



بررسی شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی قطور (استان آذربایجان غربی - شمال غرب ایران)

محمد سعادت، رباب حاجی‌علی‌اوغلی*، محسن موزن

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۵/۱۴، نسخه نهایی: ۹۷/۹/۲۰)

چکیده: مجموعه دگرگونی قطور در مرز آذربایجان غربی با ترکیه قرار دارد و شامل واحدهای دگرگونی متابازیت، گنیس، فیلیت، مرمر، آهک-سیلیکات و سرپانتینیت است. سنگ‌های آمفیبولیت در این مجموعه‌ی دگرگونی به دو دسته ارتو- و پارا-آمفیبولیت تقسیم می‌شوند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی ارتوآمفیبولیت‌ها شامل هورنبلند و پلاژیوکلاز بوده و زیرکن، تیتانیت و کانی‌های تیره کانی‌های فرعی آنها هستند. نمونه‌های پاراآمفیبولیتی افزون بر آمفیبول و پلاژیوکلاز، دارای مقادیری از کانی‌های کلسیت و کوارتز نیز هستند. کانی‌های ترمولیت/اکتینولیت، کلریت و سریسیت در ارتباط با رخداد دگرگونی برگشتی در شرایط رخساره‌ی شیبست سبز در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. بررسی شیمی کانی و تعیین شرایط دما و فشار دگرگونی ارتوآمفیبولیت‌ها هدف این پژوهش است. بر اساس نتایج تجزیه ارتوآمفیبولیت‌ها به روش ریزکاو الکترونی، ترکیب آمفیبول از نوع مگنزیوهایستینگزیت است و خاستگاه دگرگونی دارد و ترکیب فلدسپات از نوع الیگوکلاز است. براساس دما- فشارسنجی این سنگ‌ها به روش‌های مختلف، دما و فشار دگرگونی اوج حدود ۶۵۰-۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و ۶ تا ۸ کیلوبار است. شیب زمین‌گرمایی محاسبه شده بر اساس دما و فشار به دست آمده حدود ۲۵ °C/km تعیین شد که با شرایط برخورد قاره‌ای همخوانی دارد. بنظر می‌رسد که بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در کرتاسه و برخورد قاره‌ای پس از آن در الیگوسن پایانی-میوسن عامل تشکیل آمفیبولیت‌های مورد بررسی در مجموعه دگرگونی قطور بوده است.

واژه‌های کلیدی: آمفیبولیت؛ شیمی کانی؛ دما- فشارسنجی؛ قطور؛ شمال غرب ایران.

مقدمه

منطقه‌ی مورد بررسی به مرز و همچنین وجود افیولیت‌های خوی در شمال غرب ایران و معطوف بودن بیشتر پژوهش‌ها به این مجموعه‌ی افیولیتی، به سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی قطور توجه چندانی نشده است. بر این اساس، در این پژوهش، به بررسی جامع سنگ‌نگاری، شیمی‌کانی‌ها و دمافشارسنجی سنگ‌های آمفیبولیتی این مجموعه‌ی دگرگونی پرداخته شده است.

جایگاه زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در ۶۰ کیلومتری غرب شهرستان خوی و بین طول‌های جغرافیایی ۱۵° ۴۴' و ۳۸° ۴۴' و عرض‌های جغرافیایی ۲۳° ۳۸' و ۳۰° ۳۸' واقع است. این منطقه در

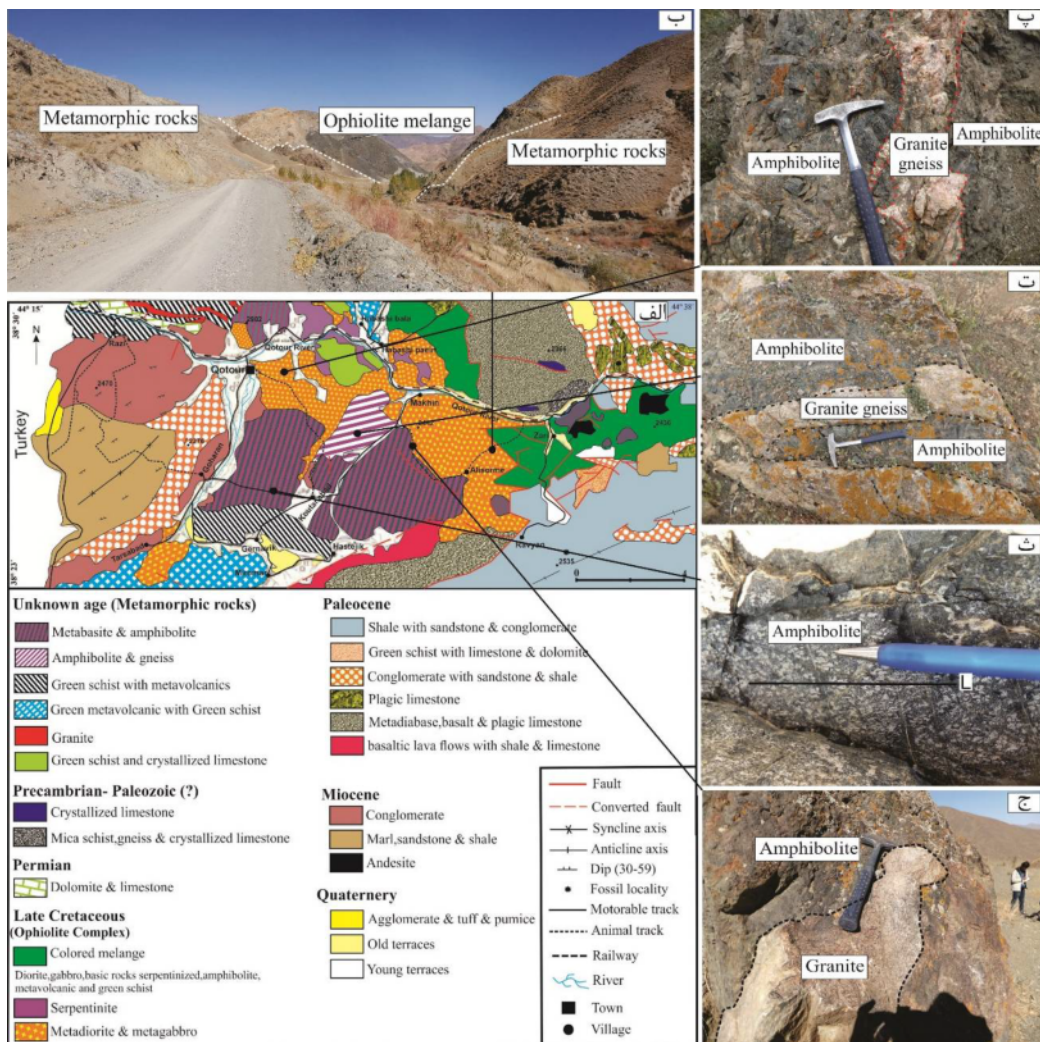
مهم‌ترین اهداف سنگ‌شناسان از پژوهش پیرامون سرزمین‌های دگرگونی، بررسی بافت و ریزساختار سنگ‌ها برای تعیین انواع دگرشکلی در آنها، تعیین شرایط دما و فشار برای بدست آوردن شیب زمین‌گرمایی و تعیین جایگاه زمین‌ساختی ماگمایی سنگ‌ها و همچنین بررسی شیمی سنگ کل سنگ مادر آنها برای دستیابی به زمین‌دینامیک محیط تشکیل سنگ‌هاست. در بررسی این فرایندها، سنگ‌های بازی و فرا بازی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند. سنگ‌های متابازیتی بخش عمده‌ای از مجموعه‌ی دگرگونی قطور در مرز استان آذربایجان- غربی با کشور ترکیه را شامل می‌شوند. با توجه به نزدیکی

نقشه‌ی ۱:۲۵۰۰۰۰ خوی [۷] و ۱:۱۰۰۰۰۰ قطر [۶] به پرکامبرین- پالئوزویک نسبت داده شده است اما هنوز سن ایزوتوپی این سنگ‌ها گزارش نشده است.

زمین‌شناسی صحرایی

سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی در مرز بین روستای زری تا روستای قطور رخنمون دارند (شکل ۱ الف). به دلیل شرایط مرزی، تاکنون بررسی سنگ‌شناسی بر سنگ‌های این منطقه و نیز مجموعه دگرگونی قطور، حتی در مورد ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری آن‌ها، انجام نشده است. سنگ‌های متابازیت، سرپانتینیت و گنیس رخنمون اصلی سنگ‌های دگرگونی منطقه را تشکیل می‌دهند.

