

مطالعه شیمی کانی‌ها و تعیین دما و فشار دگرگونی در گارنت - کِلینوپیروکسن آمفیولیت‌های جنوب قره‌آغاج - آذربایجان شرقی

مهران ادوای^۱، رباب حاجی‌علی‌اوغلی^۲ و محسن مؤذن^۳

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اهر، اهر، ایران
 دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
 استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۵/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۰/۰۸

چکیده

منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی‌های زمین‌ساختی ایران در پهنه ساختاری ایران مرکزی جای گرفته است. سنگ‌های بازیک دگرگون شده و آمفیولیت‌های منسوب به پرکامبرین با گستردگی فراوان برونزد اصلی دگرگونی‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. انواع آمفیولیت‌ها بر پایه کانی‌های دگرگونی شاخص عبارتند از اپیدوت-آمفیولیت، آمفیولیت معمولی، گارنت-آمفیولیت و گارنت-کِلینوپیروکسن آمفیولیت. بافت این سنگ‌ها بیشتر گرانوبلاستیک و پورفیروبلاستیک است. در این پژوهش ترکیب شیمی کانی‌ها در گارنت-کِلینوپیروکسن آمفیولیت بررسی و دما و فشار دگرگونی سنگ‌ها تعیین شده است. بر پایه داده‌های شیمی کانی‌ها ترکیب آمفیولیت از نوع پارگاسیت و هورنبلند و ترکیب کِلینوپیروکسن از نوع دیوپسید است. کانی‌های پلاژیوکلاز، غنی از تشکیل‌دهنده آنورتیت ($An_{73.50-95.90}$) و با مقادیر کمتر آلبیت ($Ab_{3.90-24.70}$) هستند. ترکیب گارنت به صورت $Alm(59.10\% - 45.90\%)$ ، $Prp(16.1\% - 5.6\%)$ ، $Sps(23.50\% - 10.90\%)$ و $GAU(23.70\% - 13.20\%)$ است. در ترکیب گارنت از مرکز به سوی حاشیه مقادیر منیزیم و آهن افزایش ولی مقادیر منگنز و کلسیم کاهش یافته است. دما و فشار به دست آمده برای این سنگ‌ها به ترتیب حدود ۶۵۰ تا ۷۰۵ درجه سانتی‌گراد و ۸/۵ کیلو بار است. فشار دگرگونی به دست آمده منطبق با ژرفا حدود ۲۵ کیلومتر و معادل با دگرگونی در شرایط پوسته زیرین است. دگرگونی دما و فشار متوسط ثبت شده در گارنت-کِلینوپیروکسن آمفیولیت‌ها از نوع دگرگونی ناحیه‌ای باروین است. بر پایه مطالعات زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی در منطقه و مقایسه آن با سنگ‌های مشابه از سرزمین‌های پرکامبرین در مناطق همجوار به نظر می‌رسد کهن‌ترین فاز کوهزایی مؤثر در منطقه، کوهزایی پان‌آفریکن است که سبب دگرگونی و سخت شدن پوسته قاره‌ای پرکامبرین شده است. سنگ‌های متابازیت و آمفیولیت منسوب به پرکامبرین در طی این فاز تشکیل شده‌اند. عملکرد فازهای کوهزایی آلبی در سنوزویک در ارتباط با برخورد قاره‌ای صفحه عربستان با خرده‌قاره ایران مرکزی سبب دگرگونی این سنگ‌ها در شرایط ترمودینامیکی دما و فشار متوسط در گستره رخساره آمفیولیت بالایی (دگرگونی نوع باروین) شده است.

کلیدواژه‌ها: آمفیولیت، شیمی کانی، دما-فشارسنجی، قره‌آغاج، آذربایجان شرقی.

نویسنده مسئول: مهران ادوای

E-mail: m-advay@iau-ahar.ac.ir

۱- پیش‌نویس

سنگ‌های متابازیت اصلی‌ترین سنگ‌های تشکیل‌دهنده کمربندهای کوهزایی هستند و در بیشتر نوارهای دگرگونی یافت می‌شوند. مطالعه سنگ‌شناسی سنگ‌های متابازیک و تعیین بیشینه دما و فشار دگرگونی آنها، نقش به‌سزایی در درک تحولات تکتونوترمال و تکتونوماورف پوسته قاره‌ای و نیز بازسازی ژئودینامیکی کمربندهای کوهزایی دارد (برای نمونه مطالعات Andreev et al., 2015). دگرگونی‌های جنوب خاور شهرستان قره‌آغاج در ادامه شمالی دگرگونی‌های تخت سلیمان در خاور تکاب جای گرفته است. نبوی (۱۳۵۵) این منطقه را جزو پهنه البرز-آذربایجان در نظر گرفته اما بر پایه Alavi (1994 and 2004) و محجل و سهندی (۱۳۷۸) متعلق به پهنه سندج-سیرجان است و بر پایه تقسیم‌بندی‌های Stocklin (1968) و Berberian and King (1981) جزو ایران مرکزی به شمار می‌رود. سنگ‌های آمفیولیت برونزد اصلی دگرگونی‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های آمفیولیت فراوانی کانی‌شناسی بالایی دارند و شامل انواع آمفیولیت‌های معمولی، اپیدوت-آمفیولیت، بیوتیت-آمفیولیت، گارنت-آمفیولیت و گارنت-کِلینوپیروکسن آمفیولیت هستند. میکاشیست، گنیس، مرمر، شیست سبز، سربانتینیت در مقادیر کمتر به همراه آمفیولیت‌ها دیده می‌شوند. سن مجموعه دگرگونی تخت سلیمان توسط باباخانی و قلمقاش (۱۳۸۴) به پرکامبرین نسبت داده شده است. حمدی (۱۳۷۴) فسیل‌های کامبرین بالایی را درون مرمرهای همراه گزارش کرده است. Stockli et al. (2004) نیز سن پروتولیت گنیس‌های گرانیتی تکاب را بر پایه سن سنجی U-Pb زیر ۵۶۰ میلیون سال تعیین کرده‌اند. در این پژوهش ترکیب سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری انواع سنگ‌های آمفیولیتی مجموعه دگرگونی جنوب خاور قره‌آغاج بررسی و ترکیب شیمی کانی‌ها و دما و فشار اوج دگرگونی در گارنت-کِلینوپیروکسن آمفیولیت‌ها تعیین شده است. اطلاعات به دست آمده در این پژوهش در تلفیق با نتایج به دست آمده از مطالعات پیشین برای بازسازی تحولات زمین‌ساختی و ژئودینامیکی احتمالی پوسته قاره‌ای منطقه استفاده شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

برونزد واحدهای سنگی در منطقه شامل انواع سنگ‌های دگرگونی، رسوبی و آذرین از پرکامبرین تا کواترنری هستند (شکل ۱). سنگ‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین در منطقه به‌طور اصلی شامل گدازه‌های بازیک دگرگون شده، متاکابرو و آمفیولیت هستند (شکل‌های ۲-الف و ت). گنیس، میکاشیست، مرمر و کالک‌سیلیکات به‌صورت میان‌لایه درون مجموعه متابازیک تشکیل شده‌اند. سنگ‌های مرمر و کالک‌سیلیکات ستری برای ۱۰ تا ۱۵ متر دارند و امتداد لایه‌بندی در آنها بیشتر شمالی-جنوبی با شیب به سوی خاور است. آمفیولیت‌ها بیشتر ساخت توده‌ای یا همگن دارند. برخی از آمفیولیت‌ها نیز دارای فولیاسیون و چین‌خوردگی (در مقیاس میلی‌متر تا سانتی‌متر) هستند. اندازه دانه‌ها در آمفیولیت‌ها از ریز تا درشت (تا چندین میلی‌متر) متغیر است. هورنبلند و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آمفیولیت‌ها هستند. در برخی نمونه‌ها، گارنت تا اندازه نیم سانتی‌متر، با چشم غیر مسلح در سنگ دیده می‌شود. رنگ آمفیولیت‌ها بیشتر تیره تا سبز تیره است اما برخی از آمفیولیت‌ها با مقادیر مودال کمتری از آمفیبول رنگ روشن‌تری دارند. درون برخی از آمفیولیت‌ها رگه‌هایی از کوارتز و فلدسپار دیده می‌شود که بیشتر این رگه‌ها احتمالاً در ارتباط با سیال‌های حاصل از واکنش‌های دگرگونی تشکیل شده‌اند. برخی از این رگه‌های کوارتز-فلدسپاری همراه با خود آمفیولیت‌ها چین‌خورده‌اند (شکل ۲-ت). رگه‌های سیلیسی بودین شده همچنین درون گنیس‌ها دیده می‌شوند که عملکرد نیروهای کششی در منطقه را نشان می‌دهد. توده‌های نفوذی با ترکیب گرانودیوریت و با سن نامشخص به درون مجموعه دگرگونی نفوذ کرده و اثر دمای بسیار کمی بر سنگ‌های دگرگونی پیرامون خود بر جای گذاشته‌اند. Alavi et al. (1982) سن توده نفوذی را معادل با گرانیت دوران فرض کرده و به پرکامبرین بالایی نسبت داده‌اند؛ در صورتی که باباخانی و قلمقاش (۱۳۸۴) سن آنها را مزوزویک در نظر گرفته‌اند.

از واحدهای چینه‌ای پالئوزویک در منطقه می‌توان به رسوبات شیل و ماسه‌سنگی

۴-۲. آمفیبولیت معمولی

این آمفیبولیت‌ها گسترش فراوانی در منطقه دارند و در نمونه دستی نیز به رنگ سبز تیره تا کاملاً تیره با بافت دانه‌ریز تا دانه‌درشت دیده می‌شوند. برخی از نمونه‌ها دارای فولیاسیون با تناوبی از لایه‌های غنی از پلاژیوکلاز و لایه‌های غنی از هورنبلند هستند (شکل ۳-ب). در برخی نمونه‌ها، کانی‌های هورنبلند به صورت پورفیروبلاست هستند که در پیرامون توسط آمفیبول‌های به نسبت دانه‌ریز و کشیده به موازات فولیاسیون دربر گرفته شده‌اند. بافت دکاسیت با جهت‌یابی اتفاقی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-ج).

