ۳- ت). اگرچه در برخی نمونه‌های داسیتی توده‌های آمفیبولیتی نیز یافت می‌شوند (شکل ۳- ث)

#### ۴-۴. کوارتز

کوارتز یکی دیگر از فازهای معمول در سنگ‌های داسیتی منطقه است. بلورهای کوارتز اغلب بی شکل و دارای حاشیه گردشده و یا مضرس (کوارتزهای خلیجی) هستند (شکل‌های ۳-الف و ح). اندازه بلورهای کوارتز در بیشتر موارد کوچک‌تر از ۲ تا ۳ میلی‌متر است. از نظر فراوانی حجمی نیز در اکثر نمونه‌ها کمتر از ۵ درصد مودال را به خود اختصاص می‌دهند.

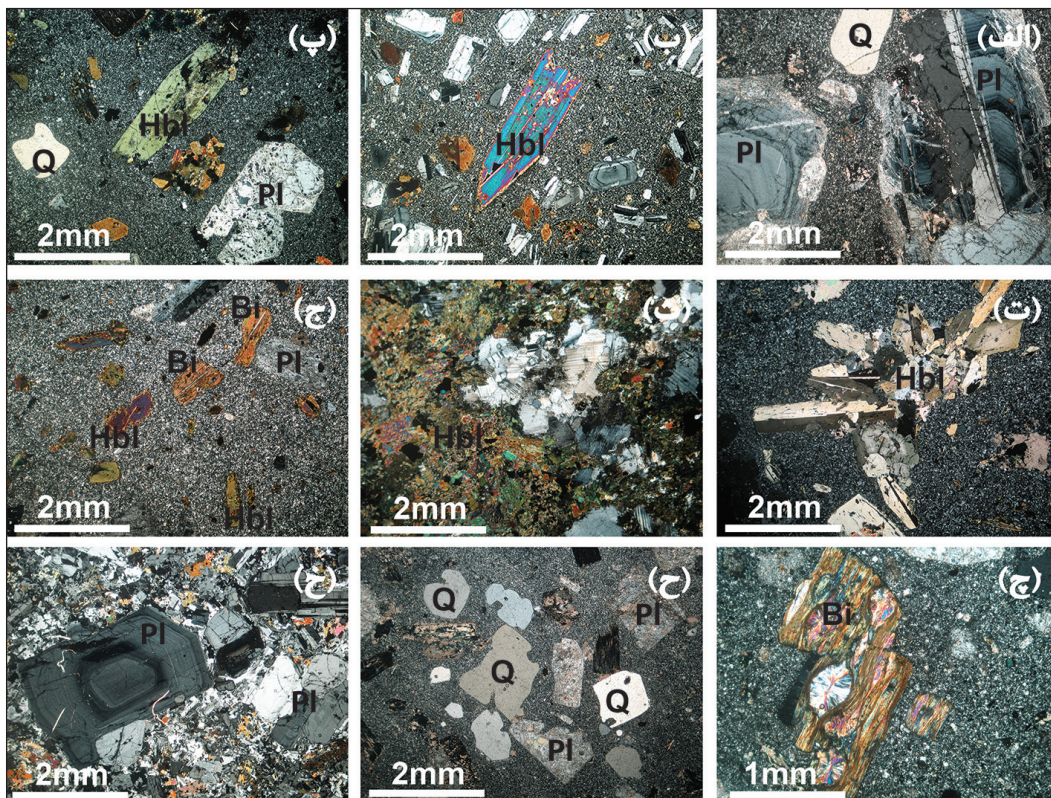
#### ۴-۵. سنگ‌های ساب‌ولکانیک

علاوه بر رخنمون سنگ‌های خروجی که فراوانی گسترده‌ای در منطقه دارند، در برخی موارد بافت نمونه‌ها حکایت از ماهیت ساب‌ولکانیک (زیرسطحی) آنها دارد. در معابر انتقال مذاب به سطح زمین و زمانی که مذاب در درون معبر سرد می‌شود (دایک‌ها و سیل‌ها) و یا در هر حالتی که مذاب به نزدیکی سطح زمین رسیده ولی فوران نموده است این سنگ‌های ساب‌ولکانیک شکل می‌گیرند. در این نمونه‌ها بافت سنگ تمام متبلور است (شکل ۳-خ). اگرچه بدلیل تبلور درشت بلورها در عمق بیشتر و ادامه این فرایند در عمق کم (زیر سطحی) بافت سنگ ناهم‌بعد است که در آن درشت بلورها که عمدتاً پلاژیوکلاز هستند در زمینه ریزبلورتری (متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت) قرار دارند. در این سنگ‌ها نیز اندازه کانی‌ها اغلب کوچک‌تر از ۳ میلی‌متر است. بر اساس رابطه بافتی کانی‌ها به نظر می‌رسد که پلاژیوکلاز در روند تبلور مقدم بر دیگر کانی‌ها تشکیل شده باشد (شکل ۳-خ).

که ممکن است اتولیت باشند و در واقع قطعاتی از کومولا یا حاشیه انجماد سریع توده ماگما در زیر زمین باشند. چرا که در بیگانه‌سنگ‌ها ویژگی‌هایی همچون بافت و هضم شدگی اطراف آنها تا اندازه‌ای متمایز است.

#### ۴-۳. بیوتیت

بیوتیت به عنوان یکی دیگر از کانی‌های فرومیزین، در بسیاری از نمونه‌ها حضور دارد. این کانی به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل است و گاه تا بیش از ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-ج). بیوتیت از نظر اندازه، اغلب کوچک‌تر از ۲ تا ۳ میلی‌متر است. کلریت به عنوان محصول دگرسانی بیوتیت در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. بعلاوه، در مواردی بیوتیت‌ها به پره‌نیت نیز تبدیل شده‌اند به طوری که کانی پره‌نیت به صورت عدسی شکل درون بیوتیت رشد کرده و باعث خم شدن کلیواژهای بیوتیت شده است (شکل ۳-چ). این پدیده در برخی از سنگ‌های گرانیتی آپالاش کانادا نیز دیده شده است که در آنها عدسی‌های سیلیکات کلسیم - آلومینیم شامل پره‌نیت، پومپله‌ایت و گارنت نوع گرانیت در طول سطوح کلیواژ بیوتیت رشد کرده‌اند (Shabani, 2011). برخی مطالعات به تشکیل آنها در نتیجه فرایندهای پس از ماگمایی اشاره دارند و لنزهای سیلیکات‌های آلومینیم - کلسیم همچون پره‌نیت، پومپله‌ایت، اپیدوت و گارنت آندرادیت - گروسولار درون بیوتیت‌های گرانیتیوئیدی را متأثر از فرایندهای دگرسانی دمای پایین (کمتر از ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) معرفی کرده‌اند (Tulloch, 1979).

