مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و پنجم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۶، از صفحهٔ ۷۴۹ تا ۷۶۰

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

بررسی شیمی کانی، دما- فشار و دگرگونی زمین‌ساختی گارنت آمفیبولیت‌های تخت سلیمان، شمال غرب تکاب

رباب حاجی علی اوغلی*

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۹۵/۸/۱۶، نسخه نهایی: ۹۵/۱۲/۲۵)

چکیده: مجموعه دگرگونی تخت سلیمان با طیف سنگ‌شناسی گسترده شامل انواع سنگ‌های دگرگونی رسی، بازیک و مرمر بوده که در شرایط رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت و گرانولیت دگرگون شده‌اند. سنگ‌های آمفیبولیت در درجه دگرگونی‌های بالا ذوب شده و میگماتیت‌های مافیک در این ارتباط تشکیل شده‌اند. کانی‌های دگرگونی اوج در گارنت آمفیبولیت‌های فشار بالا به طور کامل توسط سیمپلکتیت دما فشار متوسط پلاژیوکلاز-هورنبلند جایگزین شده است. شرایط P-T دگرگونی اوج (M_1) سنگ‌های گارنت آمفیبولیت به دلیل نبود کانی‌های دگرگونی اوج و ترکیب شیمی مناسب مشخص نیست. شرایط دما و فشار دگرگونی پسرونده (M_2) در گارنت-آمفیبولیت بر اساس شواهد بافتی، کانی‌شناسی و ترکیب شیمی کانی‌های در حال تعادل در دو مرحله تعیین شد: (۱) دگرگونی پسرونده در شرایط کاهش فشار M_{2-a} و (۲) مرحله سردشدگی در طی بالا آمدگی و فرسایش سنگ‌ها M_{2-b}. شرایط دما و فشار تبلور در مرحله (M_{2-a}) حدود ^{o}C ۷۰۰-۶۵۰ و kbar ۸-۷ و در مرحله (M_{2-b}) حدود ^{o}C ۵۷۰-۵۱۰ و kbar ۶-۵/۵ به دست آمد. بر اساس شواهد بافتی، کانی‌شناسی، محاسبات دما و فشار و مسیر ساعتگرد تغییرات P-T پسرونده در گارنت آمفیبولیت‌ها نتیجه می‌شود نخستین قسمت مسیر P-T با شیب تند dP/dT کاهش شدید فشار را نشان می‌دهد که احتمالاً بتوان آن را در رابطه با عملکرد گسل-های تراستی در طی ضخیم شدگی پوسته‌ای و برخورد قاره‌ای در نظر گرفت. در صورتیکه قسمت دوم مسیر P-T دگرگونی پسرونده در طی سردشدگی و بالا آمدگی سنگ‌ها به علت نازک‌شدگی و فرسایش پوسته‌ای ثبت شده است. بر این اساس رخداد دگرگونی پسرونده و بالا آمدگی گارنت آمفیبولیت‌ها در مجموعه دگرگونی تخت سلیمان با مدل ضخیم‌شدگی پوسته‌ای و نازک‌شدگی بعدی آن طی فازهای کشش بعد از فشارش مرتبط با فاز لارامید طی بسته شدن نئوتتیس همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: *گارنت آمفیبولیت؛ شیمی کانی؛ دما-فشارسنجی؛ دگرگونی زمین ساختی؛ تخت سلیمان؛ NW ایران.*

مقدمه

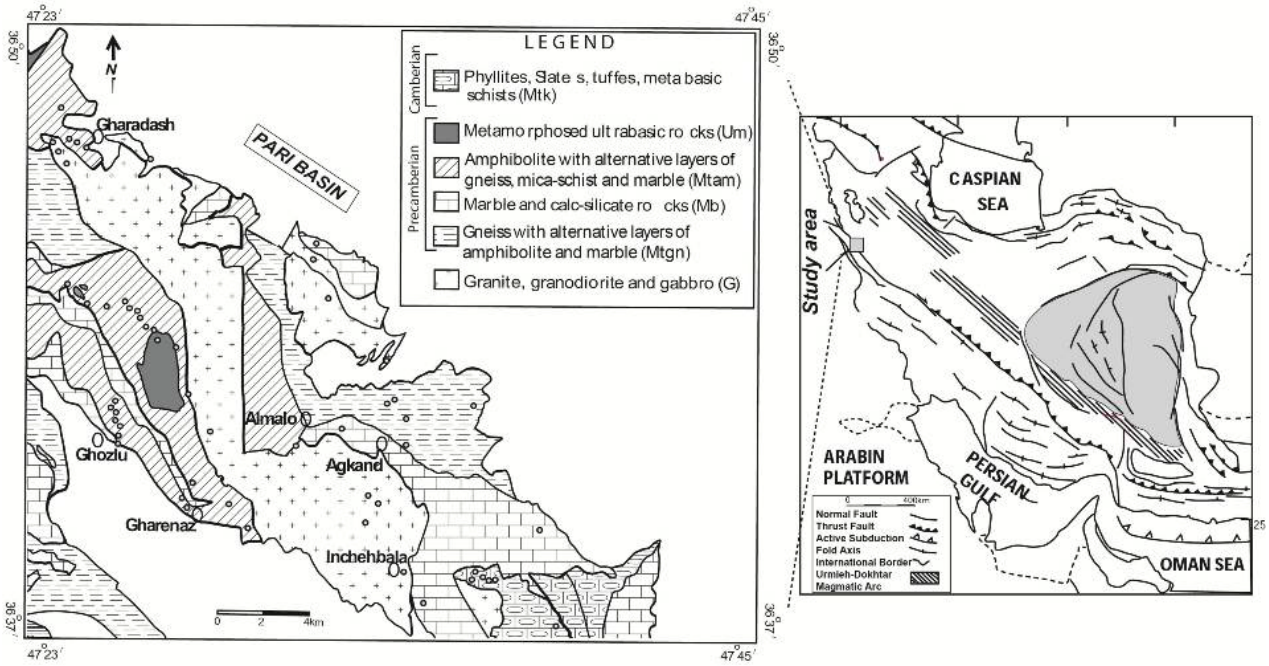
منطقه تخت سلیمان در شمال شرق تکاب در استان آذربایجان غربی واقع شده است. این منطقه در تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران در منطقه ایران مرکزی [۱] و منطقه سنندج-سیرجان [۳،۲] در نظر گرفته شده است. مجموعه دگرگونی تخت سلیمان به طور اصلی از سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا درجه بالا شامل شیست سبز، آمفیبولیت، گرانولیت، میکاشیست، گنیس، مرمر با قطعه‌هایی از سنگ‌های دگرگونی فوق بازیک تشکیل شده است. سن مجموعه دگرگونی تخت سلیمان در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ تکاب [۴] و ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان [۵] به پرکامبرین نسبت داده شده است. این سنگ‌ها به شدت چین خورده هستند. رخداد دگرشکلی‌های شدید در مجموعه دگرگونی تخت سلیمان به عملکرد فازهای زمین‌ساختی متعدد طی دوره پرکامبرین تا

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۱-۳۳۳۹۲۷۰۳، نمابر: ۰۴۱-۳۳۳۵۶۰۲۹، پست الکترونیکی: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

سنوزوئیک نسبت داده می‌شود. در این پژوهش کانی‌شناسی، روابط بافتی و شیمی کانی‌ها در سنگ‌های آمفیبولیتی مجموعه دگرگونی تخت سلیمان مورد بررسی قرار گرفته و تغییرات دما و فشار دگرگونی سنگ‌ها تعیین شده است. نتایج به دست آمده در تفسیر دگرگونی زمین‌ساختی پوسته قاره‌ای منطقه، مورد استفاده قرار گرفته است.

