

# تحولات دگرگونی و تخمین شرایط ترمودینامیکی مقطع دگرگونی حلب - میانج براساس شیمی کانی‌ها

محبوبه جمشیدی بدر<sup>۱</sup>، گلزار فرجی گوگردچی<sup>(۲)</sup> و شهریار محمودی<sup>۳</sup>

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور

۲. دانشجوی کارشناس ارشد پترولوژی، دانشگاه خوارزمی

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۲/۲۲

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۸/۰۲

## چکیده

دگرگونی‌های مقطع حلب - میانج بخشی از دگرگونی‌های پرکامبرین کمپلکس تکاب است که در شمال غرب ایران برونزد دارند. مقطع حلب - میانج شامل انواع سنگ‌های دگرگونی است که در رخساره شیست سبز و آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. شیمی پورفیروبلاست‌های گارنت در گارنت شیست‌ها در محدوده آلماندن قرار می‌گیرد. ترکیب کانی‌های آمفیبول در آمفیبول شیست و متادیوریت‌ها از نوع کلسیک و ترکیب شیمی آن‌ها از اکتینولیت تا مگنزیم هورنبلند متغیر است. ترکیب شیمی کانی‌های پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت تا الیگوکلاز قرار دارد. بیشترین دما برای سنگ‌های دگرگونی گارنت - شیستی بر اساس زوج کانی گارنت - بیوتیت‌ها، ۵۵۲ درجه سانتی‌گراد تخمین زده که نشان‌دهنده رخساره اپیدوت - آمفیبولیت هستند. دما و فشار دگرگونی بر اساس زوج کانی‌های آمفیبول - پلاژیوکلاز در آمفیبول، شیست‌ها و متادیوریت‌ها در حدود ۴۲۰ تا ۴۸۷ درجه سانتی‌گراد و ۳/۹ تا ۶/۷ کیلوپا تعیین شده است که نشانگر شروع رخساره آمفیبولیت است؛ بنابراین درجه زمین‌گرایی بر مبنای سنگ‌های دگرگونی با پروتولیت‌های مختلف در محدوده ۲۹ تا ۳۱ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر است.

واژه‌های کلیدی: ترموبارومتري، پی‌سنگ پرکامبرین، پروتولیت، آمفیبولیت، شیست بازیک، حلب - میانج.

## مقدمه

شامل رخنمون‌هایی از سنگ‌های دگرگونی و آذرین است که شواهدی از این تحولات را در خود ذخیره کرده است. از نظر بیشتر محققان، مجموعه‌های دگرگونی واقع در بخش شمالی کمربند زاگرس مانند تخت سلیمان، سورات و تکاب، بخشی از زون دگرگونی سنندج سیرجان هستند (Gilg et al., 2006; Alavi, 2004; Stocklin, 1968).

اشتقاق قاره گندوانا و اتصال بخش‌های شمالی شکسته‌شده پوسته این بزرگ قاره به اوراسیا، عامل اصلی در تکامل پوسته ایران است. مناطقی از شرق کمربند زاگرس و غرب رشته‌کوه البرز در استان زنجان و آذربایجان غربی

\* نویسنده مرتبط: faraji.golzar@gmail.com

بسیار مشابه با خرده‌قاره مرکزی- شرقی ایران است. بر این اساس، رویدادهای ژئودینامیکی و تحولات زمین‌ساختی کمپلکس تکاب در شمال غرب ایران قابل مقایسه با این تحولات در ایران مرکزی است (Hajialioghli, 2007a, Hajialioghli and Moazzen, 2013, et al.).

واحد‌های سنگی رخنمون‌یافته در مقطع حلب - میانج شامل انواع سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی (اسیدی تا حدواسط و توف‌ها)، سنگ‌های دگرگونی (متابازیت، متاپلیت، مرمر، کالک سیلیکات و سرپانتین‌ها)، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای ائوسن است (شکل ۱). از لحاظ سنگ‌شناسی، بیشترین بخش سنگ‌های منطقه، متاپلیت‌ها و از نظر سنی سنگ‌های پلیتی، قدیمی‌ترین واحد در منطقه حلب - میانج هستند که همراه با سنگ‌های بازیتی و در مجاورت با گسل‌های بزرگ قینرجه - چهارطاق و گسل تخت سلیمان دگرگون شده‌اند. در منطقه مورد بررسی و در مرز با گسل‌ها، تراورتن‌زایی دیده می‌شود که به شدت خرد شده‌اند. این تراورتن‌زایی در کنار رسوبات کواترن جوان‌ترین واحد‌های زمین‌شناسی منطقه را تشکیل می‌دهند. رسوبات کواترن موجود در محدوده، ناشی از فرسایش واحد‌های قدیمی‌تر است که پادگانه‌های آبرفتی کوچکی را تشکیل داده‌اند.

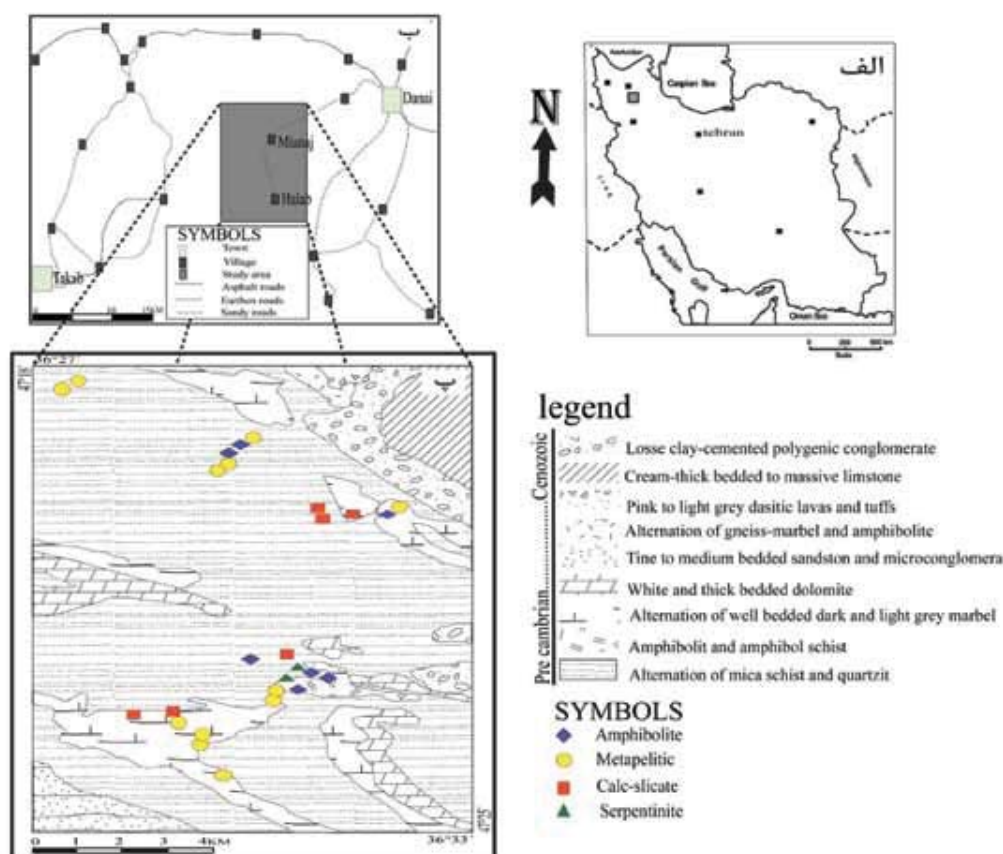
### روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از مقطع حلب - میانج، ۴۶ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت‌شده تهیه شد. این مقاطع با استفاده از میکروسکوپ عبوری - بازتابی زایس، مدل Axioplan2، بررسی شدند. پس از مطالعات پتروگرافی و تعیین پاراژنرها، از میان نمونه‌های مطالعه‌شده، از چهار نمونه به منظور انجام آنالیز نقطه‌ای، مقاطع صیقلی تهیه شد و آنالیزها با استفاده از ریزپردازنده الکترونی ساخت شرکت Cameca فرانسه، مدل SX100 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، فشار  $7 \times 10^{-4}$  Torr و جریان ۲۰ نانو آمپر در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، بخش کانی‌شناسی صورت گرفت (جدول ۱ تا ۴). ابتدا با نرم‌افزار AX اکتیویته، اعضای نهایی کانی‌های مطالعه شده، محاسبه و در رسم نمودارها از نرم‌افزارهای MinPet 2/02 استفاده شده است.

اگرچه برخی از محققان نیز معتقدند این بخش از پوسته ایران در زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد و در ارتباط کمتری با تحولات زون ساختاری سنندج - سیرجان است (Berberian and King, 1981; Ramezani and Tucker, 2003؛ البته اتفاق نظر کلی وجود دارد که زون سنندج- سیرجان از پرکامبرین پسین تا پالئوزویک پسین، در حاشیه جنوبی زون ایران مرکزی قرار داشته است (Sheikholeslami et al., 2008) و بخشی از گندوانا شامل صفحه عربی و ایران مرکزی بوده است (Berberian and King, 1981). سنگ‌های دگرگونی منطقه حلب - میانج بخشی از این مجموعه است که تاریخچه حوادث پی‌درپی دگرگونی را در خود ذخیره کرده و احتمالاً در ارتباط با حرکت‌های کوهزایی پان آفریکن در قاره‌ی گندوانا (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۷) تا حوادث مربوط به فرورانش نفوتتیس در زمان پالئوسن و با برخورد پلیت عربستان با بلوک ایران (Jamshidi Badr, 2010) قرار داشته است. در این مطالعه سعی شده است با استفاده از داده‌های شیمیایی و همچنین برخی از شواهد میکروسکوپی دریچه‌ای به تحولات این بخش از پوسته ایران گشوده شود.

### زمین‌شناسی منطقه

منطقه تکاب از نظر چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی و کانسازسازی بسیار متنوع است و گذشته زمین‌ساختی پیچیده‌ای دارد. در این منطقه، توده‌های گرانیتی بیشترین رخنمون آذرین را دارند که با تنوعی از سنگ‌های دگرگونی از درجات ضعیف دگرگونی تا درجات بالای دگرگونی شامل واحد‌های میکاشیست، کوارتزیت، گنیس، آمفیبولیت، سرپانتینیت، مرمر و مرمر دولومیتی (باباخانی و فنودی، ۱۳۷۷؛ Hajialioghli et al., 2007a, Hajialioghli et al., 2007b, Moazzen et al., 2009, Saki, 2010) احاطه شده‌اند. مطالعات چینه‌شناسی در این منطقه نشان می‌دهد سنگ‌های دو بازه زمانی پرکامبرین پسین- کامبرین تا پرکامبرین پیشین و الیگومیوسن در چهار گوش تکاب، گسترش و تنوع بیشتری دارند. بررسی‌های سنگ‌شناختی، چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه تکاب نشان می‌دهد که ویژگی‌های زمین‌شناسی کمپلکس تکاب



شکل ۱. الف) جایگاه مجموعه دگرگونی تکاب در نقشه ایران، ب) راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، پ) نقشه زمین‌شناسی مقطع حلب - میانج، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان و ۱/۱۰۰۰۰۰ تکاب (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱؛ باباخانی و فنودی، ۱۳۷۷)

قرارگیری ادخال‌های درون پورفایروبلاست‌های گارنت، حاکی از رشد قبل از تکتونیک بلورهای گارنت است (شکل ۲. پ).

