مطالعه کانی‌شناسی، تحولات بافتی و دما و فشار دگرگونی پسرونده طی بالاآمدگی و سردشدگی سنگ‌های گرانولیتی در شمال خاور مجموعه دگرگونی تخت سلیمان (شمال باختر ایران)

رباب حاجی‌علی‌اوغلی[1]* و محسن مؤذن[2]

[1]دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

[2]استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۳/۲۱

چکیده

مجموعه دگرگونی تخت سلیمان در شمال خاور تکاب در استان آذربایجان غربی جای دارد. این مجموعه به سن پرکامبرین-کامبرین دارای گوناگونی بالایی از انواع سنگ‌های دگرگونی درجه ضعیف تا درجه بالاست. سنگ‌های گرانولیتی پسرونده موضوع مورد مطالعه در این پژوهش هستند. مجموعه کانی‌های دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه عبارتند از آمفیبول+گارنت+اسپینل+کانی‌های تیره. کانی‌های آمفیبول در مقادیر فراوان جانشین کانی‌های اولیه ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن شده‌اند. تشکیل اسپینل در حاشیه کلیفت پیرامون پورفیروبلاست گارنت از بافت‌های شاخص دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌ها هستند. روتیل به‌صورت ادخال درون آمفیبول حضور دارد. نیمرخ ترکیبی گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه دارای تغییرات شیمیایی از هسته به حاشیه است. از هسته به سوی پهنه میانی تغییرات X_{Mg} افزایش جزیی دارد و تغییرات X_{Ca} و X_{Mn} به صورت جزیی روند نزولی نشان می‌دهند. این ویژگی گارنت نشان‌دهنده رخداد کاهش فشار، همراه با افزایش بسیار جزیی دماست. به دلیل جایگزینی کامل کانی‌های دمابالا توسط کانی‌های پسرونده و نبود مجموعه کانی‌های حفظ شده مرحله اوج دگرگونی (M1)، شرایط P-T اوج دگرگونی در گرانولیت‌ها نامشخص است. تحولات دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمی کانی‌های پورفیروبلاست طی دو مرحله: ۱) مرحله کاهش فشار (M_{2-a}) و ۲) مرحله سرد شدگی و بالاآمدگی (M_{2-b}) تعیین شد. شرایط دما و فشار دگرگونی پسرونده در مرحله M_{2-a} به ترتیب $T=810\pm10^{\circ}C$ و $P\sim10/5\pm0/7$ kbar و در مرحله M_{2-b} به ترتیب $T=590\pm10^{\circ}C$ و $P\sim7$ kbar به دست آمد. اندازه به نسبت درشت کانی‌ها در حاشیه کلیفت، نرخ پایین سرعت در بالاآمدگی این سنگ‌ها به سطوح بالاتر را نشان می‌دهد. جایگزینی شدید کانی‌های دما بالا توسط آمفیبول نیز سرعت پایین سرد شدگی در طی بالا آمدگی این سنگها را تأیید می‌کند. احتمالاً بتوان رخداد دگرگونی اوج و تشکیل گرانولیت‌ها را قابل مقایسه با رخدادهای میگماتیت‌زایی در منطقه به الیگوسن- میوسن نسبت داد که در ارتباط با ستبرشدگی پوسته‌ای در طی برخورد قاره‌ای خرده‌قاره ایران مرکزی با صفحه عربستان رخ داده است. عملکرد گسل‌های راندگی و فازهای کشش پس از برخورد سبب دگرگونی سنگ‌ها تحت شرایط پسرونده در ارتباط با بالاآمدگی سنگ‌ها، نازک‌شدگی پوسته و فرسایش آنها شده است. با این حال در زمینه رویدادهای زمین‌ساخت- دگرگونی دقیق نیاز به مطالعات بیشتری است.

کلیدواژه‌ها: حاشیه کلیفت، گرانولیت، تحولات P-T، دگرگونی پسرونده، تخت سلیمان، شمال باختر ایران.

***نویسنده مسئول:** رباب حاجی‌علی‌اوغلی

E-mail: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

مجموعه دگرگونی تخت سلیمان در شمال خاور تکاب در استان آذربایجان غربی جای دارد. این منطقه در تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران در پهنه‌های مختلف ایران مرکزی (Berberian and King, 1981) و سنندج- سیرجان (Stocklin, 1968; Alavi, 1994) در نظر گرفته شده است (شکل ۱). مجموعه دگرگونی تخت سلیمان دارای گوناگونی بالایی از انواع سنگ‌های دگرگونی درجه ضعیف تا متوسط و درجه بالا شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست، اکتینولیت‌شیست، مرمر، گنیس، میگماتیت، آمفیبولیت و گرانولیت‌های پسرونده است. سن پروتولیت سنگ‌های دگرگونی در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان و ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان به پرکامبرین و کامبرین نسبت داده شده است. حمدی (۱۳۷۴) فسیل‌های کامبرین (*Latouchella* sp., *Bemella* sp., *Halkiera stenobasis*) را در سنگ‌های آهکی با دگرگونی درجه پایین گزارش کرده است (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱). Stockli et al. (2004) با استفاده از سن‌یابی زیرکن (U/Pb)، سن نفوذ پروتولیت گنیس‌های گرانیتی را در منطقه ماه‌نشان به ۵۶۰ میلیون سال پیش نسبت داده‌اند. Moazzen et al. (2013) با استفاده از سن‌یابی زیرکن (U/Pb) در میگماتیت‌ها سن زیرکن کهن بر جای مانده از ذوب بخشی مزوسوم (پروتولیت دگرگونی) را ۷۲±۲۹۶۱ میلیون سال و سن زیرکن دوباره متبلور شده در بخش لوکوسوم را ۷/۵±۲۴/۲ میلیون سال تعیین کرده‌اند.

گرانولیت‌های فشار بالا در بخش‌های ژرف پهنه‌های فرورانش و در پهنه‌های ریشه (root zones) رشته کوه‌ها تشکیل می‌شوند (Zhang et al., 2009; Santos et al., 2009). مطالعه گرانولیت‌های فشار بالا به عنوان پنجره‌ای برای مطالعه رویدادهای زمین‌ساختی فرورانشی و برخوردی سنگ‌های پوسته‌ای به شمار می‌آیند که در طی بالاآمدگی و کاهش فشار شرایط دگرگونی پسرونده، رخساره‌های دگرگونی کم‌فشار را نیز ثبت کرده‌اند (Zhang et al., 2009). مطالعه بقایای کانی‌های فشاربالا به‌صورت ادخال درون پورفیروبلاست‌ها و شواهد بافتی ثبت شده در طی کاهش فشار به‌صورت حاشیه کلیفت و بافت‌های سیمپلکتیت اطلاعات مفیدی را از چگونگی بالاآمدگی سنگ‌های ژرف در طی رخدادهای کوهزایی به دست می‌دهند. در این پژوهش ویژگی‌های کانی‌شناسی، شواهد بافتی، شیمی کانی‌ها و تحولات دما و فشار دگرگونی در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان مطالعه شده است. نتایج به دست آمده می‌تواند در بازسازی تحولات تکتونومتامورفی و ژیودینامیکی پوسته قاره‌ای شمال باختر ایران مفید باشد.

۲- زمین‌شناسی منطقه

انواع سنگ‌های دگرگونی و توده نفوذی گرانیتوییدی برونزدهای سنگی اصلی در منطقه مورد مطالعه را تشکیل می دهند. باباخانی و قلمقاش (۱۳۷۱) انواع سنگ‌های دگرگونی تخت سلیمان را از دید سنی در دو مجموعه به‌صورت زیر دسته بندی کرده‌اند (شکل ۱):

- **سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین:** این مجموعه دگرگونی از سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا درجه بالا شامل کالک- سیلیکات، مرمر، میکاشیست‌آمفیبولیت، گنیس، گرانولیت با بلوک‌هایی از سنگ‌های دگرگون اولترامافیک تشکیل شده است (شکل‌های ۲- a و b). سنگ‌های میگماتیتی مافیک حاصل ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها در درجه دگرگونی‌های بالا هستند (شکل ۲- c). برونزد سنگ‌های گرانولیت در

Archive of SID

www.SID.ir

شمال باختر روستای قره‌ناز در مجاورت سنگ‌های کالک- سیلیکات اسکاپولیت‌دار دیده می‌شود. سنگ‌های گرانولیت در نمونه‌های دستی کاملاً تیره هستند و بافت گرانوبلاستیک دانه‌درشت دارند. رنگ تیره این سنگ‌ها به دلیل فراوانی مودال کانی‌های آمفیبول پسرونده (>۸۰ v%) است. گارنت دانه‌درشت به رنگ قهوه‌ای در نمونه‌های دستی به روشنی قابل تشخیص است. سنگ‌های متاولترامافیک بیشتر به‌صورت لایه‌های نازک متناوب با مرمر و همچنین به‌صورت توده های پراکنده درون آمفیبولیت دیده می‌شود. این سنگ‌ها بیشتر تحت تأثیر فرایندهای دگرسانی و دگرگونی به سرپانتینیت و پریدوتیت‌های سرپانتینی تبدیل شده‌اند. ترکیب پروتولیت سنگ‌های متاولترامافیک بیشتر هارزبورژیت و دونیت است. جای‌گیری سنگ‌های متاولترامافیک به‌صورت زمین‌ساختی و در امتداد گسل‌های راندگی انجام شده است.

– سنگ‌های دگرگونی کامبرین: این سنگ‌ها شامل دگرگونی‌های درجه ضعیف شامل اسلیت، فیلیت به رنگ سبز متمایل به خاکستری با میان‌لایه‌های توف، متاآندزیت، لایه‌های نازک دولومیت و کمتر گدازه‌های اسیدی می باشند که از دگرگونی ناحیه‌ای رسوبات شیل و ماسه‌سنگ (سازند کهر؟) در رخساره شیست سبز تشکیل شده‌اند. مرمر و دولومیت‌های خاکستری روشن تا خاکستری تیره با میان‌لایه‌هایی از نوارهای تیره رنگ چرت‌دار روی سنگ‌های دگرگونی شیست جای گرفته و از دید چینه‌شناسی هم‌ارز بخش زیرین دولومیت سازند سلطانیه ارزیابی شده‌اند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱). سنگ‌های مرمر به شدت تبلور دوباره یافته‌اند و بقایای فسیلی در آنها دیده نمی‌شود.

دگرگونی‌های پرکامبرین- کامبرین تخت سلیمان به شدت چین خورده و توسط گسل‌هایی روی سنگ‌های ترشیاری جوان‌تر (حوضه‌های فرو افتاده شیرمرد در جنوب باختر و پری در شمال خاور) رورانده شده‌اند. رخداد دگرشکلی‌های شدید در دگرگونی‌های تخت سلیمان به عملکرد فازهای زمین‌ساختی بسیار در منطقه نسبت داده شده است (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱).

