

شیمی کانی و سنگ‌زایی متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب‌شرق شاهرود)

سکینه شکاری^{*}، محمود صادقیان^۱، حبیب‌الله قاسمی^۱، جای مینگو^۲

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲- مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک انجمن علوم چین و دانشگاه نورث‌وست (شمال‌غرب) چین

(دریافت مقاله: ۹۵/۱۲/۱، نسخه نهایی: ۹۶/۵/۳)

چکیده: مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه به سن پروتروزوئیک پایانی (۵۴۸ تا ۵۷۹ میلیون سال پیش) واقع در جنوب‌شرق شاهرود، طیف متنوعی از پنج گروه ترکیبی متابازیت، متاپلیت، متاگریوک، متاپسامیت و متاکربنات را شامل می‌شود. متاپلیت‌های این مجموعه طیف سنگی متنوعی از فیلیت تا گنیس و میگماتیت را شامل می‌شوند. شدت دگرگونی در بالاترین درجه، تا مرز ذوب‌بخشی و تشکیل مذاب‌های گرانیتی پیش‌رفته است. نتایج دما - فشارسنجی بر متاپلیت‌ها دمای (۴۵۷ تا ۶۴۱ درجه سانتیگراد و فشار ۶ تا ۱۳ کیلوبار) با شرایط دما - فشار رخساره‌های شیس‌سبز تا آمفیبولیت همخوانی دارد. یافته‌های جدید نشان می‌دهد که توالی‌های رسوبی اولیه (سنگ‌های مادر مجموعه دگرگونی شترکوه) طی یک رژیم کششی - کف‌تی درون قاره‌ای و در حوضه‌های دریایی - اقیانوسی تشکیل شده‌اند. این حوضه‌ها، طی رخداد کوهزایی کادومین بسته‌شده، سنگ‌های آنها دگرگون‌شده و سپس به صورت آمیزه‌های زمین‌ساختی یا منشورهای به هم افزوده، بر پوسته‌های قاره‌ای سرزمین‌های مجاور خود رانده شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: دگرگونی؛ دما - فشارسنجی؛ شاهرود؛ شترکوه؛ کادومین؛ متاپلیت.

مقدمه

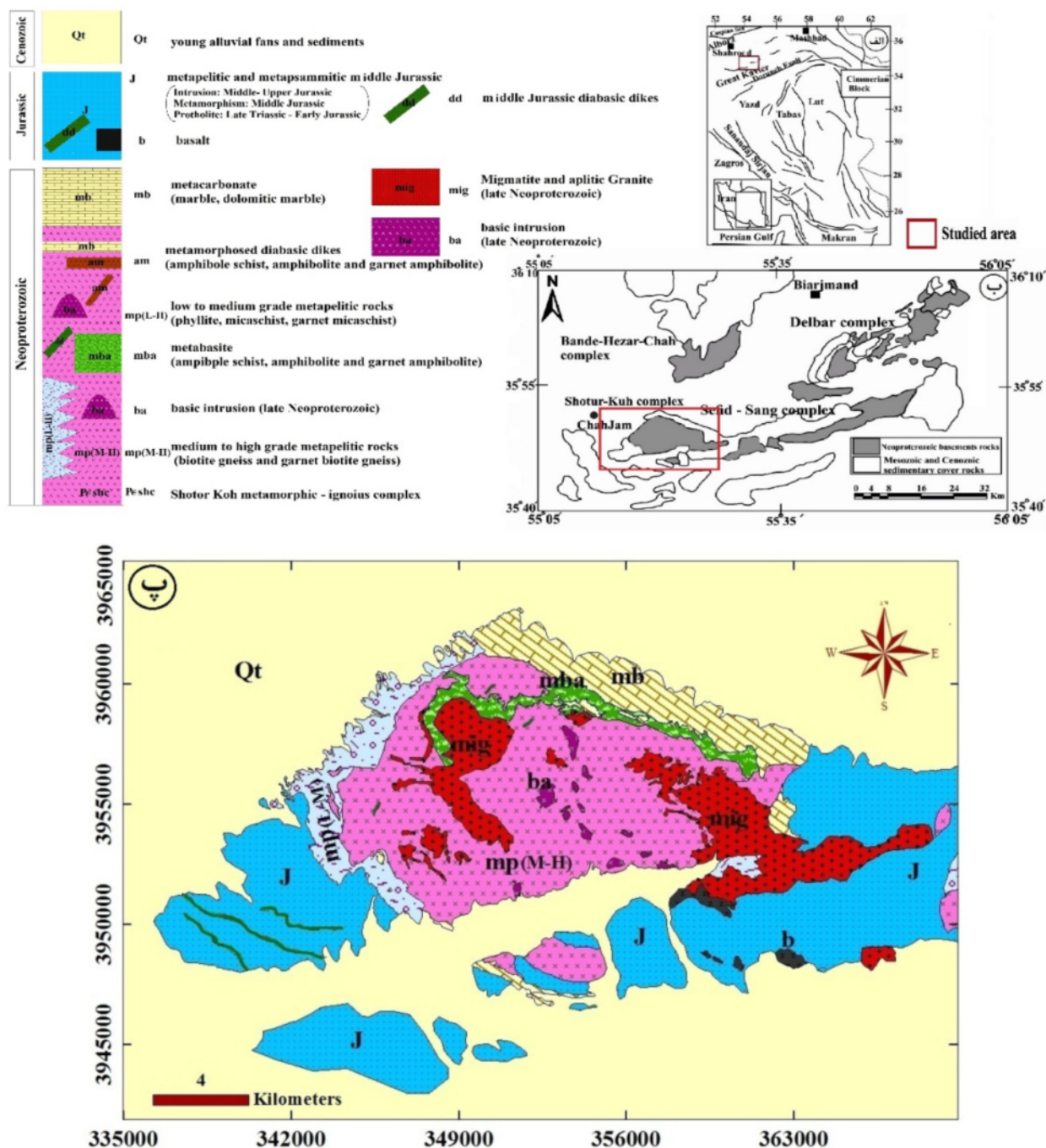
ترکیه [۲۰، ۱۹] و اندکی دورتر در شمال شرقی قاره افریقا [۲۲، ۲۱]، این سرزمین‌ها دارای ویژگی‌های مشابه بسیاری با سرزمین‌های پی‌سنگی ایران هستند و در ضمن می‌توانند در پاسخگویی به بسیاری از ابهامات مربوط به سرزمین‌های قدیمی و پی‌سنگی ایران مفید باشند. بررسی سرزمین‌های دارای ویژگی‌های گندوانایی در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی ایران، در گستره زمانی نئوپروتروزوئیک - کامبرین و در ارتباط با کوهزایی پان افریقا و در درک دگرگونی‌های بخش گندوانایی ایران مفید است. این مجموعه‌های دگرگونی - آذرین، در بیشتر موارد سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا درجه بالا را شامل می‌شوند و سنگ‌هایی با ماهیت متاپلیتی، متاگریوکی، متاپسامیتی، متاکربناته، متابازیتی و متاریولیتی هستند، اما فراوانی هر یک از این گروه‌های سنگی، از منطقه‌ای به منطقه