## بحث و بررسی

### پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی مقطع حلب - میانج

#### آمفیبول شیست‌ها

این واحدهای سنگی تیره‌رنگ و گاهی به رنگ‌های روشن‌تر که بیشتر در بخش‌های جنوبی منطقه و در محدوده روستای حلب رخمون دارند، دارای پاراژنز کانی‌شناسی آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند و حاوی فنوکریست‌های آمفیبول و فلدسپار در زمینه‌ای از جنس کوارتز و به صورت فرعی حاوی کانی‌های اپک هستند (شکل ۲. ت). کانی آمفیبول به رنگ سبز و با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای روشن در این دسته سنگ‌ها به صورت گرانوبلاست در مجاورت با کلریت‌های درشت‌بلور بی‌شکل و کانی‌های اپک قرار گرفته است و به دو دسته بی‌شکل و پورفیری، شکل‌دار به فرم لوزی‌مانند تقسیم می‌شوند (شکل ۲. ج). همچنین

#### گارنت شیست‌ها

گارنت شیست‌ها به رنگ تیره و با سطح تورق براق بوده که در محدوده شمالی مقطع حلب - میانج رخمون دارند. این سنگ‌ها دارای شیستوزیته واضح و بافت پورفایروبلاستیک و گرانوبلاستیک هستند (شکل ۲. الف).

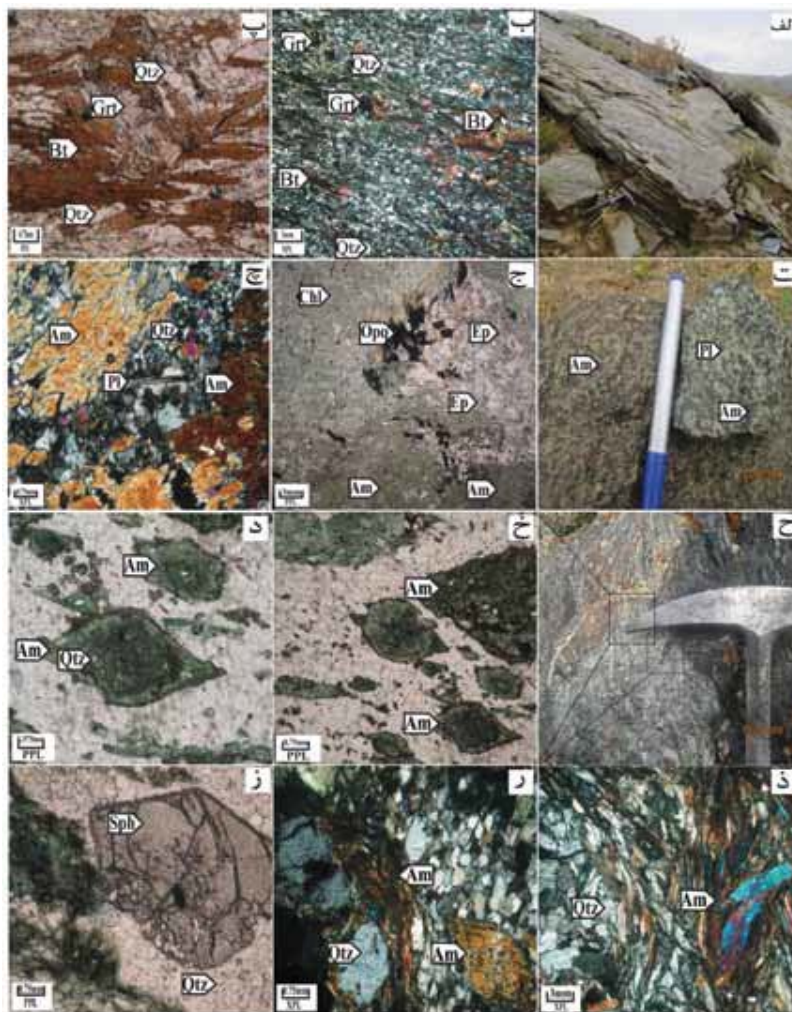
پاراژنز اصلی گارنت شیست‌ها، کوارتز، بیوتیت، گارنت، مسکویت به همراه کانی‌های فرعی نظیر زیرکن است. بلورهای خودشکل گارنت پورفایروبلاست اصلی در سنگ است. حجم اصلی سنگ از بیوتیت مسکویت و کوارتز تشکیل شده است که شیستوزیته سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۲. ب). بافت پورفایروبلاستیک در بخش اصلی سنگ مشاهده می‌شود. پدیده سایه فشاری در کنار گارنت‌ها و نحوه

خودشکل، شش ضلعی تا نیمه‌شکل دار و به رنگ سبز روشن تا تیره هستند که این شدت رنگ به سمت مرکز کانی بیشتر می‌شود و با برجستگی بسیار بالا در زمینه‌ای از کوارتز قابل مشاهده هستند (شکل ۲ خ). بافت پورفایروبلاستیک در بخش اصلی سنگ به همراه دو سری رخ مشخص کانی آمفیبول به وضوح دیده می‌شود (شکل ۲ د). بعضی از بخش‌های متادیوریت‌ها تیره‌تر است (شکل ۲ ح) و از لحاظ شکل، رنگ و فراوانی، کانی‌های آمفیبول با متادیوریت‌ها متفاوت هستند (شکل ۲ ذ، ر، ز).

آمفیبول‌ها، دارای ادخال‌هایی از کانی‌های درشتی نظیر کوارتز و اپک‌ها است (شکل ۲ چ). کانی دگرگونه‌ی اپیدوت به صورت ریز بلور و بدون جهت‌یافتگی مشخص در برخی از مقاطع قابل دیده می‌شود.

### متادیوریت

متادیوریت‌ها بیشتر به رنگ خاکستری با بلورهای تیره‌رنگ آمفیبول در غرب روستای حلب، رخنمون دارند (شکل ۲ ح). متادیوریت‌ها حاوی فنوکریست‌هایی از آمفیبول و پلاژیوکلاز بوده و کانی فرعی آن‌ها اسفن است. آمفیبول‌ها به صورت



شکل ۲. الف) رخنمون گارنت‌شیت‌ها با شیت‌توزیته واضح، ب) تصاویر میکروسکوپی از بلورهای گارنت و احاطه شدن آن توسط میکاها و باندهای غنی از کوارتز، پ) گارنت با ادخال‌هایی از جنس کوارتز و میکاهای اطراف آن، ت) بلورهای آمفیبول، کوارتز و پلاژیوکلاز در رخنمون صحرایی آمفیبول‌شیت‌ها، ج) بلورهای آمفیبولی که در حال تجزیه به کلریت هستند به همراه کانی‌های اپیدوت و اپک، چ) مشاهده آمفیبول‌ها با دو فابریک مختلف در زمینه‌ای از کوارتز و پلاژیوکلاز، ح) موازی قرار گرفتن مگاکریست‌های آمفیبول با زمینه روشن در متادیوریت‌ها، خ) رخ مشخص آمفیبول با بافت اصلی نماتوبلاستیک و نماتوپورفایروبلاستیک، د) کانی آمفیبول شکل دار تا بی‌شکل، د) آمفیبول‌های میله‌ای با کلیواژهای مشخص و به رنگ قهوه‌ای، ر) نمایی نزدیک از بلورهای آمفیبول (طول میله‌ای شکل، لوزی شکل و مشاهده‌ی ادخال‌هایی از جنس کوارتز، ز) بلور درشت اسفن در کنار آمفیبول‌های بی‌شکل. (علائم اختصاری استفاده‌شده در شکل‌ها از Kretz (1983) است)

## شیمی بلورها

دارد. این سنگ با پارائنز کانی‌شناسی آمفیبول، کلریت، پلاژیوکلاز، کوارتز و اپک، نمونه‌ای مناسب برای تعیین شیمی کانی‌ها و استفاده از این نتایج در معادلات ترموبارومتري است (شکل ۳. ب).

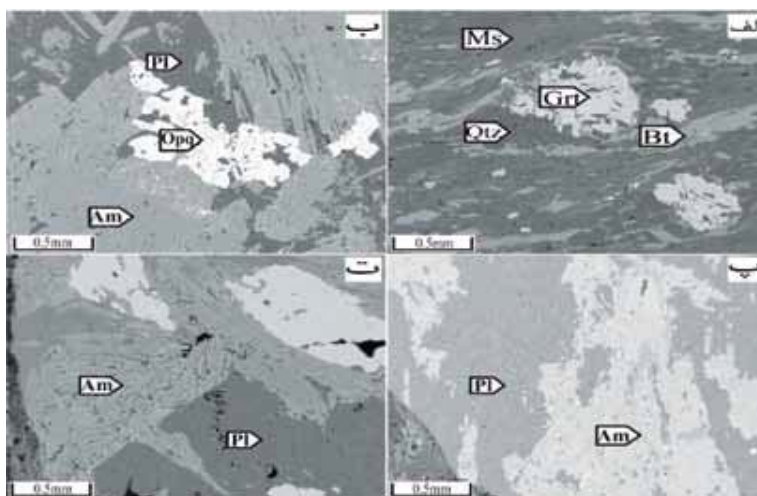
نمونه ۱۱۱ از متادیوریت: این نمونه از جنوب غرب حلب و در مختصات جغرافیایی 4036538-715007 برونزد دارد و کانی‌های اصلی آن آمفیبول، کوارتز و پلاژیوکلاز به صورت اصلی و کانی‌های اسفن به صورت فرعی دیده می‌شود (شکل ۳. پ).

نمونه Z111 از بخش‌های تیره‌تر متادیوریت‌ها: این نمونه در مجاورت نمونه سنگ شماره ۱۱۱ قرار دارد (شکل ۲. ج)؛ ولی با توجه به تفاوت‌های شاخص در نوع آمفیبول آن‌ها، از نتایج آنالیز شیمی این سنگ برای تعیین شیمی کانی‌ها، شباهت‌ها و تفاوت‌ها و روابط دقیق‌تر مابین دو نمونه استفاده خواهد شد (شکل ۳. ت).