توده‌های آذرین با ترکیب گرانیتوید به درون مجموعه دگرگونی کهن نفوذ کرده‌اند. زمان جای‌گیری این توده‌ها درون سنگ‌های دگرگونی در مطالعات پیشین به زمان‌های مختلف پرکامبرین (معادل با گرانیت دوران) (Alavi et al., 1982) و مزوزوییک (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱) نسبت داده شده است. سن ایزوتوپی تشکیل این سنگ‌ها تا کنون به‌طور دقیق مشخص نشده است. سنگ‌های گرانیتوییدی تخت سلیمان بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی شامل انواع S-type و I-type هستند. سنگ‌های آذرین S-type از ذوب بخشی گنیس‌ها حاصل می‌شوند. آنکلاوهایی از سنگ‌های دگرگونی گنیس درون گرانیت‌های S-type منشا ذوب بخشی آن را تأیید می‌کنند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱). گرانیتوییدهای I-type با گستردگی کمتر از ذوب بخشی سنگ‌های آمفیبولیت تشکیل شده‌اند.

۳– روش پژوهش

گرانولیت‌های پسرونده که مقاطع میکروسکوپی آنها پیش‌تر به‌طور دقیق مطالعه و روابط بافتی و مجموعه کانیایی در آنها مشخص شده بود؛ توسط روش EPMA (مدل SX100) در مرکز مطالعات زمین‌شناسی پتسدام آلمان (GFZ) با ولتاژ ۱۵ kV و شدت جریان ۱۰ nA تا ۲۰ تجزیه شد. کانی‌های تجزیه شده شامل اسپینل، روتیل، ایلمنیت، اپیدوت، آمفیبول و گارنت هستند. داده‌های معرف تجزیه کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه شده است. نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} در کانی‌های فرومنیزین با استفاده از موازنه کاتیون‌ها در ساختمان کانی‌ها (Droop, 1987) به دست آمده است. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) است.

۴– سنگ‌نگاری گرانولیت‌های پسرونده

گرانولیت‌ها در منطقه مورد مطالعه به شدت در شرایط پسرونده دگرگون و ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در شرایط دگرگونی پسرونده به‌طور کامل با کانی‌های آمفیبول جایگزین شده‌اند. مجموعه کانی‌های دگرگونی در گرانولیت‌های پسرونده شامل آمفیبول (۷۵%) و گارنت (۲۰%) همراه با مقادیر فرعی اسپینل، زوئیزیت و کانی‌های تیره است (شکل‌های ۳- a تا d). روتیل به‌صورت ادخال درون آمفیبول دیده می‌شود (شکل‌های ۳- c و d). اسپینل در حاشیه کلیفت پیرامون گارنت حاصل شکست پورفیروبلاست‌های فرومنیزین پیشین (کانی‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن) در شرایط دگرگونی پسرونده است (شکل‌های ۳- a تا d). این بافت شاخص دگرگونی پسرونده در شرایط کاهش فشار بوده و در بسیاری از مطالعات سنگ‌های دگرگونی فشار بالا/ فشار متوسط مشخص شده است (Guo et al., 2002; Dirks and Sithole, 1999; Zhang, 1999). اسپینل و آمفیبول به‌طور بخشی و در مواردی کاملاً جانشین پورفیروبلاست‌های گارنت پیشین شده‌اند. کانی‌های اسپینل به نسبت دانه‌درشت در اثر جوش‌خوردگی کانی‌های دانه‌ریز در حاشیه کلیفت دیده می‌شوند (شکل‌های ۳- c و d). تیغه‌های نازک از کانی‌های تیره را می‌توان به موازات سیستم کلیواژ پورفیروبلاست‌های پیشین در کانی‌های آمفیبول جانشین شده تشخیص داد (شکل‌های ۳- c و d). کانی‌های کدر، حاصل تجزیه کانی‌های فرومنیزین پیشین (کانی‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن) در سنگ‌های گرانولیت طی فرایندهای دگرگونی پسرونده هستند.

۵– نمایش کانی‌های دگرگونی در نمودارهای سازگاری و واکنش‌های دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های شمال خاور تخت سلیمان

ترکیب مجموعه کانی‌های دگرگونی در گرانولیت‌های مورد مطالعه در نمودار سازگاری ($ASM(H_2O)$) نمایش داده شده است (شکل ۴). متغیرهای ASM عبارتند از:

A: $AlO_{3/2}+FeO_{3/2}+CrO_{3/2}$

S: $SiO_2-NaO_{1/2}$

M: MgO+FeO+MnO

برای ساده‌تر شدن سیستم بر پایه قانون فاز، تشکیل‌دهنده‌هایی که تنها در تعداد محدودی از فازها حضور داشته‌اند و همچنین تشکیل‌دهنده‌هایی که مقادیر آنها در فازهای دگرگونی بسیار کم است؛ از سیستم حذف شدند. با در نظر گرفتن قانون فاز برای ساده شدن سیستم شیمیایی سنگ‌های گرانولیت به این صورت رفتار شد: ۱) مقادیر کم TiO_2 در گرانولیت‌ها در فازهای تیتانیم‌دار اصلی مانند ایلمنیت و روتیل ذخیره شده است. طبق قانون فاز از حضور TiO_2 در سیستم چشم‌پوشی شد؛ ۲) مقادیر Fe_2O_3 در آمفیبول بسیار کم است. Cr_2O_3 در مقادیر کم در کانی‌هایی مانند اسپینل و کلینوپیروکسن حضور دارد. با فرض جانشینی Cr_2O_3، Fe_2O_3 و Al_2O_3، همه تشکیل‌دهنده‌های سه‌ظرفیتی Cr_2O_3، Al_2O_3 و Fe_2O_3 در نمودار سازگاری با نماد A نشان داده شد؛ ۳) تشکیل‌دهنده‌های Fe و Mg در فازهایی مانند آمفیبول، کلینوپیروکسن و گارنت حضور دارند؛ با فرض جانشینی آن دو، Fe و Mg با هم یک تشکیل‌دهنده در نظر گرفته شد. MnO در مقادیر کم در کانی‌های فرومنیزین حضور دارد. FeO، MgO و MnO با هم در نمودار سازگاری با نماد M نمایش داده شد؛ ۴) گرانولیت‌های مورد مطالعه دارای اسپینل و بدون کوارتز هستند. بنابراین SiO_2 به عنوان یک تشکیل‌دهنده اضافی (excess) از سیستم حذف شد؛ ۵) برای نمایش کانی‌های آب‌دار روی نمودار فرض بر این بوده است که ترکیب سیال‌ها در درجه دگرگونی پایین و متوسط H_2O و مقدار CO_2 در سیال خیلی کم بوده است؛ ۶) Na_2O در مقادیر کم به‌صورت جانشینی با CaO در برخی از کانی‌ها مانند آمفیبول و پیروکسن تشکیل شده است.

رخساره گرانولیت سنگ‌های مافیک با ظهور ارتوپیروکسن مشخص می‌شود. ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن همزیست با گارنت در گرانولیت‌های شمال خاور تخت سلیمان تحت شرایط دگرگونی پسرونده به‌طور کامل به مجموعه کانی‌های اسپینل و هورنبلند تبدیل شده‌اند. اسپینل و آمفیبول در پیرامون پورفیروبلاست گارنت از شواهد بافتی رخداد فرایندهای دگرگونی پسرونده طی شرایط کاهش فشار در گرانولیت‌های فشار بالا هستند (Guo et al., 2002; Dirks and Sithole, 1999; Nakano et al., 2004; O'Brien and Rotzler, 2003; O'Brien et al., 2005).

Archive of SID
www.SID.ir

مجموعه کانی‌های دگرگونی در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان عبارتند از Grt+Amp+Spl+Zo+Ilm. تشکیل آمفیبول در مقادیر حجمی بسیار بالا را می‌توان به فرایندهای آبگیری شدید کانی‌های فرومنیزین دمابالا طی شرایط دگرگونی پسرونده نسبت داد. برخی از واکنشهای پیشنهادی برای تشکیل آمفیبول و اسپینل حاصل از شکست کانی‌های گارنت و پیروکسن طی فرایندهای آبگیری در گرانولیت‌های مورد مطالعه عبارتند از (شکل ۴):

$Grt \pm Opx \pm Cpx + H_2O = Hbl \pm Qtz$

$Opx + Cpx + Grt + H_2O = Spl + Hbl$

$Grt + Cpx + H_2O = Spl + Hbl$

شکست گارنت تحت شرایط دماپایین سبب تشکیل زوئیزیت در این سنگ‌ها شده است (شکل ۴): $Grt + H_2O = Spl + Hbl + Zo$

شکل ۴ روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان را نشان می‌دهد. موقعیت کانی‌ها در نمودار سازگاری با استفاده از داده‌های تجزیه شیمیایی نمونه‌ها توسط میکروپروب رسم شده است. ترکیب ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در نمودار فاز به‌صورت نمادین رسم شده است.

۶- شیمی کانی‌ها

کانی‌های دگرگونی در نمونه معرف از گرانولیت‌های پسرونده با استفاده از میکروپروب تجزیه شد. کانی‌های تجزیه شده شامل اسپینل، گارنت، آمفیبول، زوئیزیت، ایلمنیت و روتیل هستند.

- اسپینل: کانی‌های اسپینل در حاشیه کلیفت پیرامون پورفیروبلاست گارنت تجزیه شد (جدول ۱). تشکیل اسپینل در هاله واکنشی گارنت در گرانولیت‌ها به رخداد فرایندهای دگرگونی پسرونده در سنگ‌های فشار بالا (Gpa ۱-۰/۶) نسبت داده شده است (O'Brien, 1997a and b). فرمول اسپینل بر پایه ۳ کاتیون و ۴ اکسیژن به دست آمد. فرمول ترکیبی اسپینل در سنگ‌های مورد مطالعه به‌صورت $(Mg_{0.35}Fe^{2+}_{0.64}Mn_{0.01}Zn_{0.01})$ $(Fe^{3+}_{0.11}Al_{1.88})$ است. ترکیب کانی‌های اسپینل تجزیه شده در هسته و حاشیه به‌صورت یکنواخت و ترکیب اعضای پایانی کانی‌های اسپینل به‌صورت $Spl_{(0.27)}Hc_{(0.7)}Mag_{(0.2)}$ است. مقادیر عدد منیزیم [Mg#=Mg/Mg+Fe] ۰/۳۱ است. شکل ۵- a ترکیب کانی‌های اسپینل تجزیه شده در نمودارهای مثلثی Fe^{2+}-Mg-(Mn+Zn) و Fe^{3+}-Al-Cr را نشان می‌دهد. مقادیر Cr_2O_3 و ZnO در ترکیب کانی‌های اسپینل تجزیه شده بسیار جزیی (≤۰/۵%wt) است.