در جنوب و جنوب‌شرق شاهرود، چندین مجموعه دگرگونی - آذرین به سن نئوپروتروزوئیک پایانی رخنمون دارند (از جمله شترکوه، دلبر، بندهازراچه، ماجراد، دوچاه، احمدآباد، رضاآباد و میامی) (شکل ۱). در سال‌های اخیر، پژوهشگران مختلف نظیر [۱۱-۱]، این سرزمین‌ها را به عنوان سرزمین‌های گندوانایی واقع در کرانه شمالی گندوانا معرفی کرده‌اند. سن‌سنجی‌های U-Pb انجام شده بر زیرکن‌های استخراج شده از گروه‌های سنگی مختلف این سرزمین‌ها، نشانگر گستره سنی حدود ۵۴۰ میلیون سال برای شرایط اوج دگرگونی و گرانیتهایی مجموعه‌های سنگی نامبرده است [۹-۱]. بر اساس بررسی‌های انجام شده در کشورهای همسایه از قبیل عربستان سعودی [۱۲-۱۴]، افغانستان [۱۶، ۱۵]، عمان [۱۸، ۱۷]،

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۹۳۰۷۴۸۰، نمابر: ۰۲۳۳۲۳۹۶۰۰۷، پست الکترونیکی: s.shekari@shahroodut.ac.ir

نشده است. از این رو، این پژوهش به منظور شناسایی دقیق تر و معرفی دگرگونی های سنگ شناسی صورت گرفته است و نتایج با ارزشی به همراه داشته است که بخشی از آن به ویژه دگرگونی های سنگ شناسی متاپلیت های مجموعه شترکوه، در این مقاله ارائه می شود.

دیگر متفاوت است. مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه یکی از همین سرزمین های پی سنگی ایران است. مقایسه خواهد صحرایی در بازدیدهای اولیه و مستندات منتشر شده پیشین نشان داد که هنوز بسیاری از دگرگونی های سنگ شناسی مجموعه آذرین دگرگونی شترکوه به خوبی معرفی و تفسیر



شکل ۱ الف) موقعیت مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه بر نقشه ایران، ب) موقعیت این مجموعه در بین سرزمین های گندوانایی جنوب و جنوب شرق شاهرود، پ) نقشه زمین شناسی این مجموعه که براساس بررسی های صحرایی و تصاویر ماهواره ای تهیه شده است. گفتنی است مرز بین بخش درجه بالا و درجه پایین تدریجی است.