بر اساس مطالعات میکروسکوپی و تعیین پارائنزهای مناسب برای تخمین دما و فشار منطقه، چهار نمونه به صورت هدفدار جهت بررسی تجزیه شیمیایی نقطه‌ای دقیق<sup>۱</sup> انتخاب شد:

نمونه ۱۲۱ از گارنت‌شیست‌ها: این نمونه از سنگ‌های رخمون یافته در شمال غرب میانج با مختصات جغرافیایی<sup>۲</sup> 4044303-713465 برداشت شده، پارائنز اصلی شامل گارنت، بیوتیت، مسکویت و کوارتز است. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد این نمونه برای تخمین شرایط ترمودینامیکی (فشار و دما) آخرین فاز دگرگونی بسیار مناسب است (شکل ۳. الف).

نمونه ۱۰۴ از آمفیبول‌شیست‌ها: این نمونه از جنوب غرب حلب و مابین شیست‌های پرکامبرین و واحدهای جوان‌تر بوده و در مختصات جغرافیایی 4036856-715749 برونزد



شکل ۳. تصاویر (BSE) از سنگ‌های دگرگونی حلب-میانج. الف) گارنت‌شیست‌ها نمونه ۱۲۱، ب) آمفیبول‌شیست‌ها نمونه ۱۰۴، پ) متادیوریت‌ها نمونه ۱۱۱، ت) بخش تیره متادیوریت‌های نمونه Z111

فلدسپار: با توجه به نتایج آنالیز شیمیایی، ترکیب شیمی فلدسپارها بیشتر از نوع آلبیتی است (جدول ۲). ترکیب فلدسپارها در نمونه‌های ۱۱۱ و Z111 بیشتر از ۹۹/۴ درصد، از نوع آلبیت و مابقی از نوع آنورتیت هستند و در نمونه ۱۰۴ حدوداً ۸۰ درصد از نوع آلبیت و کمتر از ۲۰ درصد از نوع آنورتیت است (جدول ۲ و شکل ۴. ب). حضور هورنبلند یا

شیمی کانی‌ها و تقسیم‌بندی آن‌ها از سنگ‌های دگرگونی آنالیز شده در ادامه توضیح داده می‌شود:

مسکویت: از کانی مسکویت، چهار نقطه در گارنت‌شیست‌ها آنالیز انجام شده است (جدول ۱).

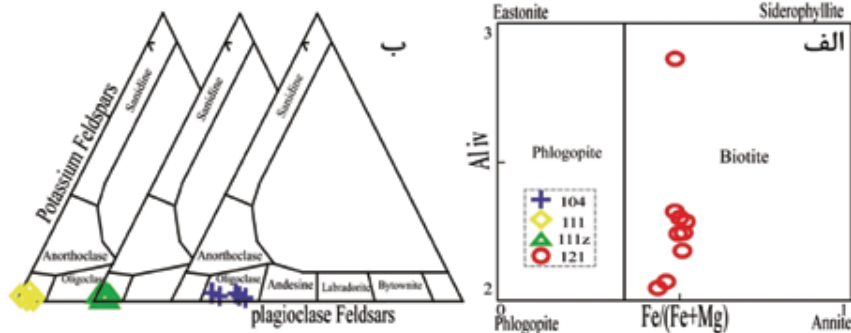
بیوتیت: از کانی بیوتیت، ۱۰ نقطه در مجاورت گارنت‌ها و در زمینه گارنت‌شیست‌ها آنالیز نقطه‌ای انجام شده است (جدول ۱ و شکل ۴. الف).

1. EPMA  
2. UTM

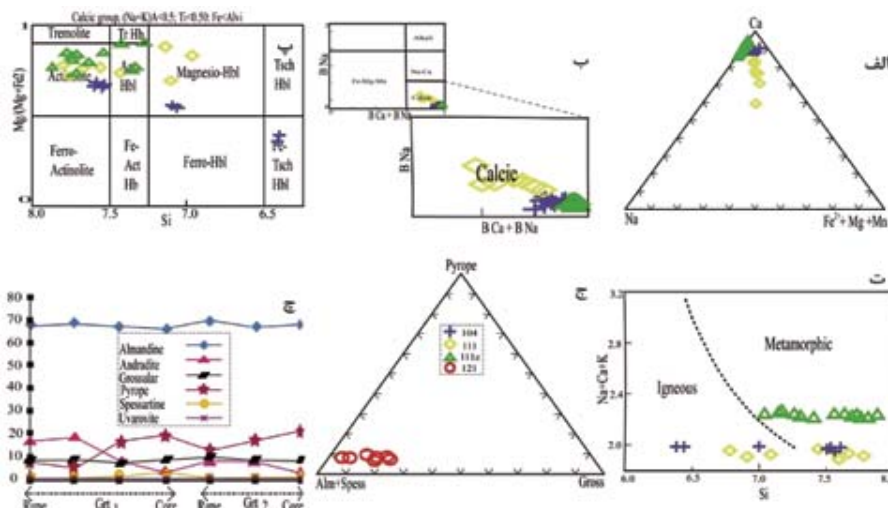
آهن و منیزیم آن‌ها است (شکل ۵. ب، پ و ت).  
 گارنت: از گارنت‌های نمونه ۱۲۱ با توجه به شکل و محل قرار گیری آن‌ها، از دو بلور متفاوت گارنت آنالیز انجام شده است. درصد بیشتر گارنت‌های منطقه از نوع آلماندن هستند (جدول ۴ و شکل ۵. ج). با توجه به تغییرات اعضای انتهایی گارنت‌ها در پروفیل (شکل ۵. چ)، آلماندن از حاشیه به مرکز نوسان چندانی را نشان نمی‌دهد؛ ولی مقادیر اسپسارتین و گراسولار نشانگر دو مرحله دگرگونی در این گارنت‌ها است که در ابتدا یک مرحله پیش‌رونده دگرگونی و سپس مرحله پس‌رونده دگرگونی را نشان می‌دهند، مقادیر ناچیز افزایش آلماندن با مرحله پیش‌رونده و کاهش اسپسارتین و گراسولار هماهنگی دارند.

اپیدوت با پلاژیوکلاز در یک سنگ، سبب فقیر شدن پلاژیوکلاز از آنورتیت می‌شود، پلاژیوکلاز همزیست با اکتینولیت از نوع آلبیت است؛ حال آنکه پلاژیوکلاز همزیست با هورنبلند از نوع الیگوکلاز یا آندزین است (معین‌وزیری، ۱۳۷۷) و این مهم در نتایج شیمی کانی‌های مورد مطالعه کاملاً صدق می‌کند.

آمفیبول: تمام آمفیبول‌های تجزیه‌شده از هر سه نمونه از نوع کلسیک می‌باشند و بیشتر آن‌ها حاصل دگرگونی هستند (جدول ۳. الف و ب و شکل ۵. الف، ب و ت). بر اساس تقسیم بندی‌های ترکیب آمفیبول‌های کلسیک منطقه Hawthorne et al. (1981) بیشتر از نوع مگنزینو هورنبلند، اکتینولیت و اکتینولیت هورنبلند هستند (شکل ۵. پ). تفاوت مشاهده‌شده میان آمفیبول نمونه‌های ۱۱۱ و ۱۱۱Z در میزان سدیم، کلسیم،



شکل ۴. الف) نمودار طبقه‌بندی میکاها بر پایه اعضای انتهایی محاسبه‌شده بر مبنای ۲۳ اکسیژن با استفاده از روش (Rieder et al., 1998) بیشتر نمونه‌ها در محدوده بیوتیت‌های غنی از Mg قرار می‌گیرند، ب) محدوده ترکیبی فلدسپارهای حلب - میانج بر مبنای اعضای انتهایی محاسبه شده بر اساس ۸ اکسیژن. (Deer et al., 1992)



شکل ۵. الف) محدوده ترکیبی آمفیبول‌های حلب - میانج طبق تقسیم‌بندی (Robinson et al., 1982)، ب) تقسیم‌بندی آمفیبول‌های حلب - میانج بر مبنای (Hawthorne et al., 1981)، در این تقسیم‌بندی همه آمفیبول‌های آنالیز شده در محدوده کلسیک قرار می‌گیرند، پ) نمودار نتایج تقسیم‌بندی آمفیبول‌های کلسیک (Hawthorne et al., 1981)، ت) نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌های دگرگونی و آذرین حلب - میانج بر اساس (Sial et al., 1998)، ج) محدوده ترکیبی گارنت‌های حلب - میانج بر مبنای اعضای انتهایی محاسبه‌شده بر اساس ۱۲ اکسیژن که بیشتر از نوع آلماندن است، چ) تغییرات اعضای انتهایی در پروفیل ۲ کانی گارنت از سمت حاشیه به مرکز بلور

اسفن (تیتانیت): ترکیب شیمیایی کانی اسفن در نمونه گارنت‌شپیست‌ها مشخص شده است (جدول ۴)  
 ایلمینیت: کانی‌های تیره‌رنگ (اپک) در همه جای سنگ حضور دارند؛ اما به‌عنوان کانی فرعی و به‌صورت ریز تا درشت‌بلور در نمونه ۱۰۴ قابل رؤیت هستند. از این کانی، ۷ نقطه آنالیز شده است که ترکیب شیمیایی آن تقریباً همگن است (جدول ۴).