۴-۳. گارنت آمفیبولیت

سنگ‌های گارنت آمفیبولیت در نمونه‌های دستی به رنگ سبز تیره تا تیره و دارای بافت دانه‌ریز تا دانه‌درشت هستند. اندازه کانی‌های آمفیبول و گارنت در برخی از این سنگ‌ها تا چند میلی‌متر می‌رسد. مجموعه کانی‌های دگرگونی در این سنگ‌های شامل پلاژیوکلاز (۲۵٪)، هورنبلند (۳۰٪)، کوارتز (۱۰٪) و گارنت (۲۰-۳۰٪) است. اپیدوت و تیتانیت در مقادیر فرعی در برخی نمونه‌ها حضور دارند. بافت اصلی سنگ گرانوبلاستیک و پورفیروگرانوبلاستیک بوده (شکل‌های ۳-ت و ۳-ث). در برخی نمونه‌ها کانی گارنت به صورت پورفیروبلاست و دارای ادخال‌هایی از آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند. بر پایه شواهد سنگ‌نگاری، ظهور گارنت به این صورت پیشنهاد می‌شود:

پلاژیوکلاز + آمفیبول = گارنت + کوارتز + آب و یا آمفیبول = گارنت + کوارتز + آب

۴-۴. گارنت- کلبیوپروکسن آمفیبولیت

مجموعه کانی‌های اصلی شامل کلبیوپروکسن (۷٪)، گارنت (۲۰٪)، پلاژیوکلاز (۳۰٪)، هورنبلند (۳۵٪) و کوارتز (کمتر از ۵٪) است. بافت اصلی سنگ‌ها پورفیروبلاستیک و گرانوبلاستیک است. کلبیوپروکسن در آمفیبولیت‌ها در درجه دگرگونی‌های بالا ظاهر شده است. کانی‌های کلبیوپروکسن دانه‌ریز بوده (تا ۰/۵ میلی‌متر) و دارای فراوانی کمتری در سنگ‌های مورد مطالعه است (شکل ۳-ج). گارنت در اندازه ۰/۸ میلی‌متر در تعادل بافتی با کلبیوپروکسن و آمفیبول در زمینه گرانوبلاستیک است. بر پایه شواهد سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی واکنش‌های دگرگونی پیش‌رونده ظهور کلبیوپروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه به این صورت پیشنهاد می‌شود:

آمفیبول + پلاژیوکلاز = کلبیوپروکسن + گارنت + کوارتز + آب

آمفیبول + اپیدوت + کوارتز = پلاژیوکلاز + کلبیوپروکسن + آب

آمفیبولیت‌های مورد مطالعه را می‌توان از دیدگاه منشأ نیز در دو گروه ارتوآمفیبولیت‌ها و پاراآمفیبولیت‌ها دسته‌بندی کرد. سنگ‌های ارتوآمفیبولیت منشأ آذرین دارند و از دگرگونی سنگ‌های بازالت و یا گابرو تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها در نمونه‌های دستی کاملاً تیره رنگ و معمولاً دارای هورنبلند فراوان هستند. هورنبلند + پلاژیوکلاز ± کوارتز ± گارنت ± کلبیوپروکسن ± اپیدوت مجموعه کانی‌های مهم تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۳-پ و ۳-ج). برخی از ارتوآمفیبولیت‌ها مقادیر بسیار بالایی هورنبلند دارند و کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز در آنها به مقدار بسیار جزئی است و یا در آنها حضور ندارد. بر پایه رنگ می‌توان به این سنگ‌ها، ملانوآمفیبولیت هم گفت. برخی از ملانوآمفیبولیت‌ها به‌طور کلی از هورنبلند و گارنت تشکیل شده‌اند. دسته دوم سنگ‌های پاراآمفیبولیت منشأ رسوبی یا آذرآواری هستند. مجموع کانی‌ها در این سنگ‌ها شامل هورنبلند + پلاژیوکلاز + کوارتز + کلسیت + بیوتیت است. این سنگ‌ها در نمونه‌های دستی بر پایه مقادیر مودال کوارتز، کلسیت، پلاژیوکلاز و هورنبلند به رنگ‌های به نسبت تیره تا روشن دیده می‌شوند. پاراآمفیبولیت‌ها در مقایسه با ارتوآمفیبولیت‌ها نسبت‌های بالایی از کانی‌های کوارتز و پلاژیوکلاز اما مقادیر کمی هورنبلند دارند (شکل ۳-ب). اصطلاح لویکو-آمفیبولیت برای آمفیبولیت‌های روشن رنگ با نسبت مودال بالای کوارتز + پلاژیوکلاز ± کلسیت اما مقادیر مودال کم آمفیبول استفاده شده است. این سنگ‌ها فولیاسیون ضعیفی دارند که به صورت جهت‌یابی کانی‌های آمفیبول به موازات لایه‌های روشن رنگ غنی از کوارتز و فلدسپار دیده می‌شود.

۵- شیمی کانی‌ها

کانی‌های دگرگونی پلاژیوکلاز، اپیدوت، آمفیبول، گارنت و کلبیوپروکسن در سنگ‌های

(واحد کهر) و مرمر و دولومیت‌های خاکستری رنگ با میان‌لایه‌هایی از نوارهای تیره رنگ چرت‌دار اشاره کرد (شکل ۱) که برونزد محدودی در نزدیکی روستای تازه‌کند در جنوب باختر منطقه نشان می‌دهند. سنگ‌های الیگومیوسن متشکل از کنگلومرا، مارن و ماسه‌سنگ سرخ به همراه میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های آذرآواری (برش آتشفشانی و توف برشی) و سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت پورفیری) (شکل ۱)، به صورت دگرشیب روی واحدهای دگرگونی پرکامبرین و پالئوزویک جای گرفته‌اند. برونزد واحدهای سنگی مربوط به میوسن با تناوبی از لایه‌های مارنی و ماسه‌سنگی در شمال منطقه دیده می‌شود. کنگلومرا و رسوبات آبرفتی کواترنری، جوان‌ترین برونزدهای سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۱).

۳- روش مطالعه

مطالعات صحرایی در طی چندین مرحله نمونه‌برداری و گردآوری حدود ۵۰ نمونه دستی از انواع سنگ‌های آمفیبولیت انجام شد. کارهای آزمایشگاهی در ابتدا شامل تهیه و مطالعه ۴۰ مقطع نازک میکروسکوپی از انواع سنگ‌های آمفیبولیتی است. برای مطالعات شیمی کانی‌ها و تعیین دما و فشار دگرگونی ناحیه‌ای، کانی‌های دگرگونی در ۳ نمونه از سنگ‌های آمفیبولیت با استفاده از دستگاه الکترون مایکروپروپ SX100 در مرکز مطالعات زمین‌شناسی پتسدام آلمان (GFZ) با ولتاژ ۱۵ kV و شدت جریان ۲۰-۱۰ nA انجام شد. داده‌های معرف تجزیه میکروپروپ کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۴ آورده شده است. نشانه‌های اختصاری استفاده شده برای نام کانی‌ها از (Kretz 1983) است.

۴- سنگ‌نگاری آمفیبولیت‌ها

کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز مهم‌ترین تشکیل‌دهنده‌های آمفیبولیت‌ها هستند. کانی‌های اپیدوت، گارنت، کلبیوپروکسن در مقادیر فرعی در برخی از نمونه‌ها حضور دارند. اپیدوت در آمفیبولیت‌ها در درجه دگرگونی‌های پایین پایدار است. با افزایش درجه دگرگونی اپیدوت ناپایدار و آمفیبول غنی از آلومینم و پلاژیوکلاز غنی از کلسیم جایگزین آن می‌شود. گارنت در آمفیبولیت‌ها در ترکیبات غنی از آلومینم ظاهر می‌شود. در بالاترین بخش رخساره آمفیبولیت، پروکسن کلسیم‌دار (دیوپسید یا اوژیت) در نتیجه شکست آمفیبول‌های کلسیم‌دار ظاهر می‌شود.

آمفیبولیت‌های مورد مطالعه در جنوب قره‌آغاج گوناگونی کانی‌شناسی بالایی دارند و بر پایه حضور کانی‌های دگرگونی شاخص در ۵ دسته تقسیم‌بندی شده‌اند:

۴-۱. اپیدوت آمفیبولیت

در نمونه‌های دستی به رنگ سبز روشن تا تیره دیده می‌شوند. درجه دگرگونی این سنگ‌ها پایین است. مجموعه کانی‌های دگرگونی این سنگ شامل هورنبلند (۱۵٪)، پلاژیوکلاز (۳۰٪)، اپیدوت (۲۵٪)، تیتانیت (۲٪) و کوارتز (۸٪) هستند. مقدار اپیدوت در این سنگ‌ها فراوان است. کانی‌های اپیدوت به همراه تیتانیت اولیه به موازات لایه‌های روشن رنگ کوارتز- فلدسپاری به صف شده‌اند. اپیدوت از نوع زونزیت نیز در این نمونه‌ها دیده می‌شود. برخی از نمونه‌ها دارای فولیاسیون ساده با تناوبی از لایه‌های غنی از پلاژیوکلاز و لایه‌های غنی از اپیدوت و هورنبلند هستند (شکل ۳-الف). همچنین فولیاسیون چین‌خورده در مقیاس میلی‌متری در برخی از نمونه‌ها به چشم می‌خورد. در این نمونه‌ها کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز با بافت گرانوبلاستیک در محور چین تجمع یافته‌اند و کانی‌های اپیدوت به موازات فولیاسیون چین‌خورده‌اند. حضور اینکلوزن‌هایی از کانی‌های ترمولیت/اکتینولیت، پلاژیوکلاز درون هورنبلند تشکیل آن را از شکست ترمولیت/اکتینولیت با افزایش درجه دگرگونی نشان می‌دهد. واکنش شکست ترمولیت/اکتینولیت بر پایه شواهد سنگ‌نگاری به صورت زیر پیشنهاد می‌شود:

پلاژیوکلاز + ترمولیت/اکتینولیت = هورنبلند + کوارتز

کانی‌های تیره در مقادیر فرعی در این سنگ‌ها حضور دارند. برخی از کانی‌های تیره به حاشیه به تیتانیت ثانویه تجزیه شده‌اند. بر پایه حضور تیتانیت ثانویه در پیرامون کانی تیره به نظر می‌رسد ترکیب این کانی‌های تیره از نوع اکسید آهن و تیتان (ایلمنیت) باشد. بافت کرونا به صورت تیتانیت ثانویه در پیرامون ایلمنیت، شاخص دگرگونی فشار بالاست که به علت کاهش فشار در طی بالآمدگی ثبت می‌شود (O'Brien, 1997).

کانی‌های شاخص دگرگونی دما بالا دارند، بررسی شد. کانیوپروکسن در متابزیت‌ها در دماهای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۷/۵ تا ۸/۵ کیلوبار در شرایط رخساره آمفیبولیت بالایی ظاهر می‌شود (Abd El-Naby et al., 2000). واکنش‌های تبادل کاتیونی Fe و Mg میان کانی‌فرومینزین (نظیر کانیوپروکسن و آمفیبول) با گارنت از بهترین زمین‌دماسنجی‌های مورد استفاده در بررسی‌های دماسنجی هستند. توزیع Fe^{2+} و Mg میان فازهای فرومینزین همیافت در سنگ‌ها، بیشتر تابع دماست اما عوامل دیگری از جمله فشار و تغییرات ترکیبی کانی‌های درگیر نیز بر آن مؤثرند. کالیبراسیون‌های مختلفی برای دماسنجی تبادل کاتیونی Fe-Mg گارنت-کانیوپروکسن (Dahl, 1980; Sengupta et al., 1989; Ellis and Green, 1979) و گارنت-آمفیبول (Ravna, 2000) ارائه شده‌اند. مقادیر دما در سنگ‌های مورد مطالعه، بر پایه دماسنج‌های جفت گارنت-کانیوپروکسن در حدود 690 ± 15 درجه سانتی‌گراد به دست آمد. استفاده از دماسنج گارنت-هورنلند (Ravna, 2000) در مقایسه با کالیبراسیون‌های مختلف دماسنج گارنت-کانیوپروکسن، دمای دگرگونی کمتری، حدود ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد را برای سنگ‌های مورد مطالعه به دست می‌دهد. این دماها با شرایط رخساره آمفیبولیت همخوانی دارند.