روش انجام پژوهش

بررسی پژوهش‌های پیشین در مورد منطقه شترکوه، بازدیدها، برداشت‌های صحرایی، تهیه ۴۵۰ مقطع نازک و ۲۷ مقطع نازک - صیقلی از کارهای مقدماتی انجام این پژوهش بوده‌اند. تجزیه شیمیایی نقطه‌ای کانی‌ها به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) و تجزیه شیمیایی سنگ کل تعداد ۱۸ نمونه متاپلیتی به روش ICP - OES و ICP-MS در آزمایشگاه مرکزی تحول سن کره مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین، پکن کشور چین انجام شد. تجزیه کانی‌ها توسط دستگاه ریزپردازنده مدل JXA-8100 در ولتاژ ۱۵kV، جریان ریزپردازش 1×10^{-8} A، دمای 25°C و رطوبت ۳۰٪ صورت گرفت و از نمونه استاندارد GB/T 1561-2002 ساخت کشور چین استفاده شد.

زمین‌شناسی منطقه

مجموعه دگرگونی شترکوه در جنوب شرق شاهرود و در کرانه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع است. این منطقه در گستره‌ای با مختصات جغرافیایی $55^\circ 10'$ تا $55^\circ 32'$ عرض شمالی و $53^\circ 40'$ تا $53^\circ 47'$ طول شرقی در گستره نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ روزه و یا به عبارت صحیح‌تر رزه قرار دارد. با وجود پژوهش‌های ارزشمند پیشین در این منطقه [۱، ۲، ۳، ۶، ۷]، به دلیل مشکلات فراوان در دسترسی به رخنمون‌ها، آب و هوای بسیار نامساعد و پیچیدگی دگرگونی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌دینامیکی منطقه، هنوز هم ابهامات فراوانی درباره سرگذشت زمین‌شناسی مجموعه شترکوه وجود دارد. همچنین با توجه به انجام بررسی‌های دقیق و جامع در سرزمین‌های قدیمی ایران در مناطق مجاور [۴، ۵، ۸، ۹، ۲۳]، لازم بود که بررسی این دگرگونی‌های در پرتو مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی گسترده در این مجموعه نیز انجام گیرد.

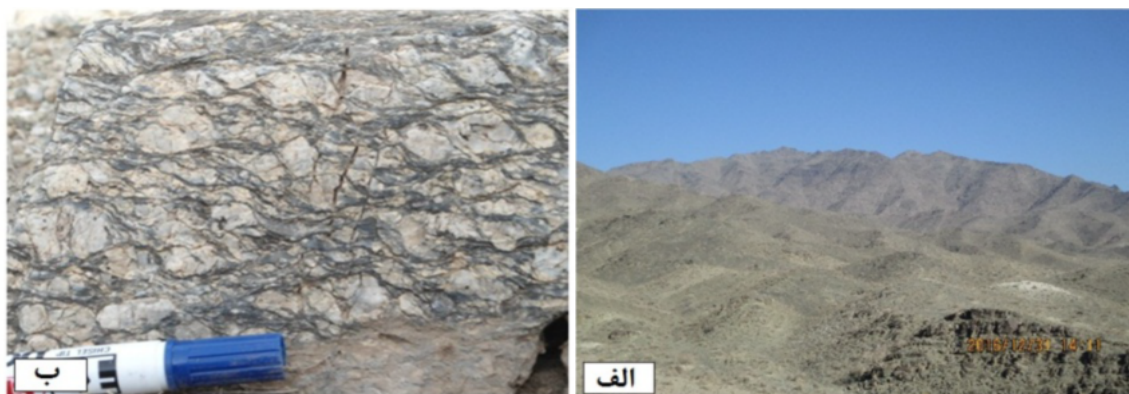
سنگ‌های دگرگونی با طیف ترکیبی متنوع و به صورت پیوسته در سراسر مجموعه دگرگونی شترکوه رخنمون دارند. تنوع ترکیبی توالی رسوبی و آذرین اولیه، به بروز این طیف ترکیبی متنوع منجر شده است. متاپلیت‌ها طیفی از فیلیت، میکاشیست، گارنت شیست، گارنت میکاشیست تا گنیس، گارنت گنیس و میگماتیت را شامل می‌شوند. دگرگونی‌های

تدریجی در متاپلیت‌ها به وضوح قابل مشاهده است. گنیس‌ها و گارنت گنیس‌ها غالباً دارای پورفایروبلست‌های گارنت و پتاسیم فلدسپار (ارتوز) هستند (شکل ۲ ب).