- گارنت: با وجود اینکه بیشتر کانی‌های گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه به دلیل جانشینی توسط واکنش‌های مصرف کننده گارنت و تشکیل Spl+Amp در حاشیه کلیفت آن طی فرایندهای دگرگونی پسرونده به‌صورت بی شکل هستند؛ تغییرات ترکیبی با زونینگ مشخص در برخی از پورفیروبلاست‌های نیمه‌شکل‌دار گارنت به‌صورت حفظ شده باقی مانده است. جدول ۲ ترکیب گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه را نشان می دهد. ترکیب گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه به‌صورت $Alm_{(37\text{-}50.6\%)}Grs_{(10.1\text{-}33.0\%)}Pyp_{(23\text{-}37\%)}Sps_{(1.1\text{-}4.4\%)}$ است (فرمول به دست آمده بر پایه ۱۶ کاتیون و ۲۴ اکسیژن است). شکل ۵- b ترکیب کانی‌های گارنت تجزیه شده در نمودارهای کسر مولی Prp-Alm-Sps و Prp-Grs-Sps را نشان می‌دهد. ترکیب گارنت در هسته، پهنه میانی و حاشیه کانی‌های تجزیه شده یکنواخت نیست و تغییرات ترکیبی مشخصی دارد. نیمرخ ترکیبی در طول پورفیروبلاست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه در شکل ۶- a نشان داده شده است. به نظر می رسد تغییرات ترکیبی تدریجی و پیوسته گارنت در نیمرخ‌های رسم شده، رشد گارنت طی رویدادهای دگرگونی بسیار (polymetamorphism) را نشان می دهد. روند تغییرات در نیمرخ‌های بررسی شده گارنت نشان می‌دهد که مقدار X_{Ca} به نسبت بالا در هسته گارنت به احتمال زیاد نشان‌دهنده ترکیب گارنت در شرایط اوج فشار و دمای دگرگونی (Grt_n) است. مقدار Ca بالا و Mn کم در هسته گارنت مشخصه شرایط فشار بالاست (Tracy, 1982; Spear, 1993; O'Brein, 1997a). کاهش ترکیب Ca و Mn و افزایش Mg از هسته به سوی پهنه میانی سازگار با تغییرات ترکیبی گارنت به‌صورت زونینگ عادی است. این ویژگی گارنت مرتبط با رخدادهای کاهش فشار، همراه با افزایش بسیار جزیی دماست. بنابراین ترکیب گارنت با مقادیر به نسبت کم تشکیل‌دهنده‌های Ca و Mn و مقادیر نسبت بالای Mg/(Mg+Fe) متعلق به گارنت پسرونده (Grt_{n+1})، همزیست با اسپینل±آمفیبول است. با در نظر گرفتن اینکه توزیع Ca میان گارنت و آمفیبول به شدت از شرایط فشار پیروی می‌کند؛ به نظر می‌رسد احتمالاً Ca آزاد شده از ترکیب هسته گارنت در طی شرایط کاهش فشار سبب تشکیل آمفیبول‌های غنی از Ca در پیرامون گارنت شده است. افزایش دوباره Ca و Mn و کاهش Mg از پهنه درونی به سوی حاشیه گارنت نشان‌دهنده زونینگ وارون بوده که حاصل فرایندهای دگرگونی پسرونده در طی سردشدگی و بالاآمدگی سنگ‌های گرانولیتی مورد مطالعه است (دگرگونی مرحله $M_{2\text{-}b}$). افزایش جزیی Mg در حاشیه بی‌فاصله گارنت در برخی از پورفیروبلاست‌ها احتمالاً به دلیل جانشینی ساب- سالیدوس Mg و Fe میان پورفیروبلاست‌های گارنت و کانی‌های آمفیبول در فولیاسیون است.

- آمفیبول: آمفیبول در گرانولیت‌های مورد مطالعه حاصل فرایندهای آبگیری شدید پورفیروبلاست‌های فرومنیزین پیشین در شرایط دگرگونی پسرونده است. جدول ۳ ترکیب کانی‌های آمفیبول معرف در گرانولیت‌های مورد مطالعه را نشان می دهد. فرمول آمفیبول بر پایه ۱۳ کاتیون و ۲۳ اکسیژن به دست آمده است. ترکیب کانی‌های آمفیبول تجزیه شده در گرانولیت‌های مورد مطالعه، بر پایه نمودار رده‌بندی Leake et al., (2004) چرماکیت و پارگاسیت است (شکل ۶- b).

- اپیدوت: فرمول اپیدوت بر پایه ۸ کاتیون و ۱۲/۵ اکسیژن به دست آمده است (جدول ۱). همه Fe در ترکیب اپیدوت‌های تجزیه شده به عنوان Fe^{3+} در نظر گرفته شده است. کانی‌های اپیدوت تجزیه شده تقریباً ترکیب یکنواختی دارند. ترکیب اعضای پایانی کانی‌های اپیدوت به‌صورت $Czo_{(0.62)}$ $Ep_{(0.35)}$ Fe-$Ep_{(0.01)}$ است.

- کانی‌های اکسید آهن- تیتانیم: ایلمنیت فراوان‌ترین کانی تیره در گرانولیت‌های مورد مطالعه است. ترکیب ایلمنیت در سنگ‌های مورد مطالعه به‌طور تقریباً ثابت به‌صورت $Mn_{0.05}Fe^{2+}_{0.85\text{-}0.91}Fe^{3+}_{0.12\text{-}0.16}Ti_{0.92\text{-}0.94}O_3$ است. فرمول ایلمنیت برای ۲ کاتیون و ۳ اکسیژن به دست آمده است (جدول ۱). همه Fe در ترکیب کانی‌های ایلمنیت تجزیه شده به عنوان Fe^{3+} در نظر گرفته شده است. اعضای پایانی تشکیل‌دهنده کانی‌های ایلمنیت تجزیه شده به‌طور اصلی ترکیب ایلمنیت ($FeTiO_3$) دارند و مقادیر Pyrophanite ($MnTiO_3$) در آنها جزیی است ($Ilm_{0.81\text{-}0.86}Prh_{0.02\text{-}0.04}$). ادخال روتیل درون آمفیبول دارای ۹۸% وزنی TiO_2، ۱% وزنی FeO و ۰/۵% وزنی MnO است.

۷- زمین‌دمافشارسنجی و تحولات تکتونومتامورفی گرانولیت‌های پسرونده

دما و فشار دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه با استفاده از روش‌های دمافشارسنجی متداول و محاسبات ترمودینامیکی بر پایه منحنی‌های تعادل فازی توسط برنامه ترموکالک به دست آمد. به دلیل جانشینی (overprinting) شدید کانی‌های دمابالا توسط فرایندهای دگرگونی پسرونده، تعیین شرایط دما و فشار مرحله اوج دگرگونی در رخساره گرانولیت برای سنگ‌های مورد مطالعه مقدور نیست. کانی‌های مافیک (کلینوپیروکسن/ ارتوپیروکسن) در طی فرایندهای دگرگونی پسرونده به‌طور کامل دگرسان شده‌اند. با وجود اینکه شناسایی شرایط دما و فشار اوج دگرگونی گرانولیت‌های تخت سلیمان به دلیل نبود مجموعه کانی‌های حفظ شده مرحله اوج دگرگونی نامشخص است؛ اما مقادیر Mg و Ca در ترکیب پورفیروبلاست گارنت اثرات جزیی از گرم‌شدگی در طی انتقال از اوج دگرگونی در رخساره گرانولیت M_1 به مرحله پسرونده $M_{2\text{-}a}$ نشان می‌دهد (با در نظر گرفتن افزایش جزیی Mg همراه با کاهش مقادیر Ca در ترکیب پهنه درونی پورفیروبلاست‌های گارنت تجزیه شده). افزایش جزیی مقدار Mg همزمان با کاهش مقدار Ca در ترکیب کانی‌های گارنت تجزیه شده در ارتباط با افزایش جزیی دما در طی مرحله کاهش فشار است. کاهش Mg و افزایش مقادیر Mn و Ca در ترکیب

Archive of SID
www.SID.ir

حاشیه گارنت حاصل سردشدگی این سنگ‌ها در طی مرحله دگرگونی پسرونده در شرایط رخساره آمفیبولیت است. کاهش مقادیر Al^{VI} و Na^{M4} و افزایش Si و Mg در ترکیب حاشیه آمفیبول در مقایسه با ترکیب هسته از اصلی‌ترین تغییرات ترکیبی دیده شده در آمفیبول‌های تجزیه شده در گرانولیت‌های مورد مطالعه است. بر پایه شواهد بافتی، کانی‌شناسی و زونینگ ترکیبی کانی‌های پورفیروبلاست، تحولات دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه در دو مرحله بررسی شد: مرحله کاهش فشار (M_{2-a}) و مرحله سردشدگی (M_{2-b}) (شکل ۷).

– **مرحله کاهش فشار (M_{2-a})**: مجموعه کانی‌های حفظ شده در گرانولیت‌های مورد مطالعه در مرحله کاهش فشار پس از اوج دگرگونی M_{2-a} شامل Grt+Spl+Amp است. اسپینل و آمفیبول به‌صورت حاشیه کلیفت در پیرامون پورفیروبلاست گارنت حاصل از واکنش‌های شکست گارنت تحت شرایط دگرگونی پسرونده هستند. دمافشارسنجی گرانولیت‌های پسرونده مورد مطالعه با استفاده از روش منحنی‌های تعادلی چندگانه توسط برنامه THERMOCALC (Powell and Holland, 1988 and 1994) بر پایه داده‌های ترمودینامیکی (self consistent) Holland and Powell (1998) با فرض $X_{H2O}=1$ انجام شد. اکتیویته کانی‌های استفاده شده در THERMOCALC با استفاده از برنامه Ax (Holland and Powell, 1998) به دست آمده است. بر پایه نتایج به دست آمده، دما و فشار دگرگونی پسرونده در مرحله M_{2-a} به ترتیب ۸۱۰±۱۰ °C و ۱۰/۵±۰/۷ kbar است. در صورت کابرد دماسنج‌های Hollister et al. (1987) و Schmidt (1992) که برای فشارسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول در سیستم‌های آذرین طراحی شده اند؛ در مورد گرانولیت‌های مورد مطالعه فشار حدود ۱۱ kbar حاصل می‌شود. مقادیر محاسبه شده P-T در طی مرحله کاهش فشار M_{2-a} در پایین منحنی واکنشی ظهور گارنت Green and Ringwood (1967) جانمایی می‌شوند که به‌طور مشخص ناپایداری گارنت در شرایط کاهش فشار را تأیید می‌کند.