جدول ۱. نتایج آنالیز ریزپردازش فنوکریست‌های بیوتیت و مسکویت‌های نمونه متاپلیتی

| Mineral                        | Biotite   |       |       |      |      |      |       | Muscovite |      |      |       |       |       |      |
|--------------------------------|-----------|-------|-------|------|------|------|-------|-----------|------|------|-------|-------|-------|------|
|                                | Sample No |       |       |      |      |      |       |           |      |      |       |       |       |      |
|                                | 121       |       |       |      |      |      |       |           |      |      |       |       |       |      |
|                                | 13        | 14    | 15    | 16   | 17   | 18   | 26    | 27        | 28   | 29   | 22    | 23    | 24    | 25   |
| SiO <sub>2</sub>               | 36.7      | 36.3  | 36.5  | 35.1 | 35.6 | 35.7 | 38.9  | 37.7      | 28.7 | 30.8 | 46.78 | 48.05 | 47.47 | 48.5 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.90      | 1.85  | 1.79  | 1.77 | 1.75 | 1.77 | 1.79  | 1.77      | 0.24 | 0.42 | 0.52  | 0.40  | 0.39  | 0.42 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.8      | 19.5  | 19.1  | 18.8 | 18.6 | 18.7 | 18.6  | 18.1      | 20.2 | 19.7 | 34.3  | 34.9  | 34.7  | 34.3 |
| FeO                            | 18.0      | 18.6  | 18.2  | 17.7 | 18.4 | 18.1 | 16.6  | 16.6      | 24.4 | 23.9 | 1.54  | 1.26  | 1.34  | 1.40 |
| MnO                            | 0.11      | 0.10  | 0.13  | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.11  | 0.09      | 0.25 | 0.12 | >DL   | >DL   | 0.02  | >DL  |
| MgO                            | 9.31      | 9.35  | 9.70  | 9.86 | 9.37 | 9.38 | 11.18 | 10.38     | 12.7 | 13.3 | 0.98  | 0.95  | 0.77  | 1.06 |
| CaO                            | 0.19      | 0.16  | 0.12  | 0.17 | 0.13 | 0.15 | 0.11  | 0.08      | 0.19 | 0.17 | 0.10  | 0.08  | 0.04  | 0.06 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.21      | 0.20  | 0.23  | 0.20 | 0.17 | 0.20 | 0.20  | 0.11      | 0.04 | 0.07 | 0.74  | 0.71  | 0.89  | 0.78 |
| K <sub>2</sub> O               | 9.57      | 9.88  | 9.53  | 9.34 | 9.28 | 9.32 | 9.46  | 9.80      | 7.12 | 7.21 | 10.5  | 10.2  | 10.2  | 10.4 |
| F                              | >DL       | 0.40  | 1.43  | 1.03 | 0.66 | 0.93 | >DL   | 0.01      | >DL  | >DL  | 0.01  | 1.04  | >DL   | >DL  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.02      | 0.03  | 0.02  | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.31  | 0.35      | 0.14 | 0.17 | 0.05  | 0.03  | 0.03  | 0.04 |
| Li <sub>2</sub> O              | 0.98      | 0.85  | 0.92  | 0.52 | 0.68 | 0.69 | 1.61  | 1.26      | >DL  | >DL  | >DL   | 0.25  | >DL   | >DL  |
| H <sub>2</sub> O               | 4.01      | 3.84  | 3.35  | 3.41 | 3.61 | 3.48 | 4.04  | 3.88      | 3.58 | 3.68 | 4.50  | 4.08  | 4.54  | 4.44 |
| Total                          | 99.9      | 100.8 | 100.4 | 97.6 | 98.1 | 98.1 | 102.7 | 100.0     | 97.2 | 99.6 | 100.0 | 101.1 | 100.3 | 92.4 |
| Si                             | 5.49      | 5.40  | 5.44  | 5.40 | 5.45 | 5.45 | 5.57  | 5.58      | 4.72 | 4.91 | 6.22  | 6.30  | 6.27  | 6.56 |
| Al iv                          | 2.51      | 2.60  | 2.56  | 2.60 | 2.55 | 2.55 | 2.43  | 2.42      | 3.28 | 3.09 | 1.78  | 1.70  | 1.73  | 1.44 |
| Al vi                          | 0.80      | 0.82  | 0.80  | 0.80 | 0.80 | 0.82 | 0.71  | 0.75      | 0.63 | 0.61 | 3.60  | 3.62  | 3.67  | 4.02 |
| Ti                             | 0.21      | 0.21  | 0.20  | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.19  | 0.20      | 0.03 | 0.05 | 0.05  | 0.04  | 0.04  | 0.04 |
| Cr                             | >DL       | >DL   | >DL   | >DL  | >DL  | >DL  | >DL   | >DL       | >DL  | >DL  | 0.01  | >DL   | >DL   | >DL  |
| Fe                             | 2.26      | 2.32  | 2.27  | 2.28 | 2.35 | 2.31 | 1.99  | 2.06      | 3.36 | 3.19 | 0.17  | 0.14  | 0.15  | 0.16 |
| Mn                             | 0.01      | 0.01  | 0.02  | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01  | 0.01      | 0.03 | 0.02 | >DL   | >DL   | >DL   | >DL  |
| Mg                             | 2.08      | 2.08  | 2.15  | 2.26 | 2.14 | 2.14 | 2.39  | 2.29      | 3.12 | 3.16 | 0.19  | 0.19  | 0.15  | 0.21 |
| Ca                             | 0.03      | 0.03  | 0.02  | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02  | 0.01      | 0.03 | 0.03 | 0.01  | 0.01  | 0.01  | 0.01 |
| Na                             | 0.06      | 0.06  | 0.07  | 0.06 | 0.05 | 0.06 | 0.06  | 0.03      | 0.01 | 0.02 | 0.19  | 0.18  | 0.23  | 0.20 |
| K                              | 1.83      | 1.88  | 1.81  | 1.83 | 1.81 | 1.82 | 1.73  | 1.85      | 0.15 | 0.26 | 1.79  | 1.70  | 1.71  | 1.75 |
| OH                             | 4.00      | 3.81  | 3.33  | 3.50 | 3.68 | 3.55 | 3.86  | 3.84      | 3.93 | 3.91 | 4.00  | 3.57  | 4.00  | 4.00 |
| F                              | DL>       | 0.19  | 0.67  | 0.50 | 0.32 | 0.45 | 0.14  | 0.16      | 0.07 | 0.09 | >DL   | 0.43  | >DL   | >DL  |
| Al total                       | 3.31      | 3.42  | 3.37  | 3.41 | 3.35 | 3.36 | 3.14  | 3.17      | 3.91 | 3.71 | 5.38  | 5.32  | 5.40  | 5.46 |
| Fe/Fe+Mg                       | 0.52      | 0.53  | 0.51  | 0.50 | 0.52 | 0.52 | 0.45  | 0.47      | 0.52 | 0.50 | 0.47  | 0.43  | 0.49  | 0.43 |

محاسبه فرمول ساختاری بیوتیت و مسکویت بر پایه 23 اکسیژن از (Tindle and Webb, 1990; Monier and Robert, 1986). اکسیدها بر حسب درصد هستند.

جدول ۲. نتایج آنالیز ریزپردازش فنوکریست‌های فلدسپار نمونه‌های آمفیبول شایست و متادیوریت

| Mineral                        | Plagioclase |       |       |       |       |       |       |      |       |       |        |       |       |        |        |
|--------------------------------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|
|                                | 104         |       |       |       |       | 111   |       |      |       |       | 111z   |       |       |        |        |
| Sample No                      | 24          | 25    | 26    | 27    | 28    | 9     | 10    | 11   | 12    | 13    | 6      | 7     | 8     | 9      | 10     |
| SiO <sub>2</sub>               | 64.7        | 65.3  | 66.2  | 67.3  | 66.0  | 67.3  | 65.8  | 66.7 | 66.3  | 66.7  | 68.6   | 68.1  | 68.2  | 68.5   | 68.2   |
| TiO <sub>2</sub>               | >DL         | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | >DL   | >DL    | >DL   | 0.0   | 0.02   | >DL    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21.5        | 22.0  | 21.0  | 20.3  | 21.3  | 21.8  | 21.7  | 21.3 | 21.4  | 22.2  | 21.2   | 20.7  | 21.1  | 20.9   | 20.9   |
| FeO                            | 0.2         | 0.1   | 0.1   | 0.1   | 0.1   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | 0.2   | 0.1    | >DL   | 0.1   | >DL    | 0.1    |
| MnO                            | >DL         | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | >DL   | >DL    | >DL   | >DL   | >DL    | >DL    |
| MgO                            | >DL         | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | >DL   | >DL    | >DL   | >DL   | >DL    | >DL    |
| CaO                            | 4.5         | 4.6   | 4.4   | 3.2   | 4.4   | 0.1   | 0.1   | 0.1  | >DL   | 0.2   | 0.4    | 0.3   | 0.2   | 0.3    | 0.2    |
| Na <sub>2</sub> O              | 10.0        | 9.1   | 9.0   | 9.6   | 9.0   | 10.5  | 11.2  | 11.1 | 11.8  | 11.4  | 10     | 11.3  | 11.1  | 11.1   | 11.6   |
| K <sub>2</sub> O               | >DL         | >DL   | >DL   | 0.4   | >DL   | >DL   | >DL   | 0.1  | 0.1   | >DL   | >DL    | >DL   | 0.2   | >DL    | >DL    |
| Total                          | 100.9       | 101.0 | 100.7 | 101.0 | 100.8 | 100.4 | 100.3 | 99.3 | 100.1 | 100.8 | 100.36 | 100.5 | 100.9 | 100.93 | 101.09 |
| Si                             | 11.4        | 11.4  | 11.6  | 11.7  | 11.5  | 11.7  | 11.6  | 11.7 | 11.7  | 10.6  | 11.9   | 11.8  | 11.8  | 11.8   | 11.8   |
| Al                             | 4.4         | 4.5   | 4.3   | 4.2   | 4.4   | 4.5   | 4.5   | 4.4  | 4.4   | 4.2   | 4.3    | 4.2   | 4.3   | 4.3    | 4.3    |
| Fe <sup>3+</sup>               | >DL         | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | >DL   | >DL    | >DL   | >DL   | >DL    | >DL    |
| Fe <sup>2+</sup>               | >DL         | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | >DL   | >DL    | >DL   | >DL   | >DL    | >DL    |
| Ti                             | >DL         | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | >DL   | >DL    | >DL   | >DL   | >DL    | >DL    |
| Mn                             | >DL         | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | >DL   | >DL    | >DL   | >DL   | >DL    | >DL    |
| Mg                             | >DL         | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | >DL   | >DL    | >DL   | >DL   | >DL    | >DL+   |
| Ba                             | >DL         | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | >DL   | >DL    | >DL   | >DL   | >DL    | >DL    |
| Ca                             | 0.9         | 0.9   | 0.8   | 0.6   | 0.8   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | >DL   | 0.1    | 0.1   | >DL   | 0.1    | >DL    |
| Na                             | 3.4         | 3.1   | 3.1   | 3.3   | 3.0   | 3.5   | 3.9   | 3.8  | 4.0   | 3.5   | 3.4    | 3.8   | 3.7   | 3.7    | 3.9    |
| K                              | >DL         | >DL   | >DL   | 0.1   | >DL   | >DL   | >DL   | >DL  | >DL   | >DL   | >DL    | >DL   | 0.1   | >DL    | >DL    |
| Cation                         | 20.1        | 19.9  | 19.8  | 19.9  | 19.8  | 19.8  | 20.0  | 20.0 | 20.1  | 21.1  | 19.6   | 19.9  | 19.9  | 19.8   | 20.0   |
| Ab                             | 79.9        | 78.1  | 78.8  | 82.5  | 78.6  | 99.5  | 99.5  | 99.4 | 99.6  | 98.9  | 97.6   | 98.2  | 98.3  | 98.4   | 98.7   |
| An                             | 19.9        | 21.7  | 21.1  | 15.4  | 21.2  | 0.3   | 0.2   | 0.3  | 0.1   | 0.9   | 2.2    | 1.6   | 0.8   | 1.3    | 1.1    |
| Or                             | 0.2         | 0.2   | 0.1   | 2.1   | 0.2   | 0.2   | 0.2   | 0.3  | 0.3   | 0.2   | 0.3    | 0.2   | 0.9   | 0.2    | 0.2    |

محاسبه فرمول ساختاری فنوکریست‌های فلدسپار بر پایه 8 اکسیژن از (Droop, 1987). اکسیدها بر حسب درصد می‌باشند.