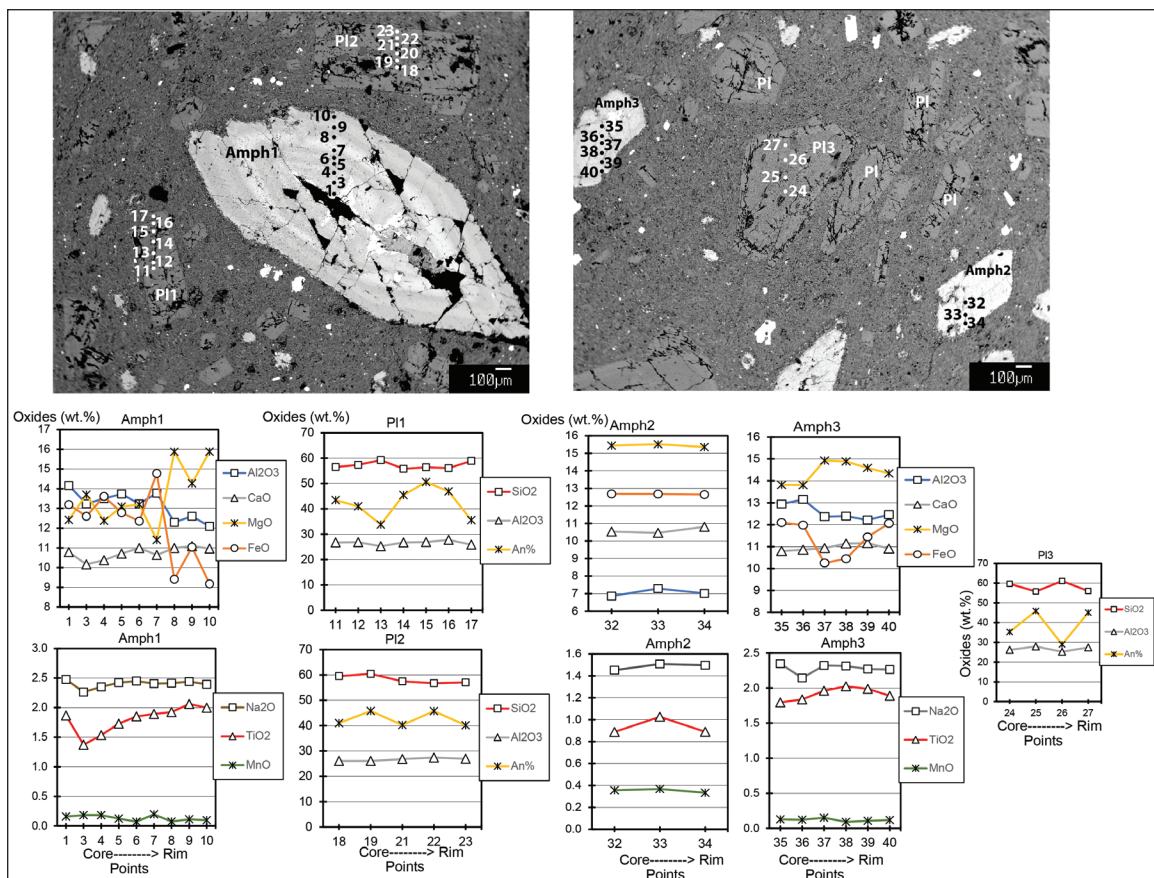


شکل ۳- ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های داسیتی. الف) بافت هیالوپورفیری و درشت بلورهای پلاژیوکلاز نیمه خودشکل که از حاشیه دگرسانی سریستی را نشان می‌دهند؛ ب و پ) بافت هیالوپورفیری و درشت بلورهای آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز. درشت بلورهای آمفیبول که از حالت نیمه خودشکل تا تقریباً خودشکل متغیر هستند؛ ت) بافت گلمروپورفیری که حاصل تجمع درشت بلورهای آمفیبول در کنار همدیگر است؛ ث) انکلاو آمفیبولیتی درون داسیت‌ها. همان‌طور که ملاحظه می‌شود آمفیبول و پلاژیوکلاز کانی‌های عمده تشکیل دهنده آن هستند؛ ج) فراوانی درشت بلورهای آمفیبول و بیوتیت در برخی نمونه‌های داسیتی؛ چ) لنزهای پره‌نیتی درون بیوتیت که رشد ثانویه آنها موجب خمیدگی کلیواژ بیوتیت شده است؛ ح) درشت بلورهای کوارتز خلیجی؛ خ) بافت تمام متبلور و ناهم‌بعد (inequigranular) در نمونه‌های ساب‌ولکانیک که درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی در یک زمینه دانه‌ریزتر متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت را نشان می‌دهد.



ادامه جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی آمفیبول‌ها. محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۲۳ اکسیژن انجام شده است.

کانی	Amph1										Amph2			Amph3				
MgO	۱۲/۴۲	۱۳/۷۰	۱۲/۳۷	۱۳/۰۹	۱۳/۲۱	۱۱/۴۰	۱۵/۸۸	۱۴/۲۷	۱۵/۸۹	۱۵/۴۴	۱۵/۵۲	۱۵/۳۶	۱۳/۸۲	۱۳/۸۰	۱۴/۹۳	۱۴/۸۸	۱۴/۵۹	۱۴/۳۴
CaO	۱۰/۷۹	۱۰/۱۷	۱۰/۳۸	۱۰/۷۱	۱۰/۹۹	۱۰/۶۴	۱۰/۹۹	۱۱/۰۹	۱۰/۹۶	۱۰/۵۳	۱۰/۴۶	۱۰/۸۱	۱۰/۸۰	۱۰/۸۶	۱۰/۹۴	۱۱/۱۴	۱۱/۱۶	۱۰/۹۱
Na <sub>2</sub> O	۲/۴۸	۲/۲۶	۲/۳۵	۲/۴۲	۲/۴۵	۲/۴۱	۲/۴۱	۲/۴۴	۲/۳۹	۱/۴۵	۱/۵۱	۱/۵۰	۲/۳۵	۲/۱۴	۲/۳۲	۲/۳۱	۲/۲۷	۲/۲۶
K <sub>2</sub> O	۰/۵۷	۰/۵۶	۰/۵۵	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۴۴	۰/۴۵	۰/۴۴	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۳۵	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۴۴	۰/۴۷	۰/۳۸	۰/۳۹
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۷
مجموع	۹۸/۲۵	۹۷/۴۳	۹۶/۳۰	۹۷/۲۸	۹۷/۱۱	۹۶/۸۰	۹۷/۸۲	۹۶/۷۹	۹۷/۳۴	۹۶/۷۵	۹۷/۱۲	۹۶/۵۸	۹۷/۸۸	۹۸/۰۹	۹۶/۵۲	۹۶/۹۸	۹۸/۱۹	۹۸/۱۶
Si	۶/۱۲۹	۶/۱۸۰	۶/۱۱۹	۶/۰۹۲	۶/۱۶۴	۶/۰۵۵	۶/۲۷۳	۶/۱۸۸	۶/۲۸۰	۶/۸۸۹	۶/۸۱۴	۶/۸۵۹	۶/۲۱۷	۶/۲۱۶	۶/۲۲۳	۶/۲۱۸	۶/۲۶۱	۶/۲۱۲
Al <sup>iv</sup>	۱/۸۷۱	۱/۸۲۰	۱/۸۸۱	۱/۹۰۸	۱/۸۳۶	۱/۹۴۵	۱/۷۲۷	۱/۸۱۲	۱/۷۲۰	۱/۱۱۱	۱/۱۱۶	۱/۱۴۱	۱/۷۸۳	۱/۷۸۴	۱/۷۷۷	۱/۷۸۲	۱/۷۳۹	۱/۷۸۸
Al <sup>vi</sup>	۰/۵۲۹	۰/۴۰۷	۰/۴۴۶	۰/۴۳۲	۰/۴۲۸	۰/۴۴۳	۰/۳۲۲	۰/۳۴۰	۰/۳۰۶	۰/۴۰۶	۰/۳۷	۰/۴۸	۰/۳۹۹	۰/۴۲۴	۰/۳۲۴	۰/۳۱۹	۰/۳۰۱	۰/۳۰۱
Ti	۰/۲۰۲	۰/۱۴۷	۰/۱۶۹	۰/۱۸۸	۰/۲۰۲	۰/۲۰۹	۰/۲۰۵	۰/۲۲۵	۰/۲۱۴	۰/۰۹۵	۰/۱۱۰	۰/۰۹۶	۰/۱۹۳	۰/۱۹۷	۰/۲۱۳	۰/۲۱۹	۰/۲۱۳	۰/۲۰۲
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۱۳	۰/۰۰۸	۰/۰۱۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۸	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰۷
Fe <sup>3+</sup>	۰/۸۲۱	۱/۲۷۶	۱/۰۷۵	۱/۰۱۵	۰/۷۹۹	۰/۹۴۵	۰/۹۲۰	۰/۸۰۹	۰/۸۹۵	۱/۱۸۹	۱/۲۶۷	۱/۰۸۶	۰/۹۵۰	۰/۹۶۷	۰/۹۱۸	۰/۸۵۸	۰/۸۹۶	۱/۰۵۵
Fe <sup>2+</sup>	۰/۷۶۶	۰/۲۲۸	۰/۵۹۰	۰/۵۳۱	۰/۷۰۱	۰/۸۷۳	۰/۱۹۳	۰/۵۲۸	۰/۱۹۵	۰/۳۲۷	۰/۲۴۲	۰/۴۳۵	۰/۴۹۷	۰/۴۵۹	۰/۳۱۸	۰/۳۹۹	۰/۴۶۶	۰/۳۸۰
Mn	۰/۰۱۹	۰/۰۲۲	۰/۰۲۳	۰/۰۱۵	۰/۰۰۹	۰/۰۲۵	۰/۰۰۹	۰/۰۱۴	۰/۰۱۲	۰/۰۴۳	۰/۰۴۴	۰/۰۴۱	۰/۰۱۶	۰/۰۱۵	۰/۰۱۹	۰/۰۱۱	۰/۰۱۳	۰/۰۱۴
Mg	۲/۶۶۳	۲/۹۱۵	۲/۶۹۸	۲/۸۲۰	۲/۸۵۹	۲/۵۰۱	۳/۳۴۷	۳/۰۸۳	۳/۳۶۶	۳/۲۹۱	۳/۲۹۱	۳/۲۹۳	۲/۹۴۵	۲/۹۳۰	۳/۲۰۸	۳/۱۹۳	۳/۰۹۶	۳/۰۴۱
Ca	۱/۶۶۲	۱/۵۵۵	۱/۶۲۷	۱/۶۵۷	۱/۷۱۰	۱/۶۷۶	۱/۶۶۵	۱/۷۲۲	۱/۶۷۰	۱/۶۱۳	۱/۵۹۵	۱/۶۶۶	۱/۶۵۵	۱/۶۵۷	۱/۶۸۹	۱/۷۱۷	۱/۷۰۲	۱/۶۶۳
Na	۰/۶۹۱	۰/۶۲۶	۰/۶۶۷	۰/۶۷۸	۰/۶۹۰	۰/۶۸۶	۰/۶۶۲	۰/۶۸۶	۰/۶۶۰	۰/۴۰۲	۰/۴۱۶	۰/۴۱۸	۰/۶۵۱	۰/۵۹۲	۰/۶۴۹	۰/۶۶۶	۰/۶۲۷	۰/۶۲۴
K	۰/۱۰۴	۰/۱۰۲	۰/۱۰۲	۰/۰۹۲	۰/۰۹۳	۰/۰۹۴	۰/۰۸۰	۰/۰۸۳	۰/۰۸۰	۰/۰۴۸	۰/۰۴۸	۰/۰۶۴	۰/۰۸۸	۰/۰۸۶	۰/۰۸۱	۰/۰۸۶	۰/۰۷۰	۰/۰۷۱
OH*	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰	۲/۰۰۰
مجموع	۱۷/۴۶	۱۷/۲۸	۱۷/۳۹	۱۷/۴۳	۱۷/۴۹	۱۷/۴۶	۱۷/۴۱	۱۷/۴۹	۱۷/۴۱	۱۷/۰۶	۱۷/۰۶	۱۷/۱۵	۱۷/۳۹	۱۷/۳۳	۱۷/۴۲	۱۷/۴۵	۱۷/۴۰	۱۷/۳۹



شکل ۴- تصاویر BSE از کانیه‌ها و جایگاه نقاط تجزیه شده در مورد بلورهای آمفیبول (Amph) و پلاژیوکلاز (Pl). نتایج تجزیه شیمیایی این نقاط در جداول ۱ و ۲ ارائه شده است.

