



کاربرد شیمی کانی‌های آمفیبول و فلدسپار در بررسی پتروژنتیک مجموعه‌ی گرانیتوئیدی میوسن میانی، غرب کاشان

مریم هنرمند^۱، نعمت اله رشیدنژاد عمران^{۱*}، محمد هاشم امامی^۲، قاسم نباتیان^۳

۱- بخش زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس

۲- پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

(دریافت مقاله: ۹۲/۴/۲۱، نسخه نهایی: ۹۲/۱۱/۱۲)

چکیده: مجموعه‌ی گرانیتوئیدی نیاسر با سن میوسن میانی، در غرب کاشان و در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر بیرون زدگی دارد. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، مجموعه‌ی نیاسر شامل توده‌های با ترکیب تونالیت، کوارتز دیوریت و دیوریت است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و فلدسپار است. آمفیبول‌ها از نوع کلسیک بوده و ترکیب آن‌ها از مگنزیوهورنبلند تا اکتینولیت تغییر می‌کند و نشان دهنده‌ی نوع I بودن توده‌های مورد بررسی است. ترکیب پلاژیوکلازها در توده‌های تونالیتی الیگوکلاز تا بیتونیت، در توده‌ی کوارتز دیوریتی آلبیت تا آندزین و در توده‌ی دیوریتی الیگوکلاز تا بیتونیت است. بررسی‌های زمین فشارسنجی حاکی از آن است که فشار در زمان تبلور هورنبلند، در توده‌های مورد بررسی، در حدود ۱ تا ۲ کیلو بار بوده که معادل با اعماق ۳/۸ تا ۷/۵ کیلومتری است. بر اساس دماسنجی زوج کانی هورنبلند - پلاژیوکلاز و فلدسپارها، دماهای ۷۰۶ تا ۷۵۶ درجه‌ی سانتیگراد، برای توده‌های نفوذی نیاسر، ارزیابی شد. ارزیابی گریزندگی اکسیژن این توده‌ها نشان دهنده اکسند بودن ماگماهای مولد توده‌های نیاسر است و شاهی برای تشکیل آن‌ها در مرز ورقه‌های همگراست.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی دماسنجی، فشارسنجی، گریزندگی اکسیژن، گرانیتوئید، میوسن میانی، کاشان.

مقدمه

کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های گرانیتوئیدی نیاسر، فلدسپار و آمفیبول، از فراوان‌ترین کانی‌ها هستند. لذا در این پژوهش سعی بر آن است تا با استفاده از ترکیب کانی‌های یاد شده، شرایط فشار، دما و گریزندگی اکسیژن ماگمای در حال تبلور در توده‌های نیاسر را بازسازی کرد. همچنین ترکیب دقیق کانی‌های آمفیبول و فلدسپار در تعبیر و تفسیر سنگ‌زایی و شکل‌گیری‌های ماگمایی این مجموعه‌ی نفوذی مورد استفاده

مجموعه‌ی کانی‌ها و ترکیب آن‌ها در سنگ‌های آذرین ارتباط نزدیکی با ترکیب و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای در برگیرنده‌ی آن‌ها، حین فرآیند تبلور، دارند. بنابراین استفاده از ترکیب کانی‌های معین و نیز کانی‌های همزیست می‌تواند شناخت بهتری از پارامترهای فیزیکوشیمیایی (فشار، دما و گریزندگی اکسیژن) ماگمای در حال تبلور، ارائه دهد. در میان

* نویسنده مسئول، تلفن: ۸۲۸۸۴۴۱۱ (۰۲۱)، نمابر: ۸۲۸۸۴۴۳۵ (۰۲۱)، پست الکترونیکی: Rashid@modares.ac.ir

قرار گرفته‌اند.

مجموعه‌ی گرانیته‌ی نیاسر در ۳۳ کیلومتری غرب کاشان و جنوب غرب نیاسر، بین طول‌های جغرافیایی شرقی $51^{\circ} 09'$ و $51^{\circ} 01'$ و عرض‌های جغرافیایی شمالی $33^{\circ} 51'$ و $33^{\circ} 57'$ قرار دارد. این مجموعه‌ی نفوذی شامل توده‌های با ترکیب حدواسط است که در بخش مرکزی کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. بر اساس تعیین سن U-Pb زیرکن [۱] سن ۱۸ میلیون سال برای توده‌های نفوذی نیاسر به‌دست آمده است. در ادامه به بحث در مورد نتایج آنالیزهای مربوط به هر کدام از کانی‌های یاد شده و استفاده از آن‌ها برای تعیین شرایط تشکیل و تبلور توده‌های منطقه، پرداخته می‌شود.

روش بررسی

برای بررسی شیمی کانی‌ها، ۱۱ مقطع نازک- صیقلی از واحدهای نفوذی مورد بررسی انتخاب و در آزمایشگاه ریزپردازشی دانشگاه سالزبورگ (Salzburg)، اتریش، به‌وسیله‌ی دستگاه ریزپردازنده‌ی الکترونی نوع EOL 8600 superprobe تجزیه شدند. آنالیزها برای کانی‌های مختلف در شرایط ولتاژ 15 kV و جریان پرتو 40 nA، با زمان‌های شمارش ۱۰ ثانیه در قله‌ها، انجام شده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه‌ی نفوذی نیاسر، در نقشه‌ی تقسیمات ساختاری ایران زمین، در کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر قرار می‌گیرد. توده‌های نفوذی مورد بررسی ترکیب تونالیت، کوارتز دیوریت و دیوریت دارند که در سری سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی -آذرآواری چین خورده، مربوط به زمان ائوسن نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های میزبان توده‌های غالب مورد بررسی، شامل توف‌های با ترکیب اسیدی و حدواسط همراه با میان لایه‌های شیل و مارن هستند که بیشترین گستردگی را بین واحدهای میزبان منطقه نشان می‌دهند (شکل ۱). واحدهای آندزیتی و به مقدار کمتر ریوداسیت، نیز از دیگر واحدهای میزبان هستند که همبری محدودی با توده‌های نفوذی منطقه دارند. مجموعه‌ی نفوذی نیاسر از توده‌های مجزا با ترکیب تونالیت (توده‌های مارفیون و