جدول ۳. الف) نتایج آنالیز ریزپردازش فنوکریست‌های آمفیبول نمونه‌های آمفیبول شایست و متادیوریت

| Mineral   | Amphibole |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|---|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|   | 104       |      |      |      |      | 111  |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Sample No   | 19        | 20   | 21   | 22   | 23   | 36   | 37   | 38   | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    |
| SiO <sub>2</sub>                                      | 49.3      | 49.8 | 49.1 | 50.1 | 46.4 | 41.7 | 40.7 | 40.0 | 43.6 | 50.2 | 49.5 | 44.2 | 46.4 | 51.2 | 50.1 | 48.5 |
| TiO <sub>2</sub>                                      | 0.2       | 0.1  | 0.2  | 0.1  | 0.3  | 0.5  | 0.5  | 0.5  | 0.4  | 0.2  | 0.2  | 0.2  | 0.2  | 0.1  | 0.2  | 0.1  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 4.9       | 4.5  | 5.0  | 4.5  | 10.3 | 16.4 | 17.0 | 16.1 | 9.4  | 5.6  | 6.6  | 9.1  | 6.2  | 3.7  | 4.5  | 6.6  |
| FeO   | 15.5      | 15.1 | 15.2 | 15.3 | 16.3 | 17.2 | 17.3 | 17.4 | 15.2 | 10.9 | 11.9 | 11.4 | 10.4 | 12.5 | 13.3 | 13.4 |
| MnO   | 0.3       | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.4  | 0.4  | 0.5  |
| MgO   | 13.8      | 13.8 | 13.6 | 14.2 | 10.7 | 7.1  | 7.2  | 8.1  | 13.7 | 16.3 | 15.4 | 17.2 | 19.3 | 16.2 | 15.2 | 14.8 |
| CaO   | 11.5      | 11.7 | 11.6 | 11.6 | 11.4 | 11.2 | 11.1 | 11.2 | 10.8 | 11.2 | 11.0 | 9.1  | 10.2 | 9.9  | 10.3 | 7.7  |
| Na <sub>2</sub> O                                     | 0.8       | 0.8  | 0.8  | 0.4  | 1.2  | 1.9  | 2.0  | 1.9  | 2.2  | 1.8  | 1.8  | 1.9  | 1.8  | 1.6  | 1.7  | 3.1  |
| K <sub>2</sub> O                                      | 0.2       | 0.2  | 0.2  | 0.1  | 0.3  | 0.3  | 0.4  | 0.4  | 0.3  | 0.2  | 0.2  | 0.2  | 0.3  | 0.1  | 0.1  | 0.2  |
| F   | 0.1       | 0.2  | >DL  | 0.1  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | 0.1  | >DL  | 0.9  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | >DL       | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | 0.8  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  |
| Total   | 99.2      | 98.8 | 98.4 | 99.5 | 98.6 | 98.8 | 98.6 | 98.3 | 98.9 | 99.2 | 99.4 | 99.0 | 99.0 | 98.8 | 98.6 | 98.1 |
| Si  | 7.4       | 7.5  | 7.5  | 7.5  | 7.0  | 6.4  | 6.4  | 6.3  | 6.7  | 7.4  | 7.4  | 6.8  | 7.0  | 7.6  | 7.6  | 7.4  |
| Al <sup>iv</sup>                                      | 0.6       | 0.5  | 0.5  | 0.5  | 1.0  | 1.6  | 1.6  | 1.7  | 1.3  | 0.6  | 0.6  | 1.2  | 1.0  | 0.4  | 0.4  | 0.6  |
| Al <sup>vi</sup>                                      | 0.3       | 0.3  | 0.3  | 0.2  | 0.7  | 1.2  | 1.3  | 1.1  | 0.3  | 0.3  | 0.4  | 0.3  | >DL  | 0.2  | 0.3  | 0.4  |
| Ti  | >DL       | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  |
| Cr  | >DL       | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | 0.1  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  |
| Fe <sup>3+</sup>                                      | 0.6       | 0.4  | 0.4  | 0.7  | 0.4  | 0.1  | 0.2  | 0.4  | 1.0  | 0.4  | 0.5  | 1.3  | 1.2  | 0.8  | 0.6  | 1.1  |
| Fe <sup>2+</sup>                                      | 1.2       | 1.4  | 1.3  | 1.1  | 1.6  | 2.0  | 1.9  | 1.7  | 0.7  | 0.9  | 0.9  | >DL  | >DL  | 0.7  | 0.9  | 0.4  |
| Mn  | >DL       | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | 0.1  |
| Mg  | 2.9       | 2.9  | 2.9  | 2.9  | 2.3  | 1.6  | 1.6  | 1.7  | 2.9  | 3.3  | 3.2  | 3.5  | 3.9  | 3.3  | 3.1  | 3.0  |
| Ca  | 1.7       | 1.8  | 1.8  | 1.7  | 1.8  | 1.8  | 1.7  | 1.7  | 1.6  | 1.7  | 1.6  | 1.3  | 1.5  | 1.4  | 1.5  | 1.1  |
| Na  | 0.2       | 0.2  | 0.2  | 0.1  | 0.3  | 0.6  | 0.6  | 0.5  | 0.6  | 0.5  | 0.5  | 0.5  | 0.5  | 0.4  | 0.5  | 0.8  |
| K   | >DL       | >DL  | >DL  | >DL  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  |
| Mg/(Mg+Fe <sub>2</sub> )                              | 0.7       | 0.7  | 0.7  | 0.7  | 0.6  | 0.4  | 0.4  | 0.5  | 0.8  | 0.8  | 0.8  | 1.0  | 1.0  | 0.8  | 0.8  | 0.9  |
| Fe <sub>3</sub> /(Fe <sub>3</sub> +Al <sup>vi</sup> ) | 0.7       | 0.6  | 0.6  | 0.7  | 0.3  | 0.1  | 0.1  | 0.3  | 0.8  | 0.5  | 0.5  | 0.8  | 1.0  | 0.8  | 0.7  | 0.7  |

محاسبه فرمول ساختاری فنوکریست‌های آمفیبول بر پایه 23 اکسیژن از (Leake, 1997; Rock and Leake, 1984; Mogessie et al, 1990).

اکسیدها بر حسب درصد هستند.



جدول ۳. ب) نتایج آنالیز ریزپردازش فنوکریست‌های آمفیبول نمونه‌های متادیوریت

| Mineral   | Amphibole |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|---|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|   | Sample No | 111z |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|   | 1         | 2    | 3    | 4    | 5    | 11   | 12   | 13   | 14   | 15   | 16   | 17   | 18   |
| SiO <sub>2</sub>                                      | 52.4      | 51.0 | 50.3 | 49.6 | 52.1 | 49.4 | 42.9 | 53.5 | 52.1 | 53.6 | 51.8 | 52.6 | 49.0 |
| TiO <sub>2</sub>                                      | >DL       | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.2  | 0.4  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.2  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 2.8       | 3.8  | 3.3  | 3.0  | 2.6  | 6.5  | 12.0 | 2.3  | 3.5  | 2.3  | 3.9  | 2.3  | 6.3  |
| FeO   | 8.3       | 9.3  | 9.3  | 9.0  | 8.3  | 10.5 | 13.2 | 10.0 | 11.7 | 7.5  | 10.6 | 9.4  | 10.6 |
| MnO   | 0.3       | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.4  | 0.3  | 0.3  | 0.3  | 0.3  |
| MgO   | 19.1      | 17.9 | 19.4 | 20.3 | 19.1 | 16.4 | 13.1 | 17.6 | 16.3 | 19.9 | 16.9 | 18.7 | 15.9 |
| CaO   | 12.2      | 12.0 | 12.1 | 11.9 | 12.3 | 11.7 | 11.5 | 12.2 | 11.4 | 12.7 | 12.1 | 12.4 | 11.5 |
| Na <sub>2</sub> O                                     | 1.0       | 1.0  | 0.8  | 1.2  | 0.7  | 1.6  | 2.6  | 0.7  | 1.2  | 0.6  | 1.1  | 0.6  | 1.5  |
| K <sub>2</sub> O                                      | 0.1       | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.2  | 0.3  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.3  |
| F   | 0.1       | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | 0.2  | >DL  | >DL  | 0.1  | >DL  | >DL  | >DL  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 0.3       | 0.3  | 0.2  | 0.3  | 0.4  | 0.1  | 0.2  | 0.4  | 0.4  | 0.1  | 0.5  | >DL  | 0.1  |
| Total   | 98.9      | 98.3 | 98.9 | 98.9 | 98.5 | 99.5 | 99.1 | 99.4 | 99.6 | 99.5 | 98.8 | 99.0 | 99.1 |
| Si  | 7.7       | 7.6  | 7.5  | 7.4  | 7.7  | 7.3  | 6.5  | 7.8  | 7.6  | 7.8  | 7.5  | 7.7  | 7.3  |
| Al <sup>iv</sup>                                      | 0.3       | 0.4  | 0.5  | 0.5  | 0.3  | 0.7  | 1.5  | 0.2  | 0.4  | 0.2  | 0.5  | 0.3  | 0.7  |
| Al <sup>vi</sup>                                      | 0.1       | 0.2  | >DL  | >DL  | 0.1  | 0.3  | 0.5  | 0.2  | 0.2  | 0.1  | 0.1  | 0.1  | 0.4  |
| Ti  | >DL       | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  |
| Cr  | >DL       | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | 0.1  | >DL  | >DL  |
| Fe <sup>3+</sup>                                      | 0.3       | 0.3  | 0.8  | 1.0  | 0.4  | 0.4  | 0.5  | 0.2  | 0.4  | 0.3  | 0.3  | 0.4  | 0.4  |
| Fe <sup>2+</sup>                                      | 0.6       | 0.7  | 0.3  | >DL  | 0.5  | 0.8  | 1.1  | 0.9  | 1.0  | 0.5  | 0.9  | 0.7  | 0.9  |
| Mn  | >DL       | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  |
| Mg  | 3.9       | 3.7  | 3.9  | 4.1  | 3.9  | 3.4  | 2.8  | 3.6  | 3.4  | 4.0  | 3.5  | 3.8  | 3.3  |
| Ca  | 1.8       | 1.8  | 1.7  | 1.7  | 1.8  | 1.7  | 1.8  | 1.8  | 1.7  | 1.8  | 1.8  | 1.8  | 1.7  |
| Na  | 0.3       | 0.3  | 0.2  | 0.3  | 0.2  | 0.4  | 0.7  | 0.2  | 0.3  | 0.1  | 0.3  | 0.2  | 0.4  |
| K   | >DL       | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | 0.1  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | >DL  | 0.1  |
| Mg/(Mg+Fe <sup>2</sup> )                              | 0.9       | 0.8  | 0.9  | 1.0  | 0.9  | 0.8  | 0.7  | 0.8  | 0.8  | 0.9  | 0.8  | 0.8  | 0.8  |
| Fe <sup>3</sup> /(Fe <sup>3</sup> +Al <sup>vi</sup> ) | 0.7       | 0.6  | 1.0  | 1.0  | 0.8  | 0.6  | 0.5  | 0.6  | 0.7  | 0.7  | 0.7  | 0.8  | 0.5  |

محاسبه فرمول ساختاری فنوکریست‌های آمفیبول بر پایه 23 اکسیژن از (Leake, 1987; Rock and Leake, 1984; Mogessie et al, 1990).  
اکسیدها بر حسب درصد می‌باشند.