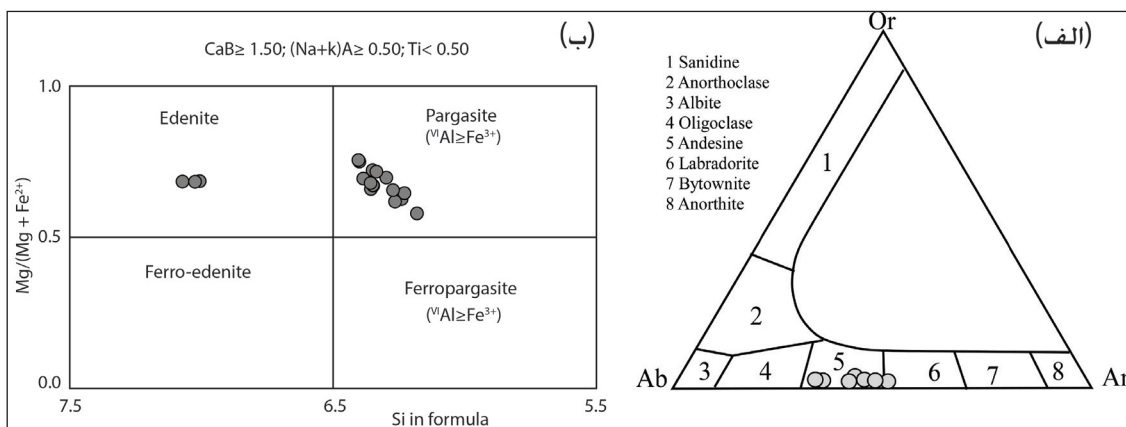
۵-۱. پلاژیوکلاز

بر اساس نتایج تجزیه‌های شیمیایی (جدول ۱) می‌توان گفت بلورهای فلدسپار مطابق با آنچه در سنگ‌نگاری دیده می‌شوند غالباً متعلق به گروه پلاژیوکلاز هستند. از طرفی ترکیب پلاژیوکلازها نیز تنوع و گستردگی چندانی ندارد و به‌طور عمده در محدوده آندزین قرار می‌گیرد (شکل ۵-الف). به‌طور کلی در ترکیب پلاژیوکلازها مقدار  $SiO_2$  از ۵۵/۳۰ تا ۶۱/۰۷ درصد وزنی متغیر است. تمرکز  $Al_2O_3$  نیز از ۲۵/۲۴ تا ۲۸/۴۶ درصد وزنی است. همچنین، مقادیر  $CaO$ ،  $Na_2O$  و  $K_2O$  به ترتیب در محدوده ۵/۷۶ تا ۹/۸۷، ۴/۳۳ تا ۷/۴۶ و ۰/۱۹ تا ۰/۵۴ درصد وزنی تغییر می‌کنند. درصد آنورتیت (%An) در بلورهای پلاژیوکلاز به‌طور کلی در حد ۲۸/۹۳ تا ۵۰/۵۹ است و اشاره به ترکیب آنها در محدوده آندزین دارد. بر اساس نتایج تجزیه در بلورهای مختلف که به صورت تقریبی از مرکز به حاشیه انجام شده است (شکل ۴)، ملاحظه می‌شود که در کلیه بلورها، تغییر شیمیایی مرکز به سمت حاشیه وجود دارد. نمایش تغییرات  $SiO_2$ ،  $Al_2O_3$  و درصد آنورتیت (%An) در بلورهای مختلف پلاژیوکلاز (PI2، PI1 و PI3) در شکل ۴ گواه این مطلب است. این تغییرات بیشتر حالت نوسانی نشان می‌دهند. بویژه در مورد تغییرات درصد آنورتیت (%An) که یک زونینگ نوسانی کاملاً مشخصی را بروز می‌دهند. منطقه بندی نوسانی پلاژیوکلاز می‌تواند معلول تغییرات شرایط فیزیکی و شیمیایی مذاب میزبان در نتیجه پرشدن مجدد اتاق ماگمایی، تغییرات دمایی و شیمیایی مذاب و اختلاط ماگمایی باشد (Singer et al., 1995; Ginibre et al., 2002; Ruprecht and Wörner, 2007; Shcherbakov et al., 2011;

(Viccario et al., 2012). اگر چه، بررسی این مسأله و بحث دلایل و عوامل آن نیازمند بررسی‌های دقیق‌تر است که خارج از حوصله این تحقیق است.

۵-۲. آمفیبول

نتایج تجزیه شیمیایی بلورهای آمفیبول در جدول ۲ ارائه شده است. برخلاف پلاژیوکلاز، آمفیبول‌ها تنوع شیمیایی قابل توجهی نشان می‌دهند. کلیه آمفیبول‌ها در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و با توجه به پارامترهای  $CaB \geq 1.50$ ،  $(Na+K)A \geq 0.50$  و  $Ti < 0.50$  در آنها و نمودار مربوطه (شکل ۵-ب)، در محدوده آمفیبول‌های پارگازیت (Amph1 و Amph3) و ادنیت (Amph2) قرار می‌گیرند. جایگاه نقاط تجزیه شده و تغییرات شیمیایی مرکز به حاشیه بلورها در شکل ۴ نمایش داده شده است. با اینکه یکی از بلورها (Amph2) تغییرات قابل توجهی ندارد ولی دیگر بلورها (Amph1 و Amph3) یک زونینگ نوسانی کاملاً بارز را نشان می‌دهند. این تغییرات نوسانی بویژه در مورد  $MgO$ ،  $FeO$ ،  $Al_2O_3$  و  $CaO$  به‌طور مشخصی نمود دارد. بعلاوه در شکل ۴ میزان تمرکز سازنده‌های شیمیایی مختلف آمفیبول‌ها نیز قابل مشاهده است. در آمفیبول‌های پارگازیتی به‌طور کلی  $SiO_2$  از ۴۱/۲ تا ۴۴/۴،  $Al_2O_3$  از ۱۲/۱ تا ۱۴/۲،  $MgO$  از ۱۱/۴ تا ۱۵/۹،  $CaO$  از ۱۰/۱ تا ۱۱/۲ و  $Na_2O$  از ۲/۱۰ تا ۲/۵ درصد وزنی تغییر می‌کنند. در حالی که در آمفیبول ادنیتی با یک تفاوت شیمیایی بارز  $SiO_2$ ،  $Al_2O_3$  و  $MgO$  به ترتیب دارای تمرکز ۴۷/۷ تا ۴۸/۲، ۶/۹ تا ۷/۳ و ۱۵/۴ تا ۱۵/۵ درصد وزنی هستند.  $Na_2O$  نیز در آمفیبول‌های ادنیتی در حد ۱/۵ درصد وزنی است که کاملاً متمایز از آمفیبول‌های پارگازیتی است.



شکل ۵-الف) نمودار تقسیم بندی فلدسپارها که ملاحظه می‌شود ترکیب شیمیایی کانی‌های تجزیه شده در محدوده پلاژیوکلاز (آندزین) قرار می‌گیرد. (ب) نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997) که بلورهای تجزیه شده عمدتاً در محدوده پارگازیت و معدودی در محدوده ادنیت قرار می‌گیرند.

۶- محاسبات دما- فشارسنجی

آگاهی از ترکیب شیمیایی کانی‌ها با استفاده از تجزیه نقطه‌ای آنها امکان مطالعه و بحث شرایط تبلور و تعادل کانی را فراهم می‌کند. سرآغاز این بحث‌ها به چندین دهه گذشته برمی‌گردد که امکانات آزمایشگاهی لازم برای تجزیه کانی‌ها (EPMA) فراهم گردید و پس از آن روابط متعددی در مورد محاسبات دما-فشار و شرایط تبلور کانی‌های مختلف بر اساس شیمی تک کانی یا زوج کانی‌های در حال تعادل در سیستم‌های آذرین و دگرگونی معرفی گردید (Raase, 1974; Mercier, 1980; Lindsley, 1983; Hammarstrom and Zen, 1986; Gasparik, 1984; Köhler and Brey, 1990).

ادامه دارد که در مطالعات جدیدتر، شرایط تبلور کانی‌ها بر اساس تعادل کانی-مذاب و با استفاده از شیمی کانی و مذاب میزبان مورد بررسی قرار می‌گیرد (Putirka, 2016; Neave and Putirka, 2017). در ادامه محاسبات دما-فشارسنجی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز به روش‌های مختلف انجام شده و نتایج آن مورد بحث قرار گرفته است.