آمفیبول از دیگر کانی‌های مهم شاخص دگرگونی در سنگ‌های مورد مطالعه است. میزان Ca , Ti , $Al^{(tot)}$, Al^{IV} در ترکیب آمفیبول تابع دماست (Anderson, 1983; Hammarstrom and Zen, 1986). مقادیر دما بر پایه جفت آمفیبول-پلاژیوکلاز (Spear, 1980) برای ترکیب شیمی مرکز آمفیبول همزیست با پلاژیوکلاز ۶۹۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شد. دماسنجی Ti در ترکیب آمفیبول بر پایه کالیبراسیون (Otten, 1984) و (Colombi, 1988) به ترتیب دماهای ۶۵۰ و ۶۷۰ درجه سانتی‌گراد را به دست می‌دهد که تقریباً با دماهای به دست آمده از کالیبراسیون‌های پیشین همخوانی دارد.

شرایط فشار در گارنت-کانیوپروکسن‌های مورد مطالعه به روش فشارسنجی کانیوپروکسن-پلاژیوکلاز-کوارتز (McCarthy and Patiño Douce, 1998) به دست آمد. معادله محاسبه فشار با استفاده از واکنش تک‌متغیره (SCAn) یا $CaAl_2Si_2O_8^{Pl} = CaAl_2Si_6^{Cpx} + SiO_2^{Qtz}$ به این صورت است:

$$K = \frac{a_{An}^{Pl}}{a_{CaTs}^{Cpx}}$$

و

$$P(kbar) = \left[\frac{5.066 \pm 0.760 + [(1300 \pm 800)/T] - LnK}{276 \pm 16} \right] T \pm 2.5$$

اکتیویته تشکیل‌دهنده Ca-چرماک در کانیوپروکسن بر پایه مدل اکتیویته ایده‌آل به دست آمده است.

فشار به دست آمده در سنگ‌های مورد مطالعه بر پایه کالیبراسیون (McCarthy and Patiño Douce, 1998) برابر با ۸/۵ کیلوبار است. بر پایه فشار به دست آمده، ژرفای دگرگونی حدود ۲۵ کیلومتر معادل با شرایط پوسته زیرین تعیین می‌شود. شواهد کانی‌شناسی و بافتی (مانند حضور کانیوپروکسن در آمفیبولیت‌ها، حضور تیتانیوم ثانویه در پیرامون ایلمنیت) همراه با نتایج دما و فشار به دست آمده بر پایه کالیبراسیون‌های مورد استفاده در گارنت-کانیوپروکسن آمفیبولیت‌های مورد مطالعه ($T=650-690 \pm 15^\circ C$, $P=8.5$ kbar) نشان‌دهنده شرایط دگرگونی ناحیه‌ای دما-فشار متوسط در گستره رخساره آمفیبولیت بالایی (دگرگونی نوع باروین) است.

۷- تحولات زمین‌ساختی مجموعه دگرگونی جنوب قره‌آغاج

مجموعه دگرگونی‌های جنوب قره‌آغاج در ادامه شمالی دگرگونی‌های تخت سلیمان (در خاور تکاب) جای گرفته است. بنابراین می‌توان تحولات زمین‌ساختی و ژئودینامیکی سنگ‌ها را در این منطقه در مقایسه با تحولات مجموعه دگرگونی تخت سلیمان با احتمال تفسیر کرد. سن مجموعه دگرگونی تخت سلیمان توسط باباخانی و قلمقاش (۱۳۸۴) به پرکامبرین نسبت داده شده است. حمدی (۱۳۷۴) فسیل‌های کامبرین بالایی را درون

گارنت کانیوپروکسن آمفیبولیت به روش EPMA تجزیه شد. داده‌های شیمی کانی‌های معرف در جدول‌های ۱ تا ۴ آورده شده است.

– **پلاژیوکلاز:** فرمول ساختاری پلاژیوکلاز بر پایه ۵ کاتیون و ۸ اکسیژن به دست آمده است (جدول ۱). ترکیب کانی‌های پلاژیوکلاز تجزیه شده به‌طور اصلی غنی از تشکیل‌دهنده آنورتیت ($An_{73.50-95.90}$) با مقادیر کمتر آلینت ($Ab_{3.90-24.70}$) است (شکل ۴). عضو پایانی فلدسپار پتاسیم در مقادیر بسیار جزئی ($Ort_{0.00-1.80}$) است. مقادیر بالای تشکیل‌دهنده آنورتیت در پلاژیوکلاز احتمالاً در ارتباط با تشکیل پلاژیوکلاز از شکست اپیدوت و یا شکست هورنلند و تشکیل گارنت و کانیوپروکسن در طی دگرگونی پیش‌رونده است.

– **آمفیبول:** فرمول ساختاری آمفیبول بر پایه ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون محاسبه شده است (جدول ۲). مرکز، وسط و حاشیه کانی‌های آمفیبول در سنگ‌های گارنت کانیوپروکسن آمفیبولیت مورد تجزیه میکروپروب قرار گرفت. همه نقاط تجزیه شده از انواع آمفیبول‌های کلسیک هستند. مقدار $(Na)_A$ در مرکز، وسط و حاشیه آمفیبول‌های تجزیه شده به ترتیب ۰/۴۹ تا ۰/۵۴، ۰/۲۵ تا ۰/۳۰، ۰/۱۴ تا ۰/۱۹ است. در نمودار $(Na+K)_A$ در برابر Si (Leake et al., 2004) نقاط تجزیه شده در وسط و حاشیه آمفیبول در محدوده هورنلند و نقاط تجزیه شده در مرکز بلور در محدوده پارگاسیت جای می‌گیرند (شکل ۵-الف). ترکیب مرکز کانی‌های تجزیه شده مربوط به شرایط اوج دگرگونی ناحیه‌ای است. در نمودار Si در برابر $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Leake et al., 2004) ترکیب مرکز کانی‌های آمفیبول تجزیه شده در محدوده پارگاسیت و مگنزئو-هاستنگزیت (شکل ۵-ب) و ترکیب حاشیه و وسط کانی‌های آمفیبول در محدوده چرماکیت (شکل ۵-پ) جای می‌گیرند. تغییرات مقدار عدد منیزیم ($X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) در محدوده ۰/۵۵ تا ۰/۷۳ در تغییر است.

– **گارنت:** فرمول گارنت بر پایه ۸ کاتیون و ۱۲ اکسیژن به دست آمده است (جدول ۳). در سنگ‌های مورد مطالعه Fe^{3+} در مقادیر کم (۰/۰۶-۰/۲۰ a.p.f.u.) به‌صورت جانشینی با Al در ترکیب گارنت حضور دارد. نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} بر پایه روش استوکومتری (Droop, 1987) به دست آمده است. حضور گارنت به‌صورت همزیست با کانی‌های دارای Fe^{3+} مانند آمفیبول و اپیدوت، جانشینی Fe^{3+} -Al در ترکیب گارنت‌های مورد مطالعه را تأیید می‌کند. شکل ۶-الف ترکیب گارنت در نمودارهای مثلثی پیروپ-آلماندین-اسپسارتین و پیروپ-گروسولار-اسپسارتین را نشان می‌دهد. مقدار آلماندین ۴۵/۹ تا ۵۹/۱، مقدار پیروپ ۷/۳ تا ۱۶/۱ و مقدار اسپسارتین ۱۰/۹ تا ۲۳/۵ است. مقادیر گروسولار، آندرادیت و اووارویت کم و در مجموع برابر ۱۳/۲ تا ۲۳/۷ است (جدول ۳). نیمرخ ترکیبی در طول پورفیروبلاست گارنت در سنگ‌های مورد مطالعه در شکل ۶-ب نشان داده شده است. بر این اساس از مرکز به سوی حاشیه مقادیر منیزیم و آهن افزایش ولی مقادیر منگنز و کلسیم کاهش یافته است.

– **کانیوپروکسن:** داده‌های معرف کانیوپروکسن در جدول ۴ آورده شده است. فرمول پیروکسن بر پایه ۴ کاتیون و ۶ اکسیژن به دست آمده است. مقدار Al_2O_3 در ترکیب کانیوپروکسن‌های تجزیه شده برابر با ۲/۲۵ درصد وزنی تا ۲/۶۵ درصد وزنی است. ترکیب شیمی کانی‌های تجزیه شده در نمودار Quad-Jd-Ae (Morimoto et al., 1988) و نمودار Q در برابر J (Morimoto and Kitamura, 1983) در محدوده کانیوپروکسن‌های کلسیم‌دار قرار می‌گیرد (شکل‌های ۷-الف و ب). در نمودار مثلثی En-Fs-Wo (Deer et al., 1978) کانی‌های تجزیه شده در محدوده دیوپسید جای می‌گیرند (شکل ۳۷). ترکیب شیمی کانیوپروکسن‌های تجزیه شده تقریباً یکنواخت است. ترکیب اعضای پایانی کانیوپروکسن به‌صورت (Di 65.78-67.20%)، Hd (28.07-29.51%)، Jd (0.62-1.03%)، Aeg (3.10-4.01%) است.

– **اپیدوت:** اپیدوت به‌صورت اداخل درون آمفیبول تجزیه شده است. فرمول اپیدوت بر پایه ۸ کاتیون و ۱۲/۵ اکسیژن به دست آمده است (جدول ۴). همه آهن در ساختمان کانی اپیدوت به‌صورت Fe^{3+} در نظر گرفته شده و مقدار آن ۰/۶۸ تا ۰/۷۰ (a.p.f.u.) و مقدار $Al/(Al+Fe^{3+}+Cr)$ برابر با ۰/۷۷ تا ۰/۷۹ است.

۶- دما و فشارسنجی

در این بخش شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌های گارنت کانیوپروکسن آمفیبولیت که

بر پایه داده‌های شیمی کانی‌ها در گارنت‌کینوپروکسن آمفیبولیت، ترکیب آمفیبول از نوع پارگاسیت و هورنبلند و ترکیب کلاینوپروکسن از نوع دیوپسید است. کانی‌های پلاژیوکلاز تجزیه شده غنی از تشکیل‌دهنده آنورتیت ($An_{73.50-95.90}$) و با مقادیر کمتر آلپیت ($Ab_{3.9024.70}$) هستند. ترکیب گارنت ناهمگن بوده و از مرکز به سوی حاشیه مقادیر منیزیم و آهن افزایش ولی مقادیر منگنز و کلسیم کاهش یافته است. ترکیب اعضای پایانی گارنت به صورت ($Sps\ 10.90\% - 23.50\%$)، ($Prp\ 5.6\% - 16.1\%$)، ($Alm\ 45.90\% - 59.10\%$)، ($GAU\ 13.20\% - 23.70\%$) است.

دما و فشار به دست آمده برای این سنگ‌ها به ترتیب حدود ۶۵۰ تا ۷۰۵ درجه سانتی‌گراد و ۸/۵ کیلوپا است. فشار به دست آمده منطبق با ژرفا حدود ۲۵ کیلومتر معادل با شرایط پوسته زیرین است.