زمین‌شناسی صحرایی

برونزد اصلی سنگ‌ها در منطقه شامل مجموعه دگرگونی‌های پرکامبرین با ترکیب شیست سبز، آمفیبولیت، گنیس، مرمر و گرانولیت است (شکل ۱). همچنین برونزد سنگ‌های فوق‌بازیک سرپانتینی شده به صورت توده‌های کوچک داخل آمفیبولیت‌ها دیده می‌شود. سنگ‌های مرمر به شدت بازتبلور یافته‌اند و بقایای فسیلی در آنها مشاهده نمی‌شود. ساختار آمفیبولیت‌ها متنوع بوده و شامل انواع همگن، برگوارگی و چین خورده است. طول موج چین در آمفیبولیت‌ها از میلیمتر تا چند متر متغیر است. رنگ آمفیبولیت‌ها در نمونه‌های دستی از خاکستری و سبز روشن تا رنگ کاملاً تیره متفاوت است. اندازه کانی‌ها در آمفیبولیت‌ها از اندازه بسیار دانه‌ریز تا چند میلی‌متر متغیر است. هورنبلند و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آمفیبولیت‌ها هستند. در برخی نمونه‌ها گارنت دانه درشت در مقادیر بسیار فراوان با چشم غیر مسلح مشاهده می‌شود. سنگ-های آمفیبولیت در درجه دگرگونی‌های بالا ذوب شده و میگماتیت‌های مافیک تشکیل شده‌اند. رخنمون سنگ‌های دگرگونی منسوب به کامبرین [۵] در جنوب منطقه دیده می-شود. این سنگ‌ها شامل اسلیت، فیلیت به رنگ سبز متمایل به خاکستری با میان لایه‌های توف، متاآندزیت و لایه‌های نازک دولومیت است. توده‌های آذرین با ترکیب گرانیتوئید و دیوریت به داخل مجموعه سنگ‌های دگرگونی قدیمی نفوذ کرده‌اند. زمان جایگیری این توده‌ها در داخل سنگ‌های دگرگونی در بررسی‌های پیشین به پرکامبرین (معادل با گرانیت دوران [۴]) و مزوزوئیک [۵] نسبت داده شده است اما سن ایزوتوپی تشکیل این سنگ‌ها تا به حال به طور دقیق مشخص نشده است. به نظر می‌رسد که بخشی از این سنگ‌ها احتمالاً در ارتباط با ذوب‌بخشی آمفیبولیت‌ها و میگماتیت‌های مافیک تشکیل شده باشد. سن‌سنجی U-Pb زیرکن در لوکوسوم، سن میگماتیت‌های مافیک حاصل از ذوب‌بخشی آمفیبولیت‌ها را الیگوسن-میوسن مشخص کرده است [۶].



شکل ۱ نقشه زمین شناسی منطقه برگرفته از مرجع [۵].

روش پژوهش

سنگ‌های گارنت آمفیبولیت با استفاده از دستگاه ریزپردازشگرالکترونی SX100 در مرکز مطالعات زمین‌شناسی پتسدام آلمان (GFZ) با ولتاژ ۱۵ kV و شدت جریان ۲۰ nA- ۱۰ تجزیه شد. زمان تجزیه هر نقطه ۴۰ ثانیه انتخاب شده بود. داده‌های معرف تجزیه ریزپردازش کانی‌ها در جدول ۱ آورده شده است. علایم اختصاری به کار رفته برای اسامی کانی‌ها برگرفته شده از مرجع [۷] است. نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} در آمفیبول و گارنت با استفاده از موازنه کاتیون‌ها در ساختار کانی‌ها [۸] محاسبه شده است.

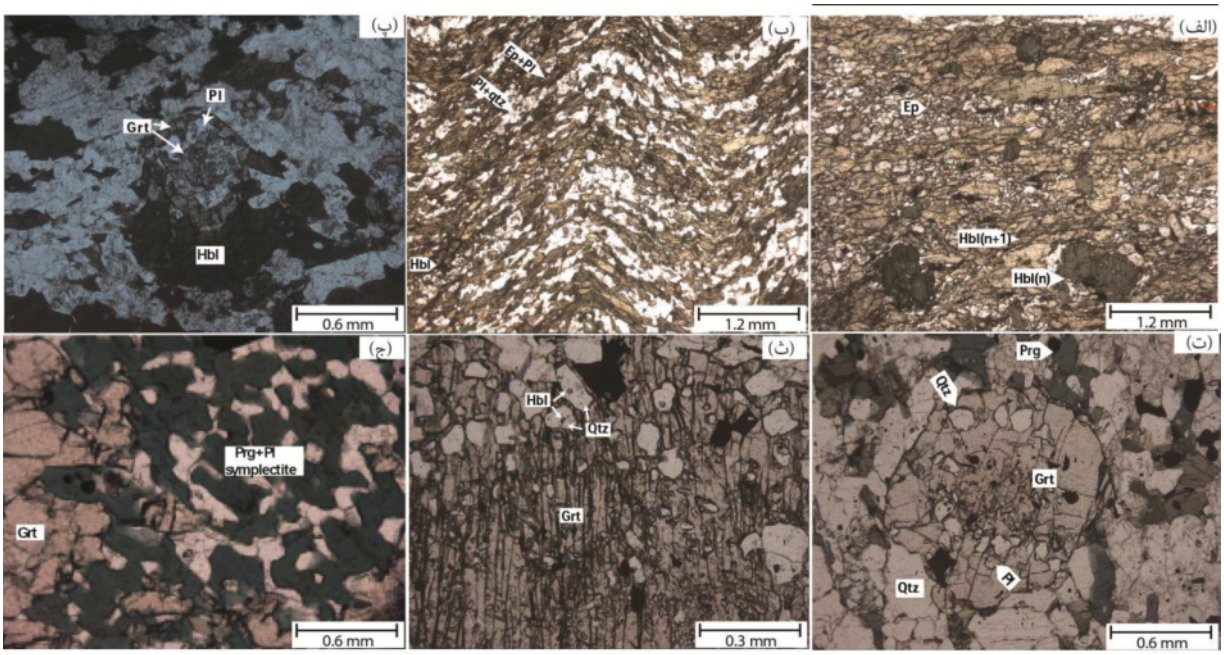
سنگ‌نگاری گارنت آمفیبولیت‌ها

هورنبلند، پلاژیوکلاز و گارنت کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های مورد بررسی هستند. اپیدوت و تیتانیت در مقادیر کم در بعضی از نمونه‌ها حضور دارند. گارنت در اندازه نسبتاً کوچکتر (Grt_{n+1}) به صورت همزیست با پلاژیوکلاز در زمینه ریزدانه‌ای موزائیکی (equigranoblastic) تشکیل شده است. در برخی نمونه‌ها برگوارگی ساده در آمفیبولیت‌ها با جهت‌یابی موازی کانی‌های هورنبلند و لایه‌های غنی از فلدسپات به صورت تناوبی از لایه‌های تیره و روشن مشخص می‌شود (شکل ۲ الف). برگوارگی با دو فاز دگرشکلی در برخی از آمفیبولیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۲ ب) که در آن کانی‌های هورنبلند (Hbl_{n+1}) با جهت‌یابی موازی و در اندازه نسبتاً دانه‌ریز در اطراف پورفیروبلاست‌های آمفیبول و گارنت ($Hbl_{n,}\pm Grt_n$) تشکیل شده است. برگوارگی چین‌خورده در آمفیبولیت‌ها را می‌توان از شواهد دال بر رخداد فرایندهای دگرشکلی متعدد (حداقل دو فاز دگرشکلی) در پوسته قاره‌ای منطقه در نظر گرفت. سنگ-های گارنت-آمفیبولیت در منطقه مورد بررسی از لحاظ بافتی و نسبت‌های متفاوت مقادیر مودال کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز در انواع گارنت-آمفیبولیت (عادی)، گارنت آمفیبولیت غنی از هورنبلند و گارنت آمفیبولیت غنی از کوارتز رده‌بندی شده‌اند، که در ادامه توضیح داده می‌شوند:

الف- گارنت-آمفیبولیت (عادی): مجموعه کانی‌ها در سنگ‌های گارنت آمفیبولیت عبارتند از هورنبلند (۳۰-۲۵٪)، پلاژیوکلاز (۳۰-۲۰٪)، گارنت (۲۵-۲۰٪)، کوارتز (۱۰٪). اپیدوت در مقدار کم در برخی از نمونه‌ها حضور دارد. گارنت با بافت اسکلتی در قسمت داخلی به مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز و زوئیزیت تجزیه شده است (شکل ۲ پ). پورفیروبلاست گارنت در اندازه ۱٫۴ میلی‌متر دارای رنگ متفاوت در هسته و بخش درونی آن است. هسته گارنت دارای ادخال‌های فراوان و دانه‌ریز از اپیدوت و کانی‌های تیره به رنگ قهوه‌ای بوده که متفاوت از رنگ نسبتاً روشن گارنت با ادخال‌های دانه‌درشت کوارتز و پلاژیوکلاز در بخش بیرونی آن است (شکل ۲ ت). تفاوت در نوع کانی‌های ادخال و نیز اندازه آنها در بخش هسته (core) و بخش درونی (inner) پورفیروبلاست گارنت را احتمالاً می‌توان در ارتباط با مراحل متفاوت رشد پورفیروبلاست در نظر گرفت.