جدول ۴. نتایج آنالیز ریزپردازش فنوکریست‌های گارنت، ایلمینیت و اسفن نمونه‌های آمفیبول شیبست و گارنت شیبست‌ها.

| Mineral                        | Garnet    |      |       |       |      |      |       | Mineral                        | Ilmenite |           |        |       | Sphene |       |
|--------------------------------|-----------|------|-------|-------|------|------|-------|--------------------------------|----------|-----------|--------|-------|--------|-------|
|                                | Sample No | 9    | 10    | 11    | 12   | 19   | 20    |                                | 21       | Sample No | 29     | 30    | 34     | 35    |
| SiO <sub>2</sub>               | 37.4      | 37.2 | 37.8  | 38.1  | 37.6 | 37.7 | 38.1  | SiO <sub>2</sub>               | 0.02     | 0         | 0.02   | 0.09  | 30.4   | 30.1  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.06      | 0.02 | 0.07  | 0.02  | 0.06 | 0.10 | 0.09  | TiO <sub>2</sub>               | 55.1     | 55.2      | 54.0   | 54.1  | 37     | 39.5  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20.8      | 20.6 | 20.7  | 20.0  | 20.5 | 20.6 | 21.1  | FeO                            | 44.3     | 44.2      | 44.5   | 44.1  | 1.13   | 0.71  |
| FeO                            | 30.2      | 30.3 | 30.7  | 31.2  | 31.1 | 30.0 | 31.0  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.02     | 0.13      | 0.7    | 1.26  | 1.44   | 1.04  |
| MnO                            | 7.24      | 7.86 | 3.38  | 1.19  | 3.37 | 3.25 | 1.14  | Na <sub>2</sub> O              | 0.04     | 0.01      | 0.04   | 0.02  | 0.05   | 0.03  |
| MgO                            | 1.99      | 2.06 | 1.76  | 2.04  | 2.32 | 2.01 | 1.96  | K <sub>2</sub> O               | 0.01     | >DL       | >DL    | >DL   | 0.02   | 0.01  |
| CaO                            | 2.51      | 1.69 | 6.08  | 7.59  | 4.29 | 5.87 | 7.58  | MgO                            | 0        | 0.23      | 0.25   | 0.17  | >DL    | >DL   |
| Na <sub>2</sub> O              | >DL       | 0.04 | 0.03  | >DL   | >DL  | 0.12 | 0.02  | CaO                            | 0.06     | 0.01      | 0.02   | 0.03  | 28.2   | 28.9  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.01      | >DL  | >DL   | >DL   | 0.01 | >DL  | >DL   | MnO                            | 1.15     | 1.11      | 1.15   | 1.16  | 0.07   | 0.06  |
| F                              | 0.04      | >DL  | 0.09  | 0.34  | 1.47 | >DL  | 0.02  | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.05     | 0.22      | 0.15   | 0.14  | >DL    | >DL   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.01      | 0.02 | >DL   | >DL   | 0.02 | 0.01 | >DL   | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | >DL      | >DL       | >DL    | 0.01  | 0.06   | 0.01  |
| Total                          | 100.1     | 99.9 | 100.5 | 100.2 | 99.4 | 99.6 | 100.9 | F                              | >DL      | >DL       | >DL    | >DL   | >DL    | >DL   |
| Si                             | 3.02      | 3.02 | 3.02  | 3.04  | 3.04 | 3.03 | 3.02  | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.01     | 0.03      | 0.01   | 0.02  | 0.27   | 0.06  |
| Al <sup>iv</sup>               | >DL       | >DL  | >DL   | >DL   | >DL  | >DL  | >DL   | Total                          | 100.6    | 101.0     | 100.86 | 101.0 | 98.7   | 100.4 |
| Al <sup>vi</sup>               | 1.98      | 1.98 | 1.95  | 1.89  | 1.95 | 1.95 | 1.97  | Si                             | >DL      | >DL       | >DL    | >DL   | >DL    | >DL   |
| Ti                             | >DL       | >DL  | >DL   | >DL   | >DL  | 0.01 | 0.01  | Ti                             | 2.08     | 2.08      | 2.01   | 2.02  |        |       |
| Cr                             | >DL       | >DL  | >DL   | >DL   | >DL  | >DL  | >DL   | Al                             | >DL      | 0.01      | 0.04   | 0.07  |        |       |
| Fe <sup>3+</sup>               | >DL       | >DL  | 0.02  | 0.06  | >DL  | 0.01 | 0.01  | Fe <sup>3+</sup>               | >DL      | >DL       | >DL    | >DL   |        |       |
| Fe <sup>2+</sup>               | 2.04      | 2.06 | 2.03  | 2.02  | 2.10 | 2.01 | 2.04  | Fe <sup>2+</sup>               | 1.86     | 1.85      | 1.84   | 1.83  |        |       |
| Mn                             | 0.50      | 0.54 | 0.23  | 0.08  | 0.23 | 0.22 | 0.08  | Mn                             | 0.05     | 0.05      | 0.05   | 0.05  |        |       |
| Mg                             | 0.24      | 0.25 | 0.21  | 0.24  | 0.28 | 0.24 | 0.23  | Mg                             | 0.00     | 0.02      | 0.02   | 0.01  |        |       |
| Ca                             | 0.22      | 0.15 | 0.52  | 0.65  | 0.37 | 0.51 | 0.64  | Ca                             | 0.00     | 0.00      | 0.04   | 0.00  |        |       |
| Almandine                      | 67.9      | 68.5 | 67.54 | 66.6  | 70.0 | 67.0 | 67.94 | TOTAL                          | 4        | 4         | 4      | 4     |        |       |
| Andradite                      | 0.07      | 0.11 | 0.98  | 2.99  | 0.13 | 0.36 | 0.59  |                                |          |           |        |       |        |       |
| Grossular                      | 7.22      | 4.76 | 16.64 | 19.2  | 12.4 | 16.8 | 21.10 |                                |          |           |        |       |        |       |
| Pyrope                         | 8.07      | 8.38 | 7.10  | 8.33  | 9.51 | 8.19 | 7.80  |                                |          |           |        |       |        |       |
| Spessartine                    | 16.7      | 18.1 | 7.74  | 2.76  | 7.85 | 7.53 | 2.58  |                                |          |           |        |       |        |       |
| Uvarovite                      | 0.03      | 0.06 | >DL   | >DL   | 0.07 | 0.03 | >DL   |                                |          |           |        |       |        |       |
| cations                        | 99.0      | 99.0 | 98.7  | 97.4  | 98.1 | 98.2 | 98.9  |                                |          |           |        |       |        |       |

فرمول ساختاری فنوکریست‌های گارنت بر پایه ۱۲ اکسیژن ساختاری از (Droop, 1987) و فرمول ساختاری ایلمینیت نیز بر پایه ۶ اکسیژن محاسبه شده است. اکسیدها بر حسب درصد هستند.

## ترموبارومتري

### ترمومتري گارنت - بیوتیت

در بسیاری از نواحی دگرگونی، کانی‌های شاخص موجود در متاپلیت‌ها، توزیع فضایی منظمی مرتبط با شدت دگرگونی را نشان می‌دهند (Bucher and Frey, 1994). ترمومتري گارنت - بیوتیت یکی از رایج‌ترین دماسنج‌های تبادل‌ی است و طیف وسیعی از درجات دگرگونی را پوشش می‌دهد؛ به‌طور ویژه ترمومتر گارنت-بیوتیت در رخساره‌های دگرگونی شیب‌سبز و آمفیبولیت کاربرد نسبتاً خوبی دارد. کالیبراسیون‌هایی که برای دماسنجی تشکیل این کانی‌ها استفاده شده است، همگی توسط مشاهده‌های صحرایی و یا آزمایشگاهی کالیبره شده‌اند. ترمومتري زوج گارنت-بیوتیت در گارنت‌شیب‌سبزهای مقطع حلب - میانج با استفاده از کالیبراسیون‌های مختلف در محدوده دمایی ۴۳۵/۵۲ تا ۵۵۲/۳۹ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد (جدول ۵).

جدول ۵. ترمومتري گارنت-بیوتیت‌های مقطع حلب - میانج با کالیبراسیون‌های مختلف

| Thermometer                 | Temperature (°C) |
|-----------------------------|------------------|
| Thompson, 1976              | 474.65 - 520.17  |
| Ferry/Spear, 1978           | 432.02 - 483.72  |
| Perchuk and Lavernte, 1983  | 495.99 - 528.43  |
| Dasgupta et al, 1991        | 438.90 - 506.34  |
| Bhattacharya et al, 1992-GS | 466.60 - 547.90  |
| Bhattacharya et al, 1992-HW | 477.83 - 552.39  |

### ژئوترومتري بیوتیت

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti محسوب می‌شود. میزان Ti موجود در بیوتیت وابسته به تغییرات دما، فشار، شیمی بلور بیوتیت و مجموعه کانی‌های همزیست است (Henry and Guidotti, 2002). دما بیشترین تاثیر را بر میزان Ti در بیوتیت دارد و با افزایش این پارامتر، میزان Ti افزایش می‌یابد؛ ولی با افزایش فشار غلظت Ti به‌طور قابل‌توجهی کاهش می‌یابد (Henry and Guidotti, 2005). دمای حاصل از روش ژئوترومتري Ti در تک کانی بیوتیت با استفاده از فرمول زیر قابل تخمین است:

$$T = \{[\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3]/b\}^{0.333}$$

نتایج ژئوترومتري بیوتیت برای بیوتیت گارنت‌شیب‌سزهای

حلب - میانج در محدوده دمایی ۵۸۸ تا ۶۰۱ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد (جدول ۶ و شکل ۶. الف).