با در نظر گرفتن دگرگونی‌های جنوب قره‌آغاج در ادامه شمالی دگرگونی‌های تخت سلیمان به عنوان بخشی از ایالت زمین‌شناسی ایران مرکزی، تحولات زمین‌ساختی منطقه را با احتمال می‌توان به این صورت بیان کرد: کهن‌ترین فاز کوهزایی مؤثر در منطقه، کوهزایی پان‌آفریکن بوده که سبب دگرگونی و سخت شدن پوسته قاره‌ای پرکامبرین شده است. سنگ‌های متابازیت و آمفیبولیت منسوب به پرکامبرین در طی این فاز تشکیل شده‌اند. بر پایه نتایج دما و فشارسنجی گارنت‌کینوپروکسن آمفیبولیت‌ها و نیز با در نظر گرفتن داده‌های U-Pb زیرکن در لوکوسم میگماتیت‌های مافیک حاصل از ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها در مجموعه دگرگونی تخت سلیمان، احتمالاً بتوان رخداد دگرگونی در آمفیبولیت‌های مورد مطالعه را در ارتباط با عملکرد فازهای کوهزایی آلی در نظر گرفت که در طی برخورد قاره‌ای صفحه عربستان با خرده‌قاره ایران مرکزی در سنوزویک سبب دگرگونی این سنگ‌ها در شرایط ترمودینامیکی دما و فشار متوسط در گستره رخساره آمفیبولیت بالایی (دگرگونی نوع باروین) شده است. البته نتیجه‌گیری‌های دقیق‌تر در این زمینه نیازمند مطالعات زمین‌ساختی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی آمفیبولیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی همراه در منطقه مورد مطالعه است.

سپاسگزاری

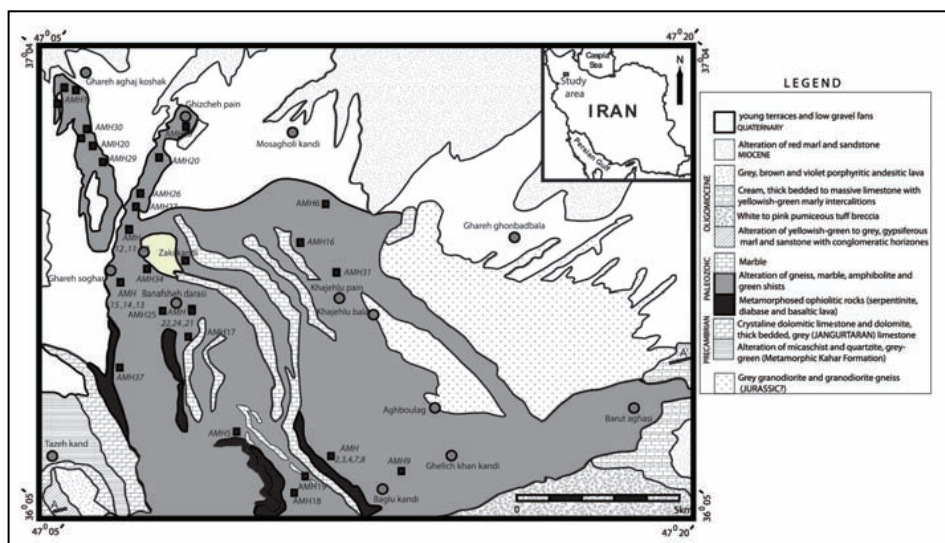
این مقاله حاصل طرح پژوهشی است که با حمایت مالی دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر به انجام رسیده است. بنابراین، از مسئولین محترم این دانشگاه و نیز از داوران محترم فصلنامه علوم زمین که با نظرات و پیشنهادات بسیار سازنده سبب ارتقای علمی مقاله شده‌اند سپاسگزاری می‌شود.

مرمراه‌های همراه گزارش کرده است. (Stockli et al. (2004) نیز سن پروتولیت گنیس‌های گرانیتی تکاب را بر پایه سن‌سنجی U-Pb زیرکن ۵۶۰ میلیون سال تعیین کرده‌اند. (Hajialioğlu et al. (2007) بر پایه تشابهات زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه تکاب با واحدهای قابل مقایسه در خرده‌قاره ایران مرکزی، مجموعه دگرگونی تخت سلیمان را مشابه با خرده‌قاره ایران مرکزی متعلق به پی‌سنگ دگرگونی نئوپروتوزویک-کامبرین زیرین در نظر گرفته است. بر پایه داده‌های U-Pb زیرکن در لوکوسم، سن میگماتیت‌های متابازیک حاصل از ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها در تخت سلیمان در حدود ۲۵ میلیون سال پیش تعیین شده است (Moazzen et al., 2013)؛ اما با این حال داده‌های دقیق ایزوتوپی در زمینه سن تشکیل پروتولیت آمفیبولیت‌ها در مجموعه تخت سلیمان در دست نیست.

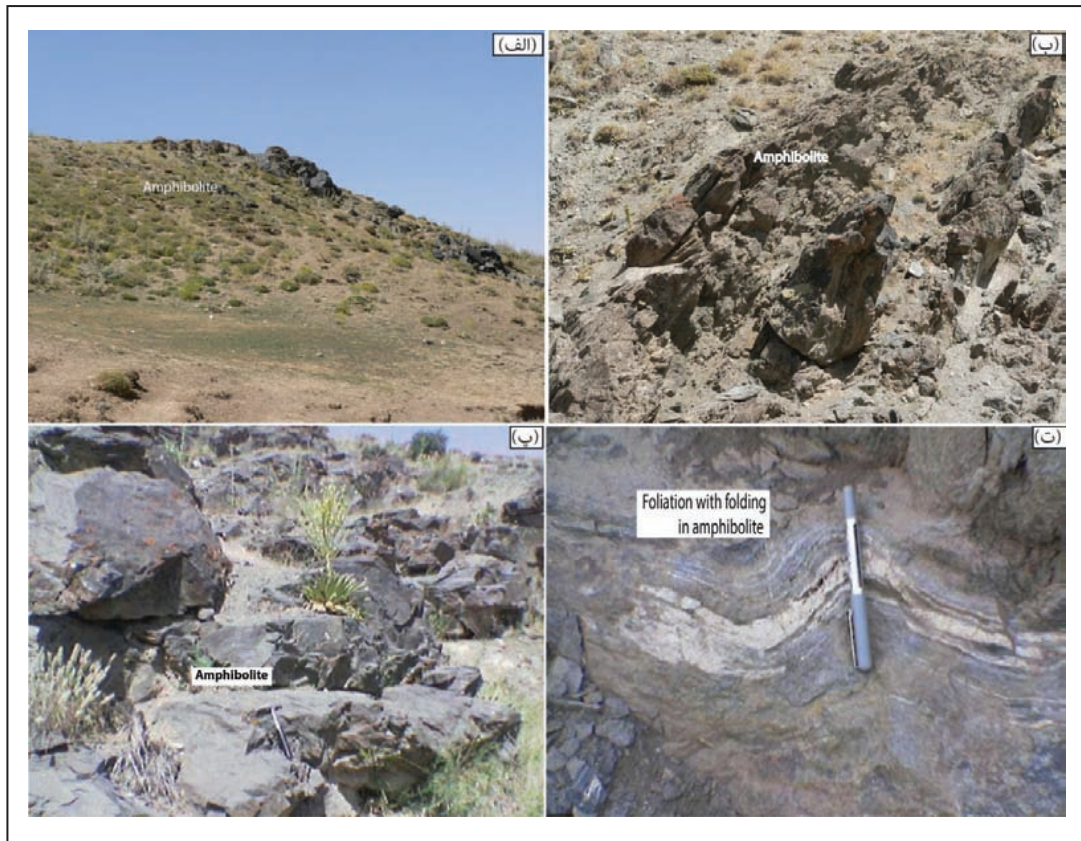
با در نظر گرفتن دگرگونی‌های جنوب قره‌آغاج در ادامه شمالی دگرگونی‌های تخت سلیمان و به عنوان بخشی از ایالت زمین‌شناسی ایران مرکزی به نظر می‌رسد که این دگرگونی‌ها رخدادهای زمین‌ساختی و دگرگونی از زمان پرکامبرین تا عهد حاضر را در خود ثبت کرده‌اند. کهن‌ترین فاز کوهزایی مؤثر در این منطقه به احتمال کوهزایی پان‌آفریکن بوده که سبب دگرگونی و سخت شدن پوسته قاره‌ای پرکامبرین شده است. سنگ‌های متابازیت و آمفیبولیت‌های منسوب به پرکامبرین در منطقه به احتمال در طی این فاز تشکیل شده‌اند. بر پایه نتایج به دست آمده از محاسبات دما و فشارسنجی گارنت-کینوپروکسن آمفیبولیت‌ها و نیز با در نظر گرفتن داده‌های U-Pb زیرکن در لوکوسم میگماتیت‌های مافیک حاصل از ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها در مجموعه دگرگونی تخت سلیمان، احتمالاً بتوان دگرگونی آمفیبولیت‌های مورد مطالعه در جنوب قره‌آغاج را در ارتباط با عملکرد فازهای کوهزایی آلی در نظر گرفت که تصادم قاره‌ای صفحه عربستان با خرده‌قاره ایران مرکزی در سنوزویک سبب دگرگونی این سنگ‌ها در شرایط ترمودینامیکی دما و فشار متوسط در گستره رخساره آمفیبولیت بالایی (دگرگونی نوع باروین) شده است. البته نتیجه‌گیری‌های دقیق‌تر در این زمینه نیازمند مطالعات زمین‌ساختی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی آمفیبولیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی همراه در منطقه مورد مطالعه است.