تقسیم‌بندی‌های مختلف ساختاری ایران جزو کمربند دگرگونی و افیولیتی پهنا سندانج- سیرجان [۱]، گودال آتشفشانی مولاسی ایران مرکزی [۲]، پهنا ماگمایی ارومیه - دختر و مجموعه‌ی ماگمایی البرز-آذربایجان [۳] است. گاهی نیز این منطقه را بخشی از زیر پهنا خوی- مهاباد [۴] و بخشی از آمیزه‌های رنگین و افیولیتی [۵] دانسته‌اند. مجموعه‌ی دگرگونی قطور شامل واحد متابازیتی (آمفیبولیت، شیسیت‌سبز، متادیوریت، متاگابرو و سنگ‌های آتشفشانی دگرگونه)، واحد کوارتز-فلدسپاتی (گنیس‌ها)، سنگ‌های دگرگونی رسی مانند فیلیت، سنگ‌های دگرگونی آهکی و واحد متاپریدوتیتی و سرپانتینیت است [۶]. سن مجموعه‌ی دگرگونی قطور در



شکل ۱ الف- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (برگرفته از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی و قطور با تغییرات از). ب- مرز بین آمیزه افیولیتی با سن کرتاسه‌ی پسین و سنگ‌های دگرگونی با سن نامشخص مورد بررسی در مسیر روستای علی‌سرمه به زری، (دید به سمت شمال شرق)، پ و ت- رخنمون آمفیبولیت با رگه‌های گرانیت‌گنیس در شرق روستای قطور (دید به سمت شمال شرق) و شمال شرق کوتان‌آباد (دید به سمت شرق). ث- جهت‌یافتگی در آمفیبولیت‌ها و ج- قطعات گرانیتی موجود در آمفیبولیت‌ها در مسیر کوتان‌آباد به علی‌سرمه.

ارتوآمفیبولیت انجام شده و زمان تجزیه‌ی هر نقطه ۴۰ ثانیه انتخاب شد. نسبت یونی عناصر Fe^{2+}/Fe^{3+} در ساختار کانی‌ها، با استفاده از رابطه مرجع [۸، ۹] محاسبه شده است.

بحث و بررسی

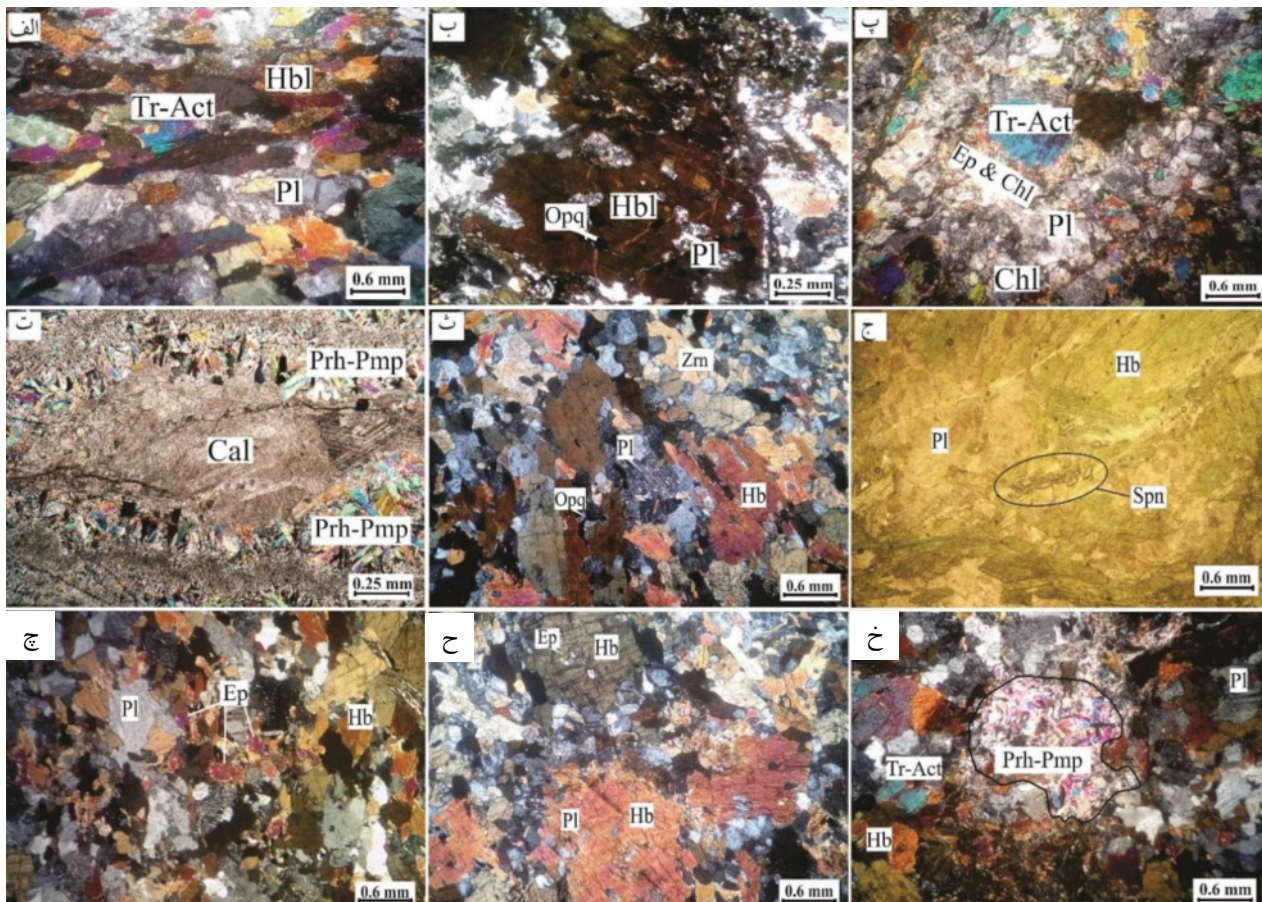
سنگ‌نگاری آمفیبولیت‌ها: آمفیبولیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی بر اساس خاستگاه به دو گروه پارآمفیبولیت و ارتوآمفیبولیت تقسیم می‌شوند که با ویژگی‌های زیر مشخص می‌شوند.

پاراآمفیبولیت: کانی‌های اصلی این سنگ‌ها، هورنبلند و پلاژیوکلاز هستند (شکل ۲ الف و ب). فراوانی هورنبلند در نمونه‌های مختلف متفاوت است که در برخی نمونه‌ها تا ۶۰ درصد می‌رسد. آمفیبول‌ها درشت‌دانه و شکل‌دار تا نیمه شکل-دار و با رخ دوجهتی در نمونه‌ها دیده می‌شوند. رنگ هورنبلندها از سبز تا قهوه‌ای متغیر است. پلاژیوکلازها ماکل تکراری نشان می‌دهند و اندازه آن‌ها نسبت به آمفیبول‌ها ریزتر است و در برخی مقاطع، در حال تجزیه به سیریسیت هستند. مقدار پلاژیوکلاز نیز در مقاطع متفاوت و از ۱۰ تا ۶۰ درصد متغیر است. همچنین کانی‌های ترمولیت/اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز از دیگر کانی‌های دگرگونی موجود در این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۲ الف تا ت). تقریباً در همه نمونه‌ها، کانی ترمولیت- اکتینولیت وجود دارد که ناشی از دگرگونی برگشتی هورنبلند است. از کانی‌های فرعی موجود در سنگ می‌توان به زیرکن، تیتانیت و کانی‌های کدر اشاره کرد. کلسیت در این سنگ‌ها فراوان است که این از ویژگی‌های مهم پارآمفیبولیت- هاست و در مواردی، رگه‌هایی از پرهنیت- پومپلیت با ویژگی‌های نوری شامل برجستگی پایین، بی رنگ و دارای رنگ‌های تداخلی سبز روشن تا تیره، زرد، آبی، خاکستری و صورتی در سنگ حضور دارد (شکل ۲ ت). بافت غالب نمونه‌ها گرانوبلاستیک است، اما در برخی از مقاطع، با جهت‌یافتگی بلورهای هورنبلند و ترمولیت- اکتینولیت، بافت ناماتوبلاستیک نیز دیده می‌شود (شکل ۲ الف). در بسیاری از نمونه‌ها، میانبار-های زیادی از پلاژیوکلاز در کانی هورنبلند وجود دارد و در برخی دیگر، آمفیبول‌ها به صورت میانبار در پلاژیوکلاز قرار دارند (شکل ۲ ب). در بعضی از مقاطع، بلورهای هورنبلند از اطراف به مجموعه کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت و ترمولیت- اکتینولیت تبدیل شده‌اند که بیانگر دگرگونی برگشتی در شرایط رخساره‌ی شیبست سبز است (شکل ۲ پ).