۶-۱. فشارسنجی آمفیبول

در این تحقیق محاسبات دما- فشاری آمفیبول‌ها به ۹ روش مختلف انجام شده است. برخی از این روش‌ها مبتنی بر مقدار Al در ترکیب آمفیبول است (Hammarstrom and Zen, 1986; Johnson and Rutherford, 1989);

در شکل ۶- پ محاسبات فشارسنجی مربوط به بلورهای Amph2 و Amph3 نشان داده شده است. نتایج فشارسنجی بلور Amph3 به نتایج Amph1 نزدیک است. در ضمن تمام توضیحاتی که پیشتر در مورد نتایج فشارسنجی بلور Amph1 گفته شد، در مورد بلور Amph3 نیز صادق است؛ از جمله اینکه حداقل و حداکثر فشار به ترتیب مربوط به حاشیه و مرکز بلور است و همچنین اینکه نتایج فشارسنجی بر اساس شیمی بلور نسبت به روشهای تعادل شیمی بلور-مذاب بالاتر است. آنچه از نتایج فشارسنجی بلورهای Amph1 و Amph3 برمی آید این است که رشد بلور در فشارها و اعماق مختلفی صورت گرفته است. به عبارتی این بلورها در عمق بیشتر متبلور شده و ادامه رشد آنها در اعماق کمتر و در حین صعود مذاب صورت گرفته است. برخلاف اینها، بلور Amph2 نتایج فشارسنجی کاملاً متمایز و کمتری دارد. بر اساس روش‌های مبتنی بر شیمی بلور، بلور Amph2 نتایجی بین حدود ۱/۵ تا ۳ کیلوپار ارائه داده که نشان می‌دهد این بلور در یک عمق و فشار بسیار کمتری متبلور شده است.

#### ۶-۲. دماسنجی آمفیبول

نتایج دماسنجی آمفیبول در شکل ۷ ارائه شده است. این محاسبات به ۹ روش مختلف (Putirka, 2016; Molina et al., 2015) انجام شده است. همه روش‌های استفاده شده بر اساس تعادل شیمی بلور- مذاب میزبان هستند. همانطور که در شکل ۷ دیده می‌شود بلورهای Amph1 و Amph3 دارای محدوده دمایی نزدیک به هم هستند. در این بلورها به استثناء یکی از روش‌ها که محدوده دمایی کمتر (حدود ۸۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد) را نشان می‌دهد بقیه روش‌ها، نتایج دماسنجی نزدیک به هم و در محدوده ۹۰۰ تا ۹۷۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. دماسنجی در مورد Amph2 نتایج پراکنده‌تری نشان می‌دهد (حدود ۸۰۰ تا ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد). از آنجا که در داخل سنگ‌های داسیتی مورد مطالعه در برخی نمونه‌ها توده‌های آمفیبولیتی یافت می‌شود، ممکن است این گونه تصور شود که این توده‌ها، بیگانه‌سنگ بوده و برخی از بلورهای آمفیبول پراکنده در سنگ نیز منشأ زونوکریستی داشته باشند. بر اساس محاسبات دماسنجی انجام شده، دماهای به دست آمده در مورد کلیه بلورهای آمفیبول برای تبلور و تعادل آنها با یک مذاب داسیتی منطقی به نظر می‌رسند و لذا ارتباط ژنتیک آنها با مذاب یا سنگ میزبان را تأیید می‌کند.

#### ۶-۳. دما- فشارسنجی پلاژیوکلاز

نتایج این محاسبات در شکل ۸ آمده است. در شکل ۸- الف، نتایج فشارسنجی بر مبنای تعادل شیمی پلاژیوکلاز- مذاب و به روش (Putirka, 2008) انجام شده است. نتایج فشارسنجی کلیه نقاط تجزیه شده از پلاژیوکلازهای مختلف (PI1، PI2، و PI3) و نیز میانگین نتایج در شکل ۸- الف آمده است. بر اساس این محاسبات بلورهای مختلف تقریباً محدوده فشار نزدیک به هم و در اندازه حدود ۵ تا ۸ کیلوپار را ارائه می‌دهند. میانگین نتایج فشارسنجی نیز برای بلورهای PI1 و PI2 حدود ۶/۵ کیلوپار و برای بلور PI3 حدود ۷/۵ کیلوپار است. نتایج دماسنجی پلاژیوکلازها نیز در شکل ۸- ب نشان داده شده است. این محاسبات نیز بر پایه تعادل شیمی بلور- مذاب میزبان و به دو روش مختلف (Putirka, 2008; Putirka, 2005) انجام شده است. نتایج این دو روش خیلی به نزدیک است. از طرفی دماهای به دست آمده برای بلورهای مختلف پلاژیوکلاز محدوده گسترده‌ای نداشته و بین ۱۰۲۰ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد است. این دماها نسبت به آنچه پیشتر در مورد آمفیبول‌ها گفته شد تا حدودی بالاتر است و ممکن است در واقع نشان دهنده تبلور و تعادل پلاژیوکلاز در دماهای بالاتر نسبت به آمفیبول‌ها باشد. چراکه تبلور آمفیبول نیازمند تحقق شرایط خاصی در مذاب همچون حداقل مقدار آب بین ۱/۵ تا ۳ درصد وزنی است (Claesson and Meurer, 2004). این مسأله می‌تواند باعث تقدم تبلور پلاژیوکلاز نسبت به آمفیبول در یک مذاب داسیتی شود (Feeley and Davidson, 1994).

مطابق آنچه پیشتر در آمفیبول‌ها گفته شد برای بررسی تعادل پلاژیوکلاز با مذاب میزبان نیز می‌توان از برخی فاکتورهای شیمیایی کانی و مذاب میزبان استفاده نمود. ضریب توزیع آلینیت - آنورتیت (KD) بین پلاژیوکلاز و مذاب که

برخی دیگر از روش‌ها علاوه بر تمرکز Al، تمرکز دیگر عناصر را نیز مورد استفاده قرار می‌دهند (Ridolfi et al., 2010; Ridolfi and Renzulli, 2012). روش‌های دیگری نیز وجود دارد که مبتنی بر شیمی کانی و مذاب میزبان است که در آنها لازم است در رابطه‌های مربوطه علاوه بر شیمی کانی، ترکیب شیمیایی مذاب میزبان نیز مورد استفاده قرار گیرد (Putirka, 2016). نتایج این محاسبات در شکل ۶ نمایش داده شده است. نتایج فشارسنجی بلورهای Amph1 و Amph3 به هم نزدیک است در حالی که نتایج بلور Amph2 کاملاً متمایز از آنهاست. همانطور که در شکل ۶- الف دیده می‌شود محاسبات فشار بر اساس شیمی کانی (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Blundy and Holland, 1990; Ridolfi and Renzulli, 2012) در مورد بلور Amph1 حداکثر فشار بین حدود ۷ تا ۹ کیلوپار و حداقل فشار بین ۵ تا ۷ کیلوپار را نتیجه داده است. همان طور که ملاحظه می‌شود نتایج محاسبات به روش‌های مختلف به همدیگر نزدیک بوده و به نوعی تأیید کننده همدیگر هستند. از طرفی، حداکثر فشارها برای مرکز بلور و حداقل فشارها برای حاشیه بلور به دست آمده است. به بیان دیگر نتایج حاصله یک کاهش فشار از مرکز به سمت حاشیه بلور را نشان می‌دهند. در شکل ۶- ب محاسبات فشارسنجی Amph1 بر اساس تعادل کانی- مذاب (Putirka, 2016) انجام شده است. فشارهای به دست آمده از این روش‌ها حداکثر ۳ تا ۶ کیلوپار (مرکز بلور) و حداقل > ۳ تا ۳ کیلوپار (حاشیه بلور) است. ملاحظه می‌شود که در تشابه با شکل ۶- الف، یک کاهش از مرکز به سمت حاشیه دیده می‌شود. البته نتایج فشارسنجی در شکل ۶- ب، به طور قابل ملاحظه ای متفاوت (کمتر) از شکل ۶- الف است. لذا نکته مهمی که مطرح می‌شود این است که نتایج کدام روش‌ها (شکل ۶ الف یا ب) قابل اعتمادتر است؟ برای بررسی این مسأله و از آنجا که روش‌های اعمال شده در شکل ۶- ب، مبتنی بر تعادل کانی- مذاب است، لازم است که شرایط تعادل کانی با مذاب میزبان بررسی شود.