ب- گارنت آمفیبولیت غنی از کوارتز: این سنگ‌ها در اصل از کانی‌های هورنبلند (۳۰٪)، گارنت (۲۵٪)، کوارتز (۲۰-۳۰٪) و پلاژیوکلاز (۵-۱۵٪) تشکیل شده‌اند. کانی‌های کوارتز باز متبلور یافته به صورت هاله روشن در اطراف پورفیروبلاست گارنت احتمالاً نتیجه واکنش‌های شکست آمفیبول ± پلاژیوکلاز هستند. گارنت در اندازه ۵ میلی متر دارای بافت غربالی با ادخال‌های فراوان از کوارتز است (شکل ۲ ث). ممکن است طی رشد گارنت، کانی‌های کوارتز در حاشیه پورفیروبلاست گارنت به صورت ادخال احاطه شده باشند. ادخال آمفیبول داخل کوارتز که خود به صورت ادخال درون گارنت است تشکیل گارنت از شکست آمفیبول و پلاژیوکلاز را تایید می‌کند (واکنش $Pl + Amp = Grt + Qtz + H_2O$).

ج- گارنت-آمفیبولیت غنی از هورنبلند: درصد مودال کانی‌های هورنبلند و گارنت بیش از ۸۵٪ حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. پورفیروبلاست‌های آمفیبول و گارنت دارای ادخال‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز و اپیدوت هستند. کوارتز در مجموعه کانی‌های این سنگ‌ها حضور ندارد و یا در مقادیر فرعی است. سیمپلکتیت هورنبلند-پلاژیوکلاز در اطراف پورفیروبلاست گارنت در این سنگ‌ها معمول است (شکل ۲ ج). سیمپلکتیت هورنبلند-پلاژیوکلاز از بافت‌های شاخص دگرگونی پسرونده در شرایط کاهش فشار است که در طی آن در آمفیبولیت‌های فشار بالا مجموعه کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز جانشین کانی فرومنیزین پیشین (احتمالاً کلینوپیروکسن) شده است. کلینوپیروکسن در سنگ‌های متابازیک در دماهای بیش از ۷۰۰ ^{o}C و فشار حدود ۷٫۵-۸٫۵ کیلوبار در رخساره آمفیبولیت فوقانی ظاهر می‌شود [۹]. کانی‌های کلینوپیروکسن در آمفیبولیت‌های تخت سلیمان طی فرایندهای دگرگونی پسرونده به طور کامل توسط کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز جانشین شده‌اند. از دیگر شواهد دال بر رخداد دگرگونی پسرونده در شرایط کاهش فشار در سنگ‌های مورد بررسی می‌توان به تشکیل تیتانیت ثانویه در اطراف ایلمنیت و ادخال روتیل در داخل پورفیروبلاست گارنت اشاره کرد.



شکل ۲ (الف) برگوارگی با پورفیروبلاست‌هایی از کانی‌های آمفیبول. پورفیروبلاست‌های آمفیبول در تصویر رنگ متفاوت از آمفیبول‌های دانه‌ریز کشیده در برگوارگی را نشان می‌دهند، (ب) برگوارگی چین خورده، (پ) آتول‌حلقوی گارنت. گارنت در بخش میانی به کانی‌های پلاژیوکلاز و زوئیزیت تجزیه شده است، (ت) پورفیروبلاست گارنت با رنگ نوری متفاوت در هسته و حاشیه. گارنت در هسته دارای ادخال‌های بسیار ریز و فراوان اپیدوت است در صورتیکه بخش حاشیه دارای ادخال‌های کوارتز در اندازه‌های نسبتاً درشت است، (ث) ادخال هورنبلند درون ادخال کوارتز در پورفیروبلاست گارنت، (ج) سیمپلکتیت دمای پایین هورنبلند و پلاژیوکلاز در اطراف پورفیروبلاست گارنت. همه تصاویر در حالت PPL تهیه شده‌اند.

کانی شیمی

کانی‌های دگرگونی شامل گارنت، آمفیبول، پلاژیوکلاز و اپیدوت در نمونه معرف از سنگ‌های گارنت آمفیبولیت با استفاده از ریزپردازشگر تجزیه شد. داده‌های تجزیه ریزپردازشگر کانی‌های معرف در جدول ۱ ارائه شده است.

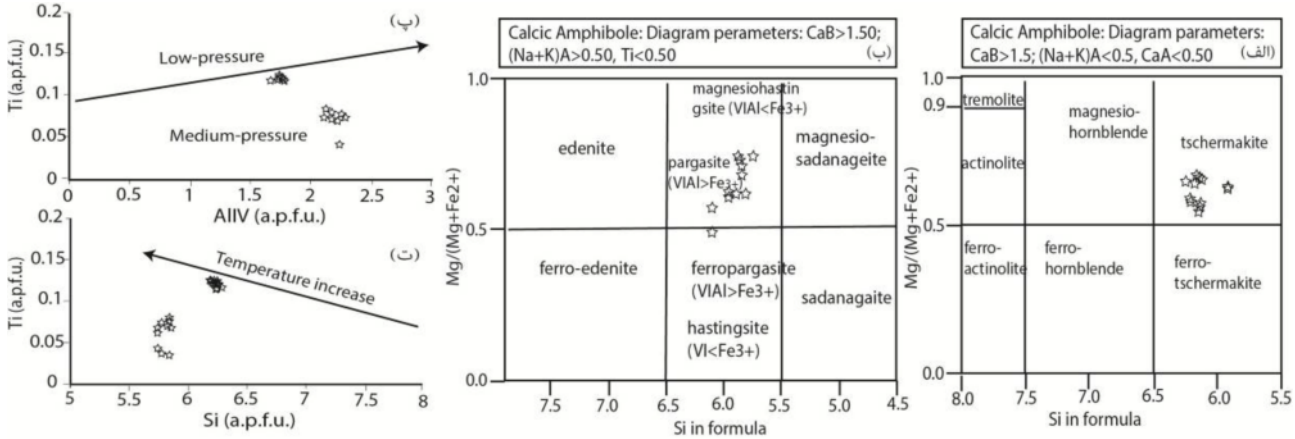
آمفیبول: فرمول آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون محاسبه شده است. کانی‌های آمفیبول تجزیه شده در انواع سنگ‌های آمفیبولیت از نوع سدیمی-کلسیمی می‌باشد که در آنها Ca (۱٫۷۶-۱٫۸۳ a.p.f.u.) و Na (۰٫۱۴-۰٫۲۱ a.p.f.u.) تشکیل دهنده‌های اصلی جایگاه هشت‌وجهی (M^4) است (a.p.f.u. یا atoms per formula unit). در نمودار Si (a.p.f.u.) نسبت‌به Mg/Mg+Fe^{2+} (a.p.f.u.) ترکیب کانی‌های آمفیبول تجزیه شده در محدوده چرماکیت و پارگاسیت واقع می‌شوند (شکل‌های ۳ الف-ب) [۱۰]. مقادیر Ti و Ca در ترکیب بخش داخلی برخی از پورفیروبلاست‌های آمفیبول تجزیه شده نسبت به ترکیب هسته و حاشیه آن به مقدار جزئی افزایش یافته است. مقادیر Ca و Ti در ترکیب آمفیبول در سنگ‌های متابازیک نسبت به دما و تغییرات شرایط دگرگونی حساس بوده و معمولاً مقادیر بالای این عناصر، شرایط دگرگونی در دماهای بالاتر را نشان می‌دهد [۱۱]. مقادیر Na و Al^{VI} در ترکیب هسته به مقدار جزئی بیشتر از ترکیب منطقه میانی و حاشیه کانی‌های آمفیبول تجزیه شده است. در نمودار تغییرات Al -Ti و Si-Ti [۱۲]، ترکیب کانی‌های آمفیبول تجزیه شده در انواع سنگ‌های آمفیبولیت منطقه مورد بررسی منطبق با ویژگی‌های فشار متوسط و دمای بالاست (شکل‌های ۳ پ و ت).