– **مرحله سردشدگی (M_{2-b})**: دگرگونی پسرونده در طی سردشدگی با جانشینی گسترده پورفیروبلاست‌های پیشین توسط کانی‌های آب‌دار آمفیبول و کمتر زوئیزیت مشخص می‌شود. جانشینی (overprinting) شدید کانی‌ها را در این مرحله، احتمالاً بتوان در ارتباط با سرعت کند بالاآمدگی سنگ‌ها از ژرفا و در نتیجه سردشدگی این سنگ‌ها با سرعت کم تفسیر کرد. ترکیب شیمی پورفیروبلاست گارنت در حاشیه با دگرگونی مرحله M_{2-b} همخوانی دارد. پورفیروبلاست آمفیبول دوباره تعادل یافته تحت شرایط دما پایین Ti کمتر در حاشیه دارد. کانی‌های آمفیبول به نسبت دانه‌ریز در زمینه گرانوبلاستیک ترکیب یکنواخت و مشابه با ترکیب حاشیه پورفیروبلاست‌های آمفیبول دارند. شرایط دما برای مرحله دگرگونی پسرونده M_{2-b} با استفاده از دماسنج هورنبلند- گارنت کالیبره شده توسط Graham and Powell (1984) تعیین شد. دماهای به دست آمده برای مرحله سردشدگی در حدود ۵۹۰±۱۰ °C = T به دست آمد. دماسنجی بر پایه مقدار Ti آمفیبول با استفاده از کالیبراسیون Otten (1984) و Colombi (1988) دماهای ۵۹۰±۲۰ °C را به دست می‌دهند. فشار مرحله دگرگونی پسرونده M_{2-b} بر پایه ترکیب حاشیه کانی‌های آمفیبول و گارنت با استفاده از فشارسنج Kohn and Spear (1990) برابر با ۷ kbar تعیین شد. شکل ۷ مسیر ساعت‌گرد تحولات P-T را در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان نشان می‌دهد.

بر پایه شواهد کانی‌شناسی، بافتی، دما و فشارسنجی درگرانولیت‌های مورد مطالعه، تحولات دما- فشار و رویدادهای تکتونومتامورفی پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین تخت سلیمان به این صورت نتیجه می‌شود: رخداد دگرگونی پسرونده در مرحله اول (M_{2-a}) با شیب بسیار تند dP/dT نشان‌دهنده بالاآمدگی سنگ‌ها همراه با کاهش فشار بوده که احتمالاً در ارتباط با عملکرد گسل‌های راندگی در طی ستبرشدگی پوسته‌ای رخ داده است (England and Thompson, 1984; Ellis, 1987; Sonder et al., 1987; Harley, 1989; Bohlen, 1987; Brown, 1993; Carswell and O'Brien, 1993; Guo et al., 2002). اسپینل و آمفیبول در حاشیه پورفیروبلاست گارنت از شواهد شکست گارنت در شرایط کاهش فشار در گرانولیت‌های فشار بالا هستند (Guo et al., 2002; Zhang, 1999). اندازه به نسبت دانه‌درشت اسپینل در بافت کلیفت حاشیه پورفیروبلاست گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه احتمالاً نرخ به نسبت پایین سردشدگی در طی بالاآمدگی سنگ‌های پوسته‌ای را پیشنهاد می‌کند. ادامه کاهش فشار و سردشدگی در مرحله دوم دگرگونی پسرونده (M_{2-a}) احتمالاً در ارتباط با بالاآمدگی سنگ‌ها به علت نازک‌شدگی پوسته (به دنبال ستبرشدگی) و فرسایش سنگ‌ها (exhumation) (Sonder et al., 1987; Ellis, 1987; Harley, 1989) ثبت شده است. تشکیل گرانولیت‌های فشار بالا در پوسته زیرین در بسیاری از مطالعات (Gil Ibarguchi et al., 1991; Tenthorey et al., 1996; Münttener et al., 2000) به فرایندهای کوهزایی در پهنه‌های برخورد قاره‌ای نسبت داده شده است.

زمان رخداد دگرگونی اوج و دگرگونی‌های پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه به‌طور دقیق مشخص نیست. Moazzen et al. (2013) با استفاده از سن‌یابی زیرکن (U/Pb) در میگماتیت‌ها سن زیرکن کهن بر جای مانده از ذوب بخشی مزوسوم (پروتولیت دگرگونی) را ۲۹۶۱±۷۲ میلیون سال و سن زیرکن دوباره متبلور شده در بخش لوکوسوم را ۲۴/۲±۷/۵ میلیون سال تعیین کرده‌اند. چنان که سن بسته شدن نئوتتیس الیگوسن (Agard et al., 2005) در نظر گرفته شود؛ احتمالاً بتوان زمان دگرگونی اوج در رخساره گرانولیت در کمپلکس تخت سلیمان را قابل مقایسه با تشکیل میگماتیت‌ها به ستبرشدگی پوسته‌ای مرتبط با برخورد قاره‌ای خرده‌قاره ایران مرکزی و صفحه عربستان در ۲۵ میلیون سال پیش نسبت داد. بر این اساس احتمالاً بتوان بالاآمدگی سنگ‌ها و رخداد دگرگونی‌های پسرونده در گرانولیت‌ها را قابل مقایسه با سنگ‌های دگرگونی شیستی در مجموعه تخت سلیمان (۲۰ میلیون سال: بر پایه داده‌های ایزوتوپی K-Ar مسکوویت در شیست‌های زره‌شوران: Gilg et al., 2006 و داده‌های ایزوتوپی U-Th/He آپاتیت در ماه‌نشان: Stockli et al., 2004) به ۲۰ میلیون سال پیش نسبت داد. فعالیت‌های ماگمایی و آتشفشانی گسترده نئوژن را احتمالاً بتوان از دیگر شواهد بالاآمدگی و نازک‌شدگی پوسته در ارتباط با عملکرد فازهای کششی پس از برخورد در منطقه در نظر گرفت. با این حال ارائه مدل ژئودینامیکی دقیق‌تر نیاز به مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی بیشتر در منطقه دارد.

۸– نتیجه‌گیری

سنگ‌های گرانولیتی تخت سلیمان به‌صورت پسرونده دگرگون شده‌اند. مجموعه کانی‌های دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌ها عبارتند از آمفیبول+ گارنت+ اسپینل+ روتیل+ کانی‌های تیره. کانی‌های آمفیبول در مقادیر فراوان جانشین کانی‌های اولیه ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در شرایط دگرگونی پسرونده در رخساره آمفیبولیت شده است. روتیل به‌صورت ادخال درون آمفیبول حضور دارد. تشکیل اسپینل در حاشیه کلیفت پیرامون پورفیروبلاست گارنت از بافت‌های شاخص دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های فشار بالاست.

نیمرخ ترکیبی گارنت در گرانولیت‌های مورد مطالعه دارای تغییرات شیمیایی از هسته به سوی حاشیه است. از هسته به سوی پهنه میانی تغییرات X_{Mg} افزایش جزیی دارد و تغییرات X_{Ca} و X_{Mn} به‌صورت جزیی روند کاهشی نشان می‌دهد. این ویژگی گارنت نشان‌دهنده رخداد کاهش فشار، همراه با افزایش بسیار جزیی دماست.

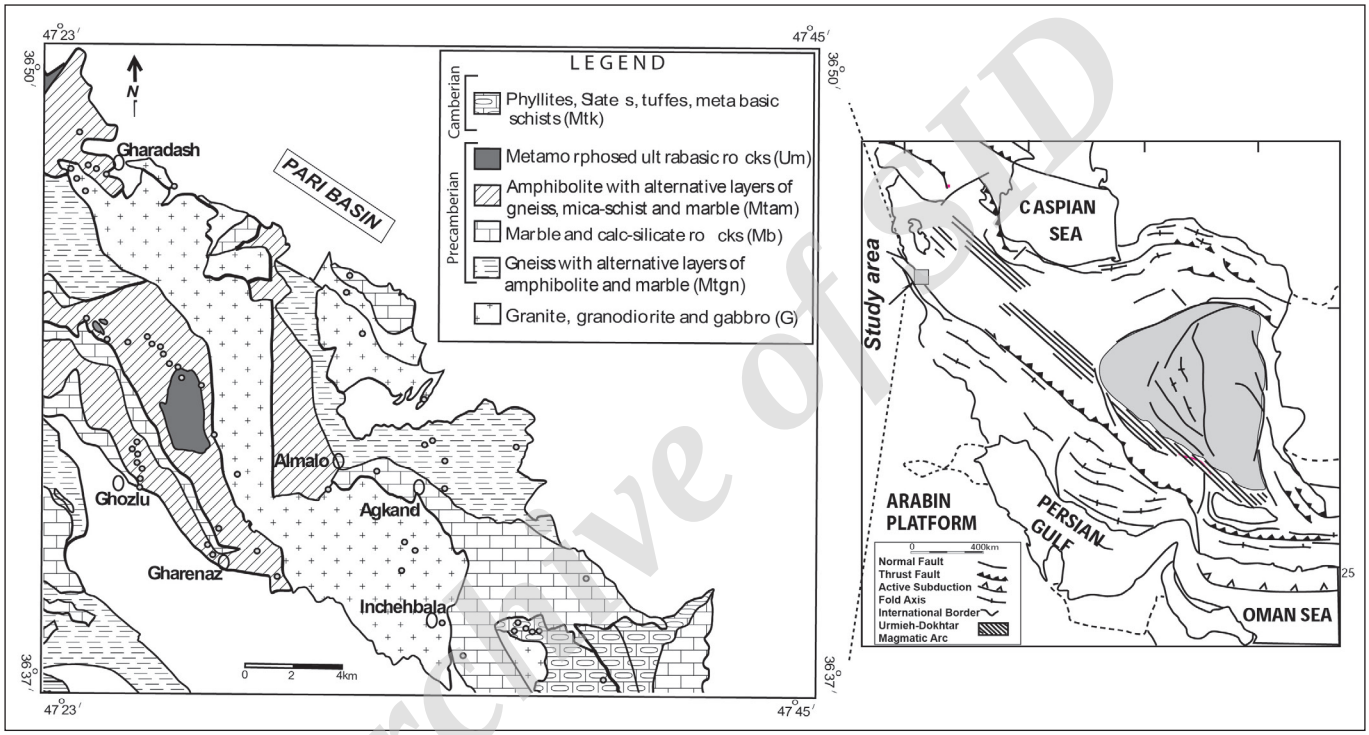
به دلیل جایگزینی کامل کانی‌های دمابالا توسط کانی‌های پسرونده و نبود مجموعه کانی‌های حفظ شده مرحله دگرگونی اوج (M_1)، شرایط دما و فشار دگرگونی اوج در سنگ‌های گرانولیتی نامشخص است. تحولات دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمی کانی‌های پورفیروبلاست طی دو مرحله: ۱) کاهش فشار (M_{2-a}) و ۲) سرد شدگی و بالا آمدگی (M_{2-b}) تعیین شد. شرایط دما و فشار دگرگونی پسرونده در مرحله M_{2-a} به ترتیب T = ۸۱۰±۱۰ °C و P ~ ۱۰/۵±۰/۷ kbar و در مرحله M_{2-b} به ترتیب T= ۵۹۰±۱۰ °C و P ~۷ kbar به دست آمد. اندازه به نسبت درشت کانی‌ها حاشیه کلیفت، بالاآمدگی این سنگ‌ها

Archive of SID
www.SID.ir

را تا سطوح بالاتر با سرعت کم پیشنهاد می‌کند. جایگزینی شدید کانی‌های دمابالا توسط آمفیبول سرعت پایین سردشدگی در طی بالاآمدگی سنگ‌ها را تأیید می‌کند.