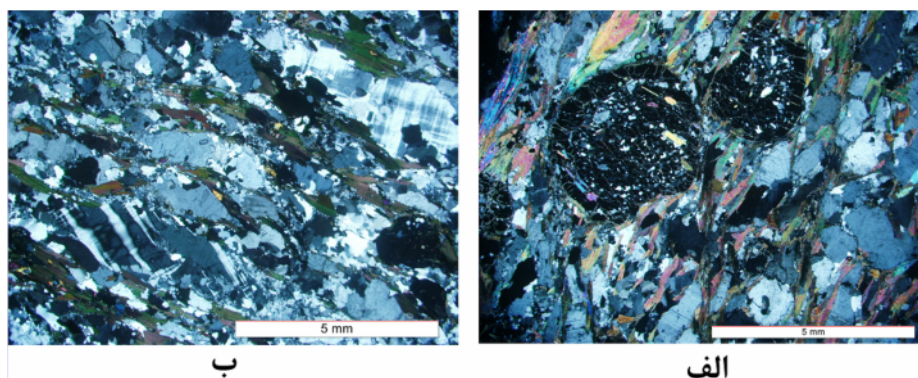
در هر دو بخش متاپلیتی و متابازیتی، شواهد بارز میگماتیت‌زایی دیده می‌شود. در متاپلیت‌ها، میگماتیت‌زایی به تشکیل آپلیت‌های گرانیتی و در متابازیت‌ها، به تشکیل گرانودیوریت، تونالیت و پلاژیوگرانیت منجر شده است. دو پدیده جدایش دگرگونی و ذوب بخشی درجا، در تشکیل نواربندی گنیسی و میگماتیت‌زایی متاپلیت‌ها سهم عمده‌ای داشته‌اند. شواهد صحرایی نشان می‌دهند که فراورده‌های آذرین حاصل از فرایند ذوب بخشی، نسبت به کل مجموعه شترکوه حجم بسیار کمی دارند و سپس دستخوش دگرشکلی و میلونیت‌زایی شده‌اند. در بعضی نقاط، گنیس‌ها به طور بارز توسط پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها قطع شده‌اند.

سنگ‌نگاری متاپلیت‌ها

متاپلیت‌ها طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، گنیس، گارنت گنیس را در بر می‌گیرند. فیلیت‌ها، میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها بافت لپیدوبلاستی، پورفایروبلاستی و پوئی کیلوبلاستی نشان می‌دهند (شکل ۳ الف). حضور فراوان مسکوویت و بیوتیت در این سنگ‌ها، برگوارگی (شیستوزیت) بارزی را ایجاد کرده‌است. بافت‌های S-C ناشی از عملکرد پهنه‌های بُرشی در میکاشیست‌ها در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی به طور آشکار دیده می‌شوند. بلورهای ریز مسکوویت و بیوتیت به صورت اجتماعات ماهی شکل (Mica fish)، نتیجه این بافت‌ها بوده و برای تعیین جهت بُرش قابل استفاده هستند. بافت‌های مایل (S, C) که از جمله شواهد بارز دگرریختی در پهنه‌های بُرشی و میلونیتی هستند، در این سنگ‌ها بسیار دیده می‌شوند. گارنت در سنگ‌های گارنت میکاشیستی، شواهدی از رشد همزمان با زمین‌ساخت تا پس از زمین‌ساخت را نشان می‌دهند (بافت گلوله برفی). براساس شواهد میکروسکوپی و نتایج دما-فشارسنجی که در ادامه به آنها اشاره خواهد شد، این سنگ‌ها در شرایط دما - فشار حاکم بر رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت، دگرگون شده‌اند.



شکل ۲ الف) دورنمایی از مجموعه دگرگونی - آذرین (شمال روستای گرگابی، نگاه به سوی شمال)، ب) گنیس میلونیتی شده دارای پورفیروبلستهای ارتوز. سطوح برش S و C به وضوح در این تصویر دیده می‌شوند.