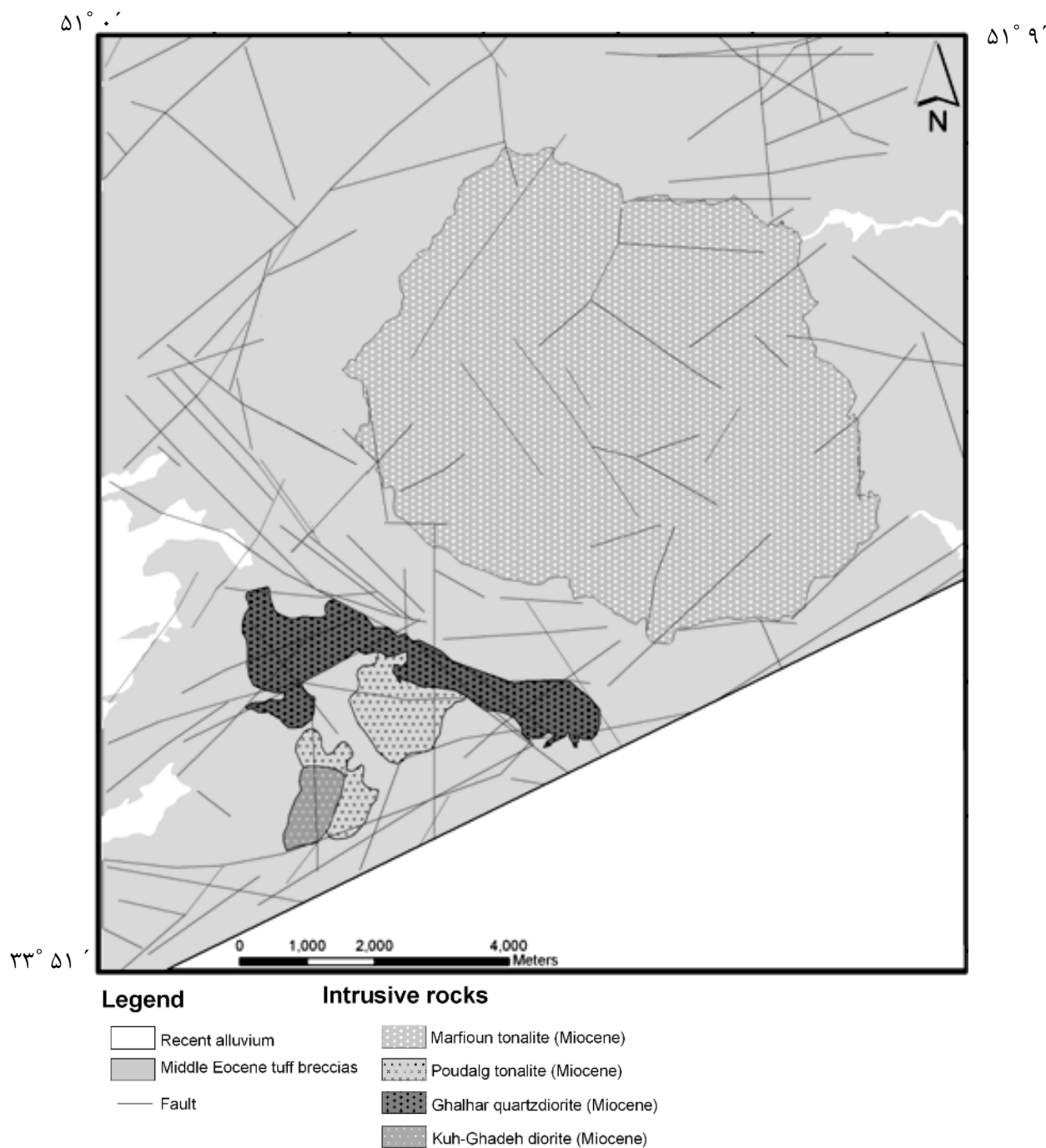
پودلگ)، کوارتز دیوریت (توده‌ی قالهر) و دیوریت (توده‌ی کوه قده) تشکیل شده است (شکل ۱). توده‌های نفوذی قالهر، پودلگ و کوه قده غالباً همبری گسلی با واحدهای آذرآواری میزبان نشان می‌دهند که با توجه به الگوی گسل‌های منطقه، می‌تواند مبین نقش مهم گسل‌ها در کنترل صعود و جایگزینی توده‌های مزبور باشد. از سوی دیگر، بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، توده‌های مستقل و مجزای این مجموعه علی‌رغم هم سن بودن، تاریخچه‌ی تبلور بخشی مجزایی داشتند. توده‌های مذکور نهشته‌های ائوسن را قطع کرده‌اند و باعث دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی اطراف خود شده‌اند.

سنگ‌شناسی

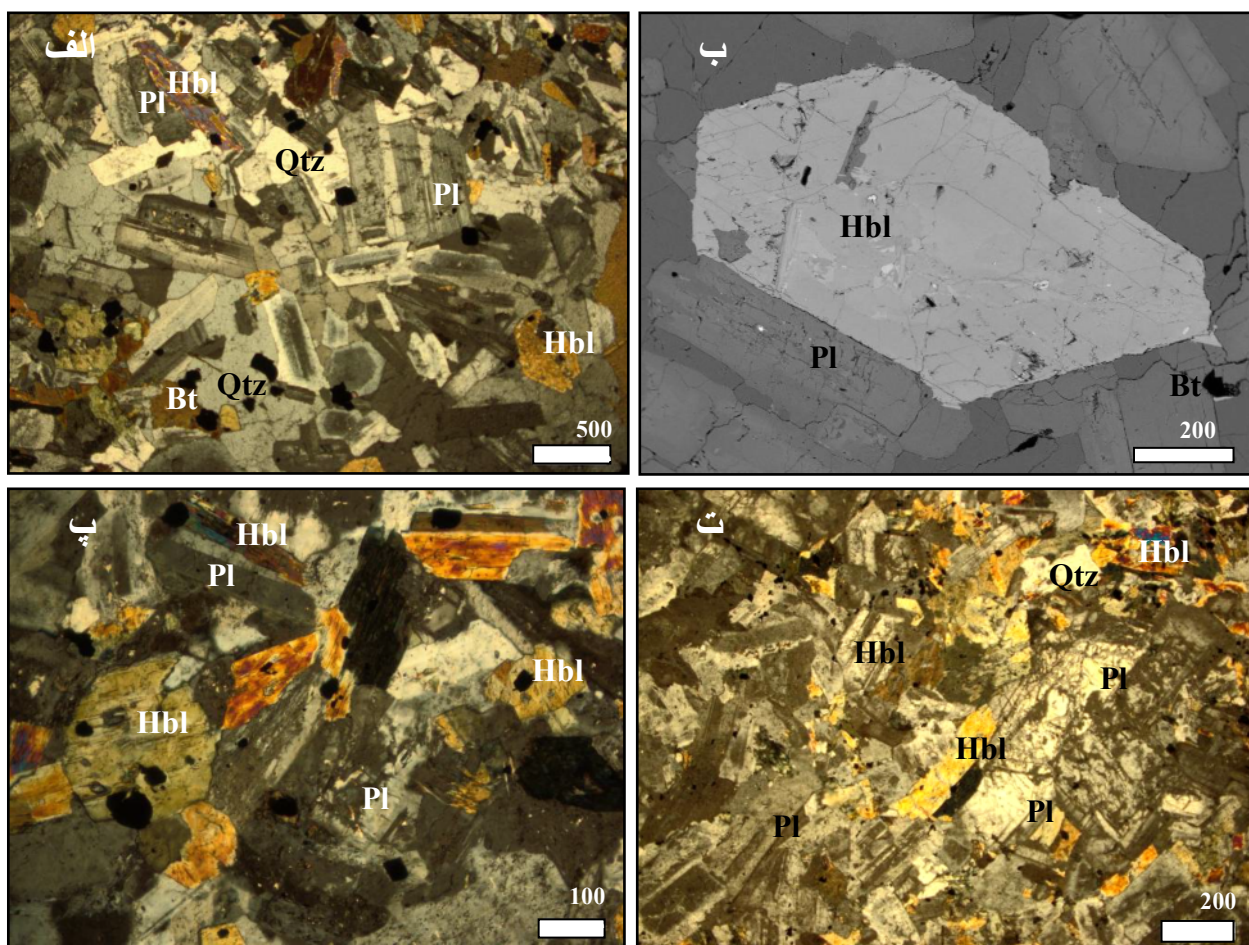
مجموعه‌ی نفوذی مورد بررسی از نظر ترکیب شامل تونالیت، کوارتز دیوریت و دیوریت می‌شود. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمی و ایزوتوپی [۲] توده‌های یاد شده، آبگون‌های بخشی حاصل از ذوب پوسته‌ی تحتانی هستند که در پوسته‌ی بالایی جایگزین شده‌اند. بافت بلورین نیمه شکلدار دانه‌ای از مهمترین بافت‌های قابل مشاهده در این سنگ‌هاست. از دیگر بافت‌های این سنگ‌ها می‌توان به بافت پوئی کلتیک اشاره کرد. کانی-های اصلی سازنده تونالیت مارفیون شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار، هورنبلند و بیوتیت و کانی‌های فرعی عبارتند از اسفن، آپاتیت، زیرکن و کدر (شکل ۲-الف و ب). کانی‌های ثانویه مربوط به توده‌ی مارفیون (شکل ۱) شامل سریسیست، کلریت، اسفن (ثانویه)، اپیدوت و کانی‌های کدر (غالباً اکسید آهن). نمونه‌های مربوط به توده‌های کوارتز دیوریت قالهر و تونالیت پودلگ (شکل ۱) از نظر بافت و کانی‌شناسی شبیه به تونالیت مارفیون ولی اندکی ریزبلورتر هستند. کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و به مقدار کم فلدسپار می‌شوند (شکل ۲-پ). از سوی دیگر، کانی بیوتیت تنها در بخش‌های جدا شده‌تر و مرکزی توده‌های قالهر و پودلگ مشاهده شده است. سنگ‌های دیوریتی کوه قده (شکل ۱) دارای بافت‌های هیپ ایدیومورفیک دانه‌ای و میان دانه‌ای هستند (شکل ۲-ت). دیوریت‌ها از نظر کانی‌شناسی دارای پلاژیوکلاز و آمفیبول همراه با مقادیر کمی کوارتزند. این

و درصد مدی کانی‌ها بین سنگ‌های قالهر و کوه قده قرار بگیرد در منطقه مشاهده نشد. به عبارت دیگر، جدایی کوارتز دیوریت قالهر از دیوریت کوه قده، با توجه به فقدان تغییرات تدریجی در کانی‌شناسی سنگ‌ها، بعید به نظر می‌رسد.

سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی و بافتی شبیه به سنگ‌های توده‌ی قالهر (انواع فاقد بیوتیت) هستند، با این تفاوت که کانی کوارتز در توده‌ی کوه قده بسیار کم است. در حالی که، در توده‌ی قالهر در حدود ۱۵ درصد حجمی سنگ‌ها را کوارتز اشغال می‌کند. لازم به یادآوری است که، نمونه‌ای که از نظر کانی‌شناسی



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی توده‌های نفوذی نیاسر در مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ [۱].



شکل ۲ (الف) تصویر میکروسکوپی (در نور XPL) از تونالیت مارفیون، (ب) تصویر back scatter از هورنبلند، پلاژیوکلاز و بیوتیت در تونالیت مارفیون، (پ) تصویر میکروسکوپی (در نور XPL) کوآرتز دیوریت قالهر، (ت) تصویر میکروسکوپی (در نور XPL) دیوریت کوه قده.

شیمی کانی‌ها

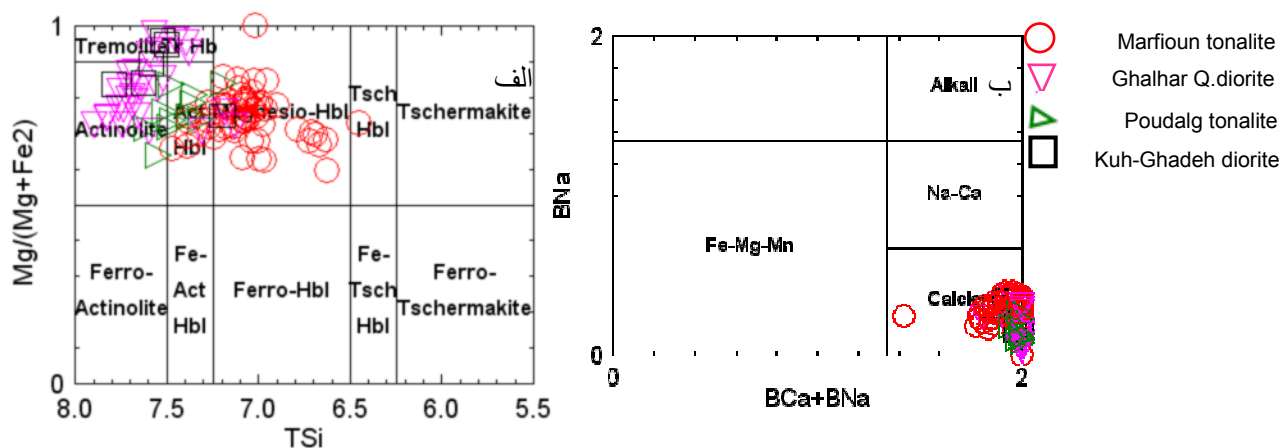
آمفیبول

آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک در مجموعه‌ی نفوذی نیاسر است. نتایج حاصل از آنالیزهای ریزپردازشی آمفیبول در همهی واحدهای سنگی منطقه، در جدول ۱ ارائه شده‌اند. آمفیبول‌های منطقه بر اساس رده بندی [۳] از نوع کلسیک‌اند. این کانی در رده بندی [۴] نیز در گروه آمفیبول‌های کلسیک (منوکلینیک) با پارامترهای $(Ca + Na_B) \geq 1$ و $Na_B < 0.5$ و $Ca > 1.5$ ، نیز در زیر رده‌ی $Ca > 0.5$ و $(Na + K)A \geq 0.5$ و سری Ti < 0.5 قرار می‌گیرد (شکل ۳-الف و ب) که مطابق با آن، آمفیبول‌های آنالیز شده در زیررده‌های مگنزیوهورنبلند، هورنبلند اکتینولیتی و اکتینولیت قرار می‌گیرند. به این ترتیب که، آمفیبول‌های موجود در توده‌ی تونالیتی مارفیون بیشتر در

قلمرو مگنزیوهورنبلند تا هورنبلند اکتینولیتی قرار می‌گیرند و نمونه‌های مربوط به توده‌ی پودلگ غالباً از نوع هورنبلند اکتینولیتی و تا حدودی مگنزیوهورنبلند و اکتینولیت هستند. آمفیبول‌های توده‌ی قالهر شامل دو گروه با ترکیبات مگنزیوهورنبلند تا هورنبلند اکتینولیتی و گروه اکتینولیتی هستند که گروه اخیر (شکل ۳-الف) در مراحل آخر ماگمایی (زیر خط انجماد) و بر اثر واکنش آمفیبول‌های گروه اول با سیالات ماگمایی ایجاد شده‌اند. آمفیبول‌های موجود در دیوریت کوه قده نیز ترکیب مگنزیوهورنبلند تا اکتینولیت دارند. نسبت $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در همهی آمفیبول‌های این مجموعه از ۰/۵۷ تا ۰/۹۷ در نوسانند که نشان دهنده‌ی بالاتر بودن میزان MgO نسبت به FeO در ساختار آمفیبول‌های منطقه است.

جدول ۱ نتایج ریزپردازش تعدادی از آمفیبولهای آنالیز شده در توده‌های نفوذی نیاسر شامل تونالیت مارفیون (Ton-Ma)، تونالیت پودلگ (Ton-Po)، کوارتز دیوریت (Q.Dio) و دیوریت (Dio).