فلدسپار: فرمول فلدسپار بر اساس ۵ کاتیون و ۸ اکسیژن محاسبه شده است. ترکیب کانی‌های پلاژیوکلاز تجزیه شده در اصل غنی از تشکیل دهنده آنورتیت با مقادیر فرعی آلبیت است (شکل ۴ الف). عضو نهایی فلدسپار پتاسیم در مقادیر بسیار جزئی (تا % ۱٫۳-۰٫۰) است. عضو نهایی آنورتیت در پلاژیوکلاز در سنگ‌های گارنت آمفیبولیت و کلینوپیروکسن-گارنت

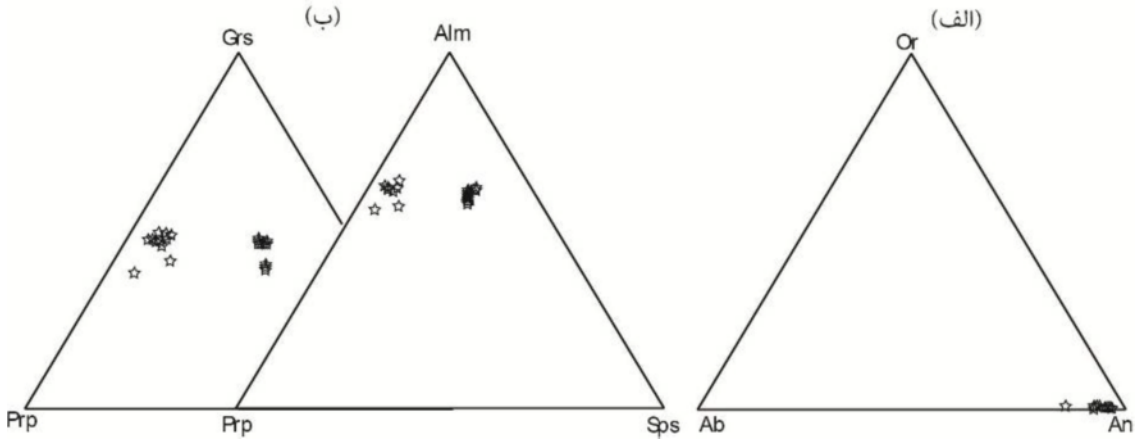
آمفیبولیت به طور متوسط در حدود % ۹۵-۷۵ است. مقادیر بالای تشکیل دهنده An در کانی‌های پلاژیوکلاز سنگ‌های فرابازی وابسته به دگرگونی اوج است. مقادیر بالای Ca در پلاژیوکلاز احتمالاً نتیجه واکنش‌های شکست هورنبلند و تشکیل گارنت و کلینوپیروکسن است.

جدول ۱ داده‌های معرف از تجزیه ریزپردازشگر کانی‌های دگرگونی در گارنت آمفیبولیت‌های تخت سلیمان.

Mineral (wt%)	Amp M_2	Amp M_1	Amp M_{2-b}	Amp M_{2-a}	Amp M_{2-b}	Amp M_{2-a}	Pl M_1	Pl M_2	Pl M_{2-b}	Pl M_{2-a}	Pl M_{2-b}	Pl M_{2-a}	Ep	Ep	Grt	Grt M_2	Grt M_1	Grt M_{2-a}	Grt M_{2-b}	Grt M_{2-a}	Grt M_{2-b}	Grt
SiO_2	۴۱٫۳۲	۴۱٫۳۸	۴۱٫۶۸	۴۱٫۸۰	۴۱٫۶۰	۴۰٫۰۳	۴۵٫۱۳	۴۷٫۳۳	۴۴٫۰۱	۴۳٫۸۶	۴۳٫۹۳	۴۳٫۷۸	۳۷٫۶۴	۳۴٫۳۰	۳۸٫۶۵	۳۷٫۹۲	۳۸٫۰۵	۳۷٫۶۹	۳۷٫۴۸	۳۸٫۱۹	۳۸٫۲۵	۳۸٫۷۱
TiO_2	۱٫۰۸	۰٫۹۱	۰٫۵۳	۰٫۴۸	۰٫۴۰	۰٫۷۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۱٫۱۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵
Al_2O_3	۱۳٫۲۸	۱۳٫۳۶	۱۴٫۶۳	۱۴٫۵۳	۲۵٫۱۱	۱۶٫۴۴	۳۴٫۸۸	۳۳٫۳۲	۳۵٫۴۵	۳۵٫۵۶	۳۵٫۶۹	۳۵٫۸۹	۲۴٫۹۸	۲۰٫۱۰	۲۰٫۹۴	۲۰٫۸۴	۲۰٫۸۴	۲۱٫۱۸	۲۰٫۵۱	۲۱٫۱۰	۲۰٫۷۹	۲۱٫۱
FeO	۱۸٫۶۳	۱۸٫۸۸	۱۶٫۷۴	۱۶٫۴۳	۱۰٫۱۱	۱۶٫۴۷	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۲۳	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۹٫۶۲	۲۰٫۹۴	۲۳٫۰۷	۲۲٫۰۴	۲۲٫۱۶	۲۶٫۷۷	۲۱٫۲۸	۲۴٫۴۴	۲۴٫۸۲	۲۲٫۹۴
MnO	۰٫۵۴	۰٫۵۸	۰٫۴۸	۰٫۴۰	۰٫۲۳	۰٫۳۳	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۷	۱٫۱۰	۱٫۳۵	۸٫۲۸	۷٫۶۴	۶٫۴۱	۱۱٫۲۵	۱٫۷۳	۲٫۱۹	۱٫۱۵
MgO	۸٫۹۹	۰٫۹۲	۹٫۷۰	۹٫۹۰	۵٫۱۳	۹٫۱۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۶٫۸۶	۶٫۵۳	۳٫۲۰	۲٫۹۶	۴٫۰۱	۱٫۵۶	۵٫۶۵	۵٫۱۶	۶٫۸۹
CaO	۱۱٫۶۳	۱۱٫۴۵	۱۱٫۴۳	۱۱٫۵۱	۱۳٫۲۲	۱۱٫۲۵	۱۸٫۵۳	۱۵٫۷۵	۱۹٫۲۵	۱۹٫۴۹	۱۹٫۳۰	۱۹٫۳۴	۲۳٫۱۱	۸٫۷۷	۸٫۹۵	۸٫۷۵	۹٫۰۳	۴٫۵۲	۸٫۲۶	۸٫۲۵	۸٫۵۳	۹٫۱۴
Na_2O	۱٫۵۸	۱٫۵۲	۱٫۲۶	۱٫۳۰	۲٫۲۸	۲٫۳۵	۱٫۲۹	۳٫۰۴	۰٫۷۷	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰٫۵۰	۰٫۰۱	۱٫۹۶	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
K_2O	۱٫۱۱	۱٫۱۸	۰٫۵۹	۰٫۵۵	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۴۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Sum	۹۸٫۱۵	۹۸٫۱۶	۹۷٫۰۸	۹۶٫۹۳	۹۷٫۰۷	۹۷٫۴۹	۹۹٫۹۹	۹۹٫۷۴	۱۰۱٫۵	۹۹٫۷۷	۹۹٫۶۲	۹۹٫۶۴	۹۵٫۸۱	۹۵٫۶۲	۹۹٫۵۷	۱۰۱٫۱	۱۰۰٫۸	۱۰۰٫۶	۱۰۰٫۴	۹۹٫۵۰	۹۹٫۸۵	۱۰۰٫۰
F	۰٫۴۲	۰٫۰۹	۰٫۳۷	۰٫۳۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۲۲	۰٫۰۷	۰٫۲۰	۰٫۰۳	۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۱۰		۰٫۰۰	۰٫۳۸	۰٫۱۲	۰٫۲۳	۰٫۱۳	۰٫۳۲	۰٫۲۰	۰٫۰۰
Cl	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰		۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
(O)	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۱۲٫۵	۱۲٫۵	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴
a.p.f.u																						
Si	۶٫۱۶	۶٫۱۷	۶٫۱۴	۶٫۱۶	۵٫۹۳	۵٫۹۲	۲٫۰۸	۲٫۱۶	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۳	۳٫۰۳	۲٫۷۶	۶٫۰۱	۵٫۹۷	۶٫۰۰	۵٫۹۷	۶٫۰۰	۵٫۹۹	۶٫۰۰	۵٫۹۹
Al	۲٫۳۳	۲٫۳۴	۲٫۵۴	۲٫۵۳	۲٫۸۷	۲٫۹۹	۱٫۸۹	۱٫۷۹	۱٫۹۰	۱٫۹۴	۱٫۹۵	۱٫۹۶	۲٫۳۷	۱٫۹۰	۳٫۸۴	۳٫۸۷	۳٫۸۸	۳٫۹۵	۳٫۸۷	۳٫۹۰	۳٫۸۵	۳٫۸۵
Fe^{3+}	۰٫۷۳	۰٫۸۳	۰٫۹۷	۰٫۹۲	۰٫۷۹	۰٫۷۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۵۸	۱٫۲۷	۰٫۱۹	۰٫۲۴	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۲۳
Fe^{2+}	۱٫۵۹	۱٫۵۲	۱٫۰۹	۱٫۱۰	۱٫۲۵	۰٫۸۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۲٫۸۱	۲٫۶۷	۲٫۷۶	۳٫۴۲	۲٫۶۹	۳٫۰۶	۳٫۰۷	۲٫۷۴
Ti	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Mn	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۱۸	۱٫۱۰	۱٫۰۲	۰٫۸۶	۱٫۵۲	۰٫۲۳	۰٫۲۹	۰٫۱۵
Mg	۲٫۰۰	۱٫۹۸	۲٫۱۳	۲٫۱۸	۲٫۰۲	۲٫۳۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۸۲	۱٫۵۱	۰٫۷۵	۰٫۷۰	۰٫۹۵	۰٫۳۷	۱٫۳۲	۱٫۲۱	۱٫۵۹
Ca	۱٫۸۶	۱٫۸۳	۱٫۸۰	۱٫۸۲	۱٫۷۹	۱٫۷۹	۰٫۹۰	۰٫۷۷	۰٫۹۴	۰٫۹۷	۰٫۹۵	۰٫۹۶	۱٫۹۹	۰٫۷۶	۱٫۴۹	۱٫۴۸	۱٫۵۳	۰٫۷۷	۱٫۴۲	۱٫۳۹	۱٫۴۴	۱٫۵۲
Na	۰٫۴۶	۰٫۴۴	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۶۸	۰٫۷۰	۰٫۱۱	۰٫۲۷	۰٫۱۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۳۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Sum	۱۵٫۵۲	۱۵٫۴۹	۱۵٫۲۷	۱۵٫۳۰	۱۵٫۵۱	۱۵٫۵۳	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۱۶٫۰۵	۱۶٫۰۹	۱۶٫۰۶	۱۶٫۰۵	۱۶٫۰۵	۱۶٫۰۵	۱۶٫۰۵	۱۶٫۰۷
$Al^{[IV]}$	۱٫۸۴	۱٫۸۴	۱٫۸۶	۱٫۸۴	۲٫۰۷	۲٫۰۸							۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
$Al^{[VI]}$	۰٫۴۹	۰٫۵۰	۰٫۶۸	۰٫۶۹	۰٫۸۱	۰٫۹۰							۲٫۳۷	۱٫۹۰	۳٫۸۴	۳٫۸۴	۳٫۸۸	۳٫۹۲	۳٫۸۷	۳٫۹۰	۳٫۸۵	۳٫۸۴
Mg/Mg+Fe	۰٫۵۶	۰٫۵۶	۰٫۶۶	۰٫۶۶	۰٫۶۲	۰٫۷۳									۰٫۳۵	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۲۲	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۲۸	۰٫۳۶
Al/Al+Fe^{3+}+Cr^{3+}	۰٫۷۶	۰٫۷۴	۰٫۷۲	۰٫۷۳	۰٫۷۸	۰٫۸۰									۰٫۹۵	۰٫۹۰	۱٫۰۰	۰٫۹۷	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۵	۰٫۹۴
$(K+Na)_A$	۰٫۵۲	۰٫۴۹	۰٫۲۷	۰٫۳۰	۰٫۵۱	۰٫۵۳																
Na/Na+K+Ca	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۱۱	۰٫۲۶	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴			۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K/Ca+K+Na	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰			۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca/K+Na+Ca	۰٫۷۴	۰٫۷۳	۰٫۷۹	۰٫۷۹	۰٫۷۱	۰٫۷۱	۰۰٫۸۹	۰٫۷۴	۰٫۸۷	۰٫۹۵	۰٫۹۵	۰٫۹۶			۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰
Alm (%)															۴۶٫۹	۴۴٫۵	۴۶٫۰	۵۷٫۱	۴۴٫۸	۵۱٫۰	۵۱٫۱	۴۵٫۷
Prp (%)															۲۵٫۳	۱۲٫۵	۱۱٫۶	۱۵٫۸	۶٫۲	۲۲٫۰	۲۰٫۱	۲۶٫۵
Sps (%)															۳٫۰۰	۱۸٫۴	۱۷٫۰	۱۴٫۳	۲۵٫۴	۳٫۸	۴٫۹	۲٫۵
Grs (%)															۲۴٫۹	۲۴٫۶	۲۵٫۴	۱۲٫۸	۲۳٫۶	۲۳٫۱	۲۳٫۹	۲۵٫۳