در نقشه زمین‌شناسی قطور، سنگ‌های مجموعه دگرگونی مورد بررسی به دو دسته‌ی سنگ‌های دگرگونی افیولیتی منسوب به کرتاسه‌ی پسین و سنگ‌های دگرگونی غیرافیولیتی با سن نامشخص (شاید پرکامبرین-پالئوزوئیک) تقسیم شده‌اند [۶]. سنگ‌های گروه نخست شامل انواع متابازیت (آمفیبولیت، شیبست سبز و غیره) با لایه‌هایی از آهک پلاژیک و متاپریدوتیت و سرپانتینیت است. سنگ‌های گروه دوم شامل متابازیت (آمفیبولیت، شیبست سبز، متاگابرو، متادیوریت و سنگ‌های آتشفشانی دگرگونه) با قطعاتی از سنگ‌های کوارتز-فلدسپاتی صورتی رنگ، گنیس، فیلیت، مرمر و شیبست آهکی است. بر اساس بررسی‌های صحرایی، مرز زمین‌ساختی مشخص بین سنگ‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین- پالئوزوئیک و آمیزه افیولیتی را می‌توان بین روستای علی‌سرمه به سمت روستای زری دید (شکل ۱ ب). آمفیبولیت‌های مورد بررسی بر اساس نقشه زمین‌شناسی قطور وابسته به سنگ‌های دگرگونی غیر افیولیتی با سن نامشخص هستند و رخنمون آنها در شمال روستای کوتان‌آباد و شرق روستای قطور، همراه با رگه‌ها و میان‌لایه‌های متعدد گرانیته گنیس با روند شمال‌شرق- جنوب- غرب دیده می‌شود (شکل‌های ۱ الف-ت). ساختار آمفیبولیت‌ها متنوع بوده و شامل انواع همگن، ناهمگن و با بافت دانه‌ریز تا دانه درشت است. رنگ آمفیبولیت‌ها در نمونه‌های دستی از خاکستری و سبز روشن تا تیره متفاوت است. کانی‌های اصلی آمفیبولیت‌ها شامل، هورنبلند و پلاژیوکلاز هستند. در مسیر کوتان‌آباد به سمت گیوران، برونزدی از آمفیبولیت‌ها وجود دارد که کانی‌های هورنبلند موجود در آن‌ها دارای جهت‌یافتگی با راستای شمال‌غرب- جنوب‌شرق هستند (شکل ۱ ث). همچنین در مسیر کوتان‌آباد به سمت علی‌سرمه، برونزدهایی از آمفیبولیت وجود دارد که دارای قطعات بزرگی از گرانیته‌های صورتی رنگ با ارتوز فراوان هستند (شکل ۱ ج).

روش بررسی

پس از بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، تجزیه-های شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده آمفیبولیت‌ها توسط دستگاه ریزپردازشگر مدل CamecaX100 با ولتاژ ۱۵ کیلوولت و جریان ۲۰ نانو آمپر با باریکه ۲-۱۰ میکرومتر در مرکز تحقیقات زمین‌شناسی پتسدام آلمان صورت گرفت. تجزیه‌ی ریزپردازشی کانی تعداد ۱۴ نقطه آمفیبول، ۱۸ نقطه اپیدوت، ۳ نقطه فلدسپات و ۳ نقطه تیتانیت از سنگ‌های



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی پارآ-آمفیبولیت و ارتو-آمفیبولیت: الف- پلاژیوکلاز و آمفیبول با بافت نماتوبلاستیک در پارآ-آمفیبولیت، ب- میانبار-های پلاژیوکلاز در درون هورنبلند در پارآ-آمفیبولیت، پ- تبدیل هورنبلند به اپیدوت، کلریت و ترمولیت- اکتینولیت طی دگرگونی پسروده در شرایط رخساره‌ی شیبست سبز، ت- فراوانی کلسیت به همراه رگه‌های پره‌نیت- پمپلئیت در پارآ-آمفیبولیت‌ها، ث- فراوانی هورنبلند با بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و کانی پلاژیوکلاز با ماکل تکراری در ارتوآمفیبولیت، ج- اسفن در ارتوآمفیبولیت، چ- کانی اپیدوت حاصل از دگرگونی پسروده در ارتو آمفیبولیت، ح: میانبارهای کانی اپیدوت و پلاژیوکلاز درون هورنبلند در ارتو آمفیبولیت و خ- جانشینی پره‌نیت- پمپلئیت به جای پلاژیوکلاز در ارتو آمفیبولیت. Pl: پلاژیوکلاز، Hb: هورنبلند، Tr: ترمولیت، Act: اکتینولیت، Opq: کانی کدر، Ep: اپیدوت، Chl: کلریت، Cal: کلسیت، Prh-Pmp: پره‌نیت- پمپلئیت، Zrn: زیرکن، Spn: اسفن [۸]، (تصویر ج در نور قطبیده صفحه‌ای PPL، و سایر تصاویر در نور قطبیده متقاطع، XPL، ثبت شده‌اند).

در این سنگ‌ها هستند. هورنبلندها به رنگ قهوه‌ای و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۲ ث). اپیدوت ناشی از دگرگونی برگشتی در برخی مقاطع مشخص است (شکل ۲ چ). بافت غالب در نمونه‌ها گرانوبلاستیک است و در موارد کمی، با جهت‌یافتگی کانی آمفیبول، بافت نماتوبلاستیک شکل گرفته است (شکل‌های ۲ ث و چ). در برخی موارد، کانی‌های اپیدوت و پلاژیوکلاز به صورت میانبار در هورنبلند وجود دارند (شکل ۲ ح). همچنین، شبه ریخت‌هایی از پلاژیوکلاز در سنگ وجود دارد که با کانی پره‌نیت جایگزین شده‌اند (شکل ۲ خ).

ارتوآمفیبولیت: کانی‌های اصلی سنگ‌ساز در این گروه شامل هورنبلند و پلاژیوکلاز هستند که مقادیر آنها در سنگ‌های مختلف متفاوت است و در برخی نمونه‌ها فراوانی هورنبلند به ۹۰ درصد می‌رسد (شکل ۲ ث). این سنگ‌ها با نبود کلسیت و همچنین نسبت بالای فلدسپات به کوارتز از پارآآمفیبولیت‌ها متمایز می‌شوند. کانی‌های زیرکن، اسفن و کانی‌های کدر به صورت فرعی در سنگ حضور دارند که فراوانی اسفن در برخی مقاطع بالاست (شکل ۲ ج). همچنین کانی‌های ترمولیت/اکتینولیت، کلریت، اپیدوت و سریسیت کانی‌های حاصل از دگرگونی برگشتی در شرایط رخساره‌ی شیبست سبز