Sample	Ton-Ma.2	Ton-Ma.3	Ton-Ma.4	Ton-Ma.5	Ton-Po.1	Ton-Po.2	Ton-Po.3	Ton-Po.4	Q.dio .1	Q.dio .2	Q.dio .3	Dio .1	Dio .2	Dio .3
Mineral	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
SiO ₂	۴۴٫۳۹	۴۹٫۴۷	۴۹٫۸۶	۵۰٫۴	۴۸٫۴۵	۵۱٫۵۵	۵۱٫۰۵	۵۱٫۰۶	۵۴٫۲۹	۴۹٫۱۹	۵۰٫۶۲	۵۳٫۳۱	۵۲٫۷۵	۵۲٫۹۶
TiO ₂	۲٫۲۸	۰٫۸۶	۰٫۳۵	۰٫۷۴	۰٫۸۸	۰٫۴	۰٫۹	۰٫۶۸	۰٫۸	۱٫۲۵	۱٫۰۶	۰٫۶۳	۰٫۷۷	۰٫۶۶
Al ₂ O ₃	۸٫۴۵	۴٫۶۶	۴٫۲۳	۴٫۳۸	۴٫۰۹	۴٫۵۲	۴٫۰۳	۴٫۰۷	۳٫۰۴	۵٫۷۳	۵٫۰۵	۲٫۴۸	۲٫۸۱	۲٫۶۳
FeO	۱۵٫۰۲	۱۷٫۲۳	۱۷٫۹۳	۱۸٫۳۴	۱۲٫۷۱	۱۴٫۶۷	۱۲٫۳۴	۱۲٫۳۹	۹٫۷۶	۱۴٫۶۵	۱۳٫۹۶	۸٫۵۱	۱۰٫۳	۱۲٫۲۹
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۷	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۷	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰
MnO	۰٫۳۴	۰٫۸۸	۱٫۱۴	۰٫۸۹	۰٫۴۹	۰٫۱۶	۰٫۴۷	۰٫۴۳	۰٫۰۳	۰٫۳۸	۰٫۳	۰٫۱۳	۰٫۲۳	۰٫۱۳
MgO	۱۱٫۸۲	۱۲٫۱۴	۱۲٫۱۳	۱۴٫۱۸	۱۵٫۱۵	۱۳٫۰۷	۱۵٫۴۴	۱۵٫۵۵	۱۷٫۳۶	۱۳٫۵۸	۱۳٫۸۹	۱۸٫۴۳	۱۷٫۲۹	۱۵٫۰۸
CaO	۱۰٫۷۴	۱۰٫۶۴	۱۰٫۴۱	۷٫۸۷	۱۰٫۷۷	۱۲٫۲۵	۱۱٫۵۳	۱۱٫۴۶	۱۲٫۷۷	۱۰٫۹۷	۱۱٫۱۱	۱۱٫۳۴	۱۱٫۲۶	۱۱٫۹۵
Na ₂ O	۲٫۰۰۴	۰٫۸۹	۰٫۸۳	۰٫۹۲	۰٫۹۵	۰٫۳۲	۰٫۸۲	۰٫۷	۰٫۳۵	۱٫۴۴	۱٫۳۶	۰٫۹۷	۱	۰٫۸۶
K ₂ O	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۳۲	۰٫۰۱	۰٫۲۳	۰٫۱۸	۰٫۰۰۵	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۰۶
Total	۹۵٫۳	۹۷٫۰	۹۷٫۰۱	۹۷٫۸۵	۹۳٫۸۲	۹۶٫۵۹	۹۶٫۸۲	۹۶٫۵۲	۹۷٫۶۹	۹۷٫۳۶	۹۷٫۴۸	۹۵٫۹۴	۹۶٫۵۵	۹۷٫۶۲
TSi	۶٫۶۷	۷٫۲۴	۷٫۲۷	۷٫۰۲	۷٫۱۹	۷٫۵۵	۷٫۳۶	۷٫۳۵	۷٫۶۷	۷٫۱۳	۷٫۳۱	۷٫۵۸	۷٫۵۲	۷٫۵۹
TAl	۱٫۳۳	۰٫۷۶	۰٫۷۳	۰٫۷۲	۰٫۷۲	۰٫۴۵	۰٫۶۴	۰٫۶۵	۰٫۳۳	۰٫۸۷	۰٫۶۹	۰٫۴۲	۰٫۴۷	۰٫۴۰
TFe ³	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۴	۰٫۲۶	۰٫۰۹	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۱	۰٫۰
Sum_T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
CAI	۰٫۱۶	۰٫۰۴	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۳۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۱۸	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۲۱
CCr	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰
CFe ₃	۰٫۵۷	۰٫۹۱	۱٫۱۵	۱٫۸۷	۰٫۸۵	۰٫۱۸	۰٫۵۸	۰٫۶۹	۰٫۱۷	۰٫۶۵	۰٫۴۴	۰٫۵۳	۰٫۵۸	۰٫۱۲
CTi	۰٫۲۶	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۰۴	۰٫۰۹۹	۰٫۰۷	۰٫۰۰۹	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۷
CMg	۲٫۶۵	۲٫۶۵	۲٫۶۴	۲٫۹۴	۳٫۳۵	۲٫۸۵	۳٫۳۲	۳٫۳۴	۳٫۶۶	۲٫۹۳	۲٫۹۹	۳٫۹۱	۳٫۶۷	۳٫۲۳
CFe ²	۱٫۳۲	۱٫۲۰	۱٫۰۴	۰	۰٫۶۴	۱٫۶۲	۰٫۹۱	۰٫۸	۰٫۹۸	۱٫۱۳	۱٫۲۴	۰٫۴۸	۰٫۶۴	۱٫۳۵
CMn	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲
Sum_C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
BCa	۱٫۷۳	۱٫۶۷	۱٫۶۳	۱٫۱۷	۱٫۷۱	۱٫۹۲	۱٫۷۸	۱٫۷۷	۱٫۹۳	۱٫۷۰	۱٫۷۲	۱٫۷۳	۱٫۷۲	۱٫۸۴
BNa	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۰۸	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۰۷	۰٫۲۹	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۱۶
Sum_B	۲	۱٫۹۲	۱٫۸۶	۱٫۴۲	۱٫۹۹	۲	۲	۱٫۹۶	۲	۲	۲	۱٫۹۹	۱٫۹۹	۲
ANa	۰٫۳۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰۹	۰٫۰	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۸
AK	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۱
Sum_A	۰٫۳۵	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۹
Sum_cat	۱۵٫۳۶	۱۴٫۹۶	۱۴٫۸۸	۱۴٫۴۵	۱۵٫۰۵	۱۵٫۰۲	۱۵٫۰۵	۱۴٫۹۹	۱۵٫۰۳	۱۵٫۱۴	۱۵٫۱۲	۱۵٫۰۲	۱۵٫۰۲	۱۵٫۰۹



شکل ۳ نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی [۳] به همراه علائم مورد استفاده در نمودارها.

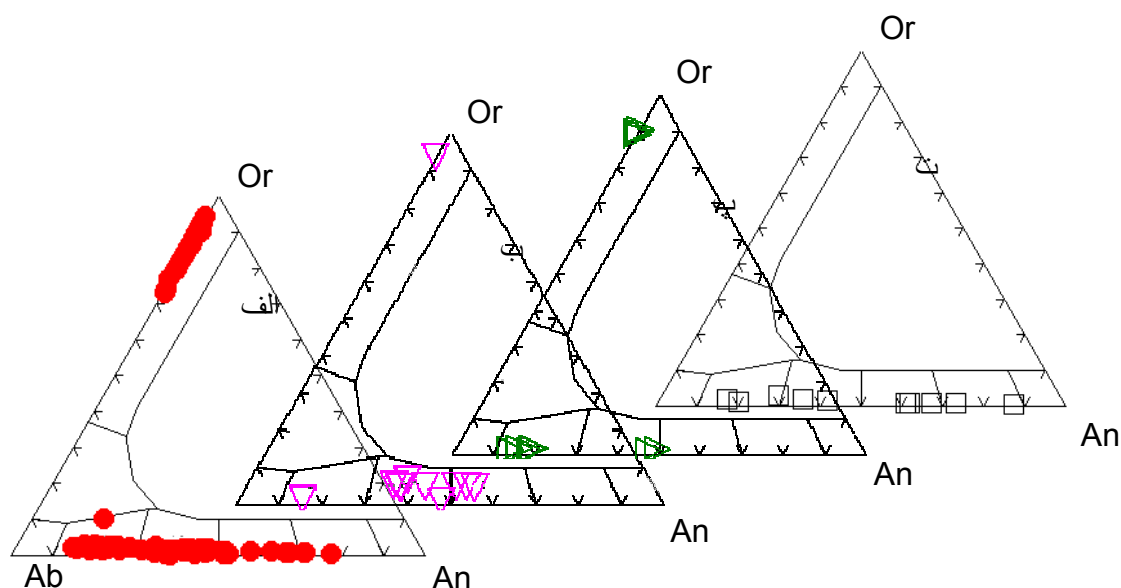
فلدسپار

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی فلسیک در کلیه‌ی واحدهای سنگی منطقه است. نتایج آنالیز این کانی‌ها در جدول ۲ ارائه شده‌اند. به‌طور کلی، ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های منطقه در گستره‌ای بین An_{14} تا An_{87} قرار می‌گیرند. ترکیب پلاژیوکلاز بنابر تقسیم‌بندی مثلی آل‌بیت-ارتوکلاز-آنورتیت [۳] مشخص می‌شود. در شکل ۴ ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه به تفکیک گروه سنگی روی نمودارهای رده‌بندی [۳]، تصویر شده‌اند. پلاژیوکلازها در توده‌ی تونالیتی مارفیون دارای ترکیب الیگوکلاز تا بیتونیت، در تونالیت پودلگ ترکیب الیگوکلاز تا

آندزین، در توده‌ی کوآرتزدیوریتی قاهر ترکیب آل‌بیت تا آندزین و در توده‌ی کوه قده دارای ترکیب الیگوکلاز تا بیتونیت دارند (شکل ۴). زیرا در ابتدای تبلور ماگما پلاژیوکلاز با آنورتیت بالاتر متبلور شده و در داخل بلور آمفیبول محصور شده است. آزمایش‌های تجربی نشان داده‌اند که مقدار درصد An و FeO در پلاژیوکلاز رابطه‌ی مستقیمی با مقدار آب موجود در ماگما دارد [۵]. به عبارت دیگر، اشباع یا غیر اشباع بودن ماگما از آب می‌تواند اثر زیادی روی انتشار آهن بین گدازه و بلورها داشته باشد [۶].

جدول ۲ نتایج ریزپردازش تعدادی از فلدسپارهای آنالیز شده در توده‌های نفوذی نیاسر. حروف اختصاری استفاده شده در جدول، مشابه جدول ۱ می‌باشند.