### ژئوبارومتري آمفیبول

ترکیب شیمیایی آمفیبول تحت‌تاثیر عواملی مانند فشار، حرارت، فوگاسیته اکسیژن و میزان آب تغییر می‌کند (Helz, 1982; Spear, 1981). وجود یک رابطه خطی بین میزان آلومینیم و تیتانیم آمفیبول و عمق و دمای تبلور توسط مطالعات آزمایشگاهی محققان مختلف به اثبات رسیده است. بر اساس این رابطه، دما- فشارسنجی آمفیبول‌ها به‌منظور تخمین شرایط تشکیل آن انجام می‌شود (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Anderson and Smith, 1995).

بر اساس این نتایج، ماکزیمم فشار آمفیبول‌های منطقه حلب - میانج با روش (Anderson and Smith, 1995) در محدوده دمایی ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد برابر با ۷/۱۶ و کمترین آن ۳/۶۳ کیلوبار است (جدول‌های ۷ و ۸).

جدول ۶. دماسنجی بیوتیت‌های دگرگونی مقطع حلب - میانج با کالیبراسیون (Henry and Guidotti, 2005)

| Henry et al (2005) | X <sub>Mg</sub> (0.275-1.000) | Ti (0.04-0.60) | T (°C) (480-800) |
|--------------------|-------------------------------|----------------|------------------|
| Bt <sub>1-13</sub> | 0.479                         | 0.215          | 601              |
| Bt <sub>1-14</sub> | 0.472                         | 0.207          | 593              |
| Bt <sub>1-15</sub> | 0.487                         | 0.201          | 590              |
| Bt <sub>1-16</sub> | 0.498                         | 0.205          | 596              |
| Bt <sub>1-17</sub> | 0.476                         | 0.201          | 588              |
| Bt <sub>1-18</sub> | 0.480                         | 0.203          | 591              |
| Bt <sub>2-26</sub> | 0.546                         | 0.193          | 598              |
| Bt <sub>2-27</sub> | 0.527                         | 0.197          | 597              |

جدول ۷. نتایج فشارسنجی آمفیبول‌های مقطع حلب - میانج با استفاده از آلومینیوم کل براساس روش ۱ (Anderson and Smith, 1995)

| Sample No | Al <sub>tot</sub> | T <sup>2</sup> 1 | P <sup>3</sup> | T2   | P   | T3   | P   |      |
|-----------|-------------------|------------------|----------------|------|-----|------|-----|------|
| 104       | 23                | 1.738            | 600            | 5.72 | 650 | 5.49 | 700 | 4.95 |
| 111       | 4                 | 1.450            | 600            | 4.22 | 650 | 4.08 | 700 | 3.63 |
| 111z      | 12                | 2.012            | 600            | 7.16 | 650 | 6.84 | 700 | 6.21 |

1:  $P(\pm 6.0 \text{ kbar}) = 4.76\text{Al} - 3.01 - \{[T(^{\circ}\text{C}) - 675]/85\} \times \{0.530\text{Al} + >DL5294[T(^{\circ}\text{C}) - 675]\}$   
 2: T = °C  
 3: P = Kbar

نتایج این کالیبراسیون‌ها نیز مشابه روش (Anderson and Smith, 1995) و با تأیید آن در محدوده ۲/۷ تا ۶/۶ کیلوبار قرار دارد (جدول ۸).

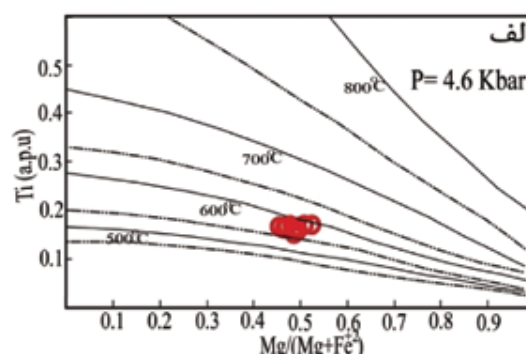
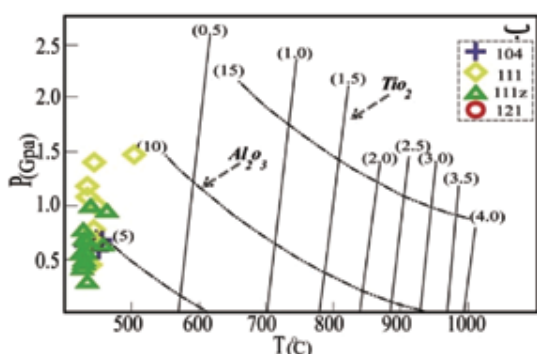
### ترموبارومتري آمفیبول

ترموبارومتري نیمه کمی که با استفاده از مقادیر آلومینیم و تیتانیم موجود در ترکیب آمفیبول صورت گرفته (Ernst and Liu, 1998) و نتایج این روش در آمفیبول‌های مقطع حلب - میانج، محدوده دمایی ۴۲۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۱۵ کیلوبار را نشان می‌دهد (شکل ۶. ب).

جدول ۸. نتایج فشارسنجی آمفیبول‌های مقطع حلب - میانج با استفاده از آلومینیوم کل و براساس روش‌های مختلف

| Sample no.                                 | 104   | 111              | 111z  |
|--|-------|------------------|-------|
| Al <sub>tot</sub>                          | 1.738 | 1.450            | 2.011 |
| Barometers                                 |       | Pressures (kbar) |       |
| Hammarstrom and Zen., 1986 <sup>1</sup>    | 4.8   | 3.4              | 6.2   |
| Hollister et al., 1987 <sup>2</sup>        | 5.0   | 3.4              | 6.6   |
| Johnson and Rutherford., 1989 <sup>3</sup> | 3.9   | 2.7              | 5.1   |
| Schmidt., 1992 <sup>4</sup>                | 5.3   | 3.9              | 6.6   |
| average                                    | 4.75  | 3.35             | 6.12  |

1.  $P(\pm 3\text{kbar}) = 3.92 + 5.03 \text{ Al}_{(\text{total})}$
2.  $P(\pm 1\text{kbar}) = 4.76 + 5.64 \text{ Al}_{(\text{total})}$
3.  $P(0.5 \text{ kbar}) = 3.46 + 4.23 \text{ Al}_{(\text{total})}$
4.  $P(\pm 0.6\text{kbar}) = 3.01 + 4.76 \text{ Al}_{(\text{total})}$



شکل ۶. الف) محدوده‌ی دمایی بیوتیت‌های منطقه حلب - میانج در فشار ثابت (Henry and Guidotti, 2005) 4/6 Kbar، ب) نمودار دما-فشار و ایزوپلیت‌های اکسیدهای اصلی  $\text{TiO}_2$  و  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  در آمفیبول‌های مقطع حلب - میانج (Ernst and Liu, 1998)

فشار را با دو روش جداگانه (Anderson; Schmidt, 1992) and Smith, 1995 محاسبه و بر طبق دو دسته داده‌های فشاری، دما محاسبه شده است (جدول ۹). محدوده دمایی نمونه‌های مختلف با توجه به فشارهای تخمین زده شده، متفاوت و از ۴۲۷ تا ۵۵۶ درجه سانتی‌گراد است.

نتایج ژئوترموبارومترهای مختلف در سنگ‌های دگرگونی حلب - میانج، برای تعیین رخساره و درجه دگرگونی این منطقه در نمودار تقسیم‌بندی سنگ‌های دگرگونی (شکل ۷. الف) و نمودار تقسیم‌بندی زون‌های دگرگونی (شکل ۷. ب) پلات شد. با توجه به نتایج متاپلیت‌های (گارنت شیبست‌ها) مقطع حلب میانج، درجه دگرگونی آن‌ها ضعیف تا متوسط است و در رخساره شیبست‌سبز زیرین تا آمفیبولیت دگرگون شده‌اند، جزو سری باروین است و در زون‌های دگرگونی بیوتیت

### ترموبارومتري آمفیبول - پلاژیوکلاز

روش ترمومتري هورنبلند- پلاژیوکلاز با دو روش متفاوت انجام شده است. ابتدا سه واکنش جداگانه که واکنش ادنیت- ترمولیت برای سنگ‌هایی که حاوی کوارتز با پلاژیوکلاز دارای محتوای آنورتیت کمتر از ۹۲/۰ هستند، قابل استفاده است. شرط دیگر میزان سیلیسیم در بلور آمفیبول کمتر یا مساوی ۷/۸ در واحد فرمول (apfu) باشد. (Blundy and Holland, 1990) این ترمومتر برای دماهای بین ۵۰۰-۱۱۰۰ قابل استفاده است. در سال ۱۹۹۴ روش ترمومتري آمفیبول- پلاژیوکلاز بازبینی شد (Holland and Blundy, 1994). از آنجاکه محاسبه دما در این روش ترمومتري تابعی از فشار است، لازم است تا فشار نیز محاسبه شود. به همین منظور، ابتدا ۶ جفت آمفیبول و پلاژیوکلاز همزیست انتخاب شده و

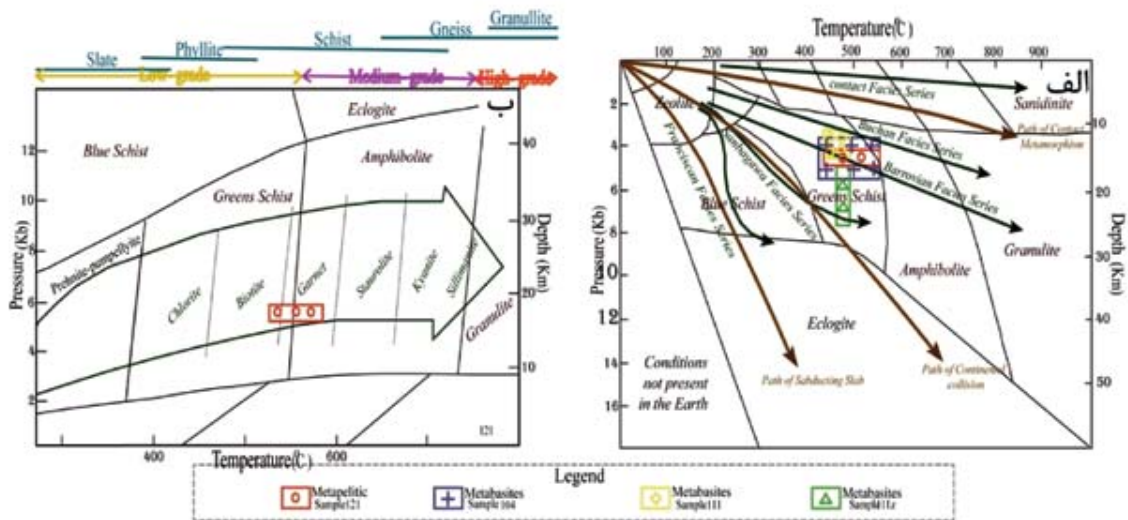
و گارنت قرار دارند (شکل ۷ ب). متابازیت‌ها (آمفیبول شایسته‌ها و متادیوریت‌ها) نیز مشابه متاپلیت‌ها می‌باشند و در رخساره آمفیبولیت زیرین (اپیدوت - آمفیبولیت) دگرگون شده‌اند، با این تفاوت که عمق و فشار دگرگونی در این دسته سنگ‌ها بیشتر از متاپلیت‌ها (گارنت‌شایسته‌ها) است (شکل ۷ الف).