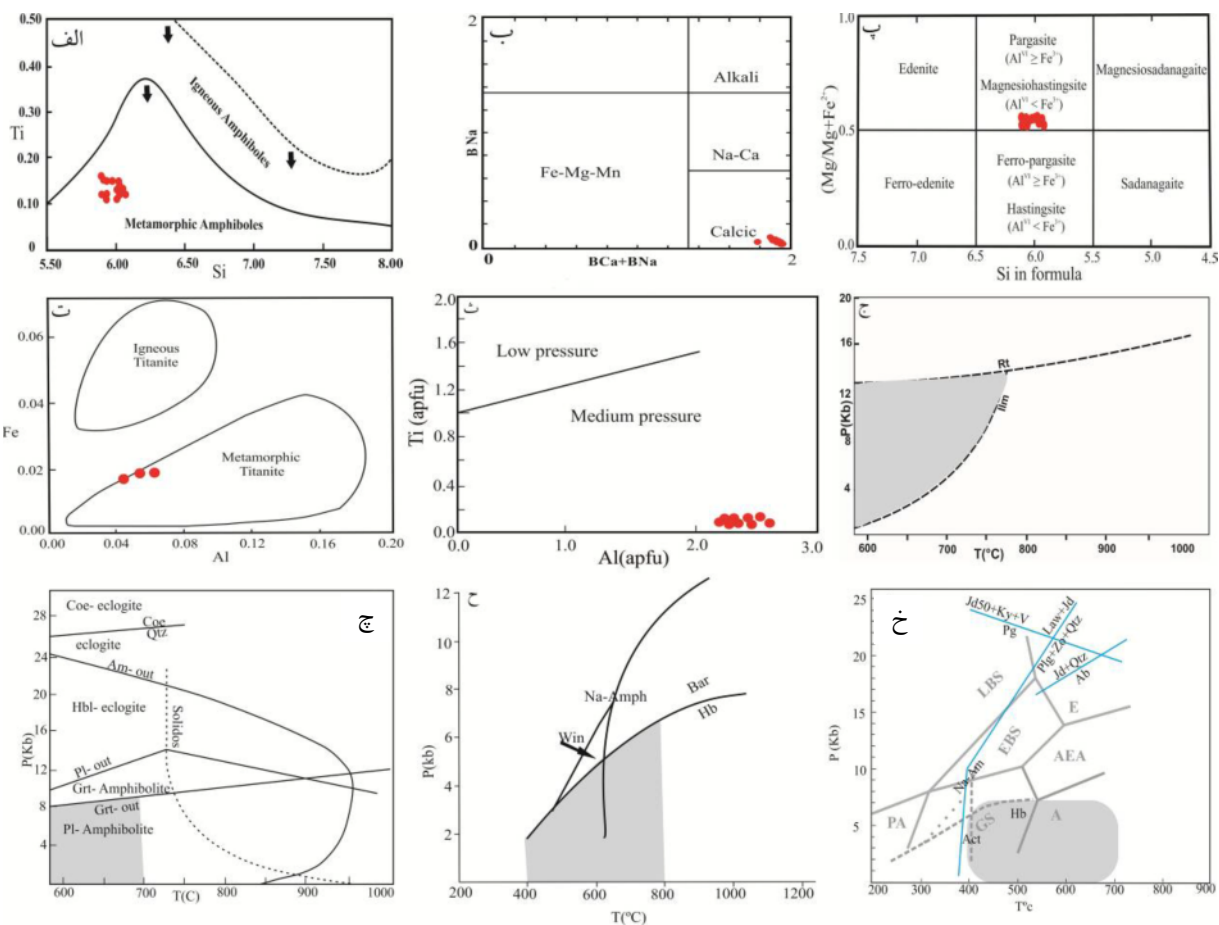
شیمی کانی‌ها

کانی‌های دگرگونی موجود در نمونه‌های ارتوآمفیبولیت که توسط ریزپر دازشگر تجزیه شده‌اند شامل آمفیبول، فلدسپات، تیتانیت و اپیدوت هستند. داده‌های به دست آمده از این تجزیه‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه است که نتایج در ادامه توضیح داده می‌شود.
آمفیبول: نتایج برآمده از تجزیه نقطه‌ای آمفیبول موجود در ارتوآمفیبول‌ها به همراه محاسبه‌ی فرمول ساختاری بر اساس

۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون در جدول ۱ آورده شده است. مقدار کلسیم در آمفیبول‌ها حدود ۱/۸۴ تا ۱/۸۸ اتم در واحد فرمولی (a.p.f.u) و مقدار سدیم ۰/۵۲ تا ۰/۶۳ a.p.f.u در جایگاه هشت وجهی (M^4) است. به منظور تمایز آمفیبول‌های آذرین از آمفیبول‌های دگرگونی از نمودار Si-Ti [۱۰] استفاده شد (شکل ۳ الف). این نمودار مشخص می‌کند که آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع دگرگونی هستند.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی و محاسبه‌ی فرمول ساختاری آمفیبول‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن. (داده‌های اکسیدی بر حسب درصد وزنی و فرمول ساختاری بر حسب a.p.f.u)

نمونه	قطر 13D													
	#۱۳۶	#۱۳۷	#۱۴۲	#۱۴۴	#۱۴۵	#۱۴۷	#۱۴۸	#۱۵۶	#۱۵۷	#۱۵۸	#۱۵۹	#۱۶۲	#۱۶۳	#۱۷۰
SiO ₂	۴۰/۰۶	۴۰/۱۰	۴۰/۴۶	۴۰/۵۸	۴۰/۸۷	۳۹/۸۸	۴۰/۵۱	۴۰/۹۷	۴۰/۵۸	۳۹/۴۱	۳۹/۹۰	۳۹/۵۳	۳۹/۸۵	۴۱/۱۲
TiO ₂	۱/۳۹	۱/۳۸	۱/۱۸	۱/۱۲	۱/۳۹	۱/۴۰	۱/۱۳	۱/۲۰	۱/۰۲	۱/۴۷	۱/۱۱	۱/۰۹	۱/۰۱	۱/۲۶
Al ₂ O ₃	۱۴/۴۶	۱۳/۹۹	۱۳/۷۲	۱۴/۱۵	۱۳/۸۴	۱۴/۳۶	۱۳/۷۷	۱۳/۷۱	۱۴/۰۴	۱۴/۵۶	۱۵/۰۷	۱۴/۳۳	۱۴/۴۶	۱۳/۸۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸
FeO*	۱۹/۰۴	۱۸/۷۰	۱۸/۷۲	۱۸/۱۵	۱۸/۳۳	۱۸/۵۵	۱۸/۲۶	۱۸/۴۵	۱۸/۲۵	۱۸/۸۷	۱۸/۳۶	۱۸/۷۰	۱۸/۷۸	۱۸/۸۲
MnO	۰/۲۸	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۲۴
MgO	۹/۷۴	۹/۷۵	۹/۷۹	۱۰/۰۴	۱۰/۲۴	۹/۷۵	۹/۹۲	۱۰/۱۷	۱۰/۰۵	۹/۳۵	۹/۷۹	۹/۶۷	۹/۷۴	۹/۹۱
CaO	۱۱/۶۹	۱۱/۷۲	۱۱/۶۸	۱۱/۶۳	۱۱/۸۱	۱۱/۵۹	۱۱/۷۳	۱۱/۷۲	۱۱/۸۷	۱۱/۵۶	۱۱/۸۵	۱۱/۵۹	۱۱/۷۲	۱۱/۶۶
Na ₂ O	۱/۹۷	۱/۹۴	۲/۰۲	۱/۸۱	۱/۸۸	۲/۱۸	۱/۹۳	۲/۰۴	۱/۸۸	۱/۹۲	۱/۹۷	۱/۹۵	۲/۰۵	۱/۹۶
K ₂ O	۱/۴۱	۱/۱۵	۱/۱۷	۱/۲۸	۱/۳۳	۱/۴۳	۱/۱۴	۱/۱۹	۱/۱۶	۱/۴۲	۱/۲۶	۱/۳۷	۱/۳۳	۱/۲۷
مجموع	۹۹/۹۲	۹۹/۰۴	۹۹/۰۹	۹۹/۰۶	۹۹/۹۹	۹۹/۴۷	۹۸/۶۹	۹۹/۷۷	۹۹/۲۰	۹۸/۸۸	۹۹/۶۶	۹۸/۵۲	۹۹/۲۹	۹۹/۹۳
Si	۵/۹۲	۵/۹۷	۶/۰۳	۶/۰۲	۶/۰۲	۵/۹۴	۶/۰۴	۶/۰۵	۶/۰۱	۵/۹۰	۵/۹۰	۵/۹۳	۵/۹۳	۶/۰۶
Ti	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۴
Al	۲/۵۲	۲/۴۵	۲/۴۱	۲/۴۷	۲/۴۰	۲/۵۲	۲/۴۲	۲/۳۸	۲/۴۵	۲/۵۷	۲/۶۲	۲/۵۳	۲/۵۳	۲/۴۱
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Allv	۲/۲۶	۲/۲۴	۱/۹۲	۱/۹۸	۲/۱۹	۲/۲۹	۲/۱۹	۲/۱۶	۲/۲۲	۲/۳۳	۲/۳۶	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۱۸
Alvl	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳
Fe ²⁺	۱/۸۷	۱/۸۴	۱/۸۹	۱/۸۱	۱/۸۲	۱/۹۵	۱/۸۴	۱/۸۷	۱/۷۵	۱/۹۲	۱/۷۵	۱/۸۳	۱/۸۲	۱/۹۵
Fe ³⁺	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۴۴	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۳۵	۰/۴۴	۰/۴۰	۰/۵۱	۰/۴۴	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۳۶
Mn	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳
Mg	۲/۱۴	۲/۱۶	۲/۱۷	۲/۲۲	۲/۲۵	۲/۱۶	۲/۲۰	۲/۲۴	۲/۲۲	۲/۰۹	۲/۱۵	۲/۱۶	۲/۱۶	۲/۱۸
Ca	۱/۸۵	۱/۸۷	۱/۸۶	۱/۸۵	۱/۸۶	۱/۸۵	۱/۸۷	۱/۸۵	۱/۸۸	۱/۸۵	۱/۸۷	۱/۸۶	۱/۸۷	۱/۸۴
Na	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۵۳	۰/۶۳	۰/۵۵	۰/۵۸	۰/۵۳	۰/۵۵	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۵۹	۰/۵۴
K	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۳
مجموع	۱۵/۸۳	۱۵/۷۷	۱۵/۸۰	۱۵/۷۶	۱۵/۷۸	۱۵/۹۰	۱۵/۷۷	۱۵/۸۰	۱۵/۷۶	۱۵/۸۳	۱۵/۸۰	۱۵/۸۳	۱۵/۸۴	۱۵/۸۰
Mg#	۰/۵۳	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۵۵	۰/۵۵	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۵۲	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۲
Na _B	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸
Na _A	۰/۴۷	۰/۴۸	۰/۴۲	۰/۴۹	۰/۴۲	۰/۵۴	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۴۷	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۵۱	۰/۴۶
Ca _B	۱/۷۱	۱/۸۶	۱/۷۹	۱/۷۴	۱/۷۷	۱/۸۴	۱/۸۶	۱/۸۴	۱/۸۷	۱/۸۴	۱/۸۶	۱/۸۵	۱/۸۶	۱/۸۳
Ca _{B+} Na _B	۱/۷۹	۱/۹۳	۱/۹۰	۱/۸۷	۱/۸۸	۱/۹۲	۱/۹۳	۱/۹۲	۱/۹۳	۱/۹۲	۱/۹۳	۱/۹۲	۱/۹۳	۱/۹۱