Sample	Ton- Ma.1	Ton- Ma.2	Ton- Ma.3	Ton- Ma.5	Ton- Ma.6	Ton- Ma.7	Ton- Ma.8	Ton- Ma.9	Ton- Ma.10	Q.dio .1	Q.dio .2	Q.dio .3	Q.dio .4	Ton- Po.1	Ton- Po.2	Ton- Po.3	Ton- Po.4	Dio .1	Dio .2
Mineral	Plag.	Plag.	Plag.	Alk.flds	Plag.	Alk.flds	Alk.flds	Alk.flds	Alk.flds	Plag.	Plag.	Plag.	Alk.flds	Plag.	Plag.	Plag.	Alk.flds	Plag.	Plag.
SiO ₂	۴۶٫۳۵	۶۵٫۷۱	۵۸٫۹۹	۶۷٫۶۲	۶۲٫۶۸	۶۴٫۷۳	۶۵٫۸۵	۶۴٫۸۷	۶۵٫۴۳	۵۶٫۳۰	۵۶٫۷۲	۶۲٫۱۸	۶۵٫۸۳	۶۳٫۹۱	۶۳٫۱۰	۶۲٫۸۶	۶۳٫۷۹	۵۲٫۳۴	۶۲٫۶۸
TiO ₂	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰	۰٫۰۳	۰٫۰	۰٫۰۳	۰٫۰	۰٫۰۳	۰٫۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Al ₂ O ₃	۲۴٫۳۵	۲۱٫۴۴	۲۵٫۲۳	۱۸٫۳۸	۲۳٫۳۲	۱۸٫۱۲	۱۸٫۰۴	۱۸٫۲۵	۱۸٫۰۷	۲۶٫۷۰	۲۶٫۵۴	۲۳٫۵۹	۱۸٫۶۵	۲۱٫۷۷	۲۳٫۰۵	۲۲٫۵۷	۱۸٫۵۷	۳۰٫۲۱	۲۳٫۳۲
FeO	۰٫۲۷	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۰۹	۰٫۲۰	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۳۹	۰٫۰۱	۰٫۲۰	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۱۲	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۲۷	۰٫۲۰
MnO	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
CaO	۱۷٫۷۷	۲٫۹۳	۷٫۵۴	۰٫۰۶	۴٫۹۸	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۲۱	۹٫۲۳	۴٫۹۱	۰٫۰۶	۲٫۷۸	۳٫۹۴	۳٫۸۶	۰٫۰۳	۱۲٫۵۰	۴٫۹۸
Na ₂ O	۱٫۳۹	۹٫۵۸	۷٫۲۳	۱٫۳۵	۸٫۳۵	۱٫۱۳	۱٫۱۶	۱٫۵۴	۲٫۴۹	۶٫۲۴	۶٫۱۴	۸٫۲۹	۱٫۴۶	۹٫۷۶	۹٫۱۹	۹٫۲۴	۱٫۱۷	۴٫۳۷	۸٫۳۵
K ₂ O	۰٫۰۲	۰٫۳۹	۰٫۱۵	۱۴٫۰۵	۰٫۳۲	۱۴٫۳۲	۱۴٫۷۴	۱۴٫۰۴	۱۲٫۵۵	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۳۴	۱۴٫۶۱	۰٫۲۲	۰٫۳۰	۰٫۳۱	۱۴٫۹۸	۰٫۱۱	۰٫۳۲
Cr ₂ O ₃	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۴	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰
Total	۱۰۰٫۲	۱۰۰٫۳	۹۹٫۴	۱۰۱٫۶	۹۹٫۹	۹۸٫۵	۹۹٫۹	۹۹٫۰	۹۸٫۹۹	۹۸٫۶۵	۹۹٫۱	۹۹٫۶	۱۰۰٫۹	۹۸٫۷	۹۹٫۷	۹۹٫۲	۹۸٫۹	۹۹٫۸	۹۹٫۸۸
Si	۸٫۵۲	۱۱٫۵۴	۱۰٫۶۱	۱۲٫۱۴	۱۱٫۱۲	۱۲٫۰۵	۱۲٫۰۹	۱۲٫۰۲	۱۲٫۰۶	۱۰٫۲۴	۱۰٫۲۸	۱۱٫۰۷	۱۱٫۹۹	۱۱٫۴۲	۱۱٫۱۹	۱۱٫۲۲	۱۱٫۹۰	۹٫۵۱	۱۱٫۱۲
Al	۷٫۴۴	۴٫۴۳	۵٫۳۴	۳٫۸۹	۴٫۸۷	۳٫۹۷	۳٫۹۰	۳٫۹۸	۳٫۹۲	۵٫۷۲	۵٫۶۷	۴٫۹۴	۴٫۰	۴٫۵۸	۴٫۸۱	۴٫۷۵	۴٫۰۸	۶٫۴۷	۴٫۸۷
Ti	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Fe ²⁺	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۳
Mn	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Mg	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Ca	۳٫۴۹	۰٫۵۵	۱٫۴۵	۰٫۰۱	۰٫۹۵	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۰	۱٫۸	۱٫۷۹	۰٫۹۴	۰٫۰۱	۰٫۵۳	۰٫۷۵	۰٫۷۴	۰٫۰۱	۲٫۴۳	۰٫۹۵
Na	۰٫۴۹	۳٫۲۶	۲٫۵۲	۰٫۴۷	۲٫۸۷	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۵۵	۰٫۸۹	۲٫۲	۲٫۱۶	۲٫۸۶	۰٫۵۲	۳٫۳۸	۳٫۱۶	۳٫۲۰	۰٫۴۲	۱٫۵۴	۲٫۸۷
K	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۳٫۲۲	۰٫۰۷	۳٫۴۰	۳٫۴۵	۳٫۳۲	۲٫۹۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۳٫۳۹	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۳٫۵۷	۰٫۰۳	۰٫۰۷
Cations	۲۰٫۰۱	۱۹٫۹۱	۱۹٫۹۹	۱۹٫۷۵	۱۹٫۹۱	۱۹٫۸۶	۱۹٫۸۹	۱۹٫۹۱	۱۹٫۸۹	۲۰٫۰۱	۱۹٫۹۷	۱۹٫۹۲	۱۹٫۹۶	۲۰٫۰	۲۰٫۰۱	۲۰٫۰۳	۲۰٫۰۴	۲۰٫۰۲	۱۹٫۹۱
Ab	۱۲٫۴۴	۸۳٫۶۰	۶۲٫۹۰	۱۲٫۷۰	۷۳٫۸۰	۱۰٫۷۰	۱۰٫۷۱	۱۴٫۲۰	۲۳٫۲۰	۵۴٫۵۰	۵۴٫۱۰	۷۳٫۹۰	۱۳٫۲۰	۸۵٫۳۰	۷۹٫۵۰	۷۹٫۸۰	۱۰٫۶۰	۲۸٫۵۰	۷۳٫۸۰
An	۸۷٫۴۴	۱۴٫۱۰	۳۶٫۲۰	۰٫۳۰	۲۴٫۳۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۳۰	۰٫۰	۴۴٫۵۰	۴۴٫۹۰	۲۴٫۲۰	۰٫۳۰	۱۳٫۴۰	۱۸٫۸۰	۱۸٫۴۰	۰٫۲۰	۶۰٫۹۰	۲۴٫۳۰
Or	۰٫۱۱	۲٫۲۰	۰٫۸۰	۸۷٫۰	۱٫۹۰	۸۹٫۲۰	۸۹٫۳۰	۸۵٫۵۰	۷۶٫۸۰	۱٫۰	۱٫۱۰	۲٫۰	۸۶٫۵۰	۱٫۳۰	۱٫۷۰	۱٫۸۰	۸۹٫۳۰	۰٫۷۰	۱٫۹۰



شکل ۴ ترکیب فلدسپارها در توده‌های نفوذی مورد بررسی به تفکیک نوع سنگ‌ها [۲]، شامل توده‌ی مارفیون (الف)، توده‌ی قالهر (ب)، توده‌ی پودلگ (پ)، توده‌ی کوه قده (ت). علائم مشابه شکل ۳ است.

تعیین محیط تکتونوماگمایی توده‌ها

آمفیبول‌ها به عنوان معیاری برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی در سیستم‌های ماگمایی هستند. به طوری که، برای تعیین ژنز و محیط تکتونوماگمایی می‌توان از ترکیب آن‌ها استفاده کرد. آمفیبول‌هایی که در محیط‌های داخل صفحه‌ای (intraplate) تشکیل شده‌اند، نسبت به محیط فرورانش، Na_2O بیشتری دارند [۸]. در شکل ۵ موقعیت نمونه‌های منطقه روی نمودار Na_2O نسبت به SiO_2 ترسیم شده است. چنانکه ملاحظه می‌شود، کلیه نمونه‌های منطقه در گستره‌ی گرانیته‌های وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند. [۹] نیز استفاده از Al^{IV} در آمفیبول را، به عنوان فاکتوری جهت برای تشخیص محیط‌های زمین ساختی، پیشنهاد کرده‌اند، به این صورت که مقادیر آمفیبول‌های متبلور شده در حواشی فعال قاره‌ای برابرند با $\text{Al}^{\text{IV}} < 1.5$. در حالی که، انواع موجود در جزایر قوسی با $\text{Al}^{\text{IV}} > 1.5$ همخوانی دارند. کلیه نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی دارای Al^{IV} کمتر از ۱/۵ هستند.

تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور توده‌ها

مجموعه‌ی کانی‌شناسی و ترکیب آن‌ها در سنگ‌های آذرین، رابطه‌ی تنگاتنگی با شکل‌گیری و تبلور ماگما دارند. با استناد به این واقعیت، می‌توان با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها به ارزیابی پارامترهای ترمودینامیکی تبلور از جمله فشار، دما و گریندگی اکسیژن پرداخت.

محتوای آهن پلاژیوکلاز متناسب با مقدار سیلیس و آب در مذاب و مقدار گریندگی اکسیژن افزایش ولی با افزایش حرارت کاهش می‌یابد [۷]. مقایسه مقادیر FeO در پلاژیوکلازهای موجود در توده‌های نیاسر (جدول ۲) نشان می‌دهد که مقادیر آهن در پلاژیوکلازهای توده‌ی مارفیون نسبت به توده‌های قالهر و پودلگ اندکی بیشتر است. بنابراین، افزایش نسبی درصد آنورتیت در پلاژیوکلازهای توده‌ی مارفیون که در مواردی به صورت پیوسته است می‌تواند مربوط به درصد آب بیشتر در ماگمای توده‌ی مارفیون باشد. فراوانی بیشتر کانی بیوتیت در توده‌ی مارفیون نسبت به توده‌های قالهر و پودلگ نیز می‌تواند دلیل دیگری بر مقدار آب بیشتر در ماگمای توده مارفیون باشد. فراوانی فلدسپار پتاسیم در تمامی واحدهای منطقه کمتر از پلاژیوکلاز است. نتایج آنالیزهای ریزپردازشی این کانی در جدول ۲ و روی نمودارهای [۳] شکل ۴ نشان داده شده‌اند. فلدسپارهای پتاسیم در گستره‌ی ارتوکلاز (۷۲-۹۴ درصد Or) قرار می‌گیرند. این کانی‌ها همانند کوارتز بیشتر به صورت بی-شکل تا نیمه شکل‌دار بین کانی‌های سنگ‌ساز دیگر قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده‌ی تشکیل این کانی‌ها در مراحل آخر تبلور توده‌هاست. از طرف دیگر حضور بلورهای کوچک پلاژیوکلاز در داخل بلورهای آمفیبول و بیوتیت نشان‌دهنده‌ی تبلور این کانی‌ها در مراحل ابتدایی شکل‌گیری ماگمایی است.

محاسبه می‌شود:

$$P (\pm 0.6 \text{ Kb}) = -3.01 + 4.76 \text{Al}_T \quad (\text{الف})$$

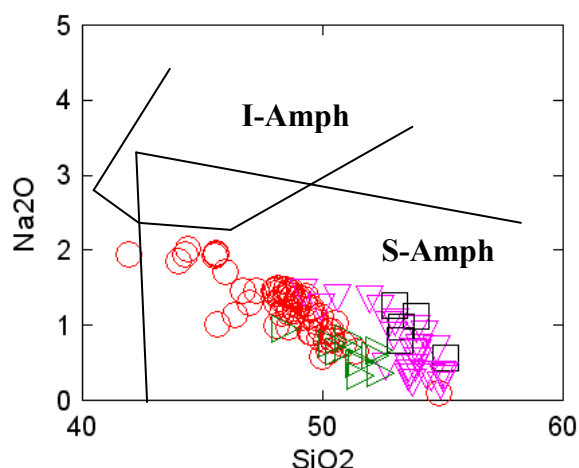
در این رابطه، P فشار بر حسب کیلو بار و Al_T معرف مقدار کل آلومینیوم ($\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$) در ترکیب آمفیبول است. بر اساس روش [۱۴]، فشارهای به دست آمده برای جایگزینی توده‌های مارفیون عبارتند از 2 ± 0.6 کیلو بار، قالهر 1.2 ± 0.6 کیلو بار و پودلگ 5 ± 0.6 کیلو بار. برای تبدیل فشارهای به دست آمده به عمق بر حسب کیلومتر، از میانگین چگالی پوسته‌ی قاره‌ای (2.7 g/cm^3) استفاده شود، که به ترتیب با اعماق حدود $7/5$ کیلومتری توده‌ی مارفیون، $4/5$ کیلومتری توده‌ی قالهر، $3/8$ کیلومتری برای توده‌ی پودلگ همخوانی دارد. توده‌های قالهر و پودلگ بیشتر در راستای گسل‌ها جایگزین شده‌اند. بنابراین، طبیعی به نظر می‌رسد که صعود ماگما از طریق شکستگی‌ها و گسل‌ها موجب شود که فشار کمتری روی ماگمای در حال تبلور حاکم باشد. [۱۸] نیز فرمولی را برای محاسبه‌ی فشار ارائه کرده‌اند که در واقع تلفیقی از سه رابطه‌ی [۱۴، ۱۵، ۱۹]، و رابطه‌ی ترمومتری دماسنجی است. در این فرمول، هر سه پارامتر فشار، دما و گریزندگی اکسیژن که روی مقدار Al در هورنبلند تأثیر می‌گذارند در نظر گرفته شده است:

$$P [\pm 0.6 \text{ Kbar}] = -3.01 + 4.76 \text{Al}_{\text{tot}} - \{ (T [^\circ\text{C}] - 675) / 85 \} \times \{ 0.53 \text{Al}_{\text{tot}} + 0.005294 \times (T [^\circ\text{C}] - 675) \}$$

در رابطه‌ی بالا، P فشار بر حسب کیلو بار، T دمای تبلور آمفیبول بر حسب درجه‌ی سانتی‌گراد و Al_{total} معرف مقدار آلومینیوم کل در ترکیب آمفیبول است. این رابطه، فقط در دماهای کمتر از 800 درجه‌ی سانتی‌گراد معتبر است، زیرا در دمای بیش از 800 درجه‌ی سانتی‌گراد، که خارج از شرایط مدرج کردن تجربی است، مجموعه‌ی کانی‌شناسی مورد نیاز برای دما-فشارسنجی پایدار نخواهد ماند. در این روش، فشار حاکم بر تبلور هورنبلند، در توده‌های مارفیون، قالهر و پودلگ، در حدود $1/6$ تا $2/5$ کیلو بار (± 0.6 کیلو بار) به دست آمدند. به دلیل عدم تشکیل دوگانه‌ی کانی (شامل کانی کوارتز) روش‌های فشارسنجی بالا برای توده‌ی دیوریتی کوه قده مورد استفاده قرار نگرفت.

ارزیابی دمای تبلور

روش دماسنجی مبتنی بر زوج کانی پلاژیوکلاز-هورنبلند، یکی از روش‌های معمول برای دماسنجی توده‌های آهکی-قلیایی



شکل ۵ تفکیک محیط زمین ساختی توده‌های منطقه با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول [۷]، علائم مشابه شکل ۳ است.

ارزیابی فشار

آمفیبول‌ها کاربردی‌ترین کانی‌ها در تعیین دما و فشار، در سنگ‌های آذرین آهکی-قلیایی هستند به این دلیل ترکیب شیمیایی آن‌ها آشکارا به دما و فشار وابستگی دارد. [۴] و [۱۰]. در حقیقت، ترکیب آمفیبول‌ها به پارامترهایی مثل فشار، دما، گریزندگی اکسیژن و فشار بخار آب بستگی دارد [۱۱]. محاسبه‌ی مقدار Al^{VI} و Al_{tot} مبنای سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است. زیرا مقدار Al کلی در آمفیبول تابع غلظت این عنصر در ماگما نیست، بلکه بیشتر تابع فشار حاکم بر تبلور آن است. برای استفاده از ترکیب آمفیبول، به عنوان 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 [۱۰]. نکته‌ی دیگر اینکه، در محاسبات باید از آمفیبول‌هایی که ترکیب اکتینولیتی یا حاشیه اکتینولیتی دارند، چشم‌پوشی کرد. زیرا احتمال دارد اکتینولیت در فاز زیر خط انجماد و در اثر دگرسانی هورنبلندهای اولیه ایجاد شده باشد [۱۲]. همچنین، هورنبلند بایستی بدون منطقه‌بندی و فاقد دگرسانی باشد [۱۰، ۱۲]. در فرمول ساختاری هورنبلند باید تعداد کاتیون‌ها با $\text{Si} \leq 7.5$ و $\text{Ca} \geq 1.5$ همخوانی داشته باشد [۱۳]. برای ارزیابی فشار، با استفاده از ترکیب هورنبلند، روش‌های متعددی معرفی شده‌اند [۱۳-۱۶] که دقیق‌ترین آن‌ها روش [۱۴] است [۱۷]. روش [۱۴] در دمای 655 تا 700 درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار $2/5$ تا 13 کیلو بار سنجیده و با رابطه (الف)