بر اساس رابطه‌ای که ارائه شده است (Putirka, 2016)، ضریب توزیع Fe-Mg بین بلور و مذاب  $[K_D = (x_{FeOT}^{Amph} / x_{MgO}^{Amph}) / (x_{FeOT}^{Liq} / x_{MgO}^{Liq})]$  شاخص مناسبی برای بررسی شرایط تعادلی بلور- مذاب است. در صورتی که  $K_D$  مقدار بین ۰/۱۱ ± ۰/۲۸ داشته باشد حاکی از شرایط تعادل است. برای نمونه‌های ما مقدار  $K_D$  بین ۰/۳۷ تا ۰/۶۷ است که نشان می‌دهد شرایط تعادلی بلور- مذاب به طور کامل فراهم نبوده است. فاکتور دیگر برای بررسی شرایط تعادل بلور- مذاب، محاسبه مقدار  $SiO_2$  مذاب میزبان از روی شیمی بلور و مقایسه آن با شیمی واقعی مذاب است. این فاکتور از رابطه زیر حساب می‌شود:

$$SiO_2 (wt\%) = 0.4 - 751/95T(^{\circ}C) - 278000/T(^{\circ}C) - 9/184 * AIT - Amph$$

مقدار  $SiO_2$  محاسبه شده بر اساس رابطه فوق برای مذاب در حال تعادل با آمفیبول‌های مطالعه شده ۵۸ تا ۷۳ درصد وزنی است. در حالیکه میزان  $SiO_2$  واقعی مذاب برای نمونه مذکور ۶۷/۵ درصد وزنی است. اگر تفاوت مقدار  $SiO_2$  واقعی با مقدار محاسبه شده کمتر از حدود ۳/۶ درصد باشد و یا به بیان دیگر مقدار  $SiO_2$  محاسبه شده در محدوده ۳/۶ ± ۶۷/۵ باشد اختلاف‌ها قابل اغماض است. در نمونه مورد تحقیق، مقدار  $SiO_2$  محاسبه شده (۵۸ تا ۷۳ درصد وزنی) خارج از محدوده مورد انتظار است و لذا این نکته هم می‌تواند نشان‌دهنده نبود تعادل کامل بلور- مذاب باشد. پس به طور کلی، پایین بودن نتایج فشارسنجی شکل ۶- ب نسبت به شکل ۶- الف ممکن است به دلیل محقق نشدن شرایط کامل تعادل بلور- مذاب باشد. در واقع منظور این است که ترکیب مذاب استفاده شده در محاسبات دما- فشارسنجی (روش‌های تعادل کانی- مذاب) که از روی ترکیب سنگ کل به دست آمده با ترکیب مذابی که در هنگام رشد بلور با آن در حال تعادل بوده، متفاوت است و لذا نتایج دما- فشارسنجی مبتنی بر روش‌های تعادل کانی- مذاب از اعتماد کمتری برخوردار هستند. با این استدلال می‌توان گفت که نتایج شکل ۶- الف که بر اساس شیمی کانی محاسبه استانداردتر هستند.



می‌دهند. نتایج فشارسنجی بلورهای پلاژیوکلاز نیز فشار بین ۵ تا ۸ کیلو بار را ارائه می‌دهد. ملاحظه می‌شود که نتایج فشارسنجی به دست آمده از آمفیبول‌های گروه اول و پلاژیوکلاز همخوانی خوبی با همدیگر دارند. با استفاده از نتایج محاسبات فشارسنجی، می‌توان عمق تبلور/تبادل کانی یا عمق مخازن ماگمایی را تخمین زد. در مورد پوسته‌های قاره‌ای که میانگین چگالی حدود ۲/۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب در نظر گرفته می‌شود، هر کیلو بار فشار معادل ضخامتی در حد ۳/۷ کیلو متر است. لذا برای گروه اول آمفیبول‌ها، می‌توان عمقی معادل ۲۶ تا ۳۳ کیلو متری برای شروع تبلور آمفیبول‌ها و عمقی معادل ۱۸ تا ۲۵ کیلو متر برای مراحل پایانی رشد بلورها مطرح نمود. به طور کلی در یک پوسته قاره‌ای با احتساب عمق کمتر از ۱۰-۱۵ کیلو متر برای پوسته فوقانی، عمق ۱۰-۱۵ تا ۲۰-۲۵ کیلو متر برای پوسته میانی و عمق بیش از ۲۰-۲۵ کیلو متر برای پوسته تحتانی (Rudnick and Fountain, 1995)، می‌توان گفت که نتایج فشارسنجی آمفیبول‌های گروه اول به تبلور و رشد آنها در پوسته تحتانی تا اعماق پوسته میانی اشاره دارد.

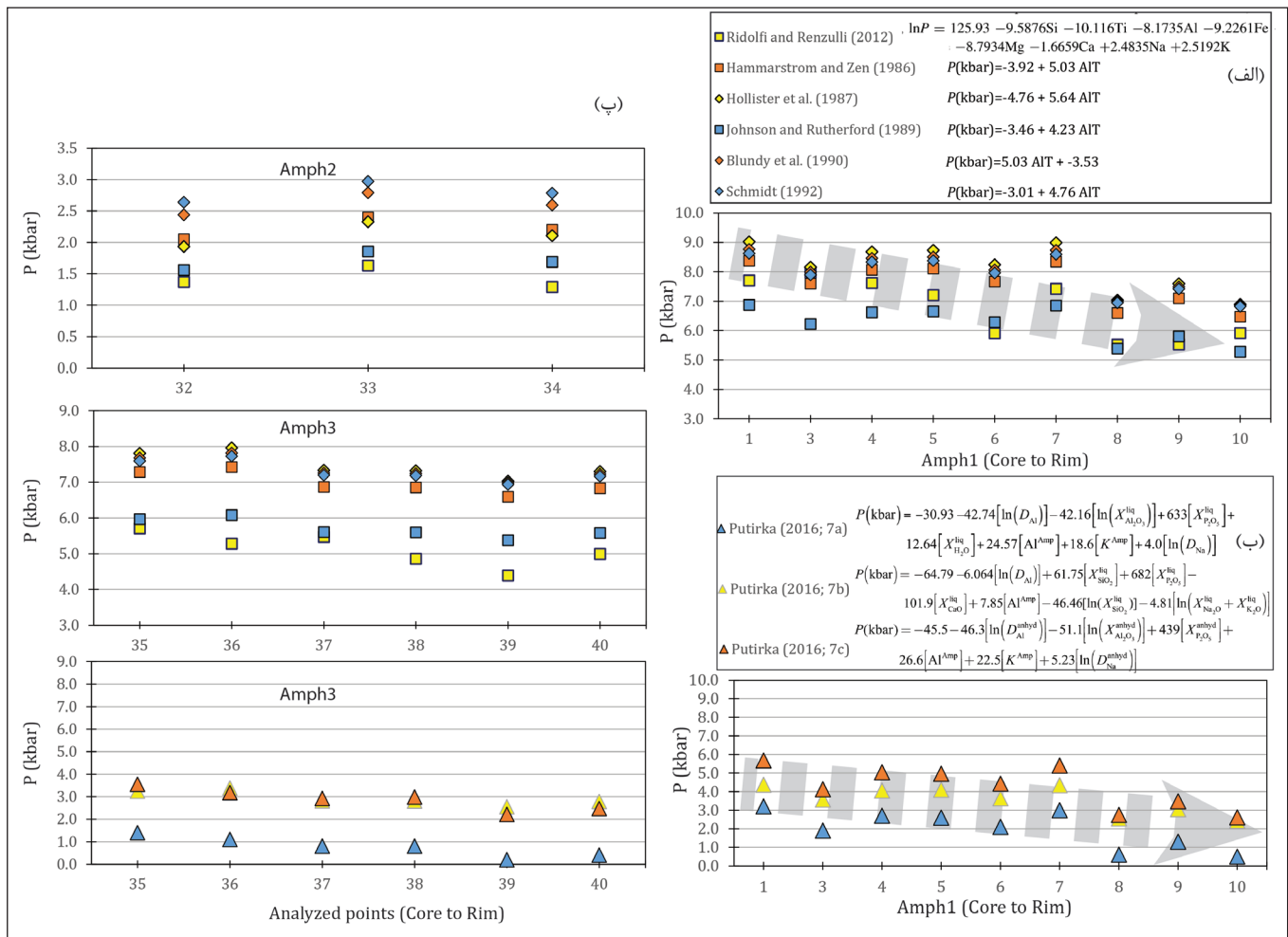
از رابطه زیر حساب می‌شود (Putirka, 2008) می‌تواند معیاری برای بحث تعادل شیمیایی باشد:

$$K_D = (X_{Ab}^{Pl} X_{AlO1.5}^{liq} X_{CaO}^{liq}) / (X_{An}^{Pl} X_{NaO0.5}^{liq} X_{SiO2}^{liq})$$