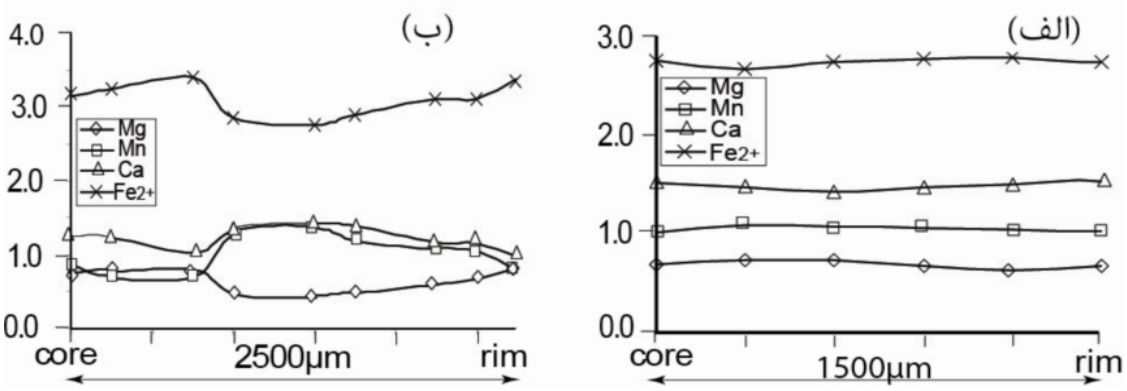


شکل ۳ (الف و ب) ترکیب آمفیبول در نمودار رده بندی [۱۰]، (پ و ت) ترکیب آمفیبول در نمودارهای $Ti\text{-}Al^{IV}$ و Ti-Si [۱۲].



شکل ۴ (الف) ترکیب پلاژیوکلاز در نمودار Or-Ab-An، (ب) ترکیب گارنت در نمودار ها ی Prp-Grs-Sps و Prp-Alm-Sps.

گارنت: فرمول گارنت بر اساس ۸ کاتیون و ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است. باوجود اینکه ترکیب گارنت در سنگ‌های متابازیک به صورت $(Fe^{2+}, Mg, Ca, Mn)_3Al_2Si_3O_{12}$ نشان داده می‌شود اما در گارنت‌های مورد بررسی، Fe^{3+} در مقادیر کم به صورت جانشینی با Al در ترکیب گارنت حضور دارد. مقدار Fe^{3+} در گارنت کم و در حدود (a.p.f.u) ۰٫۳۲ است. حضور گارنت به صورت همزیست با کانی‌های دارای Fe^{3+} مانند زوئیزیت، آمفیبول، جانشینی Fe^{3+}-Al در سنگ‌های مورد بررسی را تایید می‌کند. ترکیب متوسط گارنت در آمفیبولیت-های مورد بررسی به صورت Alm (45-59%), Prp (6-16%), Grs (11-25%) Sps (13-25.5%) است. ترکیب گارنت‌های تجزیه شده در سنگ‌های مورد بررسی به طور خلاصه در نمودار مثلثی شکل ۴ ب نشان داده شده است. نیمرخ ترکیبی در طول پورفیروبلاست‌های گارنت در سنگ‌های گارنت آمفیبولیت منطقه مورد بررسی در شکل ۵ نشان داده شده است. ترکیب تقریباً یکنواخت و نبود منطقه‌بندی شیمیایی پیشرونده در کانی‌های گارنت تجزیه شده احتمالاً به دلیل فرایندهای همگن‌شدگی (homogenization) در اثر انتشار حجمی در دماهای بیش از ^{o}C ۶۰۰ [۱۳] بوده است. به نظر می‌رسد که تغییرات ترکیبی تدریجی یا عدم تغییرات ناگهانی در مرز ترکیب هسته، منطقه میانی و حاشیه کانی‌های گارنت تجزیه شده، رشد گارنت طی رخدادهای دگرگونی متعدد (polymetamorphism) را نشان می‌دهد. در بیشتر نمونه‌های تجزیه شده تغییرات ترکیب شیمیایی X_{Mg} از هسته به سمت منطقه میانی دارای روند افزایش بسیار جزئی تا تقریباً بدون تغییر است (شکل ۵ الف). تغییرات X_{Ca} و X_{Mn} از هسته به سمت منطقه داخلی روند تقریباً نزولی تا یکنواخت را نشان می‌دهد. کاهش قابل ملاحظه مقادیر X_{Mg} در ترکیب حاشیه بیشتر کانی‌های گارنت تجزیه شده را می‌توان به بازموازنه در شرایط زیر خط انجماد نسبت داد.



شکل ۵ نیمرخ های ترکیبی از کانی‌های گارنت تجزیه شده. (الف) ترکیب گارنت دارای تغییرات تدریجی و پیوسته است. (ب) تغییرات ترکیبی ناگهانی و ناپیوسته در نیمرخ گارنت که احتمالاً در ارتباط با جوش‌خوردگی (annealing) کانی‌های گارنت کوچک برای تشکیل پورفیروبلاست درشت بلور گارنت بوده است.

بررسی نیمرخ ترکیبی اغلب کانی‌های گارنت تجزیه شده (جز کانی‌های گارنت حاصل از جوش‌خوردگی) در سنگ‌های آمفیبولیت مورد بررسی روند تغییرات قابل مقایسه‌ای را نشان می‌دهند. برخی از این موارد عبارتند از:

(الف) تغییرات ترکیبی گارنت از هسته به سمت منطقه میانی با افزایش تشکیل دهنده پیروپ و کاهش مقادیر اسپسارتین و گروسولار مشخص می‌شود (شکل ۵ ب).