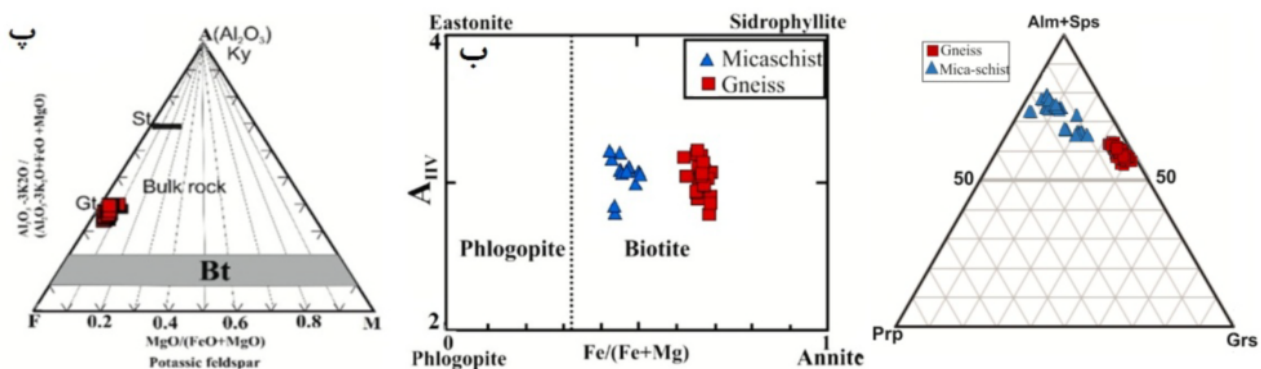


شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ویژگی‌های بارز سنگ‌های متاپلیتی الف) گارنت میکاشیست با بافت پورفیروبلستی (پوئی کیلوبلاستی) (XPL)، ب) پورفیروکلاست‌های میلونیتی شده چشمی شکل پتاسیم فلدسپار (ارتوز) در گارنت گنیس (XPL).

در ساخت گارنت‌هایی با مقادیر آهن و منیزیم بیشتر مصرف شده است. گرایش ترکیب گارنت‌های موجود در گنیس‌ها به سمت قطب آلماندین، این موضوع را تأیید می‌کند (جدول ۳، شکل ۴ الف).

واکنش‌های آبدایی در متاپلیت‌ها به طور تجربی مورد بررسی قرار گرفته‌اند [برای مثال ۲۴-۲۶]. این بررسی‌ها نشان می‌دهند که چنین واکنش‌هایی می‌توانند حجم‌های قابل توجهی مذاب تولید کنند. به اعتقاد [۲۵] در دماهای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، آبدایی بیوتیت با شروع فرایند ذوب همراه است [۲۷]. مذاب‌های تولید شده به تدریج افزایش یافته، به هم پیوسته و در اثر تنش‌های لیتواستاتیک به سمت ترازهای بالاتر پوسته و یا محیط‌های کم فشارتر مهاجرت کرده‌اند. به همین دلیل، مذاب‌های گرانیتی به شکل بسته‌های کوچک، دایک، آپوفیز یا توده‌های نفوذی کوچک مقیاس ظاهر شده‌اند. شواهد این پدیده در جای جای منطقه مورد بررسی به ویژه در بخش شرقی آشکارا دیده می‌شود.

با پیشرفت دگرگونی ناحیه‌ای، میکاشیست‌ها به گنیس‌ها و گارنت گنیس‌ها، تبدیل شده‌اند و در نتیجه، برگوارگی آن‌ها به گنیسوزیته تبدیل شده است (شکل ۳ ب). ظهور مقادیر بیشتر ارتوز، کاهش فراوانی بیوتیت و افزایش اندازه دانه‌ها نیز موجب شده است تا رنگ گنیس‌ها از خاکستری تیره به سفید تا کرم تغییر کند. گنیس‌ها، حجم قابل توجهی از سنگ‌های متاپلیتی مجموعه شترکوه را به خود اختصاص داده‌اند. شواهد صحرایی نشان می‌دهند که در بسیاری از موارد، دما- فشار حاکم بر محیط تشکیل گنیس‌ها نیز به آستانه تشکیل مذاب‌های گرانیتی رسیده است. توده‌های سنگی لوکوکرات حاصل از ذوب گنیس‌ها و تبلور مذاب‌های گرانیتی، در مقیاس سانتیمتری تا دسیمتری دیده می‌شوند که در حقیقت می‌توان آن‌ها را میگماتیت نامید. همچنین با افزایش درجه دگرگونی و انجام واکنش‌های آبدایی و تخریب بیوتیت، از فراوانی این کانی کاسته و بر فراوانی ارتوکلاز یا میکروکلین افزوده شده است. آهن، منیزیم و تیتانیم خارج شده طی فرایند تخریب بیوتیت،



شکل ۴ نمودارهای تعیین ترکیب بیوتیت‌ها و گارنت‌ها. الف) نمودار Al^{IV} نسبت به $Fe/(Fe+Mg)$ [۳۰] و موقعیت ترکیب بیوتیت‌ها بر آن. ب) نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی $Pry-(Alm-Sps)-Grs$ و موقعیت ترکیبی گارنت‌ها بر آن. چنانکه دیده می‌شود، گارنت‌ها غنی از آلماندین هستند. ج) موقعیت قرارگیری گارنت‌های مورد بررسی بر نمودار AFM برپایه روش مرجع [۳۱]. رأس‌های این مثلث را می‌توان به صورت زیر تعریف کرد: $A=(Al/2)/(Fe^{+2} + Mg + Al/2)$, $F = Fe^{+2} / (Fe^{+2} + Mg + Al/2)$, $M = Mg / (Mg + Fe^{+2} + Al/2)$.