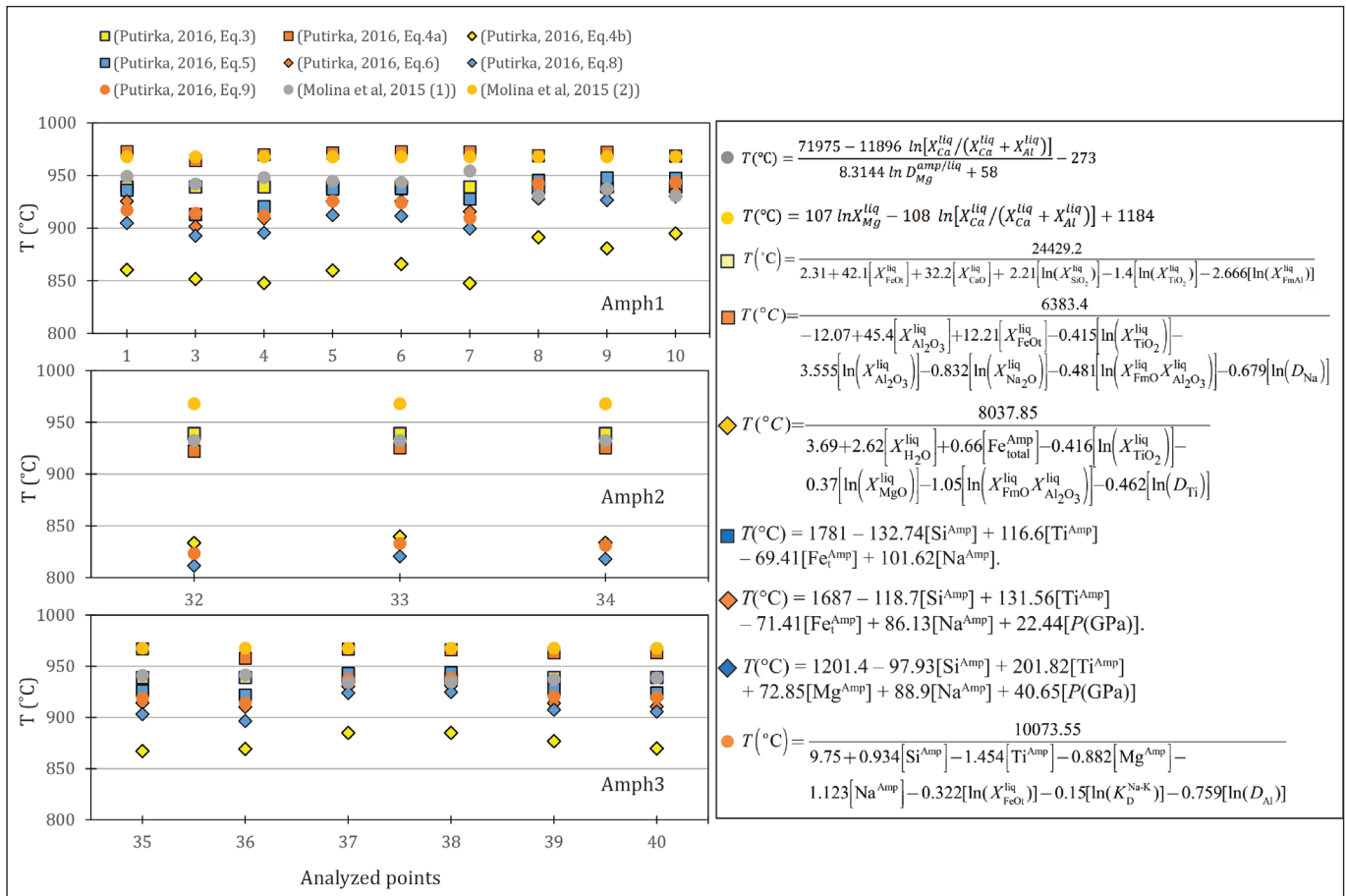
اگر نتایج دماسنجی پلاژیوکلاز کمتر از ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد باشد، مقدار  $K_D$  بین  $0.1 \pm 0.05$  نشانگر تعادل شیمیایی بلور و مذاب است. میانگین  $K_D$  برای پلاژیوکلازهای مطالعه شده در حد ۰/۱۹ است. با اینکه این مقدار در محدوده تعیین شده نیست ولی فاصله زیادی هم با آن ندارد. لذا می‌توان قائل به وجود تعادل شیمیایی نسبی بین بلورهای پلاژیوکلاز با مذاب میزبان بود.

#### ۴-۶. نتایج فشارسنجی و عمق جایگیری مذاب

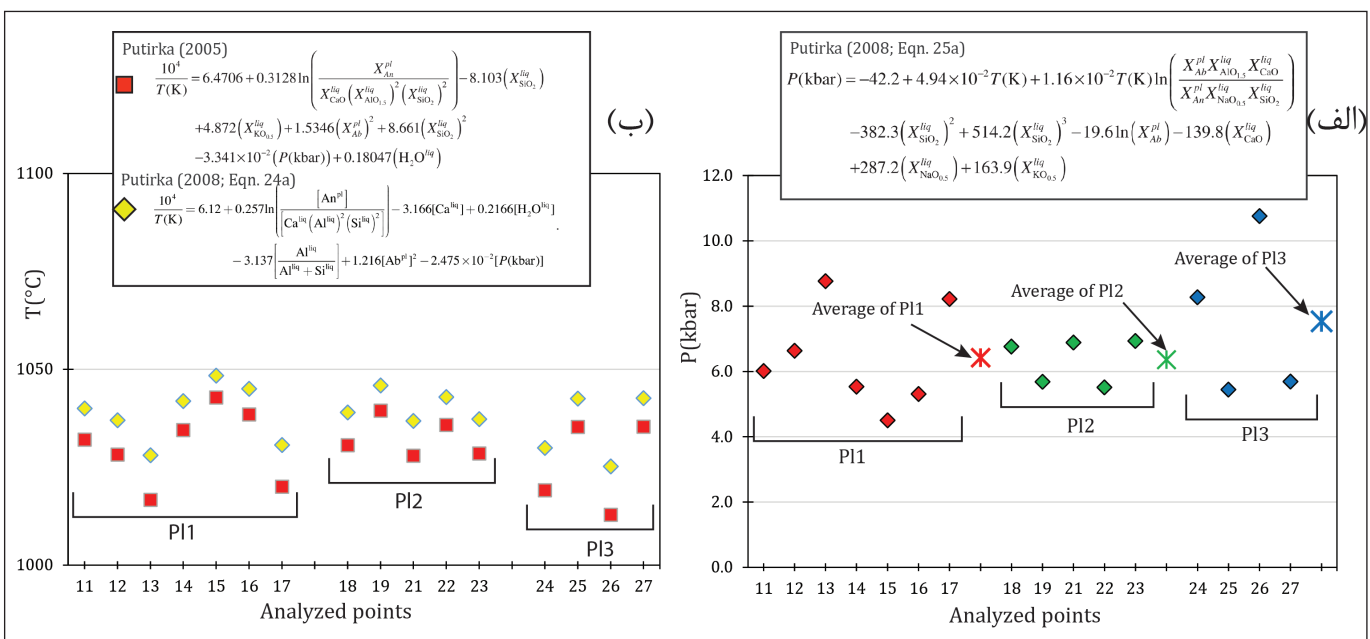
بر اساس آنچه بحث شد ملاحظه گردید آمفیبول‌ها از نظر فشار تبلور و تعادل در دو گروه قرار می‌گیرند. در گروه اول (Amph3 و Amph1)، حداکثر فشار بین حدود ۷ تا ۹ کیلو بار و حداقل فشار بین ۵ تا ۷ کیلو بار به ترتیب برای مرکز و حاشیه بلورها به دست آمده است. در گروه دوم (Amph2) نیز فشار بین ۱/۵ تا ۳ کیلو بار را نشان



شکل ۶- نمایش نتایج محاسبات فشارسنجی آمفیبول به روش‌های مختلف. در این شکل‌ها نتایج محاسبات مربوط به هر نقطه از تجزیه‌ها نمایش داده شده است که بر اساس آن می‌توان نتایج مربوط به مرکز تا حاشیه بلورها را نیز مقایسه نمود. روش‌های به کار گرفته شده بر اساس علائم مختلف و روابط فشارسنجی که در بالای نمودارها نمایش داده شده، قابل مشاهده است. الف و ب) محاسبات فشارسنجی Amph1. در شکل الف روش‌هایی که مبتنی بر شیمی کانی آمفیبول است ارائه شده است. برعکس در شکل ب نتایج فشارسنجی روش‌هایی نمایش داده شده است که بر اساس تعادل شیمیایی کانی - مذاب میزبان محاسبه شده‌اند؛ پ) محاسبات فشارسنجی Amph3 و Amph2. تعریف علائم و روابط استفاده شده در شکل پ همانند شکل الف و ب است. در مورد Amph2 با توجه به اینکه روش‌های تعادل کانی - مذاب نتایج بسیار پایین ارائه می‌داد، این روش‌ها، ارائه نشده است. ترکیب شیمیایی هر نقطه از تجزیه‌ها نیز در جدول ۲ آمده است.



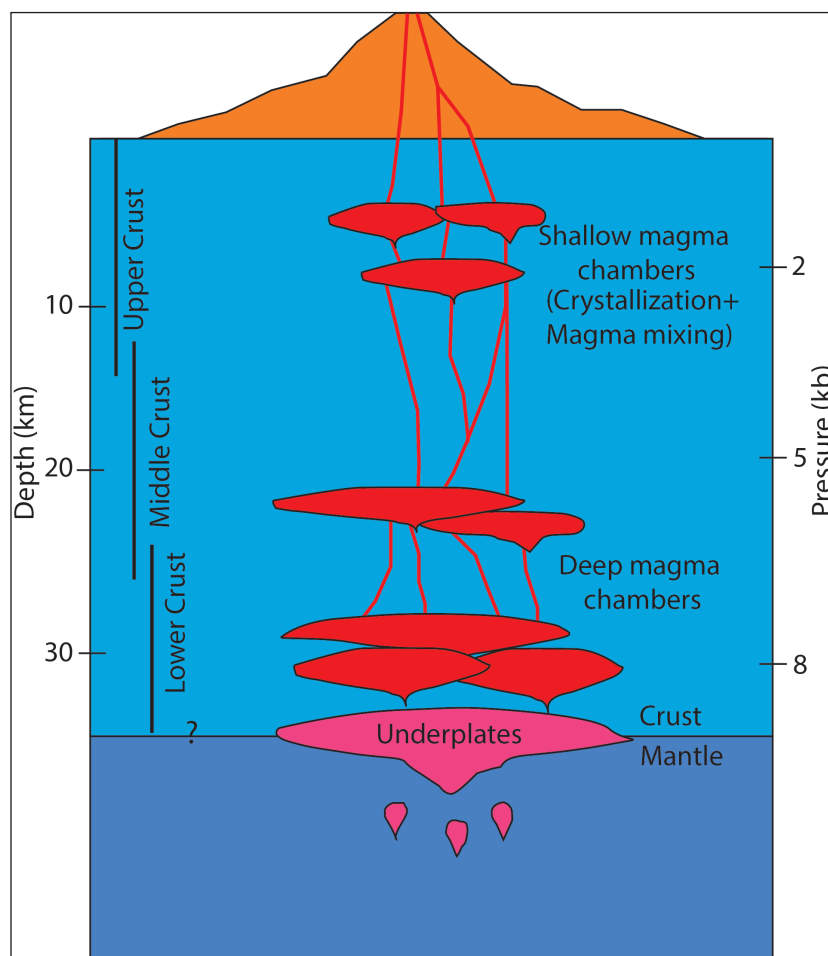
شکل ۷- نمایش نتایج دماسنجی آمفیبول‌ها. این محاسبات به ۹ روش مختلف (Putirka, 2016; Molina et al., 2015) انجام شده است که رابطه‌های آنها در شکل آمده است.