(ب) کاهش تشکیل دهنده آلماندین در منطقه میانی احتمالاً در ارتباط با شرایط کاهش فشار و ناپایداری واکنش‌های تشکیل آلماندین [۱۴] است.

(ج) نسبت [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$] #Mg در ترکیب منطقه میانی گارنت بیشتر از مقدار آن در ترکیب حاشیه است.

(د) باوجود اینکه در کل، مقادیر اسپسارتین در ترکیب گارنت-های تجزیه شده پائین است اما تغییرات ترکیبی جزئی به صورت منطقه‌بندی عادی از هسته (X_{Mn} =1.58 a.p.f.u.) به سمت منطقه میانی و منطقه‌بندی معکوس از منطقه میانی به سمت حاشیه (X_{Mn}=0.1 a.p.f.u.) در نیمرخ آنها قابل تشخیص است.

(ه) کاهش قابل ملاحظه درست بلافاصله قبل از ترکیب حاشیه در نیمرخ گارنت در ارتباط با تبادلات کاتیونی و جانشینی زیرخطر انجماد Mg و Fe بین گارنت و کانی‌های فرومنیزین آمفیبول در برگوارگی است.

اپیدوت: فرمول اپیدوت بر اساس ۸ کاتیون و ۱۲/۵ اکسیژن محاسبه شده است. تمام آهن در ساختار کانی اپیدوت به صورت Fe^{3+} در نظر گرفته شده است. ترکیب اپیدوت‌های تجزیه شده غنی از Fe بوده و جانشینی Al^{VI}-Fe^{3+} به مقدار جزئی بوده است. مقدار Ca در حدود ۴-۳/۸ a.p.f.u. است. تمرکز اعضای نهایی در اپیدوت به صورت $Ep_{(0.6)}Zo_{(0.35)}$ است. ترکیب پیستاسیت در اپیدوت [$XFe^{3+}=Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$] در حدود ۰/۱۹-۰/۲۱ است.

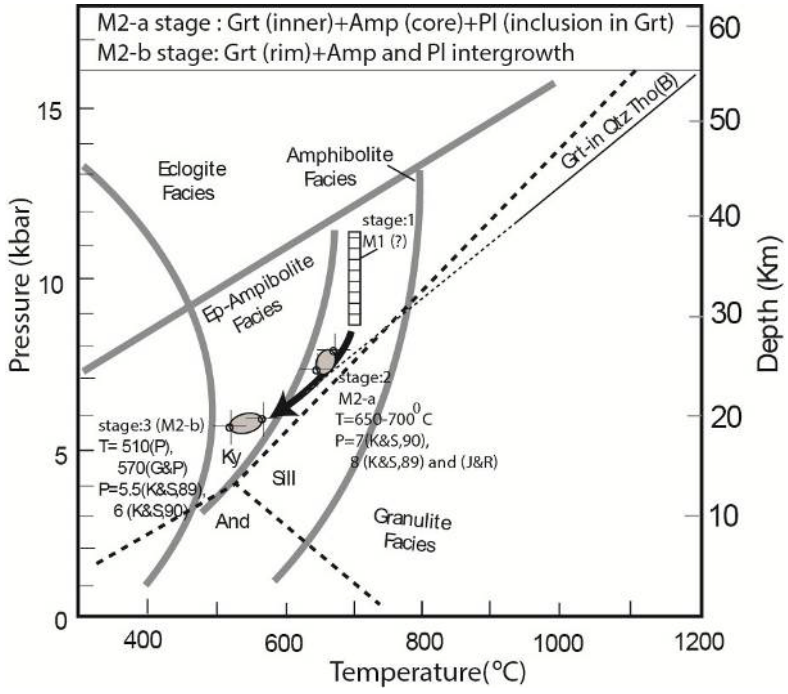
دمافشارسنجی گارنت آمفیبولیت‌ها

دما و فشار تشکیل سنگ‌های گارنت آمفیبولیت با استفاده از روش‌های دمافشارسنجی متداول و محاسبات ترمودینامیکی براساس منحنی‌های تعادل فازی توسط برنامه ترموکالک محاسبه شد. سنگ‌های گارنت-آمفیبولیت در منطقه مورد بررسی در اثر فرایندهای دگرگونی پسرونده در شرایط کاهش فشار و سرد شدگی به شدت دگرسان شده‌اند. تعیین تحولات دما و فشار دگرگونی سنگ‌های مورد بررسی بر اساس شواهد بافتی، کانی‌شناسی و ترکیب شیمی کانی‌های پورفیروبلاست در دو مرحله بررسی شد: (M_1) مرحله اوج دگرگونی (peak metamorphism) در رخساره آمفیبولیت، (M_2) مرحله دگرگونی پسرونده در شرایط کاهش فشار. در سنگ‌های مورد بررسی طی دگرگونی پسرونده اگرگات‌های دانه‌ریز پلاژیوکلاز-هورنبلند جانشین پورفیروبلاست‌های فرومنیزین پیشین، احتمالاً کلینوپیروکسن، شده است. همرشدی پلاژیوکلاز و هورنبلند به صورت جانشین کننده پورفیروبلاست-های فرومنیزین پیشین و سیمپلکتیت دما پایین پلاژیوکلاز و هورنبلند در اطراف پورفیروبلاست گارنت در سنگ‌های آمفیبولیت مورد بررسی شاخص رخداد فرایندهای دگرگونی پسرونده در شرایط کاهش فشار در سنگ‌های دگرگونی

متابازیک است [۱۵]. شرایط P-T اوج دگرگونی در گارنت آمفیبولیت‌های مورد بررسی به دلیل نبود کانی‌های دگرگونی اوج دگرگونی مشخص نیست. بر اساس تغییرات ترکیبی و منطقه‌بندی شیمی کانی‌های پورفیروبلاست گارنت، دگرگونی پسرونده سنگ‌های گارنت-آمفیبولیت تخت سلیمان در دو مرحله قابل بررسی است (شکل ۶).

دگرگونی پسرونده در شرایط کاهش فشار (M_{2-a}): افزایش جزئی Mg و کاهش مقادیر Ca, Mn و Fe در ترکیب منطقه میانی پورفیروبلاست‌های گارنت از شواهد این مرحله از دگرگونی پسرونده در سنگ‌های مورد بررسی است. شرایط فشار و دما در مرحله کاهش فشار پس از اوج دگرگونی پیشرونده (M_{2-a}) بر اساس ترکیب منطقه میانی پورفیروبلاست گارنت و ترکیب هسته کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در زمینه ریزدانه تعیین شد. دماسنج گارنت-هورنبلند بر اساس کالیبراسیون‌های مراجع [۱۶، ۱۷] شرایط دما در دگرگونی M_{2-a} را به طور یکسان در حدود ۶۹۰ ^{o}C~ تعیین می‌کند. استفاده از دماسنج پلاژیوکلاز-هورنبلند [۱۸] دماهای به نسبت پائین‌تر را به دست می‌دهد (T=۶۴۰ ^{o}C). شرایط فشار دگرگونی M_{2-a} با استفاده از زمین فشارسنج Grt-Hbl-Pl-Qtz کالیبره شده با داده‌های مراجع [۱۹، ۲۰] تعیین شد. فشار محاسبه شده در حدود P=۸±۰/۵ kbar است. تعیین فشار با استفاده از مقدار Al در ترکیب هورنبلند [۲۱] با فشارهای محاسبه شده در مراجع [۱۹، ۲۰] همخوانی دارد (P=۸ kbar).

دگرگونی پسرونده طی سرد شدگی در ارتباط با بالا آمدگی و فرسایش سنگ‌ها (exhumation) (M_{2-b}): این مرحله از دگرگونی پسرونده با افزایش مقادیر مودال هورنبلند در زمینه ریزدانه مشخص می‌شود. شرایط دما در مرحله سردشدگی با استفاده از دماسنج گارنت-هورنبلند [۱۷] برابر با T=۵۷۰ ^{o}C تعیین شد. محاسبات با در نظر گرفتن ترکیب حاشیه گارنت و هورنبلند انجام شد. دمای برآورد شده با استفاده از دماسنج پلاژیوکلاز-هورنبلند [۲۲] برابر با T= ۵۱۰ ^{o}C است. شرایط فشار دگرگونی مرحله (M_{2-b}) براساس زمین فشارسنج Grt-Hbl-Pl-Qtz، کالیبره شده با داده‌های مراجع [۱۹، ۲۰] در حدود P = ۵/۵-۶/۰ kbar به دست آمد. جدول ۲ شرایط فشار و دمای محاسبه شده در سنگ‌های گارنت آمفیبولیت تخت سلیمان را نشان می‌دهد. مسیر ساعتگرد تحولات P-T آمفیبولیت‌های مورد بررسی در شکل ۶ نشان داده شده است.