بر پایه شواهد کانی‌شناسی، بافتی، شیمی کانی‌ها و نتایج دما- فشارسنجی در گرانولیت‌های پسرونده نتیجه می‌شود دگرگونی HT/MP مرحله $M_{2\text{-}b}$ حاصل عملکرد گسل‌های راندگی مرتبط با فازهای فشارشی و ستبرشدگی پوسته‌ای و در نتیجه کاهش فشار و سردشدگی در طی بالاآمدگی سنگ‌هاست. در مرحله دوم ($M_{2\text{-}b}$) دگرگونی پسرونده در ارتباط با نازک‌شدگی پوسته (عملکرد فازهای کششی) و فرسایش سنگ‌ها (exhumation) رخ داده است.

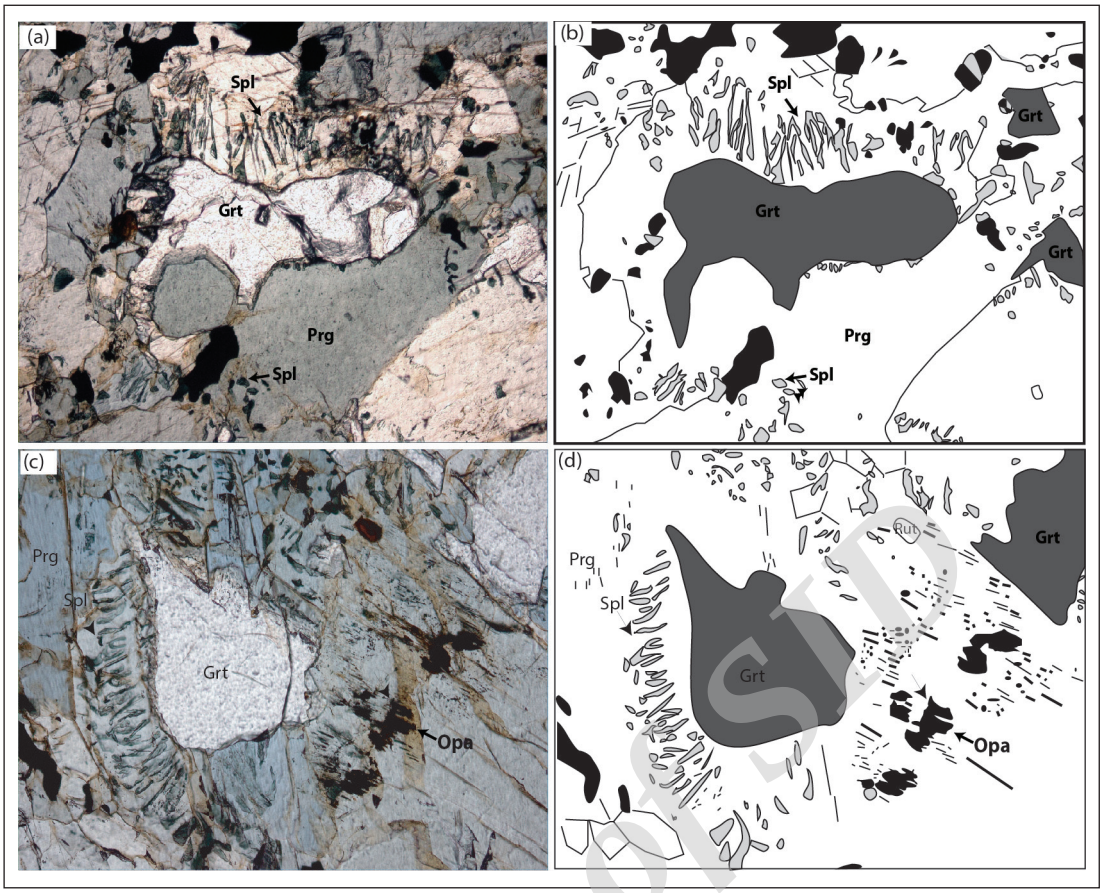
زمان رخداد دگرگونی اوج و دگرگونی‌های پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه به‌طور دقیق مشخص نیست. چنان که سن بسته شدن نئوتتیس الیگوسن در نظر گرفته شود؛ احتمالاً بتوان زمان دگرگونی اوج در رخساره گرانولیت در کمپلکس تخت سلیمان را قابل مقایسه با تشکیل میگماتیت‌ها به ستبرشدگی پوسته‌ای مرتبط با برخورد قاره‌ای خرده‌قاره ایران مرکزی و صفحه عربستان در سنوزوییک نسبت داد. بر این اساس احتمالاً بتوان بالاآمدگی سنگ‌ها و رخداد دگرگونی‌های پسرونده در گرانولیت‌های مورد مطالعه را به زمان پس از الیگوسن نسبت داد. فعالیت‌های ماگمایی و آتشفشانی گسترده نئوژن در منطقه از شواهد بالاآمدگی و نازک‌شدگی پوسته در ارتباط با عملکرد فازهای کششی پس از برخورد الیگوسن هستند.



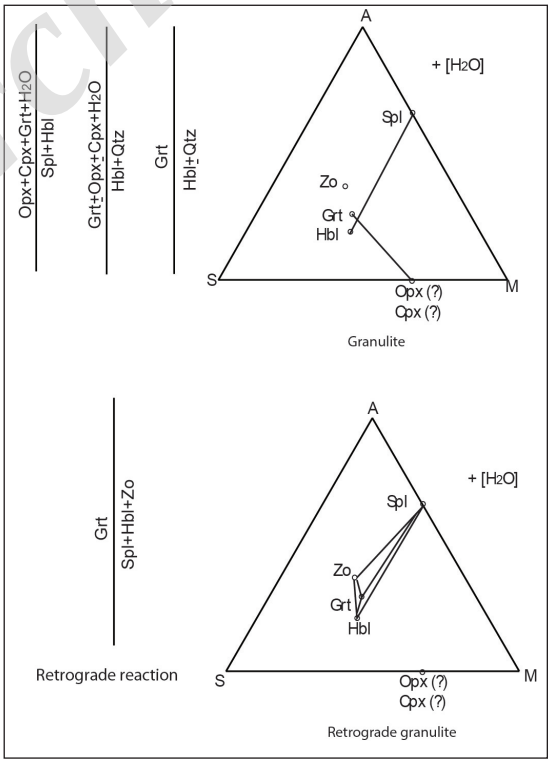
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی شمال خاور مجموعه دگرگونی تخت سلیمان (برگرفته از باباخانی و قلمقاش (۱۳۷۱) و لطفی (۱۳۸۰)).

شکل ۲- a) دورنمایی از مجموعه سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین؛ b) برونزد گرانولیت پسرونده؛ c) میگماتیت مافیک با اجزای میگماتیتی لوکوسم، ملانوسم و مزوسم.

Archive of SID
www.SID.ir



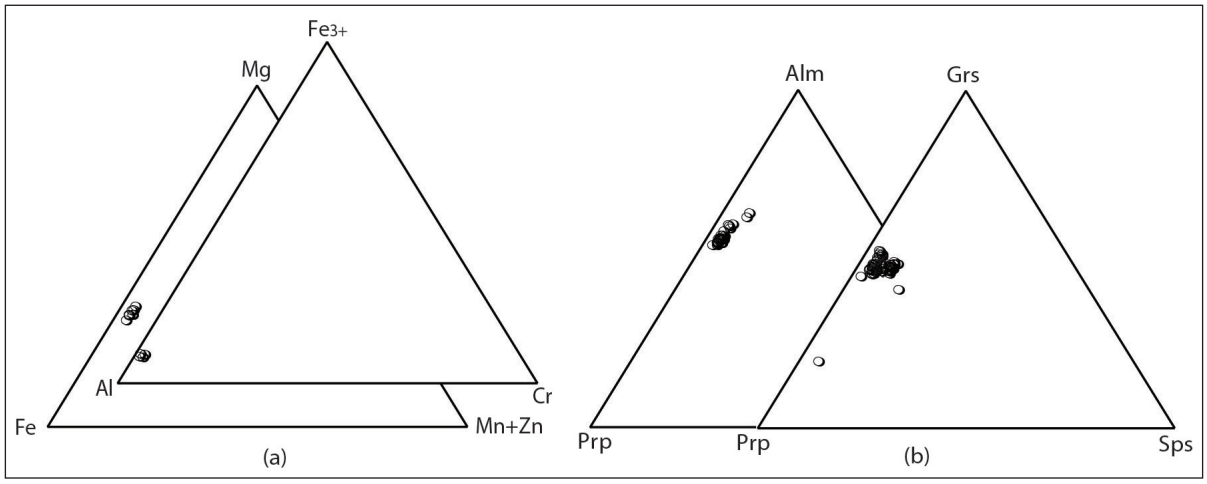
شکل ۳- a) حاشیه کلیفیت با کانی‌های اسپینل و هورنبلند در پیرامون پورفیروبلاست گارنت PPL، طول میدان دید ۲/۴ mm؛ b) همان تصویر a به حالت نمادین؛ c) اسپینل و آمفیبول در پیرامون پورفیروبلاست گارنت. ادخال روتیل درون آمفیبول، PPL، طول میدان دید ۲/۴ mm، اسپینل دانه‌درشت در بخش پایین تصویر حاصل جوش‌خوردگی دانه‌های ریز اسپینل است؛ d) همان تصویر c به حالت نمادین. Opa=کانی کدر و دیگر نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) است.