شکل ۳ الف- نمودار Ti-Si [۱۰] که براساس آن، آمفیبول‌های مورد بررسی خاستگاه دگرگونی نشان می‌دهند، ب- نمودار تفکیک آمفیبول‌ها از مرجع [۱۱] که با توجه به آن آمفیبول‌های مورد بررسی در گروه آمفیبول‌های کلسیمی واقع شده‌اند. پ- نمودار تفکیک از مرجع [۱۱] که براساس آن آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع مگنزیوهایستینگزیت هستند ت- نمودار تفکیک تیتانیت‌های آذرین و دگرگونی [۱۲] که با توجه به آن تیتانیت‌های مورد بررسی از نوع دگرگونی هستند. ث- نمودار مرجع [۱۳] که براساس آن آمفیبول‌های مورد بررسی، از انواع آمفیبول‌های فشار متوسط هستند. (ج تا ی): شبکه‌های سنگ زایی مورد استفاده برای دما- فشارسنجی آمفیبول (بخش‌های خاکستری، گستره‌ی دما و فشار نمونه-های مورد بررسی را نشان می‌دهد) ج- شبکه‌ی سنگ‌زایی فازهای تیتانیم‌دار [۱۴]، چ- شبکه‌ی سنگ‌زایی مورب اشباع از آب در رخساره‌های آمفیبولیت و اکلوزیت [۱۴]، ح- گستره پایداری انواع آمفیبول‌ها [۱۵] و خ- شبکه‌ی سنگ‌زایی از مرجع [۱۶].

پلاژیوکلاز تجزیه شده الیگوکلاز است. مقدار عضو نهایی آلپیت در پلاژیوکلازهای موجود در آمفیبولیت‌ها ۰٫۷۵ تا ۰٫۲۴ a.p.f.u و مقادیر اعضای نهایی آنورتیت ۰٫۲۲ تا ۰٫۲۴ a.p.f.u است (جدول ۲).
تیتانیت: فرمول ساختاری تیتانیت بر اساس ۵ اکسیژن و ۳ کاتیون محاسبه شده و نتایج در جدول ۲ آورده شده است. نظر به این که تشخیص تیتانیت‌های ماگمایی از تیتانیت‌های دگرگونی گاهی مورد تردید است، با توجه به مقدار عناصر Fe، Al موجود، که جایگزین کلسیم و تیتان می‌شوند می‌توان خاستگاه تیتانیت‌های آذرین یا دگرگونی را مشخص نمود. بنابراین بر پایه نتایج مرجع [۱۲]، تیتانیت‌های موجود در

با توجه به تقسیم‌بندی بیان شده در مراجع [۱۷، ۱۱]، آمفیبول‌های منطقه در گروه آمفیبول‌های کلسیمی قرار می‌گیرند (شکل ۳ ب). با توجه به اینکه در آمفیبول‌های کلسیمی $(Na+K)_A > 0$ ، $Ca_B \geq 1.5$ و $Ti < 0.5$ [۱۱] و براساس محاسبات مرجع [۱۷]، ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی، در گستره‌ی پاراگازیت و مگنزیوهایستینگزیت قرار می‌گیرد که با توجه به بالاتر بودن مقادیر Fe^{3+} نسبت به Al^{VI} ، این آمفیبول‌ها از نوع مگنزیوهایستینگزیت هستند (شکل ۳ پ).
فلدسپات: نتایج تجزیه ریزپردازشی فلدسپات‌ها به همراه محاسبه‌ی فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۸ اکسیژن و ۳ کاتیون، در جدول ۲ آورده شده است. ترکیب کانی‌های

نمونه‌ی مورد بررسی از نوع دگرگونی هستند (شکل ۳ ت). ترکیب شیمیایی کانی تیتانیت با ترکیب آرمانی، به دلیل جانشینی‌هایی که صورت می‌گیرد از جمله Ti با O و Al با Fe، متفاوت است؛ با افزایش مقدار تیتان از مقدار آهن موجود در ساختار کانی تیتانیت کاسته می‌شود. در بسیاری از تیتانیت‌ها با خاستگاه دگرگونی، با افزایش مقدار TiO_2 ، هر دو عنصر Al و Fe کاهش می‌یابند [۱۹، ۱۸].

اپیدوت: فرمول ساختاری برای اپیدوت بر اساس ۱۲/۵ اکسیژن و ۸ کاتیون محاسبه شد که نتایج در جدول ۳ آورده شده است. در محاسبه‌ی فرمول ساختاری این کانی، آهن به صورت Fe^{3+} در نظر گرفته شده است که مقدار میانگین $a.p.f.u$ به ۰/۶۹ به ازای ۱۲/۵ اکسیژن بوده و مقدار Al در این کانی ۲/۴۱ و Ca

برابر با $1.92 a.p.f.u$ است. در این کانی، یک انطباق منفی بین Fe^{3+} و Al وجود دارد، بدین صورت که با افزایش مقدار Fe^{3+} از جایگزینی Al موجود در ساختار کانی اپیدوت کاسته می‌شود. یکی از عوامل کلیدی در تعیین خاستگاه اپیدوت‌ها مقدار Fe^{3+} است با در نظر گرفتن مقدار Fe^{3+} موجود در اپیدوت‌ها، درصد پیستاسیت برابر با $PS=100 * Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$ است. کمترین مقدار Fe^{3+} موجود در ساختار اپیدوت $a.p.f.u$ ۰/۵۱ به ازای ۱۲/۵ اکسیژن و بیشترین مقدار آن، $a.p.f.u$ ۰/۹۷ است. بنابراین، بیشترین مقدار پیستاسیت به دست آمده برای اپیدوت‌های منطقه ۳۰/۸ درصد و کمترین مقدار آن ۱۶/۹ درصد است (جدول ۳).

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی و محاسبه‌ی فرمول ساختاری فلدسپات‌ها بر اساس ۸ اکسیژن و تیتانیت بر اساس ۵ اکسیژن.