رابطه (الف)

[(27XNaM4XSiT1XAnplg)/(64XCaM4XAlT1XA
{bplg}]

در این رابطه، T دمای تعادلی بر حسب درجه‌ی کلین و P فشار بر حسب کیلو بار است. در منطقه‌ی مورد بررسی، از روش فوق برای دماسنجی دیوریت کوه قده استفاده شد. با توجه به رابطه‌ی فوق، میانگین میزان دما در دیوریت کوه قده در حدود ۷۵۶ درجه‌ی سانتیگراد محاسبه شده است. جهت تعیین دما، با استفاده از ترکیب فلدسپارها، از نمودار سه تایی آل بیت، آنورتیت و ارتوکلاز [۲۲] استفاده شد (شکل ۶-الف). در این نمودار، دمای تشکیل فلدسپارهای موجود در توده‌های مارفیون، قالهر، پودلگ و کوه قده در حدود ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه‌ی سانتیگراد به دست آمد. دماهای به دست آمده با دماهای حاصل از ترمومتری زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز قابل مقایسه هستند. گرچه، برخی از این دماها کمتر از دمای واقعی تبلور سنگ‌های منطقه است که احتمالاً ناشی از شکل‌گیری زیر خط انجماد ترکیب فلدسپارها حین سرد شدن توده است [۲۲].

برآورد گریزندگی اکسیژن

کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها می‌توانند برای شناخت چگونگی اکسایش ماگما مورد استفاده قرار گیرند. در این زمینه از دو روش نیمه کمی و کمی برای تخمین گریزندگی اکسیژن استفاده گردید. در روش نیمه کمی، با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها [۱۸]، می‌توان میزان گریزندگی اکسیژن را در محیط تشکیل این کانی‌ها برآورد کرد (شکل ۶-ب). در این شکل ملاحظه می‌شود که نمونه‌های مورد بررسی همگی از گریزندگی اکسیژن نسبتاً بالایی برخوردارند. به طور کلی، حضور همزمان اسفن + مگنتیت + کوارتز همراه با آمفیبول، در گرانیتوئیدهای مورد بررسی، حاکی از بالا بودن گریزندگی اکسیژن در ماگمای سازنده آن‌هاست [۲۳]. وجود مگنتیت و اسفن اولیه نشانگر رفتار اکسایشی ماگماست [۱۲]. آمفیبول‌های منطقه بیشتر غنی از منیزیم هستند که به گریزندگی بالای اکسیژن وابسته است [۱۲]. برای ارزیابی کمی گریزندگی اکسیژن از روش پیشنهادی [۲۳] استفاده شد. استفاده از این روش مستلزم حضور مجموعه‌ی اسفن + مگنتیت + کوارتز در سنگ است. برآورد کمی گریزندگی اکسیژن از رابطه‌ی (۵) [۲۳] محاسبه می‌شود:

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

محسوب می‌شود [۱۰]. برای برآورد دما با این روش باید هورنبلند و پلاژیوکلاز به صورت همزیست در کنار هم حضور داشته باشند و هورنبلند فاقد حاشیه اکتینولیتی باشد [۱۲]. از سوی دیگر، ترکیب حاشیه‌ی پلاژیوکلازهای موجود در سنگ بایستی بین An_{25} و An_{35} قرار گیرد. [۱۳] به اثر Fe^{3+} و جانشینی Ti ، به جای Al موجود در هورنبلند اشاره، و معتقدند که یک مقدار افزایش در Fe_2O_3 می‌تواند باعث کاهش مقدار هر کاتیون به ازای هر واحد فرمول (بر پایه‌ی ۲۳ اکسیژن) شود. در نتیجه، مقادیر Al_{tot} ، Al^{VI} و Al^{IV} کاهش و مقدار Al^{IV} افزایش می‌یابد. به همین دلیل است که، برخی از نمونه‌های آمفیبول در منطقه (به‌ویژه انواع موجود در توده‌های قالهر، پودلگ و کوه قده که تحت تأثیر گسل‌ها دستخوش دگرسانی بیشتری نسبت به مارفیون شده‌اند) دارای مقادیر Al_2O_3 کمتر از حد مورد انتظار هستند. این می‌تواند مربوط به دگرسانی اکسید آهن در این کانی‌ها باشد.

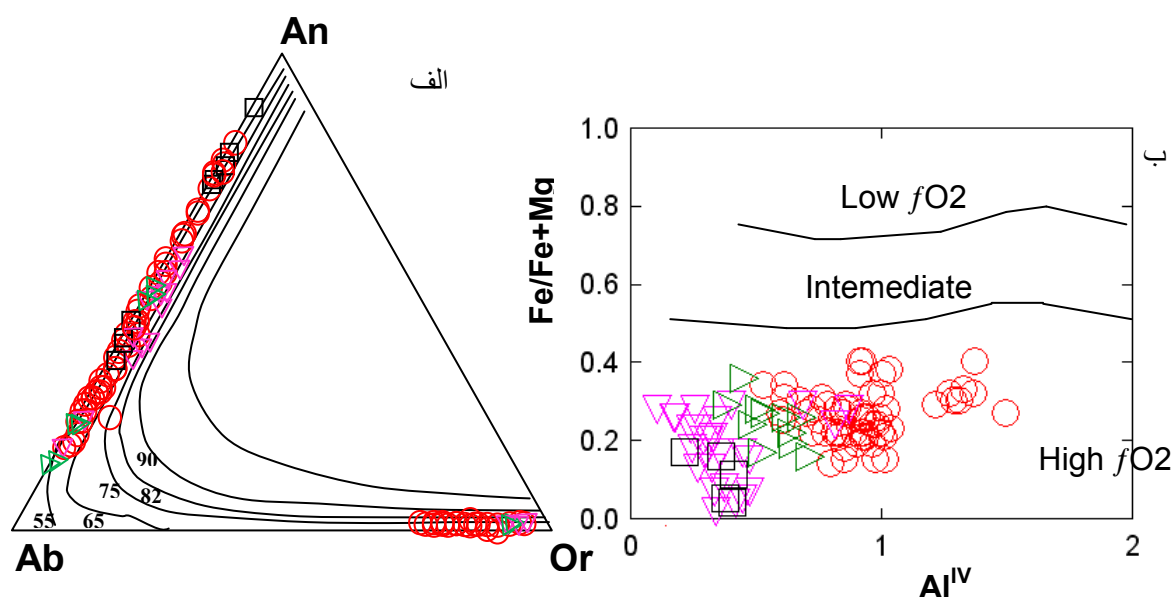
[۲۰] بر اساس واکنش ادنیت- ترمولیت، رابطه‌ی (ب) را برای دماسنجی پلاژیوکلاز- هورنبلند پیشنهاد کرده‌اند. این دماسنج در سنگ‌های آذرین فلسیک و حدواسطی که حاوی کوارتز، پلاژیوکلاز با $An < 0.92$ و آمفیبول‌هایی با $Si \leq 7.8$ باشند، کاربرد دارد و برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد درجه‌بندی شده است:

$$T [\pm 311 \text{ K}] = 0.677P [\text{kbar}] - 48.98 / -0.0429 - 0.0083144 \ln \{ (Si-4/8-Si) X_{Ab}^{Plg} \} \quad (ب)$$

در این رابطه، T دمای تعادلی بر حسب درجه‌ی کلین، P فشار بر حسب کیلو بار، Si تعداد کاتیون‌های سیلیس در فرمول ساختاری آمفیبول و X_{Ab}^{Plg} میزان درصد آل بیت در پلاژیوکلاز است. با استفاده از روش فوق، دمای تعادل آمفیبول - پلاژیوکلاز در توده‌ی مارفیون ۹۸۰ درجه‌ی کلین (۷۰۷ درجه‌ی سانتیگراد)، در توده‌ی قالهر ۱۰۰۲ درجه‌ی کلین (۷۲۸ درجه‌ی سانتیگراد) و در توده‌ی پودلگ ۹۷۹ درجه‌ی کلین (۷۰۶ درجه‌ی سانتیگراد) به دست آمد.