افزایش مقدار Mg در بلورهای گارنت، مقدار Fe در بیوتیت همیافت آنها نیز افزایش می‌یابد. در ادامه از نتایج تجزیه ریزپردازش گارنت و بیوتیت (جدول‌های ۱-۶) در بررسی‌های دما - فشار سنجی استفاده شده است (جدول ۱ تا ۶).

گارنت: گارنت‌های موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌ها دارای ترکیب غنی از آلماندین هستند (شکل ۴). محاسبه درصد مولی اعضاء نهایی گارنت‌ها بر حسب نسبت Fe^{+2}/Fe^{+3} به روش مرجع [۳۰-۳۲] نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی گارنت‌ها به طور میانگین در نمونه‌های میکاشیستی به صورت $Alm_{73.54}$ ، $Sps_{5.07-5.4\%}$ ، $Prp_{12.59-11.85\%}$ ، $Grs_{8.87-10.65\%}$ و در گارنت‌های وابسته به گارنت گنیس‌ها، به صورت $Alm_{58.48}$ ، $Sps_{4.07-7\%}$ ، $Prp_{7.82-3.73\%}$ ، $Grs_{30.24-37.14\%}$ است. براساس نمودارهای تغییرات ترکیبی، در پورفایروبلست‌های گارنت موجود در نمونه‌های میکاشیستی، مقدار Fe از هسته گارنت‌ها به سمت حاشیه آن‌ها افزایش می‌یابد (شکل ۵). توزیع عناصر Ca و Mn در بیشتر گارنت‌های مورد بررسی، از هسته به سمت حاشیه تقریباً روند کاهشی نشان می‌دهد.

فلدسپارها: در نمودار طبقه‌بندی فلدسپارها [۳۳]، فلدسپارهای قلیایی همگی در نزدیکی قطب ارتوز قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). پلاژیوکلازهای موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌های منطقه شترکوه، به ترتیب دارای ترکیب میانگین $(Ab_{78}An_{19})$ و $(Ab_{76}An_{22})$ هستند (شکل‌های ۶ ب و پ).

به علت ترکیب متاپلیتی و مقدار کم Al_2O_3 موجود در سنگ‌های مادر شیست‌ها و گنیس‌ها، کانی‌های آلومینوسلیکاته شاخص سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای چون استارولیت، کیانیت و سیلیمانیت، در آن‌ها یافت نمی‌شوند و یا به ندرت دیده شده‌اند.

شیمی کانی‌ها

بیوتیت: شکل ۴ ب نشان می‌دهد که بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌ها در گستره ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار می‌گیرند و در ضمن، بیوتیت‌ها از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن هستند. همچنین بیوتیت‌های موجود در گنیس‌ها در مقایسه با بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌ها، دارای X_{Mg} پایین‌تر و در مقابل X_{Fe} بالاتری هستند. در بیشتر گارنت‌ها از هسته به سمت کناره، مقادیر Mg و Fe به ترتیب کاهش و افزایش می‌یابند، زیرا گارنت‌ها معمولاً در دماهای پایین به شدت تمایل به جذب Fe دارند و در دماهای بالاتر در مقایسه با دماهای پایین‌تر، تمایل آنها به جذب Fe کمتر است.

در واکنش: $Chl + Ms \rightarrow Grt + Bt + Qtz + H_2O$ [۲۹، ۲۸] که برای تشکیل گارنت در سنگ‌های مورد بررسی منطقی به نظر می‌رسد در حالت تعادل، مقدار منیزیم موجود در مجموعه کانیایی واکنش‌دهنده، به صورت $X_{MgGrt} < X_{MgBio} < X_{MgChl}$ است. در سنگ‌های متاپلیتی، بیوتیت و گارنت معمولاً به عنوان دو کانی همیافت شناخته می‌شوند. از این رو، با

جدول ۱. نتایج تجزیه ریزپردازش (EPMA) برخی از گارنت گنیس‌ها (بعضی از داده‌ها به صورت میانگین ارائه شده‌اند).