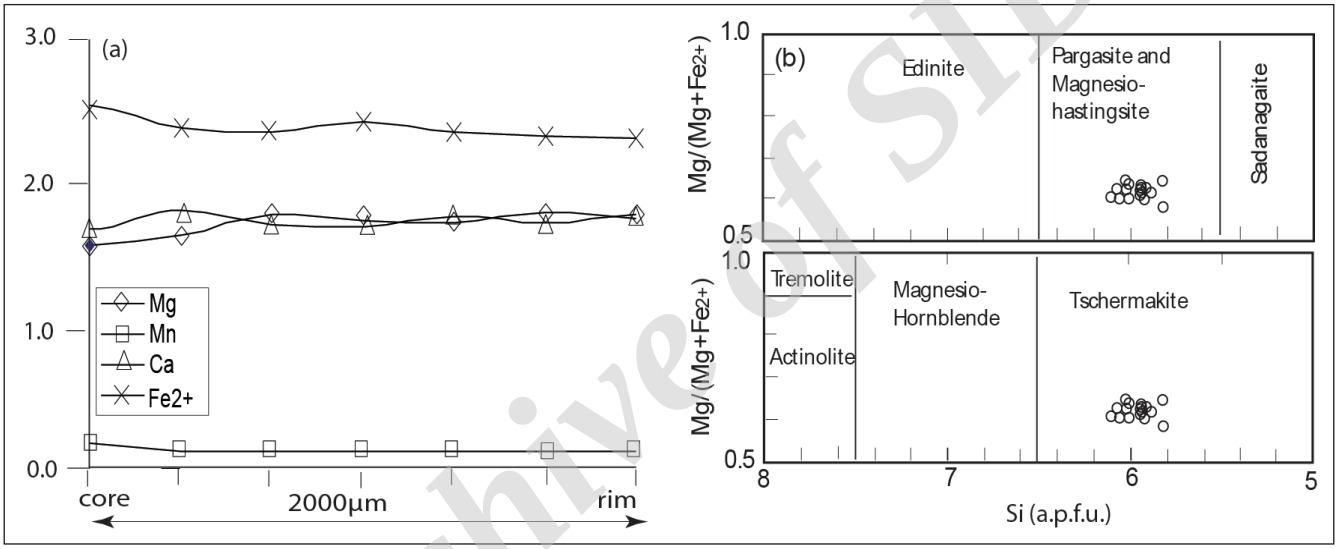
شکل ۴- ترکیب شیمی کانی‌ها، روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی پسرونده در گرانولیت‌های تخت سلیمان در سیستم ASM-($\pm H_2O$).

Archive of SID

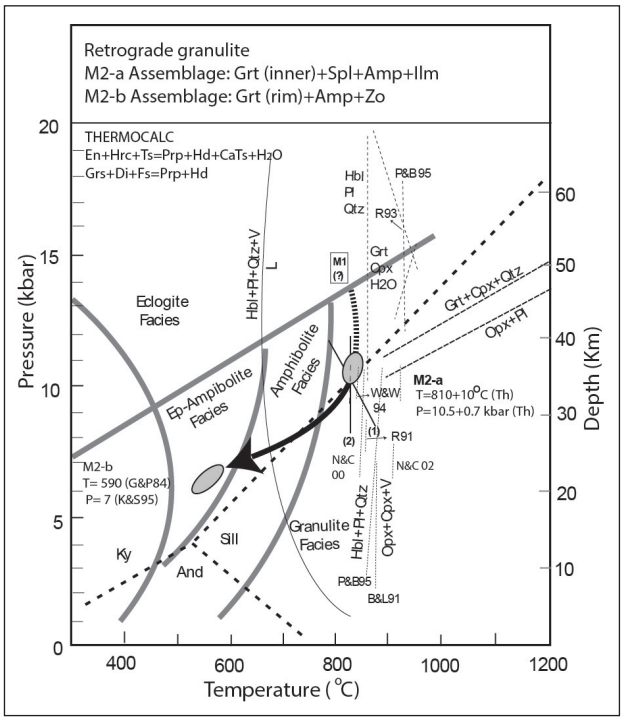
www.SID.ir



شکل ۵- ترکیب گارنت‌های تجزیه شده در گرانولیت پسرونده تخت سلیمان در: a) نمودار های مثلثی Fe-Mg-(Mn+Zn) و Al-Fe^{3+}-Cr؛ b) در نمودارهای مثلثی Alm-Prp-Sps و Grs-Prp-Sps.



شکل ۶- a) نیمرخ ترکیبی گارنت در گرانولیت های پسرونده؛ b) ترکیب آمفیبول‌های تجزیه شده در گرانولیت‌های پسرونده بر پایه رده‌بندی Leake et al. (2004).



شکل ۷- دمافشارسنجی و مسیرP-T در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان. نشانه‌های اختصاری استفاده شده در نمودار به صورت زیر هستند:

P&B95: Patino-Douce and Beard (1995); R91: Rushmer (1391); R93: Rushmer (1393); W&W94: Wolf and Wyllis (1394); B&L91: Beard and Lofgren (1991); N&C00a: Nair and Chacko (2000); N&C00b: Nair and Chacko (2002); G&P84: Graham and Powell (1984); K&S90: Kohn and Spear (1990); Th: Thermocalc equilibria reactions

Archive of SID
www.SID.ir

جدول ۱- داده‌های معرف از تجزیه میکروپروب کانی‌های پسرونده اسپینل، ایلمنیت و اپیدوت در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان.

	Spl	Spl	Spl	Spl	Ilm	Ilm	Ilm	Ep
point	**A**	**B**	**C**	**D**	**E**	**F**	**G**	**H**
SiO_2	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	37.24
TiO_2	0.05	0.05	0.01	0.04	49.33	47.83	48.55	0.24
Al_2O_3	58.99	58.00	59.34	57.95	0.00	0.00	0.00	25.85
FeO	28.74	28.89	33.30	28.75	48.57	48.59	47.89	8.40
MnO	0.19	0.17	0.30	0.15	0.90	0.82	0.76	0.07
MgO	10.88	11.00	8.60	11.22	0.24	0.89	0.87	0.78
CaO	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.09	22.97
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.04	0.06	0.00	0.004	0.00	0.04	0.01	0.00
Sum	98.93	98.18	101.99	98.11	99.05	98.20	9817	95.59
(O)	4	4	4	4	3	3	3	12.5
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	0.91	0.95	0.01
Al	1.89	1.88	1.88	1.88	0.00	0.00	0.00	2.44
Fe	0.65	0.66	0.75	0.66	1.05	1.04	1.04	0.51
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00
Mg	0.44	0.45	0.34	0.46	0.01	0.03	0.03	0.09
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.97
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	3.00	3.00	3.00	3.00	2.02	2.00	2.04	8.02
Fe^{3+}	0.10	0.11	0.11	0.12	0.00	0.00	0.00	0.51
Fe^{2+}	0.55	0.55	0.64	0.54	1.05	1.04	1.04	0.00

جدول ۲- داده‌های معرف از تجزیه میکروپروب گارنت در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان.

	Garnet														
point	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**	**16**	**17**	**18**	**41**	**42**	**43**	**44**	**49**	**50**
SiO_2	39.32	39.07	39.14	39.26	39.32	39.38	39.44	39.27	39.24	38.94	39.20	39.07	39.13	39.50	38.87
TiO_2	0.04	0.01	0.01	0.03	0.04	0.038	0.00	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.02	0.04
Al_2O_3	21.78	21.87	21.85	21.88	21.85	21.89	21.81	22.10	21.91	21.73	21.71	21.76	21.75	21.99	21.64
FeO	19.28	19.51	20.17	20.22	20.34	20.37	20.18	20.66	19.94	20.08	19.21	19.48	19.01	19.00	21.69
MnO	0.93	0.95	1.04	1.23	1.05	1.10	1.20	1.16	0.89	0.90	0.78	0.84	0.95	0.90	0.96
MgO	7.76	7.68	7.64	7.65	7.72	7.69	7.71	7.49	7.81	7.31	7.14	7.27	7.55	7.73	6.97
CaO	11.08	10.60	10.54	10.10	10.32	10.06	10.00	10.51	10.90	11.65	11.88	11.81	11.46	11.51	10.14
Na_2O	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.021	0.02
K_2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Sum	100.25	99.81	100.42	100.41	100.67	100.59	100.36	101.23	100.74	100.68	99.99	100.29	99.91	100.71	100.34
(O)	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Si	5.99	5.98	5.97	5.98	5.98	5.99	6.00	5.95	5.96	5.94	5.99	5.96	5.98	5.98	5.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	3.91	3.94	3.93	3.93	3.92	3.92	3.91	3.95	3.92	3.91	3.91	3.92	3.92	3.92	3.92
Fe	2.45	2.49	2.57	2.58	2.58	2.59	2.57	2.62	2.53	2.56	2.45	2.49	2.43	2.41	2.78
Mn	0.12	0.12	0.13	0.16	0.13	0.14	0.15	0.15	0.11	0.12	0.10	0.11	0.12	0.11	0.12
Mg	1.76	1.75	1.73	1.74	1.75	1.74	1.75	1.69	1.77	1.66	1.63	1.66	1.72	1.74	1.59
Ca	1.81	1.75	1.72	1.65	1.68	1.64	1.63	1.71	1.77	1.90	1.95	1.93	1.87	1.87	1.67
Na	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Archive of SID

www.SID.ir

ادامه جدول ۲

	Garnet														
point	10	11	12	13	14	15	16	17	18	41	42	43	44	49	50
Sum	16.05	16.05	16.06	16.05	16.06	16.04	16.03	16.07	16.08	16.09	16.04	16.08	16.06	16.05	16.07
Fe^{3+}	0.14	0.12	0.16	0.13	0.15	0.11	0.11	0.16	0.19	0.24	0.13	0.18	0.149	0.13	0.17
Fe^{2+}	2.31	2.38	2.41	2.45	2.43	2.47	2.46	2.45	2.34	2.32	2.32	2.30	2.28	2.27	2.61
Al(IV)	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.05	0.04	0.06	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03
Al(VI)	3.89	3.92	3.89	3.91	3.90	3.91	3.91	3.90	3.88	3.85	3.91	3.88	3.90	3.91	3.89
Alm(%)	38.50	39.60	40.10	40.90	40.60	41.30	41.00	40.90	39.10	38.60	38.80	38.40	38.00	37.90	43.50
Prp(%)	29.30	29.20	28.9	29.00	29.2	29.10	29.20	28.20	29.50	27.70	27.10	27.60	28.70	29.10	26.60
Sps(%)	2.00	2.10	2.20	2.70	2.20	2.40	2.60	2.50	1.90	1.90	1.70	1.80	2.10	1.90	2.10
GAU(%)	30.10	29.10	28.70	27.50	28.00	27.30	27.20	28.40	29.60	31.70	32.40	32.20	31.3	31.10	27.80
sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Grs(%)	96.30	97.00	95.9	96.80	96.10	96.90	97.30	95.80	95.30	93.90	96.60	95.40	96.20	96.50	95.60
Adr(%)	3.70	2.90	4.10	3.20	3.90	3.00	2.70	4.10	4.70	6.00	3.40	4.60	3.80	3.40	4.40
Uva(%)	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00
sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