۸- نتیجه‌گیری

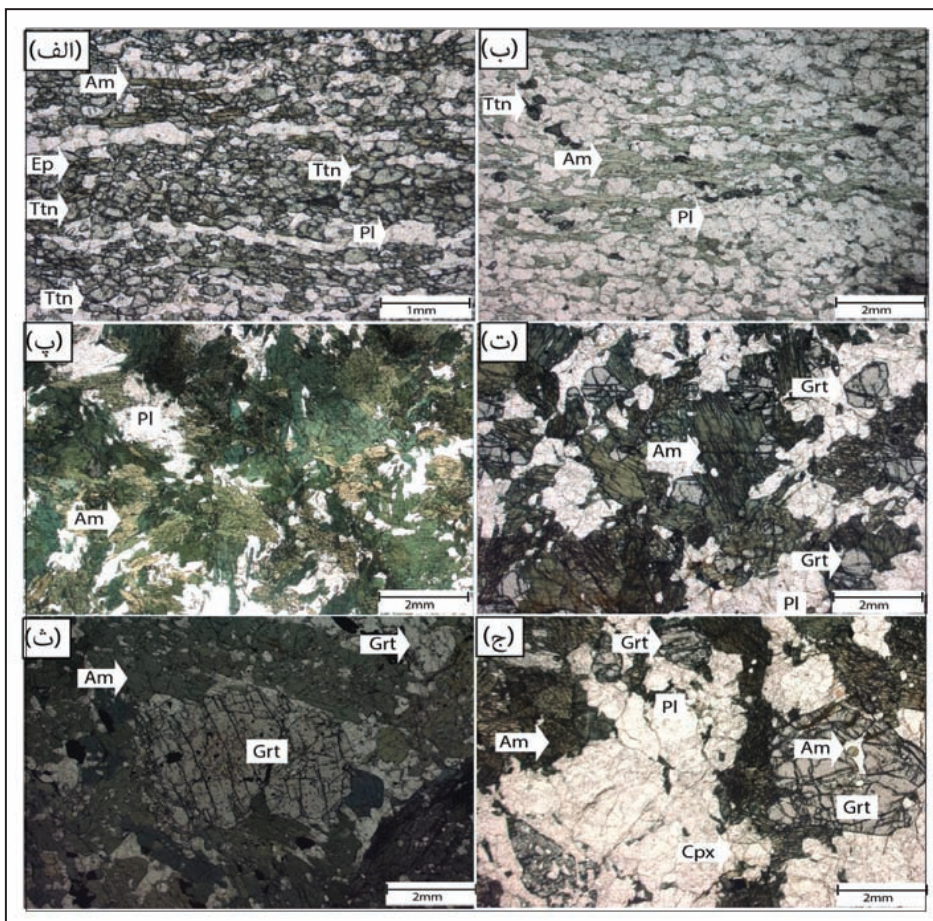
سنگ‌های آمفیبولیت با گستردگی فراوان برونزد اصلی دگرگونی‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. انواع آمفیبولیت‌ها بر پایه کانی‌های دگرگونی شاخص عبارتند از اپیدوت‌آمفیبولیت، آمفیبولیت معمولی، گارنت‌آمفیبولیت و گارنت‌کینوپروکسن‌آمفیبولیت. بافت چیره این سنگ‌ها، گرانوبلاستیک و پورفیروبلاستیک است.



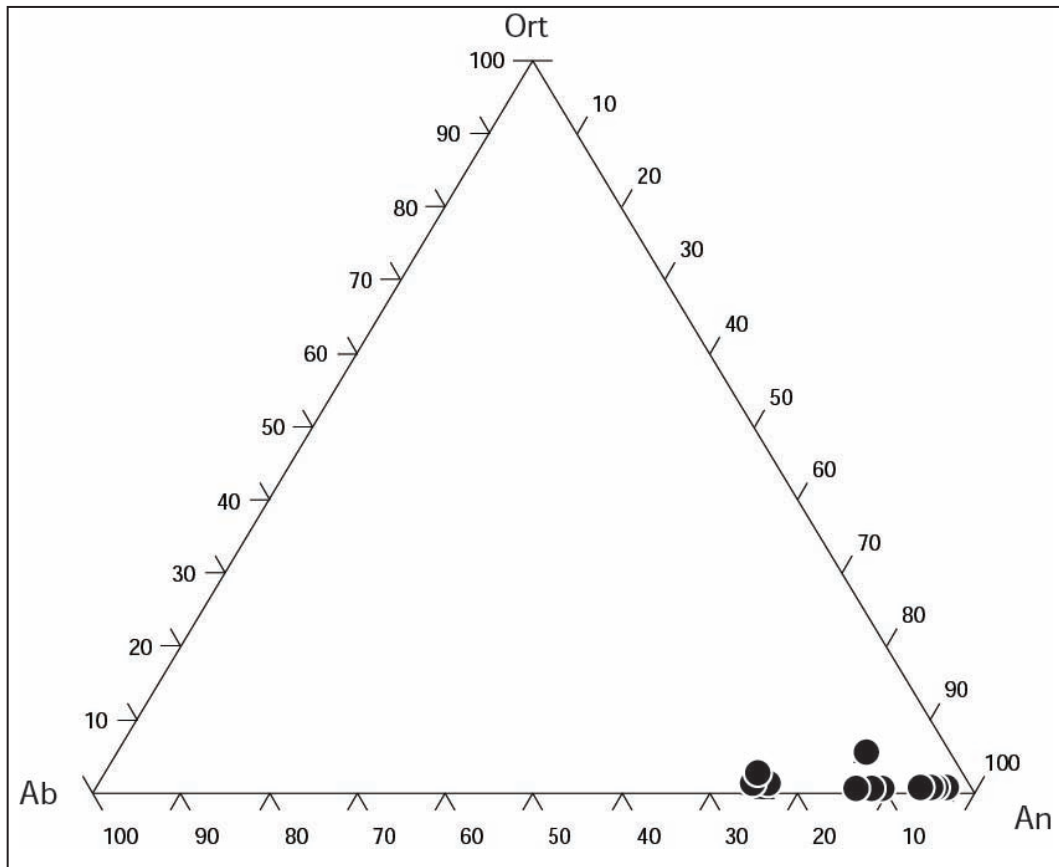
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه و موقعیت نمونه‌برداری سنگ‌ها روی آن.



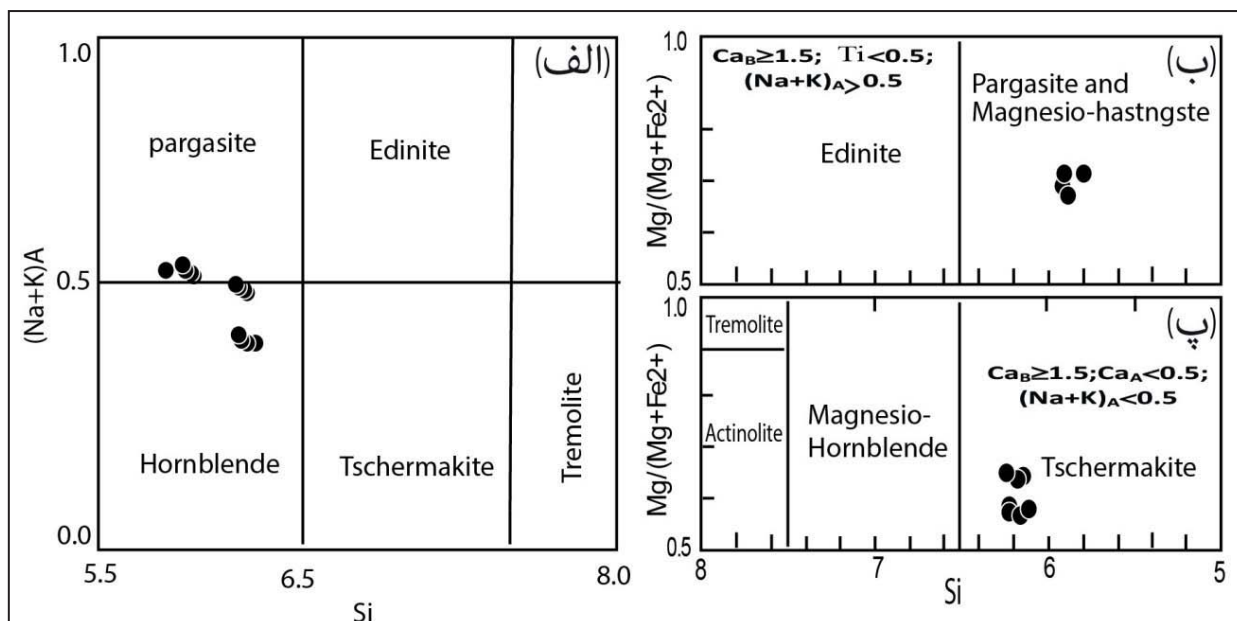
شکل ۲- الف) دورنمایی از برونزد سنگ‌های آمفیبولیتی در منطقه؛ ب) برونزد سنگ‌های آمفیبولیت که دارای فولیاسیون هستند؛ پ) برونزد سنگ‌های گارنت آمفیبولیت که ساخت توده‌ای دارند؛ ت) چین خوردگی در (پارا) آمفیبولیت میان‌لایه با سنگ‌های رسی دگرگونی شده. رگه‌های غنی از کوارتز و فلدسپار درون آمفیبولیت نیز چین خورده است.



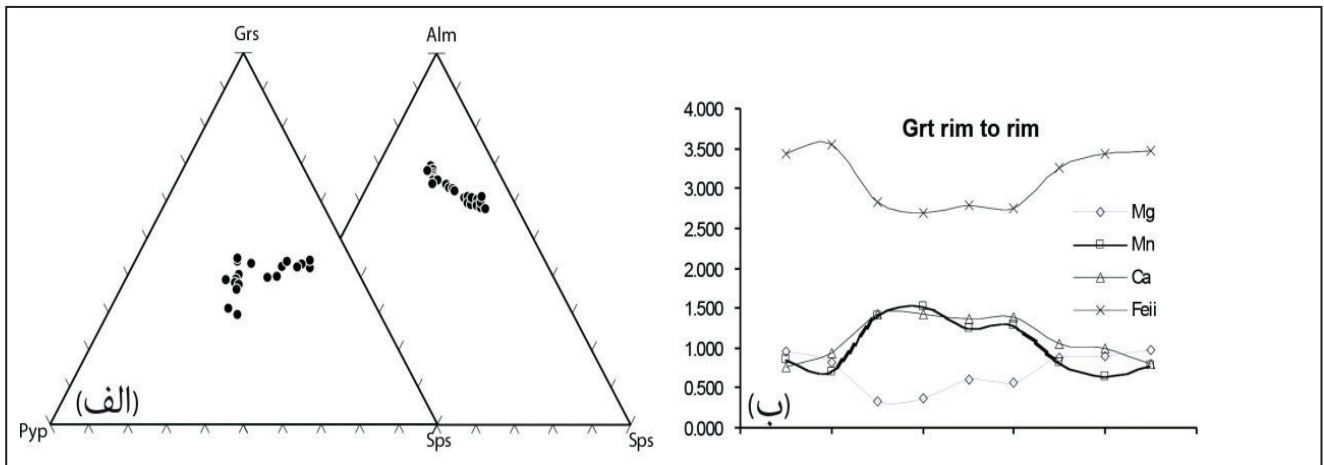
شکل ۳- تصاویر سنگ‌نگاری انواع آمفیبولیت‌های جنوب قره‌آغاج. الف) اپیدوت‌آمفیبولیت؛ ب) آمفیبولیت معمولی؛ پ) آمفیبولیت غنی از هورنبلند؛ ت و ث) گارنت‌آمفیبولیت؛ ج: گارنت- کلینوپیروکسن‌آمفیبولیت. همه تصاویر در حالت PPL هستند.