	گارنت						بیوتیت		پلاژیوکلاز		
	SM-33-1		SM-53-2		SM27-1		SM27	SM-33	SM27	SM-33	
Spots	حاشیه	هسته	حاشیه	هسته	حاشیه	هسته	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	
SiO ₂	۵۲٫۳۸	۴۵٫۳۶	۶۹٫۳۷	۶۳٫۳۸	۰٫۶۳۷	۵۷٫۳۷	۵۴٫۴۰	۴۸٫۳۵	۲۲٫۶۲	۰٫۱۶۰	۵۲٫۳۸
TiO ₂	۱۹٫۰	۰٫۵۰	۱۶٫۰	۰٫۹۰	۰٫۶۰	۵٫۰	۱۲٫۱	۷٫۱	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۱۹٫۰
Al ₂ O ₃	۷۲٫۲۰	۲۱٫۰۲	۱۲٫۲۰	۰٫۸۲۱	۰٫۶۱۹	۳۱٫۲۱	۸۲٫۲۶	۸۳٫۱۶	۱۴٫۲۲	۴۳٫۲۲	۷۲٫۲۰
Cr ₂ O ₃	۰٫۲۰	۰٫۱۰	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۴۰	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۰
FeO	۴٫۲۱	۸٫۲۴	۵۴٫۲۲	۶۳٫۲۴	۰٫۴۳۴	۱۳٫۳۲	۲۲٫۹	۷۳٫۲۴	۱۹٫۰	۰٫۷۰	۴٫۲۱
MnO	۰٫۸۵	۹۵٫۲	۴۵٫۴	۲۳٫۲	۲۴٫۱	۸۶٫۱	۰٫۰۰	۲۴٫۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۸۵
MgO	۷۲٫۰	۰٫۸۱	۹۱٫۰	۱۷٫۱	۸۲٫۳	۳٫۴	۴۲٫۶	۶۸٫۶	۰٫۸۰	۰٫۰۰	۷۲٫۰
CaO	۰٫۷۱۴	۳۸٫۱۲	۳۲٫۱۳	۹۵٫۱۲	۲	۱۳٫۳	۰٫۴۰	۰٫۸۰	۵۸٫۳	۳۳٫۴	۰٫۷۱۴
Na ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۲۰	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۴۱	۰٫۶۰	۸۱٫۸	۴۵٫۸	۰٫۰۰
K ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۵۷٫۸	۲۸٫۹	۱۷٫۰	۱۳٫۰	۰٫۰۰
Totals	۷٫۱۰۰	۸٫۹۸	۲۶٫۹۹	۸۲٫۱۰۰	۳٫۹۷	۳۵٫۱۰۰	۸۲٫۹۳	۱۲٫۹۵	۲٫۹۷	۴۳٫۹۵	۷٫۱۰۰
Oxygens	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۸	۸
Si	۹۸٫۲	۰٫۳۳	۹۵٫۲	۰٫۲۳	۰٫۳۳	۰٫۵۳	۹۸٫۲	۶۰٫۵	۵۲٫۵	۵۶٫۲	۵۲٫۲
Al iv	۰٫۲۰	۰٫۰۰	۰٫۵۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۰	۴۰٫۲	۴۸٫۲	-	-
Al vi	۹۷٫۱	۹۲٫۱	۹۵٫۱	۹۰٫۱	۹۵٫۱	۸۶٫۱	۹۸٫۱	۹۵٫۱	۶۰٫۰	-	-
Al	۹۹٫۱	۹۲٫۱	۲	۹٫۱	۹۵٫۱	۸۶٫۱	۲	۳۵٫۴	۰٫۸۳	۲۲٫۱	۲۵٫۱
Ti	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱۵٫۰	۲۰٫۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	-	-
Fe ³⁺	۰٫۳۰	۹۵٫۱	۰٫۴۰	۰٫۶۰	۰٫۱۰	۰٫۸۰	۰٫۲۰	-	-	۱۷٫۰	۰٫۷۰
Fe ²⁺	۵۷٫۱	۳۸٫۱	۶۴٫۱	۴۵٫۱	۶۱٫۱	۲۷٫۲	۱۱٫۲	۱۵٫۱	۲۲٫۳	۲٫۰	۰٫۱۰
Mn	۲۴٫۰	۳۴٫۰	۲۰٫۰	۳۰٫۰	۱۵٫۰	۰٫۹۰	۱۲٫۰	۰٫۰۰	۰٫۳۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۱۰٫۰	۰٫۸۰	۱۳٫۰	۱۱٫۰	۱۴٫۰	۴۷٫۰	۵۱٫۰	۴۰٫۱	۵۵٫۱	۰٫۱۰	۰٫۰۰
Ca	-	-	-	-	-	-	-	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۳۰٫۰	۳۶٫۰
Na	-	-	-	-	-	-	-	۲۷٫۰	۰٫۲۰	۴۵٫۱	۴۲٫۱
K	-	-	-	-	-	-	-	۵۴٫۱	۸۴٫۱	۰٫۳۰	۰٫۲۰
Sum	۹۰٫۶	۸۰٫۶	۹۶٫۶	۸۵٫۶	۸۹٫۶	۸۱٫۷	۷۵٫۷	۳۱٫۱۵	۸۵٫۱۵	۷۴٫۵	۶۴٫۵
Xmg	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۸۰	۰٫۷۰	۰٫۸۰	۱۷٫۰	۲۰٫۰	۵۰٫۰	۵۵٫۱	-	-
Alm	۳۸٫۵۱	۱۱٫۴۷	۴۰٫۵۲	۶۹٫۴۸	۷۶٫۵۴	۰٫۶۷۶	۸۴٫۶۹	-	-	-	-
Prp	۲۱٫۳	۷۶٫۲	۴۰٫۴	۶۰٫۳	۵۰٫۴	۳۳٫۱۵	۰٫۵۱۷	-	-	-	-
Gro	۱۸٫۳۶	۴۹٫۳۹	۱۱٫۳۴	۰٫۳۳۷	۷۳٫۳۶	۷۲٫۵	۷۱٫۷	-	-	-	-
Sps	۱۷٫۸	۱۴٫۱۱	۸۴٫۶	۹۶٫۹	۸۹٫۴	۸۳٫۲	۱۸٫۴	-	-	-	-
Or	-	-	-	-	-	-	-	-	-	۵۳٫۱	۱۸٫۱
Ab	-	-	-	-	-	-	-	-	-	۷۴٫۸۱	۵۷٫۷۸
An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	۷۳٫۱۶	۲۵٫۲۰