نمونه کانی	قطر 13D					
	فلدسپات			تیتانیت		
تجزیه	#۱۷۱	#۱۷۳	#۱۸۲	#۱۴۶	#۱۵۵	#۱۶۱
SiO ₂	۶۳،۷۳	۶۳،۸۶	۶۲،۹۶	۳۰،۴۴	۳۰،۳۳	۲۹،۸۹
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۳۷،۶۵	۳۷،۲۹	۳۷،۶۹
Al ₂ O ₃	۲۲،۶۷	۲۲،۰۹	۲۳،۹۳	۱،۳۹	۱،۵۲	۱،۰۵
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
FeO*	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۷۱	۰/۸۵	۰/۸۳
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۳
MgO	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
CaO	۴،۳۶	۴،۷۳	۴،۶۴	۲۸،۵۳	۲۸،۳۱	۲۸،۲۶
Na ₂ O	۷،۳۳	۸،۰۲	۸،۷۸	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰
مجموع	۹۸،۱۳	۹۹،۳۸	۱۰۰،۴۹	۹۸،۸۱	۹۸،۴۰	۹۷،۸۰
Si	۲،۸۴	۲،۸۴	۲،۷۷	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۴
Al	۱/۱۹	۱/۱۵	۱/۲۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۴
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲۰	۰/۰۲۰	۰/۰۱۷
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۲۱	۱/۰۱	۱/۰۰	۱/۰۱
Na	۰/۶۳	۰/۶۹	۰/۷۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۴،۸۷	۴،۹۲	۴،۹۸	۳/۰۳	۳/۰۳	۳/۰۳
Na / (Na+K+Ca)	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۷	-	-	-
K / (Na+K+Ca)	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	-	-	-
Ca / (Na+K+Ca)	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۲	-	-	-

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی اپیدوت برآمده از محاسبه فرمول ساختاری آنها بر اساس ۱۲٫۵ اکسیژن.

نمونه	قطر 13D										
	#۱۳۹	#۱۴۳	#۱۴۹	#۱۵۰	#۱۵۱	#۱۵۲	#۱۵۴	#۱۶۰	#۱۶۶	#۱۶۷	#۱۶۹
تجزیه											
SiO ₂	۳۷٫۸۶	۳۷٫۹۲	۳۷٫۹۵	۳۷٫۷۷	۳۸٫۲۶	۳۷٫۹۸	۳۷٫۲۲	۳۸٫۱۶	۳۸٫۲۳	۳۸٫۰۴	۳۸٫۱۱
TiO ₂	۰٫۰۶	۰٫۴۱	۰٫۷۰	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۳۸	۰٫۰۰	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۰۶	۰٫۰۶
Al ₂ O ₃	۲۵٫۱۷	۲۵٫۸۲	۲۷٫۳۹	۲۶٫۱۲	۲۸٫۹۵	۲۶٫۶۹	۲۳٫۴۸	۲۸٫۰۵	۲۹٫۱۰	۲۷٫۵۹	۲۸٫۷۵
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO ^t	۱۲٫۸۷	۱۱٫۵۰	۹٫۳۸	۱۱٫۷۰	۸٫۶۸	۱۰٫۸۳	۱۴٫۸۵	۹٫۶۴	۸٫۰۸	۱۰٫۱۰	۸٫۴۱
MnO	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۳۷	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۰۷	۰٫۰۷
MgO	۰٫۰۲	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۱۰
CaO	۲۳٫۴۰	۲۳٫۵۰	۲۳٫۶۱	۲۳٫۲۶	۲۳٫۷۵	۲۳٫۵۹	۲۳٫۵۲	۲۳٫۷۷	۲۳٫۵۱	۲۳٫۴۸	۲۳٫۷۹
Na ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳
K ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۲
مجموع	۹۹٫۴۴	۹۹٫۳۳	۹۹٫۱۵	۹۹٫۱۵	۱۰۰٫۰	۹۹٫۶۶	۹۸٫۴۶	۹۹٫۸۶	۹۹٫۴۸	۹۹٫۴۱	۹۹٫۳۴
Si	۲٫۹۲	۲٫۹۲	۲٫۹۱	۲٫۹۲	۲٫۹۱	۲٫۹۱	۲٫۹۲	۲٫۹۱	۲٫۹۱	۲٫۹۱	۲٫۹۱
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۲٫۲۹	۲٫۳۴	۲٫۴۸	۲٫۳۸	۲٫۵۹	۲٫۴۱	۲٫۱۷	۲٫۵۲	۲٫۶۱	۲٫۴۹	۲٫۵۹
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ³⁺	۰٫۸۳	۰٫۷۴	۰٫۶۰	۰٫۷۵	۰٫۵۵	۰٫۶۹	۰٫۹۷	۰٫۶۱	۰٫۵۱	۰٫۶۴	۰٫۵۳
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Ca	۱٫۹۳	۱٫۹۴	۱٫۹۴	۱٫۹۲	۱٫۹۳	۱٫۹۴	۱٫۸۹	۱٫۹۴	۱٫۹۲	۱٫۹۳	۱٫۹۵
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۱	۸٫۰۰	۷٫۹۹	۸٫۰۱	۸٫۰۱	۸٫۰۰	۸٫۰۲
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	۰٫۷۳	۰٫۷۵	۰٫۸۰	۰٫۷۵	۰٫۸۲	۰٫۷۷	۰٫۶۹	۰٫۸۰	۰٫۸۳	۰٫۷۹	۰٫۸۲
(%) XPs	۲۶٫۶	۲۴٫۸	۱۹٫۴	۲۳٫۹	۱۷٫۵	۲۲٫۲	۳۰٫۸	۱۹٫۴	۱۹٫۴	۲۰٫۴	۱۶٫۹

زمین‌دما فشارسنجی

آمفیبول‌ها دارای ساختار کانی‌شناسی و فرمول شیمیایی متنوعی هستند و در بسیاری از سنگ‌ها در دماهای ۱۱۵۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای متفاوت ۲۳-۱ کیلو بار حضور دارند [۲۰]. افزون بر این، فراوانی عناصر در ترکیب این کانی تابع فشار، دما و گریزندگی اکسیژن است [۲۱، ۲۲]. بررسی‌ها نشان می‌دهد که با افزایش دما و فشار، مقدار تیتانیوم، سدیم، آلومینیم، پتاسیم و عددمنیزیم (Mg#) در آمفیبول افزایش می‌یابد، در حالی که از مقدار سیلیسم و مجموعه آهن، منگنز و کلسیم کاسته می‌شود [۲۳، ۲۴]. وجود این رابطه‌ی خطی توسط پژوهشگران مختلف گزارش شده است [۲۵-۲۹]. بر این اساس، آمفیبول‌ها به طور گسترده، برای برآورد شرایط دمایی و فشاری توده‌های آذرین استفاده می‌شوند. با توجه به نبود گارنت در نمونه‌های مورد بررسی و

همچنین محدود بودن کانی‌های همبرزادی دگرگونی آمفیبولیت‌ها، در این بخش با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها و بطور ویژه آمفیبول‌ها، نخست به دماسنجی و سپس فشارسنجی آمفیبول و پلاژیوکلاز می‌پردازیم (جدول ۴) سپس با استفاده از دما فشارسنجی‌های قراردادی و فاز نمودارهای برآمده از بررسی‌های آزمایشگاهی، شرایط دما-فشار محاسباتی مقایسه می‌شود.

دماسنجی: دماسنجی بوسیله‌ی زوج کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز همزیست از متداول‌ترین روش‌های تعیین دما در متابازیت‌ها به شمار می‌رود که توسط بسیاری پژوهشگران [۲۰، ۲۸، ۳۰-۳۲]، استفاده شده است. در اینجا، محاسبه دما بر پایه این کانی‌ها به چند روش انجام شد که خلاصه‌ی نتایج در جدول ۴ آمده است.

جدول ۴ نتایج دماسنجی و فشارسنجی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در آمفیبولیت‌های مورد بررسی.