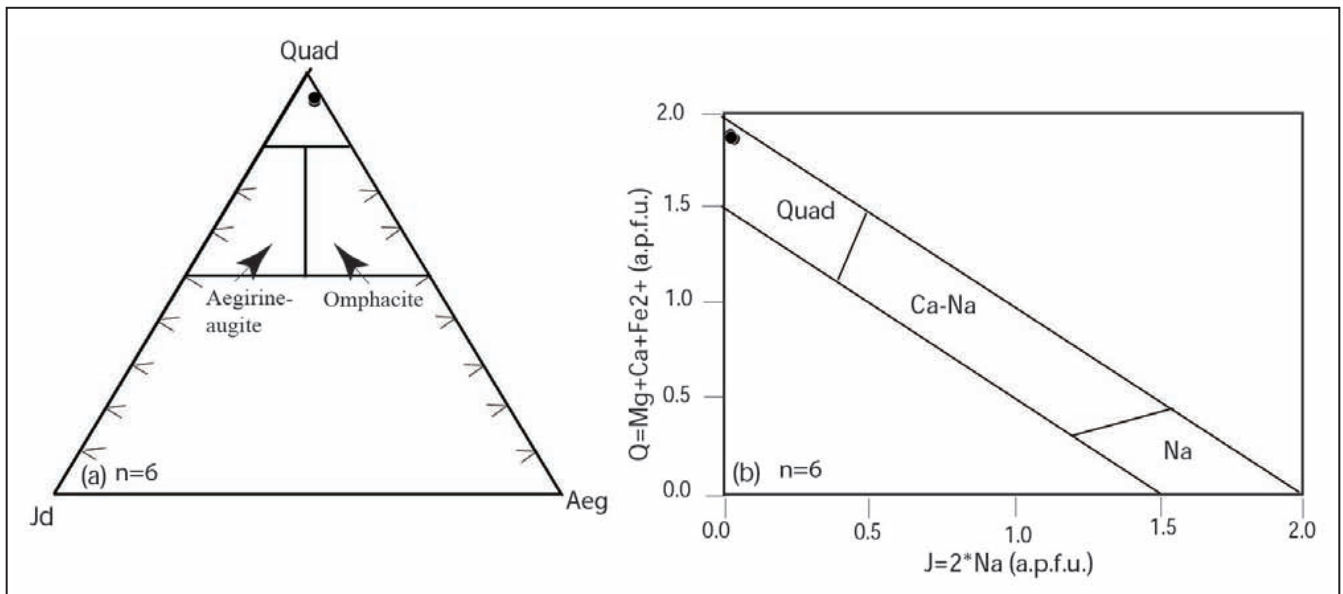
شکل ۴- ترکیب کانی‌های فلدسپار تجزیه شده در گارنت- کلینوپیروکسن- آمفیبولیت در نمودار مثلثی Ort-Ab-An.



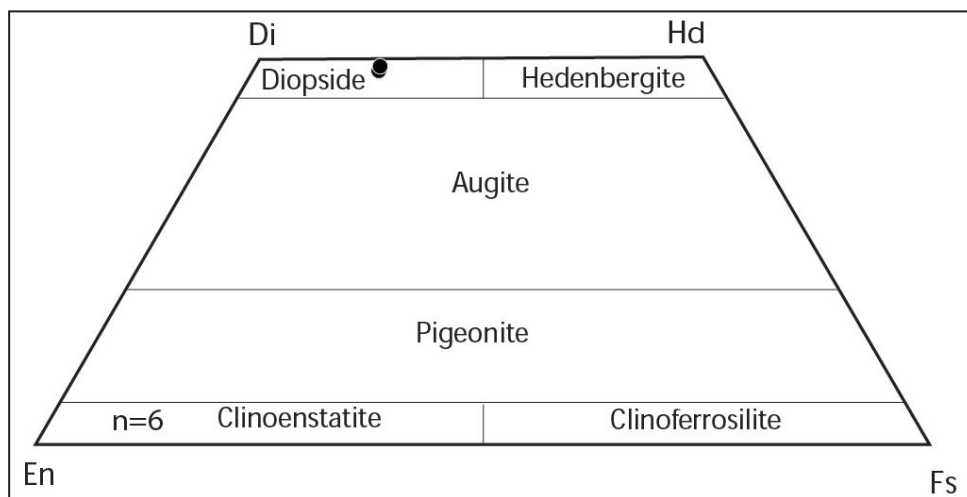
شکل ۵- الف) رده‌بندی آمفیبول‌های مورد مطالعه بر پایه (Leake et al. (2004)؛ ب و پ) ترکیب مرکز و حاشیه آمفیبول در نمودار Na+K در برابر Al^{IV} (Deer et al., 1963).



شکل ۶- الف) ترکیب گارنت در نمودارهای مثلثی Alm-Pyp-Sps و Grs-Pyp-Sps؛ ب) نیمرخ ترکیبی گارنت (حاشیه به حاشیه).



شکل ۷- ترکیب کلیئوپیروکسن‌های تجزیه شده در نمودارهای رده‌بندی. الف) نمودار مثلثی Quad-Jd-Ae (Morimoto et al., 1988)؛ ب) نمودار Q در برابر J (Morimoto and Kitamura, 1983).



شکل ۸- ترکیب کلیئوپیروکسن‌های تجزیه شده در نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Deer et al., 1978)

جدول ۱- داده‌های معرف از تجزیه میکروپروپ پلازما کلار در گارنت- کلبیوپیروکسن آمفیبولیت‌های قره‌آغاج.

| | Pl | Pl | Pl | Pl | Pl | Pl | Pl | Pl | Pl |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|----------|----------|
| SiO ₂ | 43.33 | 43.54 | 43.85 | 43.84 | 43.98 | 44.01 | 44.05 | 48.28 | 48.35 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.09 | 0.29 |
| Al ₂ O ₃ | 35.45 | 35.62 | 35.76 | 35.76 | 35.61 | 35.46 | 35.36 | 33.28 | 33.11 |
| FeO | 0.05 | 0.11 | 0.06 | 0.05 | 0.08 | 0.10 | 0.22 | 0.40 | 0.59 |
| MnO | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 |
| CaO | 19.41 | 19.58 | 19.44 | 19.47 | 19.31 | 19.25 | 19.17 | 16.12 | 15.41 |
| Na ₂ O | 0.45 | 0.50 | 0.46 | 0.44 | 0.57 | 0.66 | 0.72 | 2.82 | 2.86 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.10 | 0.32 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 98.74 | 99.37 | 99.58 | 99.62 | 99.61 | 99.56 | 99.56 | 101.09 | 100.99 |
| formula | O (6) | O (6) | O (6) | O (6) | O (6) | O (6) | O (12.5) | O (12.5) | O (12.5) |
| Si | 2.031 | 2.030 | 2.036 | 2.036 | 2.042 | 2.045 | 2.048 | 2.195 | 2.201 |
| Ti | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.010 |
| Al | 1.959 | 1.957 | 1.957 | 1.957 | 1.949 | 1.943 | 1.938 | 1.784 | 1.777 |
| Fe ²⁺ | 0.002 | 0.004 | 0.002 | 0.002 | 0.003 | 0.004 | 0.009 | 0.015 | 0.023 |
| Mn | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.004 |
| Ca | 0.975 | 0.978 | 0.967 | 0.969 | 0.960 | 0.959 | 0.955 | 0.785 | 0.752 |
| Na | 0.041 | 0.045 | 0.042 | 0.040 | 0.052 | 0.059 | 0.065 | 0.249 | 0.252 |
| K | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.006 | 0.019 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Total | 5.010 | 5.015 | 5.005 | 5.007 | 5.008 | 5.014 | 5.016 | 5.037 | 5.038 |
| An | 95.90 | 95.50 | 95.90 | 95.80 | 94.80 | 94.00 | 93.60 | 75.50 | 73.50 |
| Ab | 4.10 | 4.40 | 4.10 | 3.90 | 5.10 | 5.80 | 6.40 | 23.90 | 24.70 |
| Ort | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.20 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.60 | 1.80 |

جدول ۲- داده‌های معرف از تجزیه میکروپروب آمفیبول در گارنت- کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌های قره‌آغاج.

| | Amp (mid) | Amp (mid) | Amp (mid) | Amp (mid) | Amp (mid) | Amp (core) | Amp (core) |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|
| SiO ₂ | 41.90 | 41.50 | 41.50 | 41.60 | 42.40 | 40.10 | 40.36 |
| TiO ₂ | 0.47 | 0.50 | 0.52 | 0.50 | 0.46 | 0.63 | 0.59 |
| Al ₂ O ₃ | 14.80 | 14.70 | 14.60 | 14.70 | 14.30 | 18.60 | 17.64 |
| FeO | 16.60 | 16.60 | 16.50 | 16.70 | 16.70 | 13.30 | 13.64 |
| MnO | 0.40 | 0.47 | 0.34 | 0.39 | 0.36 | 0.20 | 0.22 |
| MgO | 9.49 | 9.58 | 9.62 | 9.59 | 9.80 | 10.80 | 10.70 |
| CaO | 11.50 | 11.60 | 11.40 | 11.40 | 11.40 | 11.60 | 11.64 |
| Na ₂ O | 1.21 | 1.23 | 1.27 | 1.28 | 1.22 | 2.50 | 2.47 |
| K ₂ O | 0.57 | 0.55 | 0.60 | 0.61 | 0.58 | 0.16 | 0.22 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 96.93 | 96.69 | 96.36 | 96.84 | 97.21 | 97.95 | 97.49 |
| Formula | O (23) | O (23) | O (23) | O (23) | O (23) | O (23) | O (23) |
| Si | 6.180 | 6.152 | 6.165 | 6.148 | 6.229 | 5.801 | 5.886 |
| Al(IV) | 1.820 | 1.848 | 1.835 | 1.852 | 1.771 | 2.199 | 2.114 |
| T-Sum | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al(VI) | 0.756 | 0.715 | 0.714 | 0.717 | 0.701 | 0.975 | 0.918 |
| Ti | 0.052 | 0.056 | 0.058 | 0.055 | 0.051 | 0.068 | 0.065 |
| Fe ³⁺ | 0.877 | 0.892 | 0.895 | 0.929 | 0.922 | 0.758 | 0.688 |
| Cr | 0.003 | 0.000 | 0.001 | 0.002 | 0.004 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 2.088 | 2.115 | 2.131 | 2.112 | 2.147 | 2.329 | 2.326 |
| Fe ²⁺ | 1.174 | 1.163 | 1.158 | 1.138 | 1.130 | 0.846 | 0.976 |
| Mn | 0.050 | 0.059 | 0.043 | 0.049 | 0.045 | 0.025 | 0.027 |
| C-Sum | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.814 | 1.836 | 1.814 | 1.806 | 1.792 | 1.801 | 1.818 |
| Na | 0.186 | 0.164 | 0.186 | 0.194 | 0.208 | 0.199 | 0.182 |
| B-Sum | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.159 | 0.188 | 0.179 | 0.173 | 0.140 | 0.500 | 0.519 |
| K | 0.108 | 0.105 | 0.114 | 0.116 | 0.109 | 0.029 | 0.041 |
| A-Sum | 0.266 | 0.293 | 0.294 | 0.289 | 0.249 | 0.530 | 0.560 |
| | | | | | | | |
| (Na+K) _A | 0.266 | 0.293 | 0.294 | 0.289 | 0.249 | 0.530 | 0.560 |
| M/(M+Fe ²⁺) | 0.640 | 0.645 | 0.648 | 0.650 | 0.655 | 0.734 | 0.704 |