شکل ۶ دمافشارسنجی و مسیر ساعتگرد تحولات P-T دگرگونی در گارنت آمفیبولیت‌های تخت سلیمان.

جدول ۲ شرایط دما و فشار دگرگونی پسرونده در گارنت آمفیبولیت‌های تخت سلیمان.

نوع سنگ	T (°C)	P (kbar)	Retrograde met.
گارنت-آمفیبولیت	640 (Pe), 690 (G&P), 700 (Ra,00)	8 (K&S,89), 7(K&S,90), 8 (J&R)	M_{2-a}
	510 (P), 570 (G&P)	5.5 (K&S,89), 6 (K&S,90)	M_{2-b}

دماسنج‌ها: Hbl-Grt [G&P: [۱۶]; Pe: [۲۳]; Ra,00: [۱۷]]; Hbl-Pl [P: [۱۸]; S[۲۲]].

فشارسنج ها: Al in amphibole [H&Z: [۲۴]; J&R: [۲۱]]; Grt-Amp-Pl [K&S, 89: [۱۹]; K&S, 90: [۲۰]]; Grt-Hbl [M&P: [۲۵]]

بررسی تحولات P-T دگرگونی

بر اساس شواهد بافتی و کانی‌شناسی در گارنت آمفیبولیت‌های مورد بررسی، تحولات P-T دگرگونی سنگ‌ها در سه مرحله شامل (۱) اوج دگرگونی، (۲) دگرگونی پسرونده در شرایط کاهش فشار و (۳) دگرگونی پسرونده در شرایط سردشدگی بررسی شد. شرایط P-T اوج دگرگونی در گارنت آمفیبولیت-های مورد بررسی به دلیل نبود کانی‌های دگرگونی اوج دگرگونی و شیمی کانی مربوط به این مرحله در کانی‌های پورفیروبلاست گارنت و آمفیبول مشخص نیست. شواهد بافتی سیمپلکتیت دمای پایین هورنبلند-پلاژیوکلاز اطراف پورفیروبلاست گارنت از شواهد بافتی نشان دهنده رخداد دگرگونی پسرونده در سنگ‌های مورد بررسی هستند. سیمپلکتیت هورنبلند- پلاژیوکلاز در اطراف پورفیروبلاست گارنت در فرابازی‌ها نشان‌دهنده شکست گارنت در شرایط کاهش فشار است [۱۵، ۲۶]. نخستین قسمت مسیر P-T با شیب تند dP/dT (مرحله M_1 در شکل ۶) نشان دهنده بالا آمدگی سنگ‌ها همراه با کاهش فشار است که این مرحله احتمالاً در ارتباط با عملکرد گسل‌های تراستی طی ضخیم-شدگی پوسته‌ای [۲۶-۳۰] در منطقه روی داده است. در این مرحله بالا آمدگی سنگ‌های دگرگونی تدفین شده در اعماق پوسته زیرین تا عمق حدود ۲۳ km با تغییرات دمائی کم همراه بوده است (شکل ۶). اندازه به نسبت درشت کانی‌ها در بافت سیمپلکتیت احتمالاً در ارتباط با نرخ نسبتاً پائین سردشدگی طی بالا آمدگی سنگ‌های پوسته‌ای در منطقه است. در قسمت دوم مسیر P-T شرایط دما از ۶۵۰- ۷۰۰ ^{o}C تا ۵۱۰-۵۷۰ ^{o}C و فشار از ۷-۸ kbar تا ۵/۵-۶ kbar کاهش یافته است (شکل ۶). کاهش فشار، سردشدگی و شیب dP/dT در قسمت دوم مسیر P-T در حد متوسط است. در نتیجه این مسیر از دگرگونی پسرونده در نمودار شکل ۶ را می‌توان در ارتباط با بالا آمدگی سنگ‌ها به علت نازک‌شدگی پوسته به دنبال فرایندهای ضخیم‌شدگی و فرسایش سنگ‌ها [۳۰، ۳۱] در نظر گرفت. مقادیر فشار و دمای محاسبه شده در گارنت آمفیبولیت‌ها در مرحله کاهش فشار ($T = ۶۵۰ - ۷۰۰ ^{o}C$ و $P = ۷ - ۸$ kbar) منطبق بر محدوده پائین منحنی واکنشی (مشخص شده برای سنگ‌های متابازیک، [۳۲]) است که بر این اساس ناپایداری گارنت دگرگونی اوج در شرایط کاهش فشار [۳۱] تایید می‌شود (شکل ۶). مقادیر دما و فشار در مرحله پسرونده در مرحله M_{2-b} ($T = ۵۱۰ - ۵۷۰ ^{o}C$ و $P = ۵/۵ - ۶$ bar) کاهش یافته است. مقادیر کاهش دما و فشار در انتقال از مرحله پسرونده (M_{2-a}) به (M_{2-b}) به ترتیب در حدود ۱۹۰-۱۴۰ ^{o}C و ۲/۵-۱/۵ kbar تعیین شده است. براساس تغییرات فشار محاسبه شده در طی مرحله پسرونده (M_{2-a}) به (M_{2-b})، عمق نهائی بالا آمدگی آمفیبولیت‌ها حدود ۸-۵ km~ برآورد می شود. تشکیل متابازیک‌های فشارهای بالا در پوسته زیرین در بسیاری از بررسی‌ها (از جمله [۳۳، ۳۴]) به فرایندهای کوهزایی در منطقه‌های برخورد قاره‌ای نسبت داده شده است که بر این اساس تشکیل گارنت آمفیبولیت‌های مورد بررسی در ارتباط با فرایندهای کوهزایی برخورد قاره‌ای بسیار محتمل به نظر می‌رسد و مدل‌های زمین‌ساختی مرتبط با کافتش شامل کشش ایجاد شده از پلوم‌های گوشته‌ای [۳۵] و نفوذ ماگما با منشاء گوشته‌ای در مناطق قوسی [۳۵، ۳۶] به دلیل شرایط فشار بالای گارنت آمفیبولیت‌های مورد بررسی به سادگی رد می‌شود.

الگوی پیشنهادی دگرگونی زمین‌ساختی

زمان رخداد دگرگونی های اوج در گارنت آمفیبولیت‌های مورد بررسی به طور دقیق مشخص نیست. سن‌سنجی U-Pb زیرکن

در لوکوسوم میگماتیت‌ها زمان دگرگونی اوج و ذوب‌شدگی آمفیبولیت‌ها در مجموعه دگرگونی تخت سلیمان را الیگوسن-میوسن (۲۶ میلیون سال قبل، [۶]) تعیین کرده است. سن U-Pb زیرکن به ارث رسیده داخل ملانوسوم که باقی مانده از ذوب آمفیبولیت‌ها به‌جای مانده ۷۲±۲۹۶۱ Ma به دست آمده است که بر این اساس پیشنهاد می‌شود که پروتولیت آمفیبولیت مجموعه دگرگونی تخت سلیمان سن قدیمی مربوط به پروتروزوئیک را داشته که طی برخورد قاره عربستان با خرده قاره ایران مرکزی در طی فاز کوهزایی لارامید دگرگونی شرایط اوج در رخساره آمفیبولیت و رخساره گرانولیت (ذوب‌بخشی گارنت آمفیبولیت‌ها) را نیز تجربه کرده است.

با فرض بسته‌شدن و برخورد نئوتتیس در الیگوسن [۳۷] احتمالاً بتوان رخداد دگرگونی‌های پسرونده و بالا آمدگی سنگ‌های دگرگونی [۳۸، ۳۹] را مرتبط با عملکرد فازهای کششی به دلیل نازک‌شدگی بعد از برخورد قاره‌ای نئوتتیس در نظر گرفت. فعالیت‌های ماگمایی و آتشفشانی وسیع نئوژن در منطقه تخت سلیمان [۳۸] از دیگر شواهد عملکرد فازهای کششی بعد از برخورد در منطقه مورد بررسی هستند. با این حال برای ارائه مدل زمین‌دینامیکی دقیق‌تر نیاز به بررسی‌های زمین‌ساختی، زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی بیشتر است.

برداشت

سنگ‌های آمفیبولیت از نظر ساختاری، بافتی و مجموعه کانی-های دگرگونی دارای تنوع بسیار زیادی دارند. میگماتیت‌های مافیک نتیجه ذوب‌بخشی آمفیبولیت‌ها در درجه دگرگونی‌های بالا هستند.