شکل ۸- نمایش نتایج دماسنجی و فشارسنجی پلاژیوکلازها. الف) فشارسنجی پلاژیوکلازها که به روش Putirka (2008) انجام شده است. ب) دماسنجی مربوط به بلورهای پلاژیوکلاز (Pl1، Pl2، Pl3) که به دو روش مختلف (Putirka, 2005; Putirka, 2008) انجام شده است. ترکیب نقاط مختلف مربوط به پلاژیوکلاز و جایگاه نقاط تجزیه شده در بلور به ترتیب در جدول ۱ و شکل ۴ نمایش داده شده‌اند.

(شکل ۹). همان طور که در بخش خصوصیات میکروسکوپی گفته شد برخی از کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز دگرسانی کمتری دارند در حالی که برخی دیگر دگرسانی بیشتر دارند. گروه دوم ممکن است تحت تأثیر تغییر شرایط فیزیکی و شیمیایی و عدم تعادل با ترکیب مذاب میزبان قرار گرفته باشند. بعلاوه، بر اساس آنچه قبلاً اشاره شد ناپایداری برخی بلورها همچون هضم و سوختگی حاشیه آمفیبول‌ها می‌تواند در نتیجه ورود پالس جدیدی از مذاب به درون اتاق ماگمایی و اختلاط مذاب‌ها باشد. همچنین، بر اساس ضریب توزیع Fe-Mg بین بلورهای آمفیبول و مذاب نیز ملاحظه گردید که بلورها در تعادل شیمیایی کامل با ترکیب مذاب میزبان نیستند. لذا این نکات را هم شاید بتوان دلیلی بر تغییرات شرایط تبلور استنباط کرد.

کاهش فشار تدریجی ثبت شده در حین رشد این گروه از آمفیبول‌ها را می‌توان به رشد آنها در حین صعود مذاب یا جابجایی و استقرار مذاب در اتاق‌های ماگمایی مختلف در پوسته تحتانی تا اعماق پوسته میانی ارتباط داد. از طرفی گروه دوم آمفیبول‌ها که فشار بین ۱/۵ تا ۳ کیلو بار را نشان می‌دهند به اعماق حدود ۵ تا ۱۰ کیلومتری (پوسته فوقانی) اشاره دارد. در کنار هم قرار گرفتن این دو گروه از آمفیبول‌ها در یک نمونه، می‌تواند نشان‌دهنده اختلاط یک ماگمای صعود کرده از عمق بیشتر و یک مذاب جایگیری کرده در اعماق کم پوسته باشد. نتایج فشارسنجی پلاژیوکلازها (۵ تا ۸ کیلو بار) نیز که با گروه اول آمفیبول‌ها توافق نسبی دارد تأیید کننده تبلور و تعادل برخی از کانی‌ها در اعماق بیشتر (پوسته تحتانی تا میانی) است



شکل ۹- مدل استنباطی از نحوه ذخیره شده مذاب در اتاق‌های ماگمایی اعماق مختلف بر اساس نتایج فشارسنجی کانی‌ها. نتایج فشارسنجی برخی از بلورهای آمفیبول به آغاز تبلور در اعماق پوسته تحتانی (۲۶ تا ۳۳ کیلومتری) و رشد متعاقب آنها در اعماق پوسته میانی (اعماق حدود ۱۸ تا ۲۵ کیلومتر) اشاره دارد. در ضمن برخی دیگر از آمفیبول‌ها در اتاق‌های ماگمایی کم‌عمق‌تر (۵ تا ۱۰ کیلومتری معادل پوسته فوقانی) تبلور و رشد کرده‌اند. کنار هم واقع شدن بلورهای اعماق مختلف در یک سنگ را می‌توان به اختلاط مذاب در اتاق‌های ماگمایی پوسته فوقانی نسبت داد. از آنجا که در مطالعات قبلی، سنگ‌های داسیتی منطقه جلفا با ماهیت آداکیتی و از ذوب بخشی سنگ‌های مافیک پوسته قاره‌ای ضخیم شده (پوسته تحتانی) معرفی شده‌اند (محرمی گرگری و همکاران، ۱۳۹۴) بنابراین در این مدل، منشأ مذاب‌ها مرتبط با ذوب پوسته تحتانی و در نتیجه تعامل با مذاب‌های گوشه‌ای زیر پلیتی (underplated) در نظر گرفته شده است.

## ۷- نتیجه‌گیری

تا ۹ کیلو بار (معادل پوسته تحتانی تا میانی) را نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها نیز فشار تبلور و تعادل ۵ تا ۸ کیلو بار دارند. مطابق نتایج دماسنجی نیز آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها به ترتیب دمای ۸۵۰ تا ۹۰۰ و ۱۰۲۰ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. بر اساس نتایج فشارسنجی، تبلور و رشد کانی‌ها در اتاق‌های ماگمایی اعماق مختلف صورت گرفته است. به طوری که برخی از آمفیبول‌ها در فشار معادل پوسته تحتانی شروع به تبلور کرده و در حین صعود ماگما تا پوسته میانی به رشد خود ادامه داده‌اند. در حالی که برخی دیگر در اعماق پوسته فوقانی متبلور شده‌اند. تنوع نتایج فشارسنجی برای بلورهای مختلف را می‌توان به اختلاط مذاب‌های مربوط به اتاق‌های ماگمایی افقی‌های مختلف ارتباط داد.

سنگ‌های آتشفشانی داسیتی جنوب جلفا (آذربایجان شرقی) که رخنمون گسترده‌ای به خود اختصاص می‌دهند بر اساس رابطه چینه‌شناسی با سنگ‌های رسوبی اطراف سن الیگوسن دارند. این سنگ‌های داسیتی از نظر سنگ‌نگاری دارای بافت پورفیری تا هیالوپورفیری هستند. کانی‌های اصلی داسیت‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز و بیوتیت است. بر اساس داده‌های تجزیه نقطه‌ای، آمفیبول‌ها از مرکز به حاشیه زونینگ نوسانی نشان می‌دهند و ترکیب شیمیایی آنها شامل پارگازیت و ادنیت است. بعلاوه، پلاژیوکلازها نیز زونینگ نوسانی داشته و ترکیبی در محدوده آندزین دارند. با توجه به نتایج محاسبات فشارسنجی، آمفیبول‌ها محدوده‌های مختلف فشار شامل ۱/۵ تا ۳ (معادل پوسته فوقانی) و ۵

## کتابنگاری

- احمدزاده، غ.، جهانگیری، ا.، مجتهدی، م. و لنتز، د.، ۱۳۸۹- پتروژنز سنگ‌های آداکیتی پس از تصادم پلیو کواترنری در شمال غرب مرنند، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۴، صص. ۷۰۹ تا ۷۲۲.  
 پیرمحمدی علیشاه، ف.، ۱۳۹۴- پتروژنز سنگ‌های آداکیتی پس از تصادم پلیو کواترنری در جنوب تبریز. پترولوژی، ۲۲، صص. ۷۱ تا ۹۰.  
 عامل، ن.، جلیلی قره‌قیه، و.، حاجی‌علی‌اوغلی، ر. و مؤید، م.، ۱۳۹۴- پتروژنز سنگ‌های آداکیتی پس از تصادم پلیو کواترنر شمال آتشفشان سهند (شمال غرب ایران). پترولوژی، ۲۲، صص. ۱۵۷ تا ۱۷۲.  
 محرمی گرگری، ف.، پورمعافی، س. م.، قربانی، م. و میرمحمدی، م. ص.، ۱۳۹۴- بررسی ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و سنگ‌زایی سنگ‌های آداکیتی جنوب شرق جلفا (شمال غرب ایران). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲، صص. ۲۴۱ تا ۲۵۶.