ادامه جدول ۲-

| | Amp (core) | Amp (core) | Amp (rim) | Amp (rim) | Amp (rim) | Amp (rim) | Amp (rim) | Amp (rim) | Amp (rim) |
|--------------------------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 40.34 | 40.73 | 41.62 | 41.32 | 41.46 | 41.29 | 41.62 | 41.85 | 41.79 |
| TiO ₂ | 0.56 | 0.52 | 1.04 | 1.14 | 0.91 | 1.14 | 1.20 | 1.16 | 1.16 |
| Al ₂ O ₃ | 18.44 | 17.42 | 13.17 | 13.31 | 13.31 | 12.99 | 12.61 | 12.56 | 12.82 |
| FeO | 13.46 | 13.45 | 19.05 | 19.01 | 18.59 | 19.13 | 19.12 | 19.1 | 19.11 |
| MnO | 0.19 | 0.167 | 0.61 | 0.53 | 0.53 | 0.56 | 0.60 | 0.66 | 0.57 |
| MgO | 10.14 | 11.00 | 8.95 | 8.80 | 9.05 | 9.14 | 9.00 | 9.06 | 9.14 |
| CaO | 11.31 | 11.49 | 11.49 | 11.52 | 11.69 | 11.51 | 11.35 | 11.11 | 11.48 |
| Na ₂ O | 2.72 | 2.49 | 1.57 | 1.54 | 1.49 | 1.59 | 1.57 | 1.671 | 1.554 |
| K ₂ O | 0.24 | 0.21 | 1.11 | 1.09 | 1.05 | 1.11 | 1.10 | 1.103 | 1.118 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.01 |
| Total | 97.41 | 97.48 | 98.61 | 98.26 | 98.08 | 98.47 | 98.17 | 98.29 | 98.75 |
| Formula | O (23) | O (23) | O (23) | O (23) | O (23) | O (23) | O (23) | O (23) | O (23) |
| Si | 5.890 | 5.920 | 6.169 | 6.151 | 6.173 | 6.130 | 6.198 | 6.212 | 6.183 |
| Al(IV) | 2.110 | 2.080 | 1.831 | 1.849 | 1.827 | 1.870 | 1.802 | 1.788 | 1.817 |
| T-Sum | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al(VI) | 1.064 | 0.905 | 0.470 | 0.487 | 0.509 | 0.403 | 0.411 | 0.410 | 0.419 |
| Ti | 0.062 | 0.057 | 0.116 | 0.128 | 0.102 | 0.127 | 0.134 | 0.129 | 0.129 |
| Fe ³⁺ | 0.569 | 0.742 | 0.818 | 0.779 | 0.755 | 0.881 | 0.837 | 0.893 | 0.843 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.002 | 0.001 |
| Mg | 2.207 | 2.383 | 1.977 | 1.953 | 2.008 | 2.022 | 1.998 | 2.005 | 2.016 |
| Fe ²⁺ | 1.074 | 0.893 | 1.543 | 1.587 | 1.559 | 1.493 | 1.544 | 1.478 | 1.521 |
| Mn | 0.024 | 0.021 | 0.077 | 0.067 | 0.067 | 0.070 | 0.076 | 0.083 | 0.071 |
| C-Sum | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.769 | 1.789 | 1.824 | 1.837 | 1.865 | 1.831 | 1.811 | 1.767 | 1.820 |
| Na | 0.231 | 0.211 | 0.176 | 0.163 | 0.135 | 0.169 | 0.189 | 0.233 | 0.180 |
| B-Sum | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.539 | 0.492 | 0.277 | 0.283 | 0.295 | 0.288 | 0.265 | 0.248 | 0.265 |
| K | 0.045 | 0.039 | 0.210 | 0.208 | 0.200 | 0.210 | 0.209 | 0.209 | 0.211 |
| A-Sum | 0.584 | 0.532 | 0.487 | 0.491 | 0.495 | 0.498 | 0.474 | 0.457 | 0.476 |
| (Na+K)A | 0.584 | 0.532 | 0.487 | 0.491 | 0.495 | 0.498 | 0.474 | 0.457 | 0.476 |
| M/ (M+Fe ²⁺) | 0.673 | 0.727 | 0.562 | 0.552 | 0.563 | 0.575 | 0.564 | 0.576 | 0.570 |

جدول ۳- داده‌های معرف از تجزیه میکروپروب گارنت در گارنت- کلینوپیکروکسن آمفیبولیت‌های قره‌آغاج.

| | Grt | Grt | Grt | Grt | Grt | Grt | Grt | Grt |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 37.53 | 37.28 | 37.55 | 37.13 | 37.05 | 37.41 | 37.28 | 37.65 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.07 | 0.03 | 0.19 | 0.16 | 0.08 | 0.00 | 0.03 |
| Al ₂ O ₃ | 20.83 | 20.72 | 21.01 | 20.74 | 20.29 | 20.59 | 20.85 | 21.13 |
| FeO | 26.50 | 24.48 | 23.72 | 22.34 | 21.93 | 22.03 | 25.88 | 24.74 |
| MnO | 5.51 | 7.70 | 8.10 | 8.93 | 10.11 | 9.63 | 5.43 | 5.22 |
| MgO | 3.49 | 2.91 | 2.63 | 2.13 | 1.83 | 2.04 | 3.41 | 3.40 |
| CaO | 5.48 | 6.75 | 6.85 | 8.04 | 8.21 | 7.92 | 6.08 | 7.37 |
| Na ₂ O | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.08 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.03 |
| Total | 99.40 | 99.97 | 99.92 | 99.52 | 99.63 | 99.73 | 98.93 | 99.57 |
| formula | O (24) | O (24) | O (24) | O (24) | O (24) | O (24) | O (24) | O (24) |
| Si | 6.011 | 5.968 | 5.997 | 5.970 | 5.980 | 6.007 | 5.994 | 5.991 |
| Ti | 0.002 | 0.008 | 0.004 | 0.023 | 0.019 | 0.010 | 0.000 | 0.004 |
| Al | 3.932 | 3.910 | 3.955 | 3.931 | 3.860 | 3.897 | 3.952 | 3.963 |
| Fe ²⁺ | 3.549 | 3.277 | 3.168 | 3.004 | 2.960 | 2.958 | 3.479 | 3.292 |
| Mn | 0.747 | 1.044 | 1.096 | 1.216 | 1.382 | 1.309 | 0.739 | 0.704 |
| Mg | 0.833 | 0.694 | 0.626 | 0.510 | 0.440 | 0.488 | 0.817 | 0.806 |
| Ca | 0.940 | 1.158 | 1.172 | 1.385 | 1.420 | 1.362 | 1.047 | 1.256 |
| Na | 0.006 | 0.007 | 0.000 | 0.002 | 0.010 | 0.007 | 0.000 | 0.000 |
| K | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.001 |
| Cr | 0.001 | 0.004 | 0.003 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.004 |
| Total | 16.69 | 16.06 | 16.01 | 16.04 | 16.07 | 16.04 | 16.03 | 16.01 |
| | | | | | | | | |
| Fe ^{II} | 3.374 | 3.104 | 3.106 | 2.888 | 2.758 | 2.840 | 3.396 | 3.234 |
| Fe ^{III} | 0.322 | 0.173 | 0.061 | 0.115 | 0.202 | 0.118 | 0.083 | 0.059 |
| Al ^(IV) | 0.000 | 0.032 | 0.003 | 0.030 | 0.020 | 0.000 | 0.006 | 0.009 |
| Al ^(VI) | 3.932 | 3.878 | 3.952 | 3.901 | 3.840 | 3.897 | 3.946 | 3.955 |
| Alm(%) | 58.0 | 51.7 | 51.8 | 48.1 | 46.0 | 47.3 | 56.6 | 53.9 |
| Prp(%) | 13.9 | 11.6 | 10.4 | 8.5 | 7.3 | 8.1 | 13.6 | 13.4 |
| Sps(%) | 12.5 | 17.4 | 18.3 | 20.3 | 23.0 | 21.8 | 12.3 | 11.7 |
| GAU(%) | 15.7 | 19.3 | 19.5 | 23.1 | 23.7 | 22.7 | 17.5 | 20.9 |

ادامه جدول ۳-

| | Grt | Grt | Grt | Grt | Grt | Grt | Grt | Grt |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 37.40 | 37.96 | 37.70 | 38.02 | 37.37 | 37.65 | 37.25 | 37.67 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.04 | 0.08 | 0.07 | 0.06 | 0.08 | 0.11 | 0.05 |
| Al ₂ O ₃ | 20.64 | 20.94 | 21.06 | 20.96 | 20.72 | 20.85 | 20.55 | 21.28 |
| FeO | 24.55 | 26.89 | 27.02 | 25.96 | 21.91 | 22.62 | 21.96 | 27.39 |
| MnO | 6.32 | 5.79 | 4.87 | 6.07 | 9.52 | 9.27 | 10.32 | 5.24 |
| MgO | 3.17 | 4.09 | 3.81 | 3.74 | 2.35 | 2.54 | 1.39 | 3.43 |
| CaO | 7.24 | 4.67 | 5.92 | 6.21 | 8.14 | 8.03 | 8.23 | 5.55 |
| Na ₂ O | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.04 | 0.01 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 |
| Total | 99.37 | 100.40 | 100.50 | 101.08 | 100.10 | 101.08 | 99.89 | 100.62 |
| formula | O (24) | O (24) | O (24) | O (24) | O (24) | O (24) | O (24) | O (24) |
| Si | 5.995 | 6.013 | 5.971 | 5.990 | 5.975 | 5.965 | 5.997 | 5.970 |
| Ti | 0.002 | 0.005 | 0.010 | 0.008 | 0.007 | 0.010 | 0.014 | 0.006 |
| Al | 3.900 | 3.910 | 3.932 | 3.893 | 3.906 | 3.894 | 3.900 | 3.975 |
| Fe ²⁺ | 3.291 | 3.563 | 3.578 | 3.421 | 2.930 | 2.998 | 2.957 | 3.630 |
| Mn | 0.858 | 0.777 | 0.654 | 0.811 | 1.290 | 1.244 | 1.407 | 0.703 |
| Mg | 0.757 | 0.967 | 0.900 | 0.879 | 0.560 | 0.600 | 0.334 | 0.810 |
| Ca | 1.243 | 0.792 | 1.004 | 1.048 | 1.394 | 1.363 | 1.420 | 0.942 |
| Na | 0.005 | 0.003 | 0.010 | 0.005 | 0.005 | 0.009 | 0.014 | 0.002 |
| K | 0.003 | 0.000 | 0.001 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 |
| Cr | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.002 | 0.000 |
| Total | 16.05 | 16.02 | 16.06 | 16.06 | 16.06 | 16.08 | 16.04 | 16.03 |
| | | | | | | | | |
| Fe ^{II} | 3.141 | 3.464 | 3.442 | 3.263 | 2.756 | 2.793 | 2.839 | 3.544 |
| Fe ^{III} | 0.149 | 0.098 | 0.136 | 0.159 | 0.174 | 0.204 | 0.118 | 0.086 |
| Al ^(IV) | 0.005 | 0.000 | 0.029 | 0.010 | 0.025 | 0.035 | 0.003 | 0.030 |
| Al ^(VI) | 3.895 | 3.910 | 3.902 | 3.883 | 3.881 | 3.859 | 3.896 | 3.944 |
| Alm(%) | 52.4 | 57.7 | 57.4 | 54.4 | 45.9 | 46.6 | 47.3 | 59.1 |
| Prp(%) | 12.6 | 16.1 | 15.0 | 14.7 | 9.3 | 10.0 | 5.6 | 13.5 |
| Sps(%) | 14.3 | 13.0 | 10.9 | 13.5 | 21.5 | 20.7 | 23.5 | 11.7 |
| GAU(%) | 20.7 | 13.2 | 16.7 | 17.5 | 23.2 | 22.7 | 23.7 | 15.7 |