دما (درجه‌ی سانتی‌گراد)		فشار (کیلوبار)					
مرجع [۲۰]	مرجع [۳۰]	مرجع [۳۱]	مرجع [۲۵]	مرجع [۲۶]	مرجع [۲۷]	مرجع [۲۸]	مرجع [۲۹]
۵۴۷ در ۲ کیلوبار	۴۱۲±۳۱۱	۶۹۰±۴۰	۸,۲±۱	۸±۳	۶,۵±۰,۵	۷,۸±۰,۶	۷±۰,۶
۵۷۵ در ۸ کیلوبار							
[۲۵] P (± ۱ kbar) = -۴,۷۶ + ۵,۶۴ Al ^t			[۲۶] P (± ۳ kbar) = -۳,۹۲ + ۵,۰۳ Al ^t				
[۲۷] P (± ۰,۵ kbar) = -۳,۴۶ + ۴,۲۳ Al ^t			[۲۸] P (± ۰,۶ kbar) = -۳,۰۱ + ۴,۷۶ Al ^t				
[۲۹] P (± ۰,۶ kbar) = ۴,۷۶ Al ^t - ۳,۰۱ - {[(T°C) - ۶۷۵]/۸۵} × {۰,۵۳۰ Al + ۰,۰۰۵۲۹۴[T(°C) - ۶۷۵]}							
[۳۰] T [± ۳۱۱ °K] = ۰,۶۷۷P [kbar] - ۴۸,۹۸/ - ۰,۰۴۲۹ - ۰,۰۰۸۳۱۴۴ ln {(Si-۴/۸-Si)XAb}							
[۳۱] (T < ۹۷۰ °C) = ۱۲۰,۴ (Ti) + ۵۴۵							

تغییرات فشار دارد [۲۸].

براساس رابطه زیر [۲۸]:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^t \quad (۴)$$

میانگین فشار ۷,۸±۰,۶ کیلوبار به دست آمد.

در رابطه‌ی زیر که برای محاسبه‌ی فشار ارائه شده است، همه‌ی پارامترهای دما، فشار و گریزندگی اکسیژن نقش دارند [۲۹]:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76 \text{ Al}^t - 3.01 - \{[(T^\circ\text{C}) - 675]/85\} \times \{0.530 \text{ Al} + 0.005294[T(^\circ\text{C}) - 675]\} \quad (۵)$$

بر اساس این رابطه، میانگین فشار ۷ ± ۰,۶ کیلوبار برای میانگین دمای ۵۹۰ درجه‌ی سانتی‌گراد محاسبه شد. دمای مورد نیاز برای این رابطه، از روش دماسنجی مرجع [۳۰] بدست آمده است. در رابطه زیر:

$$P (\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Al}^t \quad (۶)$$

مقدار آلومینیم کل به عنوان پارامتری مهم در نظر گرفته شده است [۲۶].

بر اساس این رابطه، میانگین فشار بدست آمده برای آمفیبول‌های مورد بررسی، ۸ ± ۳ کیلوبار است.

پژوهشگرانی نیز بر اساس مقدار آلومینیم کل موجود در ساختار آمفیبول، رابطه زیر را ارائه کردند [۲۵]:

$$P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Al}^t \quad (۷)$$

بر پایه این رابطه، میانگین فشار نمونه‌های مورد بررسی، برابر با ۸,۲ ± ۱ کیلوبار به دست آمد. سرانجام بر اساس رابطه زیر [۲۷]:

$$P (\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{ Al}^t \quad (۸)$$

مقدار میانگین فشار ۶,۵ ± ۰,۵ کیلوبار بدست آمد. دما و فشار بدست آمده برای آمفیبول‌های مورد بررسی از روش مختلف مقادیر تقریباً مشابهی را نشان می‌دهند (جدول ۴).

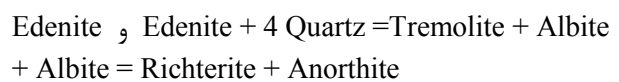
در نخستین روش بر پایه رابطه زیر [۳۰] میانگین دمای تعادل هورنبلند- پلاژیوکلاز ۷۸۵ درجه کلون (۵۱۲ ± ۳۸) درجه‌ی سانتی‌گراد بدست آمد:

$$T [\pm 311 \text{ }^\circ\text{K}] = 0.677P [\text{kbar}] - 48.98/ - 0.0429 - 0.0083144 \ln \{(\text{Si}-4/8-\text{Si})\text{XAb}\} \quad (۱)$$

$$(T < 970 \text{ }^\circ\text{C}) = 1204 (\text{Ti}) + 545 \quad (۲)$$

دما بر پایه مقدار تیتانیم موجود در آمفیبول‌ها نیز با استفاده از رابطه زیر محاسبه شد [۳۱]، میانگین دما به این ترتیب، ۶۹۰±۴۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بدست آمد.

در روش دیگری که توسط بلانندی و همکارش [۲۰] برای زوج کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز ارائه شده است، دما بر اساس جانشینی ادنیتی و چرماکیتی در ترکیب آمفیبول‌ها محاسبه می‌شود. این روش دوباره واسنجی شد [۳۰] و با توجه به واکنش‌های زیر دو دماسنج مستقل برای سنگ‌های کوارتزار و بدون کوارتز ارائه شد.



با استفاده از این روش، کمینه و بیشینه‌ی برای سنگ‌های مورد بررسی به ترتیب در فشار ۲ کیلوبار، ۵۴۷ درجه‌ی سانتی‌گراد و در فشار ۸ کیلوبار، ۵۷۵ درجه‌ی سانتی‌گراد به دست آمد بنابراین با توجه به اینکه با تغییر فشار، دما تغییر چندانی را نشان نمی‌دهد، بنظر می‌رسد که تغییرات دما مستقل از فشار بوده و این قابل قبول است.

فشارسنجی: براساس ترکیب آمفیبول، روابط مختلفی برای برآورد فشار ارائه شده است [۲۰، ۲۵-۲۹] که خلاصه‌ی نتایج در جدول ۴ ارائه شده است. همه این محاسبات بر اساس مقدار آلومینیم کل موجود در آمفیبول انجام شده‌اند، زیرا مقدار آلومینیم موجود در ساختار آمفیبول رابطه‌ی مستقیمی با

دما- فشارسنجی با استفاده از شبکه‌های سنگ‌زایی و دما- فشارسنج‌های قراردادی

استفاده از نمودار Ti نسبت به Alt [۱۳] از روش‌های برآورد دما و فشار حاکم بر تشکیل متابازیت‌ها است. بر این اساس، هرچه فشار بیشتر باشد، مقدار تیتانیوم‌دار موجود در آمفیبول‌ها کاهش می‌یابد. با توجه به این امر، آمفیبول‌های مورد بررسی در منطقه‌ی قطور، از انواع آمفیبول‌های فشار متوسط هستند (شکل ۳ ث).

در نمونه‌های آمفیبولیتی مجموعه‌ی دگرگونی قطور، اسفن (تیتانیت) در مجموعه‌ی کانی‌های دگرگونی سنگ حضور دارد، اما روتیل و ایلمنیت دیده نمی‌شود. بر این اساس با توجه به شبکه‌ی سنگ‌زایی فازهای تیتانیوم‌دار [۱۴] فشار دگرگونی کمتر از ۱۳ کیلو بار و دمای دگرگونی نیز احتمالاً در گستره‌ی ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. بنابراین، دما و فشار محاسبه شده برای آمفیبولیت‌های مورد بررسی با استفاده از روش‌های پیشین بر پایه گستره پایداری تیتانیت با گستره پایداری تیتانیت در شکل ۳ ج همخوانی دارد.

بر اساس تجزیه نمونه سنگ‌های بسیار، یک شبکه‌ی سنگ-زایی برای رخساره‌های آمفیبولیت و اکلوژیت در سیستم مورب اشباع از آب در دما و فشارهای مختلف رسم شده است [۱۴] (شکل ۳ ج). با توجه به نبود گارنت در آمفیبولیت‌های منطقه‌ی قطور، همچنین رنگ قهوه‌ای آمفیبول‌ها در بررسی‌های سنگ-نگاری و ترکیب کانی‌شناسی مگنزیوهایستنگزیت آن‌ها، متوسط دما کمتر از ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و متوسط فشار کمتر از ۸ کیلو بار بوده است. افزون بر این، نبود شواهد ذوب‌بخشی در نمونه‌های مورد بررسی بیانگر آن است که بیشینه دما از ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد کمتر بوده است (شکل ۳ ج).

شرایط دما و فشار دگرگونی را با استفاده از گستره پایداری انواع آمفیبول‌ها [۱۵] نیز می‌توان به طور نیمه‌کمی ارزیابی کرد. با توجه به نمودار مرجع [۱۵]، گستره‌ی پایداری هورنبلند در دمای ۴۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشارهای کمتر از ۷ کیلو بار واقع است (شکل ۳ ح). همچنین با توجه به نتایج سنگ‌شناسی [۱۶] و شبکه‌ی سنگ‌زایی آن‌ها مبنی بر نبود لوسونیت و حضور اپیدوت، و پلاژیوکلاز و همچنین هورنبلند، آمفیبولیت‌های منطقه‌ی قطور در گستره دمایی ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۸ کیلو بار تشکیل شده‌اند (شکل ۳ خ).