## References

- Abdollahi, M. R. and Hosseini, M., 1996- Geological map of Julfa. Scale 1/100000. Geological Survey of Iran.  
 Aghazadeh, M., Castro, A., Omran, N. R., Emami, M. H., Moinvaziri, H. and Badrzadeh, Z., 2010- The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38: 199-219. doi: 10.1016/j.jseaes.2010.01.002.  
 Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K., 2011- Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine*, 148: 980-1008. doi: 10.1017/S0016756811000380.  
 Blundy, J. D. and Holland, T. J. B., 1990- Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 208-224. doi: 10.1007/bf00306444.  
 Buckley, V. J. E., Sparks, R. S. J. and Wood, B. J., 2006- Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151: 121-140. doi: 10.1007/s00410-005-0060-5.  
 Claesson, D. T. and Meurer, W. P., 2004- Fractional crystallization of hydrous basaltic "arc-type" magmas and the formation of amphibole-bearing gabbroic cumulates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147: 288-304. doi: 10.1007/s00410-003-0536-0.  
 Feeley, T. C. and Davidson, J. P., 1994- Petrology of Calc-Alkaline Lavas at Volc'n Ollagüe and the Origin of Compositional Diversity at Central Andean Stratovolcanoes. *Journal of Petrology*, 35: 1295-1340. doi: 10.1093/petrology/35.5.1295.  
 Gasparik, T., 1984- Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87: 87-97. doi: 10.1007/bf00371405.  
 Ghalamghash, J., Mousavi, S., Hassanzadeh, J. and Schmitt, A., 2016- Geology, zircon geochronology, and petrogenesis of Sabalan volcano (northwestern Iran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327: 192-207. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2016.05.001.  
 Ghalamghash, J., Schmitt, A. and Chaharlang, R., 2019- Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post-collisional magmatism in northwestern Iran: Evidence for time-transgressive magmatism away from the collisional suture. *Lithos*, doi: 10.1016/j.lithos.2019.06.031.  
 Ginibre, C., Wörner, G. and Kronz, A., 2002- Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 300-315. doi: 10.1007/s00410-002-0351-z.  
 Goto, Y. and McPhie, J., 1998- Endogenous growth of a Miocene submarine dacite cryptodome, Rebuton Island, Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 84: 273-286. doi: 10.1016/s0377-0273(98)00040-7.  
 Hammarstrom, J. M. and Zen, E. A., 1986- Aluminum in hornblende; an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71: 1297-1313.

- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B., 1987- Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72: 231-239.
- Jahangiri, A., 2007- Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3-4): 433-447. doi: 10.1016/j.jseas.2006.11.008.
- Jamali, H., Yaghubpur, A., Mehrabi, B., Dilek, Y., Daliran, F. and Meshkani, A., 2012- Petrogenesis and Tectono-Magmatic Setting of Mesozoic Magmatism in Azerbaijan Province, Northwestern Iran. *Petrology—new perspectives and applications*. Intech: 39-56.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J., 1989- Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17: 837-841. doi: 10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ecotai>2.3.co;2.
- Karimzadeh Somarin, A., 2006- Geology and geochemistry of the Mendejin plutonic rocks, Mianeh, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 819-834. doi: 10.1016/j.jseas.2005.08.004.
- Köhler, T. P. and Brey, G. P., 1990- Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2375-2388. doi: 10.1016/0016-7037(90)90226-B.
- Le Bas, M. J., 1962- The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260: 267-288. doi: 10.2475/ajs.260.4.267.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, C. E., Birch, W., Gilbert, M. C., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H. and Krivovichev, V., 1997- Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names (3). *Canadian Mineralogist*, 35: 219-248.
- Letierrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 139-154. doi: 10.1016/0012-821X(82)90122-4.
- Lindsay, J., Schmitt, A., Trumbull, R., De Silva, S., Siebel, W. and Emmermann, R., 2001- Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: Compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites. *Journal of Petrology*, 42: 459-486. doi: 10.1093/petrology/42.3.459.
- Lindsley, D. H., 1983- Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68: 477-493.
- Mercier, J. C. C., 1980- Single-pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics*, 70: 1-37. doi: 10.1016/0040-1951(80)90019-0.
- Molina, J., Moreno, J., Castro, A., Rodríguez, C. and Fershtater, G., 2015- Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232: 286-305. doi: 10.1016/j.lithos.2015.06.027.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S. Y., Von Quadt, A. and Bernroider, M., 2014- Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184–187: 324-345. doi: 10.1016/j.lithos.2013.11.002.
- Nakada, S., Miyake, Y., Sato, H., Oshima, O. and Fujinawa, A., 1995- Endogenous growth of dacite dome at Unzen volcano (Japan), 1993–1994. *Geology*, 23: 157-160. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<0157:EGODDA>2.3.CO;2.
- Neave, D. A. and Putirka, K. D., 2017- A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *American Mineralogist*, 102: 777-794. doi: 10.2138/am-2017-5968.
- Nisbet, E. and Pearce, J., 1977- Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 149-160. doi: 10.1007/bf00398776.
- Plechov, P. Y., Tsai, A. E., Shcherbakov, V. D. and Dirksen, O. V., 2008- Opacitization conditions of hornblende in Bezymyanni volcano andesites (March 30, 1956 eruption). *Petrology*, 16: 19-35. doi: 10.1134/s0869591108010025.
- Putirka, K. D., 2005- Igneous thermometers and barometers based on plagioclase+ liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90: 336-346. doi: 10.2138/am.2005.1449.
- Putirka, K. D., 2008- Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69: 61-120. doi: 10.2138/rmg.2008.69.3.
- Putirka, K., 2016- Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist*, 101: 841-858. doi: 10.2138/am-2016-5506.
- Raase, P., 1974- Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45: 231-236. doi: 10.1007/BF00383440.
- Ridolfi, F. and Renzulli, A., 2012- Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163: 877-895. doi: 10.1007/s00410-011-0704-6.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M., 2010- Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 45-66. doi: 10.1007/s00410-009-0465-7.

- Rudnick, R. L. and Fountain, D. M., 1995- Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33: 267-309. doi: 10.1029/95rg01302.
- Ruprecht, P. and Wörner, G., 2007- Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165: 142-162. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.06.002.
- Rutherford, M. J. and Devine, J. D., 2003- Magmatic Conditions and Magma Ascent as Indicated by Hornblende Phase Equilibria and Reactions in the 1995–2002 Soufrière Hills Magma. *Journal of Petrology*, 44: 1433-1453. doi: 10.1093/petrology/44.8.1433.
- Schmidt, M., 1992- Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310. doi: 10.1007/BF00310745.
- Shabani, A. A. T., 2011- Occurrence of prehnite, pumpellyite and garnet in biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachians: a mineral chemistry study using electron microprobe. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 22: 135-142.
- Shcherbakov, V. D., Plechov, P. Y., Izbekov, P. E. and Shipman, J. S., 2011- Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162: 83-99. doi: 10.1007/s00410-010-0584-1.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. and Stix, J., 2015- *The encyclopedia of volcanoes*. Elsevier,
- Simmonds, V., 2013- Geochemistry and petrogenesis of an adakitic quartz-monzonitic porphyry stock and related cross-cutting dike suites, Kighal, northwest Iran. *International Geology Review*, 55(9): 1126-1144. doi: 10.1080/00206814.2013.767491
- Singer, B. S., Dungan, M. A. and Layne, G. D., 1995- Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *American Mineralogist*, 80: 776-798. doi: 10.2138/am-1995-7-819.
- Tulloch, A., 1979- Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 105-117. doi: 10.1007/BF00371854.
- Ubide, T., Galé, C., Arranz, E., Lago, M. and Larrea, P., 2014- Clinopyroxene and amphibole crystal populations in a lamprophyre sill from the Catalan Coastal Ranges (NE Spain): A record of magma history and a window to mineral-melt partitioning. *Lithos*, 184-187: 225-242. doi: 10.1016/j.lithos.2013.10.029.
- Viccaro, M., Giuffrida, M., Nicotra, E. and Ozerov, A. Y., 2012- Magma storage, ascent and recharge history prior to the 1991 eruption at Avachinsky Volcano, Kamchatka, Russia: Inferences on the plumbing system geometry. *Lithos*, 140–141: 11-24. doi: 10.1016/j.lithos.2012.01.019.
- Zhang, Z. Y., Du, Y. S., Teng, C. Y., Zhang, J. and Pang, Z. S., 2014- Petrogenesis, geochronology, and tectonic significance of granitoids in the Tongshan intrusion, Anhui Province, Middle–Lower Yangtze River Valley, eastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79: 792-809. doi: 10.1016/j.jseaes.2013.04.007.

## Dacitic rocks from the South of Julfa (Eastern Azerbaijan): amphibole and plagioclase thermobarometry and crystallization condition

M. Delavari<sup>1\*</sup>, A. A. Tabbakh Shabani<sup>1</sup> and S. Ghanbari<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

<sup>2</sup>M.Sc., Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Received: 2019 June 01

Accepted: 2019 August 26

### Abstract

The Oligocene dacitic volcanic rocks display widespread exposures in south of Julfa (eastern Azerbaijan). They generally show porphyritic to hyalo-porphyritic textures with major minerals of plagioclase, amphibole, quartz and biotite. Electron probe micro analyzer (EPMA) data indicates oscillatory zoning and chemical variation of amphiboles (pargasite and edenite). The plagioclase crystals are, chemically, andesine (An= 29-51%) which mostly display oscillatory zoning. Based on geobarometric calculations, plagioclase displays pressures of 5 to 8 kb and amphiboles demonstrate different pressure ranges of 1.5 to 3 and 5 to 9 kb. Moreover, geothermometric calculations of plagioclase and amphibole provide temperatures of 1020-1050 and 850-900 °C, respectively. On the basis of geobarometric results, crystallization and growth of the minerals took place in magmatic chambers of different levels. Some of the amphiboles nucleated in lower continental crust and subsequently grown during magma ascent in middle crust whereas some others crystallized in the upper continental crust. Therefore, existence of minerals of different levels inside the studied rocks could be related to magma mixing in shallow magma chambers.

**Keywords:** Geothermobarometry, Dacite, Julfa, Eastern Azerbaijan

For Persian Version see pages 217 to 230

\*Corresponding author: M. Delavari; E-mail: delavarimza@gmail.com