جدول ۹. نتایج دما- فشارسنجی آمفیبول‌های مقطع حلب - میانج

| روش (اندرسون و اشمیت، ۱۹۹۵ و هلند و بلاندی، ۱۹۹۴). |       | روش (اشمیت، ۱۹۹۲ و هلند و بلاندی، ۱۹۹۴). |       |
|--|-------|--|-------|
| Sample No  |       |  |       |
|  | 104   | 111                                      | 111z  |
| P1   | 5.30  | 4.47                                     | 6.61  |
| T2   | 552.2 | 432.3                                    | 486   |
|  | 104   | 111                                      | 111z  |
|  | 5.71  | 3.80                                     | 6.78  |
|  | 556.5 | 427.8                                    | 487.1 |

1: T= °C

2:P= Kbar



شکل ۷ الف) نمودار دما- فشار و مناطق پایداری نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ رخساره‌های دگرگونی، سری رخساره‌ها و جایگاه‌های تکتونیکی (Yardly, 1989)، ب) محدوده دما- فشار و رخساره‌ها، زون‌های دگرگونی و ساخت‌های احتمالی نمونه‌های متاپلیتی مقطع حلب - میانج با استفاده از نتایج ترموبارومتري (Miyashiro, 1973؛ Yardly, 1989)

## نتیجه‌گیری

بیوتیت با کالیبراسیون‌های متفاوت دمایی، گارنت‌شایسته‌ها ۴۳۵-۶۰۱ درجه سانتی‌گراد تعیین شده است. آمفیبول‌شایسته‌ها شامل کانی‌های آمفیبول با ترکیب شیمیایی اکتینولیت- مگنزو هورنبلند، فلدسپار با ترکیب الیگوکلاز و کوارتز هستند. ترمومتری آمفیبول در محدوده دمایی ۵۵۰ - ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد بر مبنای آلومینیوم و تیتانیوم موجود در آمفیبول‌شایسته‌ها تعیین شده و فشار دگرگونی با ژئوبارومتري آمفیبول‌ها با کالیبراسیون‌های مختلف حدود چهار کیلو بار تعیین شده است. متادیوریت‌ها و متادیوریت‌های تیره‌رنگ شامل کانی‌های

مقطع دگرگونی حلب - میانج بخشی از دگرگونی‌های تکاب است و در شمال غرب ایران برونزد دارد. این مجموعه شامل انواع سنگ‌های دگرگونی است. گارنت‌شایسته‌ها حاصل از دگرگونی سنگ‌های پلیتی و آمفیبول‌شایسته‌ها و متادیوریت‌ها حاصل از دگرگونی سنگ‌های بازیک در این مجموعه هستند. گارنت‌شایسته‌ها شامل کانی‌های گارنت با ترکیب شیمیایی آلماندن ( $Grt_{Alm} = 66/6-07$ )، مسکویت، بیوتیت، کوارتز و کانی‌های فلزی هستند. بر مبنای ترمومتری گارنت -

The effects of temperature and  $f(O_2)$  on the Al-in hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559.

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 18, 210-265.

- Bhattacharya, A., Mohanty L., Maji A., Sen S.K., and Raith M., 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 87-93.

- Blundy, J.D., and Holland, T.J.B., 1990. A comment on calcic amphibole equilibria and a new amphibole - plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 273-278.

- Bucher, K. and Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer-Verlag, Berlin, 318.

- Dasgupta S., and Sengupta P., and Guha D., and Fukuoka M., 1991. A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109, 130-137.

- Deer, W. A., Howie R. A. and Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. 2nd edn. Longman, Harlow Essex, 696.

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

- Ernst, W.G., and Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic amphibole in MORB-A semi-quantitative

آمفیبول با ترکیب شیمیایی اکتینولیت-مگنزهوورنبلند، فلدسپار با ترکیب شیمیایی آلبیت، کوارتز و کانی‌های فرعی اسفن و ایلمنیت هستند. متادیوریت‌های تیره‌رنگ از لحاظ رنگ، شکل، فراوانی کانی‌های آمفیبول و ترکیب شیمی مقادیر سدیم، کلسیم، آهن و منیزیم با هم تفاوت دارند، به دلیل تفاوت شیمی کانی‌های آمفیبول‌ها متادیوریت‌ها و متادیوریت‌های تیره ژئوبارومتری این دو گروه با هم متفاوت می‌باشند، متادیوریت‌های تیره فشار حدود شش کیلو بار و متادیوریت‌ها فشار حدود ۳/۵ کیلو بار را نشان می‌دهند. ترمومتری آمفیبول متادیوریت‌ها بر مبنای آلومینیوم و تیتانیوم موجود در آن‌ها در محدوده دمایی ۴۲۰-۵۵۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شده است.

بر اساس ترموبارومتری‌های حاصل از متابلیت‌ها و متابازیک‌های مقطع حلب - میانج، درجه دگرگونی آن‌ها ضعیف تا متوسط است و در رخساره شیست‌سبز زیرین تا آمفیبولیت دگرگون شده‌اند، جزو سری باروین می‌باشند و در زون‌های دگرگونی بیوتیت و گارنت قرار دارند. شیب زمین‌گرایی در سنگ‌های متابلیتی ۲۹°C/km، آمفیبولیت‌ها ۳۱°C/km، متادیوریت‌ها ۳۱°C/km تخمین زده شده است.

## منابع

- باباخانی، ع. و قلمقاش، ج.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان. سازمان زمین‌شناسی ایران.

- باباخانی، ع. و فنودی، م.، ۱۳۷۷. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تکاب. سازمان زمین‌شناسی ایران.

- معین وزیری، ح.، ۱۳۷۷. پترولوژی سنگ‌های دگرگونی. انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰.

- هوشمندزاده، ع. و نبوی، م. و حمدی، ب.، ۱۳۶۸. سنگ‌های پرکامبرین و کامبرین در ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۲۸.

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal Science*, 304, 1-20.

- Anderson, J.L., and Smith, D.R., 1995.

- titative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83, 952-969.
- Ferry, J. M. and Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2, 113-117.
  - Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C.R., Banks, D., and Moore, F., 2006. Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineral Deposita*, 41, 1-16.
  - Hajjalioghli, R. and Moazzen, M., 2013. Precambrian crustal basement rocks in Iran new evidence from the Takht-e-Soleyman Metamorphic Complex from NE Takab. *Geosciences*, 22(88), 197-204.
  - Hajjalioghli, R., Moazzen, M., Jahangiri, A., Droop, G.T.R., Bousquet, R., and Oberhänsli, R., 2007a. Petrogenesis of meta-peridotites in the Takab area, NW Iran. *Journal of Goldschmidt Conference Abs.*, Cologne, Germany, A, 370.
  - Hajjalioghli, R., Moazzen, M., Droop, G.T.R., Oberhänsli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A., and Ziemann, M., 2007b. Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. *Mineralogical Magazine*, 71(2), 203-222.
  - Hammarstrom, J. M., and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical isopleth geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
  - Hawthorne, F. C., 1981. Crystal chemistry of the amphiboles. In: Veblen, D. R. (Ed.) *Amphiboles and other hydrous pyroxenes-mineralogy*. Mineralogical Society of America, 9A, 1-102.
  - Helz, R. T., 1982. Phase relations and compositions of amphiboles produced in studied of the melting behavior of rocks. In *Amphiboles*, edited by Ribbe, H., *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 9B, 279-353.
  - Henry, D. J., and Guidotti, C. V., 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: temperature effects, crystal-chemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87, 375-382.
  - Henry, D. J., and Guidotti, C. V., and Thomson, J. A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316-328.
  - Holland, T., and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(4), 433-447.
  - Hollister, L. S., Grissom, G. E., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. R., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.
  - Jamshidi Badr, M., Masoudi, F., Collins, A. S., and Cox, G., 2010. Dating of Precambrian Metasedimentary Rocks and Timing of their Metamorphism in the Soursat Metamorphic Complex (NW IRAN): Using LA-ICP-MS, U-Pb Dating of Zircon and Monazite. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 21(4), 311-319.
  - Johnson, M. C., and Rutherford, M. J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
  - Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.

- Leake, B. E., Woolly. A. R., Arps . E. S., Gilbert. M. C., Grice. J. D., Hawthorne. F. C., Katio. A., Kisch. H. J., Krivovichev. V. G., Linthout. K., Laird. J., Mandarino. J. A., Maresch. W. V., Nickel. E. H., Rock. N. M. S., Schuhmacher. J. C., Smith. D. C., Stephenson. N. C.N., Ungaretti. L., Whittaker. E. J. W., and Youchzi. G., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the sub-committee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.
- Miyashiro, A., 1973. *Metamorphic and Metamorphic Belts*. Allen and Unwin, 492.
- Mogessie, A., Tessadri, R., and Veltman, C.B., 1990. EMP. AMPH-A hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe analysis according to the International Mineralogical Association Scheme. *Computer and Geosciences*, 3, 309-330.
- Monier, G., and Robert, J. L., 1986. Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system  $K_2O-Li_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF$  at 600 °C, 2 kbar  $PH_2O$ : comparison with natural lithium micas. *Mineralogical Magazine*, 50(358), 641-651.
- Ramezani, J., and Tucker, R. D., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303, 622-665.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y., Frank-Kamenetskii, V., Gottardi, G., Guggenkeim, S., Koval, P., Muller, G., Neiva, A., Radoslovich, E., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., and Wones, D., 1998. Nomenclature of the Micas. *Journal of the Canadian Mineralogist*, 36, 905-912.
- Robinson, P., Spear, F. S., Schumacher, J. C., Laird, J., Klein, C., Evans, B. W., and Doolan, B. L., 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In *Amphiboles and other Hydrous Pyriboles*. *Journal of Mineralogy*, 9B, 1-3.
- Saki, A. 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 14, 704-714.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, M., Sabzehei, M., Bellon, H., and Hashem Emami, M., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 504-521.
- Sial, A.N., Ferreira, V.P., Fallick, A.E., Jeronimo, M., and Cruz, M., 1998. Amphibol-rich clots in calc alkali granitoids in the Borborema province northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 457-471.
- Spear, F. S., 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites. *American Journal of Science*, 281, 697-734.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran; a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 52(7), 1229-1258.
- Yardley, B.W.D ., 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman, 248.