[۲۱] دماسنج دیگری را پیشنهاد کرده‌اند که براساس واکنش آدنیت- ریشتریت استوار شده است و در سنگ‌های آذرین و دگرگونی کوارتزار و بدون کوارتز کاربرد دارد. دماسنجی مورد نظر به صورت رابطه‌ی (ج) ارائه شده است:

$$T = \{ 78.44 + Y_{ab-an} - 33.6 X_{NaM4} - (66.8 - (ج) \\ 2.92 P [\text{kbar}]) X_{AlM2} + 78.5 X_{AlT1} + \\ \ln 0.0721 - R \{ 9.4 X_{NaA} \} /$$



شکل ۶ الف) نمودار سیستم An-Or-Ab برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپار موجود در توده‌های نفوذی نیاسر بر حسب درجه‌ی سانتیگراد برای گستره‌ی یک کیلو بار [۲۲]، ب) ارزیابی گریزندگی اکسیژن با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها [۱۸]. علائم مشابه شکل ۳.

های نفوذی مشابه با مجموعه‌ی نیاسر در کمر بند ارومیه - دختر، مانند توده‌های گرانیتوئیدی نطنز [۲۴]، هستند.

برداشت

در این پژوهش، ترکیب کانی‌های آمفیبول و فلدسپار، در توده‌های گرانیتوئیدی آهکی-قلیایی منطقه‌ی نیاسر، برای برآورد پارامترهای فیزیکوشیمیایی وابسته به تبلور ماگمای مولد، مورد استفاده قرار گرفت. روش Al در هورنبلند، روش زوج کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز و مجموعه‌ی کوارتز-مگنتیت-هماتیت به ترتیب برای فشارسنجی، دماسنجی و برآورد گریزندگی اکسیژن، در توده‌های نیاسر، مورد استفاده قرار گرفتند. میانگین فشار حاکم در زمان تبلور هورنبلند، در توده‌های مورد بررسی، ۱/۵ تا ۳ کیلو بار به دست آمد که با توجه به چگالی میانگین سنگ‌های پوسته‌ی زمین، نشانه‌ی جایگزینی توده‌های نیاسر در عمق ۶ تا ۱۱ کیلومتری است. میانگین دمای تعادلی کانی‌های هورنبلند-پلاژیوکلاز نیز $706^{\circ}C$ تا $756^{\circ}C$ ارزیابی شد. بر اساس ترکیب آمفیبول‌ها، به نظر می‌رسد که میزان گریزندگی اکسیژن در ماگمای مولد توده‌های منطقه، نسبتاً بالا بوده است. از سوی دیگر، با مقایسه‌ی نتایج فشار و دمای به دست آمده در توده‌های میوسن نیاسر با داده‌هایی از توده‌های نطنز، به نظر می‌رسد توده‌های الیگومیوسن در بخش‌های میانی کمر بند

که در آن T دما بر حسب کلوین و P فشار بر حسب بار است. مقادیر $\log fO_2$ برای توده‌های مارفیون، قالهر و پودلگ به ترتیب برابر با $-16/56$ ، $-15/87$ ، $-16/58$ است که نشان‌دهنده‌ی بالا بودن نسبی گریزندگی اکسیژن در ماگماهای سازنده‌ی آن‌ها دارد. چنانکه ملاحظه می‌شود، مقادیر گریزندگی اکسیژن تفاوت چندانی در توده‌های یاد شده نشان نمی‌دهند. با توجه به کم بودن فراوانی مدی کوارتز در سنگ‌های کوه قده، نمی‌توان از روش فوق برای ارزیابی گریزندگی اکسیژن در نمونه‌های این توده استفاده کرد. به هر حال، موقعیت نمونه‌های این توده در نمودار ۸-ب نشان می‌دهد که میزان گریزندگی اکسیژن در این توده تفاوت زیادی با توده‌های دیگر میوسن منطقه ندارد. میزان گریزندگی اکسیژن در ماگما بستگی به جنس مواد در منبع ماگما دارد که آن نیز خود وابسته به جایگاه زمین‌ساختی است. ماگماهای گرانیتی با خاستگاه رسوبی (نوع S) بیشتر حالت احیایی دارند. در حالی که، گرانیت‌های نوع I نسبتاً اکسایش هستند. میزان محاسبه شده‌ی گریزندگی اکسیژن، در سنگ‌های منطقه، به خوبی خاستگاه رسوبی را برای ماگمای سازنده‌ی آن‌ها رد می‌کند. نتایج به دست آمده در دما - فشار سنجی و برآورد گریزندگی اکسیژن وابسته به توده‌های نیاسر، شبیه به نتایج به دست آمده از بررسی شیمی کانی‌ها در توده-

granodiorite magma (Gesinieć granodiorite", Strzelin Crystalline Massif, SW Poland). Lithos. Vol. (2005) 1-21.

[7] Lundgaard K.L., Tegner C., "Partitioning of ferric and ferrous iron between plagioclase and silicate melt", Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol.147 (2004) 470-483.

[8] Coltoriti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregori M., O'reilly S. Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", – Lithos 99: 68–84.

[9] Jakes P. White A. J. R., "Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas", Geological Society of America Bulltein. 83 (1972) 29-40.

[10] Stein E., Dietl E., "Hornblende thermo barometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology, 72 (2001) 185-207.

[11] Helz R.T., "Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks", Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, Vol.9B (1982) 279-346.

[12] Helmy H.M., Ahmed A.F., ElMahallawi M.M., Ali S.M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids. Eastern Desert of Egypt and tectonic implication", Journal of African Earth Science, 38 (2004) 255-268.

[13] Hammarstrom J. M., Zen E-AN., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist., 71 (1986) p. 1297-1313.

[14] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology. 110 (1992) 304-310.

[15] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks", Journal of Geology. 17 (1989) p. 837-841.

[16] Hollister L.S, Grissom G.C, Peters E. K, Stowell P.H.H., Sisson V. B., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", American Mineralogist., 72, (1987) p. 231-239.

ارومیه- دختر بیشتر در فشارهای کمتر از ۳ کیلوبار (بیشتر در اعماق کمتر از ۹ کیلومتر) جایگزین شده‌اند. گرچه، نتیجه‌گیری جامع‌تر در این مورد نیاز به بررسی‌های فشار- دماسنجی بیشتر در سایر توده‌های الیگومیوسن، در کمربند ارومیه- دختر، دارد.

قدردانی

این کار پژوهشی حاصل طرح پژوهشی بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی مجموعه‌ی نفوذی نیاسر، غرب کاشان است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Honarmand M., Rashidnejad Omran N., Corfu F., Emami M. H., Nabatian G., "Geochronology and magmatic history of a calc-alkaline plutonic complex in the Urumieh–Dokhtar Magmatic Belt, Central Iran: zircon ages as evidence for two major plutonic episodes", Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 190/1 (2013) 67-77.

[۲] هنرمند م، "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه نفوذی نیاسر، غرب کاشان"، رساله دکتري، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۸۹ صفحه (۱۳۹۱).

[3] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the Rock – forming minerals", John Wiley and Sons, Inc. New York, 2nd ed. P. 696 (1991).

[4] 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., "Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names", European Journal of Mineralogy, 9 (1997) 623-651.

[5] Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M., "Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study", Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 146 (2004) 414-432.

[6] Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., "Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: Implications on the evolution of

- [21] Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology. 116 (1994) 433-447.
- [22] Anderson J.L., "Status of thermo-barometry in granitic batholiths", Earth Science Review, 87 (1996) 125-138.
- [23] Wones D.R., "Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks", American Mineralogist, 74 (1989) 744-749.
- [۲۴] هنرمند م.، مؤید م.، جهانگیری ا.، احمدیان ج.، "کانی-شناسی، دما - فشارسنجی و تعیین سری ماگمایی مجموعه‌ی آذرین نفوذی نطنز"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۸) ص ۳۲۵-۳۴۲.
- [17] Jarrar GH., "Mineral chemistry in dioritic hornblendite from Wadi Araba, Southwest Jordan", Journal of African Earth Sciences., Vol.26 (1998) 285-295.
- [18] Anderson J. L., Smith D.R., "The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist Vol.80 (1995) 549-559.
- [19] Blundy J.D., Holland T.J. B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 104 (1990) 208-224.
- [20] Blundy J.D., Holland T.J.B, "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 (1992) 269-272.