	Garnet														
point	51	53	54	55	56	57	58	59	60	61	69	70	71	72	73
SiO_2	39.24	38.71	39.08	39.00	39.00	39.04	39.35	39.21	39.36	39.43	39.18	39.04	38.50	39.18	38.12
TiO_2	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.06	0.02	0.08	0.04	0.05	0.09	0.07	0.00	0.04	0.04
Al_2O_3	21.77	21.617	21.61	21.77	21.75	21.67	21.84	21.89	21.97	21.88	21.66	21.53	21.58	22.13	21.87
FeO	20.86	21.53	20.76	21.11	20.30	20.32	20.69	19.77	20.10	19.87	18.85	19.49	22.68	20.32	23.8
MnO	0.88	1.26	1.02	1.22	0.82	0.81	0.79	0.82	0.84	0.83	1.11	0.72	1.92	0.53	2.01
MgO	7.37	6.69	6.72	6.93	7.24	7.87	7.75	7.61	8.02	7.81	7.32	7.19	5.94	8.40	5.87
CaO	10.23	10.06	10.91	10.29	11.16	10.51	10.43	10.94	10.69	11.04	12.00	11.97	9.74	10.13	8.85
Na_2O	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.018	0.00	0.025	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.04
K_2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01
Sum	100.44	99.94	100.18	100.37	100.31	100.31	100.89	100.35	101.04	100.94	100.28	100.05	100.37	100.76	100.62
(O)	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Si	5.99	5.97	5.99	5.98	5.96	5.96	5.97	5.97	5.96	5.97	5.98	5.98	5.96	5.94	5.90
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	3.92	3.93	3.91	3.93	3.92	3.90	3.91	3.93	3.92	3.90	3.89	3.89	3.94	3.95	3.99
Fe	2.66	2.78	2.66	2.70	2.59	2.59	2.63	2.52	2.54	2.52	2.40	2.49	2.93	2.57	3.08
Mn	0.11	0.16	0.13	0.16	0.11	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.14	0.09	0.25	0.07	0.26
Mg	1.68	1.54	1.54	1.58	1.65	1.79	1.75	1.73	1.81	1.76	1.66	1.64	1.37	1.89	1.35
Ca	1.67	1.66	1.79	1.69	1.83	1.72	1.69	1.78	1.73	1.79	1.96	1.96	1.61	1.64	1.47
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	16.04	16.06	16.04	16.05	16.07	16.08	16.06	16.06	16.08	16.07	16.06	16.07	16.07	16.08	16.09
Fe^{3+}	0.13	0.14	0.13	0.13	0.18	0.21	0.179	0.14	0.19	0.18	0.17	0.19	0.17	0.18	0.17
Fe^{2+}	2.54	2.63	2.53	2.57	2.41	2.38	2.45	2.38	2.35	2.34	2.23	2.30	2.76	2.39	2.91
Al (IV)	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.04	0.06	0.09
Al (VI)	3.91	3.90	3.91	3.91	3.89	3.86	3.88	3.90	3.88	3.88	3.87	3.86	3.89	3.89	3.90
Alm(%)	42.30	43.90	42.30	42.80	40.30	39.80	40.80	39.70	39.20	39.00	37.20	38.30	46.00	39.80	48.50
Prp(%)	28.0	25.70	25.60	26.40	27.50	29.80	29.20	28.80	30.10	29.40	27.70	27.40	22.80	31.60	22.60
Sps(%)	1.90	2.70	2.20	2.60	1.80	1.70	1.70	1.80	1.80	1.80	2.40	1.60	4.20	1.10	4.40
GAU(%)	27.90	27.70	29.90	28.20	30.50	28.70	28.30	29.70	28.90	29.90	32.70	32.70	26.90	27.40	24.50
sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Grs(%)	96.70	96.30	96.70	96.60	95.50	94.70	95.50	96.40	95.10	95.5	95.4	95.0	95.7	95.40	95.60
Adr(%)	3.30	3.70	3.30	3.40	4.50	5.30	4.50	3.60	4.90	4.50	4.50	5.00	4.30	4.60	4.40
Uva(%)	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Archive of SID

www.SID.ir

جدول ۳- داده‌های معرف از تجزیه میکروپروب آمفیبول در گرانولیت‌های پسرونده تخت سلیمان.

	Amphibole															
point	1	2	3	4	5	6	7	8	20	21	22	23	24	26	27	28
SiO_2	41.00	40.72	40.33	40.10	40.58	39.77	39.91	39.69	39.49	39.69	38.44	40.75	39.89	40.04	40.61	40.80
TiO_2	0.27	0.12	0.15	0.23	0.39	0.57	0.61	0.55	0.45	0.54	0.52	0.74	0.75	0.16	0.25	0.21
Al_2O_3	18.00	18.12	19.65	18.49	17.85	18.27	18.07	18.19	18.34	18.50	18.43	17.85	18.23	18.29	18.05	17.94
FeO	12.21	12.24	12.09	12.70	12.05	12.61	12.44	12.32	13.09	12.51	15.42	11.57	12.07	13.28	13.72	13.06
MnO	0.15	0.22	0.16	0.18	0.19	0.18	0.14	0.20	0.143	0.151	0.214	0.242	0.194	0.212	0.249	0.238
MgO	12.04	12.15	11.51	11.99	12.12	11.31	11.54	11.43	11.56	11.64	10.98	12.14	11.92	10.89	11.07	11.133
CaO	11.87	11.79	11.60	11.55	11.76	11.78	11.90	11.81	11.84	12.06	10.99	11.96	11.84	11.73	11.49	11.52
Na_2O	2.36	2.30	2.26	2.25	2.23	2.24	2.17	2.19	2.48	2.41	2.11	2.06	2.23	2.30	2.29	2.18
K_2O	0.32	0.24	0.34	0.27	0.36	0.58	0.60	0.59	0.43	0.44	0.42	0.42	0.45	0.18	0.16	0.15
Cr_2O_3	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	98.02	97.91	98.12	97.78	97.56	97.33	97.39	96.99	97.84	97.97	97.52	97.73	97.60	97.09	97.88	97.25
(O)																
Si	6.03	6.03	5.96	5.951	6.03	5.95	5.96	5.95	5.86	5.88	5.78	6.06	5.93	6.02	6.06	6.12
Ti	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06	0.06	0.08	0.08	0.02	0.03	0.02
Al	3.13	3.16	3.42	3.2343	3.13	3.22	3.18	3.21	3.21	3.23	3.27	3.13	3.19	3.24	3.18	3.17
Fe	1.51	1.52	1.49	1.58	1.49	1.58	1.55	1.55	1.62	1.55	1.94	1.44	1.50	1.67	1.71	1.64
Mn	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
Mg	2.65	2.68	2.53	2.65	2.69	2.52	2.57	2.56	2.56	2.57	2.46	2.69	2.64	2.44	2.46	2.49
Ca	1.88	1.87	1.84	1.84	1.87	1.89	1.91	1.89	1.88	1.91	1.77	1.90	1.89	1.89	1.84	1.85
Na	0.68	0.66	0.65	0.65	0.64	0.65	0.63	0.64	0.71	0.69	0.62	0.59	0.64	0.67	0.66	0.64
K	0.06	0.05	0.07	0.05	0.07	0.11	0.12	0.11	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.03	0.03	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	1.51	1.52	1.49	1.58	1.50	1.58	1.55	1.55	1.62	1.55	1.94	1.44	1.50	1.67	1.71	1.64
Al(IV)	1.97	1.97	2.04	2.05	1.97	2.05	2.04	2.05	2.14	2.12	2.22	1.95	2.07	1.99	1.94	1.88
Al(VI)	1.17	1.19	1.38	1.19	1.16	1.17	1.14	1.17	1.07	1.11	1.05	1.18	1.13	1.25	1.24	1.30
(Na+K)A	0.62	0.58	0.55	0.54	0.59	0.65	0.65	0.65	0.68	0.69	0.47	0.58	0.62	0.59	0.53	0.52
$M/(M+Fe^{2+})$	0.64	0.64	0.63	0.63	0.64	0.62	0.62	0.62	0.61	0.62	0.56	0.65	0.64	0.59	0.59	0.60

	Amphibole															
point	29	34	35	37	38	39	40	52	62	63	64	65	67	68	74	75
SiO_2	39.56	38.77	39.75	39.91	39.76	39.59	40.60	40.50	40.55	40.03	40.84	40.10	39.64	39.57	39.66	40.31
TiO_2	0.33	0.87	0.87	0.52	0.50	0.55	0.56	0.20	0.60	0.60	0.66	0.57	0.52	0.57	0.44	0.54
Al_2O_3	18.60	18.28	18.28	18.44	18.38	18.23	18.47	18.28	18.06	18.39	17.86	18.27	18.80	18.90	18.35	17.02
FeO	13.58	12.49	12.79	12.49	12.72	12.77	11.89	12.54	12.68	13.55	12.47	13.88	13.06	13.14	12.92	12.61
MnO	0.19	0.17	0.19	0.19	0.19	0.23	0.25	0.23	0.15	0.20	0.15	0.158	0.19	0.17	0.18	0.15
MgO	10.91	12.74	11.74	11.34	11.48	11.42	11.73	11.32	11.64	11.53	11.55	11.35	10.93	10.91	11.51	11.93
CaO	11.77	10.97	11.92	11.73	11.66	11.68	11.66	11.65	11.69	11.23	11.65	11.14	11.81	11.81	11.56	11.78
Na_2O	2.21	2.17	2.33	2.34	2.30	2.29	2.33	2.34	2.25	2.33	2.23	2.25	2.33	2.12	2.51	2.25
K_2O	0.38	0.54	0.46	0.48	0.49	0.549	0.42	0.39	0.17	0.21	0.20	0.20	0.28	0.60	0.34	0.56
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00
Sum	97.52	97.01	98.33	97.48	97.51	97.32	97.92	97.45	97.83	98.08	97.63	97.93	97.58	97.81	97.48	97.17
(O)																
Si	5.92	5.79	5.88	5.95	5.93	5.92	6.02	6.04	6.03	5.95	6.09	5.98	5.92	5.91	5.91	6.03
Ti	0.04	0.09	0.00	0.06	0.06	0.06	0.06	0.02	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06
Al	3.28	3.21	3.19	3.24	3.23	3.21	3.23	3.21	3.17	3.22	3.14	3.21	3.31	3.33	3.22	3.00
Fe	1.70	1.56	1.58	1.56	1.59	1.59	1.47	1.56	1.58	1.68	1.56	1.73	1.63	1.64	1.61	1.58
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	2.43	2.83	2.59	2.52	2.55	2.54	2.59	2.52	2.58	2.56	2.57	2.52	2.43	2.43	2.49	2.59
Ca	1.89	1.75	1.89	1.87	1.86	1.87	1.85	1.86	1.86	1.79	1.86	1.78	1.89	1.89	1.85	1.89
Na	0.64	0.63	0.67	0.68	0.67	0.66	0.67	0.68	0.65	0.67	0.65	0.65	0.67	0.61	0.72	0.65
K	0.07	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.08	0.07	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.12	0.06	0.11
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	16.0	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	16.00	15.93	15.93

Archive of SID

www.SID.ir

ادامه جدول ۳

	Amphibole															
point	29	34	35	37	38	39	40	52	62	63	64	65	67	68	74	75
Fe^{3+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	1.70	1.56	1.58	1.56	1.59	1.60	1.47	1.56	1.58	1.68	1.56	1.73	1.63	1.64	1.61	1.58
Al (IV)	2.08	2.21	2.12	2.05	2.07	2.08	1.98	1.96	1.96	2.05	1.91	2.02	2.08	2.09	2.09	1.97
Al (VI)	1.20	1.00	1.07	1.19	1.16	1.13	1.24	1.26	1.20	1.17	1.23	1.19	1.23	1.23	1.13	1.03
(Na+K) A	0.60	0.48	0.64	0.64	0.62	0.64	0.60	0.61	0.55	0.50	0.55	0.47	0.62	0.62	0.63	0.65
M/ ($M+Fe^{2+}$)	0.59	0.65	0.62	0.62	0.62	0.62	0.64	0.62	0.62	0.60	0.62	0.59	0.60	0.60	0.61	0.62

کتابنگاری

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

حمدی، ب.، ۱۳۷۴- رسوبات پرکامبرین- کامبرین در ایران. هوشمند زاده، ع. (مؤلف) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی ایران، ۲۰، ۵۳۵ ص.