شرایط P-T دگرگونی اوج در سنگ‌های گارنت آمفیبولیت به دلیل نبود کانی‌های دگرگونی اوج و ترکیب شیمی کانی‌های پورفیروبلاست مشخص نیست. کانی‌های دگرگونی اوج در گارنت آمفیبولیت‌ها به طور کامل توسط سیمپلکتیت دما فشار متوسط پلاژیوکلاز-هورنبلند جایگزین شده است. شرایط دما و فشار دگرگونی پسرونده (M_2) در گارنت-آمفیبولیت بر اساس مجموعه کانی‌های دگرگونی و ترکیب شیمی کانی‌های در حال تعادل در دو مرحله تعیین شد: (a) دگرگونی پسرونده در شرایط کاهش فشار (M_{2-a}) و (b) مرحله سردشدگی طی بالا آمدگی و فرسایش سنگ‌ها (M_{2-b}). شرایط دما و فشار تبلور در مرحله (M_{2-a}) در حدود ۶۵۰-۷۰۰ ^{o}C و ۷-۸ kbar و در مرحله (M_{2-b}) در حدود ۵۱۰-۵۷۰ ^{o}C و ۵/۵-۶ kbar است.

بر اساس شواهد بافتی، کانی شناسی و محاسبات P-T، مسیر ساعتگرد تحولات P-T دگرگونی در آمفیبولیت‌های مورد بررسی به صورت زیر تفسیر می‌شود: نخستین قسمت مسیر P-T پسرونده در آمفیبولیت‌ها با شیب بسیار تند dP/dT کاهش فشار را نشان می‌دهد که احتمالاً طی بالا آمدگی زمین‌ساختی سنگ‌ها در ارتباط با عملکرد گسل‌های تراستی در طی ضخیم-شدگی پوسته‌ای و برخورد قاره‌ای ثبت شده است. در این مرحله بالا آمدگی سنگ‌های تدفین شده در اعماق ۳ پوسته زیرین تا اعماق بالاتر ۲۳ km با تغییرات دمائی کم همراه بوده است. در قسمت دوم مسیر P-T دگرگونی پسرونده شرایط دما از ۶۵۰-۷۰۰ ^{o}C تا ۵۱۰ – ۵۷۰ ^{o}C و فشار از ۷-۸ kbar تا ۵/۵ – ۶ kbar کاهش یافته است. این قسمت سرد شونده مسیر P-T در ارتباط با سردشدگی سنگ‌ها طی بالا آمدگی آنها به علت نازک‌شدگی و فرسایش پوسته‌ای بوده است. به نظر می‌رسد که بالا آمدگی سنگ‌های گارنت آمفیبولیتی مورد بررسی در مجموعه دگرگونی تخت‌سلیمان با مدل ضخیم شدگی پوسته‌ای و نازک‌شدگی در پی آن طی فازهای کشش بعد از فشارش مربوط با بسته‌شدن نئوتتیس در طی فاز لارامید همخوانی دارد.

قدردانی

مولف از آقایان دکتر محسن مؤذن و دکتر احمد جهانگیری به جهت راهنمایی‌های علمی ارزشمندشان تشکر و قدردانی می-نماید. همچنین از داوران محترم مجله به جهت ارائه نقطه نظرات سازنده سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

[1] Berberian M., King G.C.P., *"Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"*, Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210–265.

[2] Alavi M., *"Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations"*, Tectonophysics 229 (1994) 211–238.

[3] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: a review: American Association of Petroleum"*, Geologists Bulletin 52 (1968) 1229–1258.

[4] Alavi M., Hajian J., Amidi M., Bolourchi H., *"Geology of Takab-Shahin-Dez Quadrangle",* The Ministry of Mines and Metals of Iran, Tehran (1982) 100 p.

[۵] بابا خانی ع.، قلمقاش ج.، *"نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان"*، (۱۳۷۱) سازمان زمین شناسی ایران.

[6] Moazzen M., Hajialioghli R., Möller A., Droop G.T.R., Oberhänsli R., Altenberger U., Jahangiri A., *"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 (2013) 217-228.

[7] Kretz R., *"Symbols for rock-forming minerals",* American Mineralogist 68 (1983) 277-279.

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

[9] Abdel Naby H., Frisch W., Hegner E., *"Evolution of Pan-African Wadi Haimur metamorphic sole, Eastern Desert, Egypt",* Journal of Metamorphic Petrology 18 (2000) 639-651.

[10] 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., Whittaker E.J.W., *"Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature",* Canadian Mineraogist 41 (2004) 1355-1370.

[11] Raase P., *"Al and Ti Contents of Hornblende. Indicators of Pressure and Temperature of Regional Metamorphism",* Contributions to Mineralogy and Petrology 45 (1974) 231- 236.

[12] Hynes A., *"A comparison of amphiboles from medium- and lowpressure metabasites",* Contributions to Mineralogy and Petrology 8 (1982) 119-125.

[13] Woodsworth G.J., *"Homogenization of zoned garnets from politic schists",* Canadian Mineralogist 15 (1977) 230-242.

[14] Thiéblemont D., Pascual E., Stein G., *"Magmatism in the Iberian Pyrite Belt: petrological constraints on a metallogenic model",* Mineralium Deposita 33 (1998) 98–110.

[15] Zhang K.J., *"North and South China collision along the eastern and southern north China margins reply",* Tectonophysics 312 (1999) 363-366.

[16] Graham C.M., Powell R., *"A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California",* Journal of Metamorphic Geology 2 (1984) 13–31.

[17] Ravna E.K., *"Distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet–hornblende Fe–Mg geothermometer*", Lithos 53 (2000) 265–277.

[18] Plyusnina L.P., *"Geothermometry and Geobarometry of Plagioclase-Hornblende Bearing Assemblages",* Contributions to Mineralogy and Petrology 80 (1982) 140-146.

[19] Kohn, M.J. and Spear, F.S., 1989. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. American Mineralogist, 74: 77-84.

[20] Kohn M.J., Spear F.S., *"Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeast Vermont",* American Mineralogist 75 (1990) 89-96.

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

[22] Spear F.S., *"The gedrite-anthophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond Volcanics, Vermont",* American Mineralogist 65 (1980) 1103-1118.

[23] Perchuk L.L., Aranivich L.Y., Podlesskiy K.K., Lavrant I.V., Gerasimov V.Y., Kitsul V.L., Karsakov L.P., Perdnikov N.V., "*Precambrian granulites of the Aldon Shield, Eastern Siberia",* Journal of Metamorphic Geology 3 (1985) 263-310.

[24] Hammarstrom J.M., Zen E.A., *"Aluminium in hornblende: an empirical igneous Geobaromete",* American Mineralogist 71 (1986) 1297–1313.

[25] McCarthy T. C., Patiño Douce A. E., *"Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's anorthite (SCAn) geobarometer",* Journal of Metamorphic Geology 16 (1998) 675-686.

[26] Guo J.H., O'Brien P.J., Zhai M.G., *"High pressure granulites in the Sanggan area, North*

China craton: metamorphic evolution, P–T paths and geotectonic significance", Jurnal of Metamorphic Geology 20 (2002) 741–756.
[27] Bohlen S.R., *"On the formation of granulites"*, Journal of Metamorphic Geology 9 (1991) 223–229.
[28] Brown M., *"P–T–t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism",* Journal of the Geological Society of London 150 (1993) 227–241.
[29] Carswell D.A., O'Brien P.J., *"Thermobarometry and geotectonic sig-nificance of High Pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria",* Journal of Petrology 34 (1993) 427-459.
[30] Ellis D.J., *"Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts",* Geology 15 (1987) 167-170.
[31] Harley S.L., *"The origin of granulites: a metamorphic perspective",* Geological Magazine 12 (1989) 215–247.
[32] Green D.H., Ringwood A.E., "*An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications",* Geochimica et Cosmochimica Acta 31 (1967) 767-833.
[33] Tenthorey E.A., Ryan J.C., Snow E.A., *"Petrogenesis of sapphirine-bearing metatroctolites from the Buck Creek ultramafic body, southern Appalachian",* Journal of Metamorphic Geology 14 (1996) 103–114.
[34] Münttener O., Hermann J., Trommsdorff V., *"CoolingHistory and exhumation of lower-crustal granulite and upper mantle (Malenco, Eastern Central Alps)"* Journal of Petrology 41 (2000) 175-200.
[35] Bohlen S.R., *"Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulite",* Journal of Geology 95 (1987) 617–632.
[36] Wells P.R.A., *"Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust"* Earth and Planetary Science Letters 46 (1980) 253–265.
[37] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., *"Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation"* International Journal of Earth Sciences 94 (2005) 401–419.
[38] Stockli D.F., Hassanzadeh J., Stockli L.D., Axen G., Walker J.D., Dewane T.J., *"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 (2004) 319.
[39] Gilg H.A., Boni M., Balassone G., Allen C.R., Banks D., Moore F., *"Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb–Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex"* Mineralium Deposita 41 (2006) 1–16.