جدول ۴- داده‌های معرف از تجزیه میکروپروب کلینوپیروکسن و اپیدوت در گارنت-کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌های قره‌آغاج.

| | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Cpx | Ep | Ep |
|--------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|----------|----------|
| SiO ₂ | 51.03 | 50.69 | 50.61 | 50.49 | 50.58 | 50.80 | 37.52 | 37.49 |
| TiO ₂ | 0.24 | 0.15 | 0.14 | 0.19 | 0.19 | 0.18 | 0.13 | 0.06 |
| Al ₂ O ₃ | 2.25 | 2.51 | 2.39 | 2.60 | 2.63 | 2.65 | 24.67 | 24.70 |
| FeO | 11.51 | 11.82 | 11.73 | 12.03 | 12.18 | 11.90 | 10.53 | 10.30 |
| MnO | 1.14 | 1.18 | 1.25 | 1.23 | 1.16 | 1.12 | 0.37 | 0.39 |
| MgO | 11.00 | 11.03 | 10.97 | 10.92 | 10.91 | 10.96 | 0.12 | 0.03 |
| CaO | 22.53 | 22.41 | 22.23 | 22.21 | 22.24 | 22.29 | 22.37 | 22.99 |
| Na ₂ O | 0.60 | 0.54 | 0.56 | 0.59 | 0.61 | 0.59 | 0.01 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Total | 100.30 | 100.33 | 99.88 | 100.27 | 100.50 | 100.49 | 95.78 | 95.98 |
| formula | O (6) | O (6) | O (6) | O (6) | O (6) | O (6) | O (12.5) | O (12.5) |
| Si | 1.914 | 1.911 | 1.916 | 1.905 | 1.904 | 1.911 | 2.996 | 2.991 |
| Ti | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.008 | 0.004 |
| Al | 0.105 | 0.107 | 0.107 | 0.116 | 0.117 | 0.118 | 2.321 | 2.322 |
| Fe | 0.367 | 0.376 | 0.371 | 0.380 | 0.383 | 0.374 | 0.703 | 0.68 |
| Mn | 0.039 | 0.038 | 0.040 | 0.039 | 0.037 | 0.036 | 0.025 | 0.026 |
| Mg | 0.622 | 0.619 | 0.619 | 0.614 | 0.612 | 0.615 | 0.014 | 0.004 |
| Ca | 0.905 | 0.905 | 0.902 | 0.898 | 0.897 | 0.898 | 1.914 | 1.965 |
| Na | 0.044 | 0.041 | 0.041 | 0.043 | 0.044 | 0.043 | 0.002 | 0.000 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.006 | 0.001 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| Total | 4.000 | 4.001 | 4.000 | 4.000 | 3.999 | 4.000 | 7.990 | 7.993 |
| Al ^(IV) | 0.086 | 0.089 | 0.084 | 0.095 | 0.096 | 0.089 | - | - |
| Al ^(VI) | 0.019 | 0.018 | 0.023 | 0.021 | 0.021 | 0.028 | - | - |
| Fe ²⁺ | 0.260 | 0.268 | 0.273 | 0.268 | 0.269 | 0.275 | - | - |
| Fe ³⁺ | 0.107 | 0.108 | 0.098 | 0.112 | 0.114 | 0.099 | - | - |
| Quad | 1.786 | 1.792 | 1.794 | 1.780 | 1.778 | 1.788 | - | - |
| J | 0.089 | 0.081 | 0.082 | 0.086 | 0.088 | 0.086 | - | - |
| Jd% | 0.71 | 0.62 | 0.82 | 0.71 | 0.74 | 1.03 | - | - |
| Di% | 67.20 | 66.74 | 66.33 | 66.45 | 66.15 | 65.87 | - | - |
| Hd% | 28.07 | 28.92 | 29.31 | 28.94 | 29.11 | 29.51 | - | - |
| Ae% | 4.01 | 3.71 | 3.54 | 3.89 | 3.10 | 3.58 | - | - |

کتابنگاری

باباخانی، ع. ر. و قلمقاش، ج.، ۱۳۸۴- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 حمدی، ب.، ۱۳۷۴- رسوبات پرکامبرین- کامبرین در ایران، هوشمندزاده، ع. (مؤلف) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی ایران، ۲۰، ۵۳۵ ص.
 محجل، م. و سهندی، م.، ۱۳۷۸- تکامل زمین‌ساختی پهنه سندج- سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن. فصلنامه علوم زمین، شماره ۳۱-۳۲، ص. ۲۸ تا ۴۹.
 نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹ ص.

References

- Abd El-Naby, H., Frisch, W. and Hegner, E., 2000- Evolution of Pan-African Wadi Haimur metamorphic sole, Eastern Desert, Egypt. *Journal of Metamorphic Petrology*, 18: 639-651.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229: 211-238.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust belt of Iran and its proforelenad evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.

- Alavi, M., Hajian, J., Amidi, M. and Bolourchi, H., 1982- Geology of Takab-Shahin-Dez Quadrangle. The Ministry of Mines and Metals of Iran, Tehran, 100 p.
- Anderson, J. L., 1983- Proterozoic anorogenic granite plutonism of North American. Geological Society of America Memoir, 161: 133-152.
- Andreev, A. A., Rytisk, E. Y., Velikoslavinskii, S. D., Kotov, A. B., Yarmolyuk, V. V., Kovach, V. P. and Tolmacheva, E. V., 2015- Geodynamic settings of the formation of amphibolites of the Kichera zone of the Baikal-Muya foldbelt: Results of geochemical studies. Doklady Earth Sciences, 460 (2): 168-173.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210-265.
- Colombi, A., 1988- Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). Ph.D. thesis, University of Lausanne, 216 p.
- Dahl, P. S., 1980- The thermal-compositional dependence of Fe²⁺-Mg distributions between coexisting garnet and pyroxene: applications to geothermometry. American Mineralogist, 65: 854-866.
- Deer, W. A., Howie, R. A and Zussman, J., 1963- Rock-forming minerals, vol. 2, Longmans, Green, London.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1978- Rock-forming minerals, 2A, single-chain silicates (2nd edition). Longman, U.K. and Wiley, New York.
- Droop, G. T. R., 1987- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine, 51: 431-435.
- Ellis, D. J. and Green, E. H., 1979- An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contribution to Mineralogy and Petrology, 71: 13-22.
- Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G. T. R., Oberhansli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A. and Ziemann, M., 2007- Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. Mineralogical Magazine, 71: 155-174.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E., 1986- Aluminum in hornblende: An empirical igneous Geobarometer. American Mineralogist, 71: 1297-1313.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68: 277-279.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N. and Whittaker, E. J. W., 2004- Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. Canadian Mineralogist, 41: 1355-1370.
- McCarthy, T. C. and Patiño Douce, A. E., 1998- Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's anorthite (SCAn) geobarometer. Journal of Metamorphic Geology, 16: 675-686.
- Moazzen, M., Hajialioghli, R., Möller, A., Droop, G. T. R., Oberhansli, R., Altenberger, U. and Jahangiri A., 2013- Oligocene partial melting in the Takab metamorphic complex, NW Iran: Evidence from in situ U-Pb geochronology. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 24(3): 217-228.
- Morimoto, N. and Kitamura, M., 1983- Q-J diagram for classification of pyroxenes. Journal of the Japanese - Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, 78, 141 (in Japanese).
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, D., 1988- Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist, 62: 53-62.
- O'Brien, P. J., 1997- Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bohemian Massif, European Variscides: A record of their thermal history during exhumation. Lithos 41, 119-133.
- Otten, M. T., 1984- The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. Contribution to Mineralogy and Petrology, 86: 189-199.
- Ravna, E. K., 2000- Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. Lithos 53: 265-277.
- Sengupta, P., Dasgupta, S., Bhattacharya, P. K. and Hariya, Y., 1989- Mixing behavior in Quaternary garnet solid solution and an extended Ellis and green garnet-clinopyroxene geothermometer. Contribution to Mineralogy and Petrology, 103: 223-227.
- Spear, F. S., 1980- The gedrite-anthophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond Volcanics, Vermont. American Mineralogist, 65: 1103-1118.
- Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G., Walker, J. D. and Dewane, T. J., 2004- Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran. Abstract, Programs Geological Society of America, 36: 319.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum. Geologists Bulletin, 52: 1229-1258.

Mineral chemistry and P-T estimations of Grt-Cpx amphibolites, South of Qarehaghaj-East Azerbaijan province

M. Advay^{1*}, R. Hajialioghli² and M. Moazzen³

¹Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Ahar Branch, Ahar, Iran

²Associated Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2016 August 08

Accepted: 2016 December 28

Abstract

The study area is located in the Central Iran Zone, in the view of tectonic subdivisions of Iranian terrains. The main outcropping rock types are metabasites and amphibolites having Precambrian age. The amphibolites have been classified as Ep-amphibolite, normal amphibolite, Grt-amphibolite and Grt-Cpx amphibolite, considering characteristic mineral assemblages. The main textures are granoblastic and porphyrogranoblastic. Mineral chemistry of Grt-Cpx amphibolites have been investigated in this contribution. The results have been used to estimate metamorphic P-T conditions. The compositions of amphiboles are pargasite and hornblende. Clinopyroxene is diopside. Plagioclases are rich in An content ($An_{73.50-95.90}$) and Ab content is low ($Ab_{3.90-24.70}$). Garnet have compositions as Alm (%45.90-%59.10)• Prp (%5.6-%16.1)• Sps (%10.90-%23.50)• GAU (%13.20-%23.70). Garnet composition is non-uniform as increasing of Fe and Mg contents where Mn and Ca contents are decreased from the core to the rim. The peak metamorphic T-P obtained as 670 °C to 705 °C at 8.5 Kbar respectively. The estimated pressure is consistent with the depth of ~25Km corresponding to the lower crustal condition. The recorded mid P-T conditions of Grt-Cpx amphibolites belong to Barrovian type regional metamorphism. On the basis of geological and petrological studies from the south of Qarehaghaj and the analogies with comparable rocks from adjacent Precambrian terrains, it seems that the Pan-African Orogeny is the phase causing metamorphism and consolidation of the basement rocks. The Precambrian metabasites and amphibolites have been probably formed in this regard. The subsequent mid P-T metamorphism of the metabasites under upper amphibolite facies (Barrovian type metamorphism) have been most likely recorded related to continental collision between the Arabian plate and the Central Iranian microcontinent corresponding to the Alpid Orogeny during Cenozoic.

Keywords: Amphibolite, Mineral chemistry, Thermobarometry, Qarehaghaj, East Azerbaijan.

For Persian Version see pages 29 to 42

*Corresponding author: M. Advay; E-mail: m-advay@iau-ahar.ac.ir