لطفی، م.، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه نشان، سازمان زمین شناسی ایران.

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation, International Journal of Earth Sciences 94: 401–419.

Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations, Tectonophysics 229: 211–238.

Alavi, M., Hajian, J., Amidi, M. and Bolourchi, H., 1982- Geology of Takab-Shahin-Dez Quadrangle. The Ministry of Mines and Metals of Iran, Tehran, 100 p.

Beard, J. S. and Lofgren, G. E.,1991- Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar, Journal of Petrology 32: 365–401.

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

Bohlen, S. R., 1987- Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulite, Journal of Geology 95: 617–632.

Brown, M., 1993- P–T–t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism, Journal of the Geological Society of London 150: 227–241.

Carswell, D. A. and O'Brien, P. J., 1993- 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: 427-459.

Colombi, A., 1988- Métamorphisme et géochemie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège–Domodossola–Locarno), Ph.D. thesis, University of Lausanne 216 p.

Dirks, P. H. G. M. and Sithole, T. A., 1999- Eclogites in the Makuti gneisses of Zimbabwe: implications for the tectonic evolution of the Zambezi Belt in southern Africa, Journal of Metamorphic Geology 17: 593–612.

Droop, G. T. R., 1987- A general equation for estimating Fe3+ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria, Mineralogical Magazine 51: 431–435.

Ellis, D. J., 1987- Origin and evolution of granulites in normal and thickened crusts, Geology 15:167-170.

England, P. C. and Thompson, A. B., 1984- Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism.I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust, Journal of Petrology 25: 894–928.

Gil Ibarguchi, J. I., Mendia, M. and Girardeu, J., 1991- Mg- and Cr-rich staurolite and Cr-rich kyanite in high-pressure ultramafic rocks (Cabo Ortegal, northwestern Spain), American Mineralogist 76: 501-511.

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, Mineralium Deposita 41: 1–16.

Green, D. H. and Ringwood, A. E., 1967- An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications, Geochimica et Cosmochimica Acta 31: 767-833.

Graham, C. M. and Powell, R., 1984- A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California, Journal of Metamorphic Geology, 3: 13-21

Guo, J. H., O'Brien P. J. and Zhai, M. G., 2002- High pressure granulites in the Sanggan area, North China craton: metamorphic evolution, P–T paths and geotectonic significance, Jurnal of Metamorphic Geology 20: 741–756.

Harley, S. L., 1989- The origin of granulites: a metamorphic perspective, Geological Magazine 12: 215–247.

Holland, T. J. B., and Powell, R., 1998- An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest, Journal of Metamorphic Geology16: 309-343.

Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B., 1987- Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, American Mineralogist 72: 231–239.

Archive of SID

www.SID.ir

Kohn, M. J. and Spear, F. S., 1990- Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeast Vermont, American Mineralogist 75: 89-96.

Kretz, R., 1983- Symbols of rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277–279.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N. and Whittaker, E. J. W., 2004- Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature, Canadian Mineraogist 41: 1355-1370.

Moazzen, M., Hajialioghli, R., Möller, A., Droop, G. T. R., Oberhänsli, R., Altenberger, U. and Jahangiri, A., 2013- Oligocene partial melting in the Takab metamorphic complex, NW Iran: Evidence from in situ U-Pb geochronology, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 24: 217-228.

Münttener, O., Hermann, J. and Trommsdorff, V., 2000- CoolingHistory and exhumation of lower crustal granulite and upper mantle (Malenco, Eastern Central Alps), Journal of Petrology 41: 175-200.

Nair, R. and Chacko, T., 2000- Fluid-absent melting of two high grade amphibolites: Constraints on the conditions required for orthopyroxene formation, Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, Abstracts with Program, 24, (on CD only).

Nair, R. and Chacko, T., 2002- Fluid-absent melting of high-grade semi-pelites: P-T constraints on orthopyroxene formation and implications for granulite genesis, Journal of Petrology 43 (11): 2121-2142.

Nakano, N., Osanai, Y., Owada, M., Nam, T. N., Tsunogae, T., Toyoshima, T. and Binh, P., 2004- Decompression process of mafic granulite from eclogite to granulite facies under ultrahigh-temperature condition in the Kontum massif, central Vietnam, Journal of Mineralogical and Petrological Science 99: 242-256.

O'Brien, P. J. and Rotzler, J., 2003- High-Pressure granulites: Formation, Recovery of peak conditions, and implications for tectonics, Journal of Metamorphic Geology 21: 65-80.

O'Brien, P. J., 1997a- Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bohemian Massif, European Variscides: a record of their thermal history during exhumation, Lithos 41: 119–133.

O'Brien, P. J., 1997b- Granulite facies overprints of eclogites: short-lived events deduced from diffusion modeling. In: Qian, X., You, Z., Jahn, B-M., Halls, H.C. (Eds.) Precambrian Geology and Metamorphic Petrology, Proc. 30th Int'l. Geol. Congr., 17 (part II): 157-171.

O'Brien, P. J., Walte N. and Li, J. H., 2005- The petrology of two distinct Paleoproterozoic granulite types in the Hengshan Mts., North China craton, and tectonic implications, Journal of Asian Earth Science 24: 615–627.

Otten, M. T., 1984- The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites, Contribution to Mineralogy and Petrology 86: 189-199.

Patino Douce, A. E. and Beard, J. S., 1995- Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar, Journal of Petrology 36, 707–738.

Powell, R. and Holland, T. J. B., 1988- An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: Applications to geobarometry, worked examples and a computer program, Journal of Metamorphic Geology 6:173-204.

Powell, R. and Holland, T. J. B., 1994- Optimal geothermometry and geobarometry, American Mineralogist 79:120-133.

Rushmer, T., 1991- Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions, Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 41–59.

Rushmer, T., 1993- Experimental high pressure granulites: Some applications to natural mafic xenolith suites and Archean granulite terranes, Geology 21, 411–414.

Santosh, M., Maruyama, S. and Sato, K., 2009- Anatomy of a Cambrian suture in Gondwana: Pacific-type orogeny in southern India?, Gondwana Research 16: 321–341.

Schmidt, M. W., 1992- Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblenda barometer, Contributions to Mineralogy and Petrology 110: 304-310.

Sonder, L. J., England, P. C., Wernicke, B. P. and Christiansen, R. L., 1987- A physical model for Cenozoic extension of western North America, in Continental extensional tectonics, Geological Society of London Special Publications 28: 187-201.

Spear, F. S., 1993- Metamorphic phases equilibria and pressure-temperature-time paths. Minralogical Society of America, 1: 799 p.

Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G., Walker, J. D. and Dewane, T. J., 2004- Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran. Abstract, Programs Geological Society of America 36: 319.

Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52: 1229–1258.

Tenthorey, E. A., Ryan, J. C. and Snow, E. A., 1996- Petrogenesis of sapphirine-bearing metatroctolites from the Buck Creek ultramafic body, southern Appalachian, Journal of Metamorphic Geology 14: 103–114.

Tracy, R. J., 1982- Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry, J. M. (ed.) Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America 10: 355–397.

Wolf, M. B. and Wyllie, P. J., 1991- Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: Textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas, Contributions to Mineralogy and Petrology 44: 151-179.

Zhang, K. J., 1999- North and South China collision along the eastern and southern north China margins reply, Tectonophysics 312: 363-Zhang, R. Y., Liou, J.G. and Ernst, W.G., 2009- The Dabie-Sulu continental collision zone: a comprehensive review, Gondwana Research 16: 1–26.

Zhang, R. Y., Liou, J. G. and Ernst, W. G., 2009- The Dabie-Sulu continental collision zone: a comprehensive review, Gondwana Research 16: 1–26.

Archive of SID
www.SID.ir

Mineralogy, texture and retrograde P-T evolution of granulites during cooling and exhumation; NE of Takht-e-Soleyman metamorphic complex, NW Iran

R. Hajialioghli[1*] and M. Moazzen[2]

[1]Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

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

Received: 2016 March 13 Accepted: 2016 May 08

Abstract

The Takht-e-Soleyman metamorphic complex is located at NE of Takab town, West Azerbaijan province. This complex having Precambrian-Cambrian age has been formed from low to high grade metamorphic rock types. The retrograde granulites are subject of this study. The retrograde metamorphic assemblages of the granulites are including Amp+Grt+Spl+Opaque phases. Amphibole highly overprinted primary mafic phases of clinopyroxene and orthopyroxene. Spinel at the klyphitic texture around garnet porphyroblast forms the main feature for retrograde metamorphism of granulites. Rutile occurs as inclusions within amphibole. The compositional profile of garnet indicates chemical variations from the core to the rim. Compositional variations from the core to the middle part is characterized by a minor increase in X_{Mg} but decrease in X_{Ca} and X_{Mn}. This feature of garnet is indicative of decompression with small increase of temperature. Due to complete overprinting of high temperature phases by the retrograde phases as well as lack of preserved pick metamorphic minerals, it is indeterminate to estimate pick metamorphic P-T conditions for M1 stage. On the basis of chemical compositions of porphyroblasts, retrograde evolution of the investigated granulites is considered at two stages: (1) pressure decompression and exhumation (M_{2-a}) and (2) cooling (M_{2-b}). The retrograde P-T conditions are obtained as T=810±10°C at P=10.5±0.7kbar for the first and the second retrograde stages, respectively. Relatively coarse-grained phases at the klyphitic margin are indicative of low cooling rate during uplifting of rocks from lower to upper levels. Extensive overprinting of high temperature phases by amphiboles supports this idea. Time of pick and retrograde metamorphism for the investigated granulites are not clear accurately. It seems reasonable to attribute pick metamorphic and granulite formation time to Oligocene-Miocene, related to crustal thickening due to collision between the Central Iran micro-continent and the Arabia plate. The granulites are metamorphosed under retrograde conditions in relation to thrusting and post collisional extensions which caused uplifting, crustal thinning and exhumation of the rocks. However correct conclusions on tectonometamorphic evolution need more precise studies.

Keywords: Klyphitic margin, Granulites, P-T evolutions, Retrograde metamorphism, Takht-e-Soleyman, NW Iran.

For Persian Version see pages 105 to 116

*Corresponding author: R. Hajialioghli; E-mail: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

Archive of SID

www.SID.ir