با توجه به نتایج دما- فشارسنجی این سنگ‌ها بر اساس شیمی آمفیبول و پلاژیوکلاز و نیز با استفاده از شبکه‌های سنگ‌زایی و فاز نمودارهای برآمده از بررسی‌های آزمایشگاهی، متوسط حدود ۶۵۰-۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۸ کیلو بار به دست آمد. مقادیر دما و فشار محاسبه شده نشان می‌دهد که اوج دگرگونی در شرایط دما متوسط- فشار متوسط که معرف دگرگونی نوع بارووین است، رخ داده است. شیب زمین‌گرمایی سنگ‌های منطقه در دما و فشار محاسبه شده برابر با $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$ بوده که منطبق با شرایط برخورد قاره‌ای همخوانی دارد. بر اساس گزارش‌های منتشر شده [۳۳]، [۳۴]، در منطقه‌ی خوی، فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس- کرتاسه رخ داده است و برخورد نهایی قاره‌ای در میوسن [۳۴] و یا الیگوسن پسین [۳۵] صورت گرفته است بر این اساس به نظر می‌رسد که آمفیبولیت‌های مورد بررسی طی برخورد قاره‌ای خردقاره ایران مرکزی با صفحه عربستان در شرایط اوج دگرگونی تشکیل شده باشند. برای تعیین سن دقیق دگرگونی اوج در این آمفیبولیت‌ها نیاز به بررسی‌های دقیق ایزوتوپی است.

برداشت

در منطقه‌ی قطور، دو نوع آمفیبولیت با سنگ‌های خاستگاه رسوبی (پاراآمفیبولیت) و آذرین (ارتوآمفیبولیت) وجود دارد که ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها شباهت‌ها و تفاوت‌هایی دارد. کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز، کانی‌های اصلی و مهم در این سنگ‌ها هستند. کانی‌هایی مانند زیرکن و کانی کدر به عنوان کانی‌های فرعی و کانی‌های ترمولیت- اکتینولیت، کلریت، اپیدوت و سریسیت برآمده از دگرگونی برگشتی در رخساره‌ی شیبست سبز، در این سنگ‌ها حضور دارند. نمونه‌های پاراآمفیبولیتی با مقادیر بالای ازکلسیت و نیز مقادیر بیشتر کوارتز نسبت به فلدسپات مشخص می‌شوند. نتایج تجزیه شیمی کانی‌های آمفیبول، فلدسپات، اپیدوت و تیتانیت‌ها بیانگر خاستگاه دگرگونی این کانی‌هاست. نتایج ریزکوالکترونی نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها کلسیمی و از نوع مگنزیوهایستنگزیت بوده و پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز شامل حدود ۷۵ درصد آل بیت و ۲۵ درصد آنورتیت هستند. نتایج دمافشارسنجی‌های انجام شده با واسنجی‌های مختلف و همچنین شبکه‌های سنگ-زایی و فاز نمودارهای آزمایشگاهی برای این سنگ‌ها بیانگر دمای حدود ۶۵۰-۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار ۸-۶ کیلو بار

Flinn, Eds., Controls of Metamorphism Wiley New York (1965) 299–318.

[11] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whitaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names" Mineralogical Magazine (1997) 61 295–321.

[12] Kowallis B.J., Christiansen E.H., Griffen D.T., "Compositional variations in titanite. Abstracts with Programs", Geological Society of America (1997) 29 402.

[13] Hynes A., "A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites", Contributions of Mineralogy and Petrology (1982) 81 119-125.

[14] Liu J., Bohlen S.R., Ernst, W.G., "Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust", Earth and Planetary Science Letters (1996) 143 161–171.

[15] Otsuki M., Banno S., "Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagw belt in central Shikoku", Journal of Metamorphic Geology (1990) 8 425- 439.

[16] Frey M., DeCapitani C., Liou J.G., "A new petrogenetic grid for low-grade metabasites" Journal of Metamorphic Geology (1991) 9 479-509.

[17] Locock A.J., "An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations", Computers and Geosciences (2014) 62 1-11.

[18] Green T.H., Pearson N.J., "Rare-earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature" Chemical Geology (1986) 55 105-19.

[19] Seifert W., Kramer W., "Accessory titanite: an important carrier of zirconium in lamprophyres", Lithos (2003) 71 81-98.

[20] Blundy J.D., Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology (1990) 104 208-224.

[21] Spear F.S., "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites", American Journal of Science (1981) 281 697-734.

است. مقادیر دما و فشار محاسبه شده نشان می‌دهد که اوج دگرگونی در شرایط دما متوسط- فشار متوسط که معرف دگرگونی نوع باروئین است و شیب زمین‌گرمایی تشکیل سنگ‌های دگرگونی منطقه حدود $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$ با شرایط برخورد قاره‌ای همخوانی دارد. بنظر می‌رسد که بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس در کرتاسه و برخورد قاره‌ای آن در الیگوسن پایانی و میوسن عامل تشکیل آمفیبولیت‌های مورد بررسی در پوسته قاره‌ای منطقه و مجموعه دگرگونی قطور بوده است. نتیجه‌گیری‌های دقیق‌تر در مورد زمان دگرگونی و زمین‌دینامیک دگرگونی سنگ‌های منطقه، نیاز به بررسی‌های ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی بیشتر دارد.

مراجع

[1] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review Amphibole associate", Petroleum Geology Bulletin (1968) 52 1229–1258.

[2] Stampfli G.M., "Etude Geologique generale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad-e-Qabus , Iran NE", PhD Thesis (In French), University Genève (1978) 329pp.

[3] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethy remnants in northeastern Iran", Geological Society of American Bulletin (1991) 103 983–992.

[4] Nabavi M.H., "Review on geology of Iran", Geological survey and mineral exploration of Iran (in Persian) (1976) 109 pp.

[5] Eftekharnjad J., "Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins", Iranian Journal of Petrology (in Persian) (1981) 82 19–28.

[6] Khodabandeh A. M., Soltani J., Sartipi A., Emami M.H., "geology map of Iran, 1:100000" Geological survey and mineral exploration of Iran (2002).

[7] Qoreyshi M., Arshadi S., "geology map of Iran, 1:250000", Geological survey and mineral exploration of Iran (1978).

[8] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist (2010) 95 185–187.

[9] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine (1987) 51 431–435.

[10] Leake B.E., "The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism", In W.S. Pitcher and G.W.

- [29] Anderson J. L., Smith D. R., "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist (1995) 80 549.
- [30] Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry" Contributions to Mineralogy and Petrology (1994) 116 433-47.
- [31] Otten MT., "The origin of brown hornblende in Artfjallet gabbro and dolerites", Contributions to Mineralogy and Petrology (1984) 86 189-199.
- [32] Stein E., Dietl C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology (1984) 72 185-207.
- [33] Ghazi A.M., Pessagno E.A., Hassanipak A.A., Kariminia S.M., Duncan R.A., Babaie H.A., "Biostratigraphic zonation and $^{40}Ar-^{39}Ar$ ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran", Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (2003) 193 311-323.
- [34] Khalatbari-Jafari M., Juteau T., Bellon H., Whitechurch H., Cotten J., Emami H., "New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations NW Iran", Journal of Asian Earth Sciences (2004) 23 507-535.
- [35] Azizi H., Moinevaziri H., Mohajjel M., Yagobpoor A., "PTt path in metamorphic rocks of the Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous-Tertiary continental collision", Journal of Asian Earth Sciences (2005) 27 1-9.
- [22] Heltz R.T., "Phase relations and compositions of amphiboles produced in studied of the melting behavior of rocks", Mineralogical Society of American Reviews in Mineralogy (1982) 9B 279-346.
- [23] Esawi E.K., "Amph-Class: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the 1997 recommendation of the international mineralogical Association", Computers and Geosciences (2004) 30 753-760.
- [24] Tulloch A.J., Challis G. A., "Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry", New Zealand Journal of Geology and Geophysics (2000) 43 555-567.
- [25] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons" American Mineralogist (1978) 72 231-239.
- [26] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist (1986) 71 1297-1313.
- [27] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks" Geology (1989) 17 837-841.
- [28] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology (1992) 110 304-310.