جدول ۲. خلاصه نتایج دما - فشار سنجی به روش‌های مختلف

گنیس‌ها		میکاشیست‌ها		روش دما سنجی یا دما - فشار سنجی
P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	
-	۷۰۶ تا ۶۴۵	-	۴۹۸ تا ۴۶۸	دما سنج تبادلی گارنت - بیوتیت
۱۳٫۲ تا ۸٫۴	۵۷۰ تا ۵۳۲	۷٫۲ تا ۶٫۵	۵۵۱ تا ۵۴۳	دما - فشار سنجی گارنت - بیوتیت - پلاژیوکلاز - کوارتز (GBPQ) [۳۴]
-	۶۵۰ تا ۴۶۰	-	۶۶۰ تا ۴۵۰	دما سنجی براساس مقدار Ti موجود در بیوتیت [۳۳]
۱۰ تا ۹	۶۷۳ تا ۶۱۸	-	-	دما - فشار سنجی هورنبلند - پلاژیوکلاز [۳۵]

جدول ۳ نتایج دماسنجی تبادل کاتیونی زوج بیوتیت- گارنت در سنگ‌های متاپلیتی منطقه شترکوه.

Samples	گنیس							میکاشیست		
	SM-1-3	SM-82	SM-27-5	SM-267	SM-53-2	SM-33-1	SM-53-2	SM-293	SM27-1	SM-123-1
Mg(Mg+ Fe ⁺²)Grt	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۰۸
Mg(Mg+ Fe ⁺²)Bt	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۲۸
KD	۵/۳۴	۶/۵۶	۶/۷۵	۶/۴۶	۶/۳۹	۷/۰۶	۵/۹۴	۵/۰۸	۴/۱۷	۴/۳۴
Alm	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۵۸	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۵۳	۰/۶۴	۰/۷۱	۰/۷۸
Sps	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۱۰
Prp	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۰۷
Grs	۰/۳۴	۰/۴۰	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۲۲	۰/۰۸	۰/۰۴
T(°C)B92-HW	۶۰۲	۵۸۹	۵۷۲	۵۶۶	۵۶۲	۵۴۷	۵۸۶	۶۴۵	۶۷۲	۶۰۸
T(°C)B92-GS	۵۴۵	۵۴۳	۵۲۵	۵۰۶	۴۹۶	۴۸۱	۵۲۹	۶۴۹	۶۷۹	۵۷۳
T(°C)Dasg91	۶۶۸	۳۲۳	۶۰۰	۶۲۵	۶۲۶	۶۰۸	۶۴۱	۶۶۸	۳۷۳	۱۰۴
T(°C)FS78	۵۹۷	۵۳۰	۵۲۱	۵۳۵	۵۳۷	۵۱۳	۵۶۲	۶۱۶	۷۲۳	۶۷۸
T(°C)HS82	۷۲۲	۶۷۱	۶۴۷	۶۶۴	۶۷۳	۶۴۷	۶۹۴	۷۰۰	۷۵۵	۶۹۵
T(°C)PL83	۵۹۳	۵۵۶	۵۵۱	۵۵۹	۵۶۰	۵۴۵	۵۷۴	۶۰۳	۶۵۴	۶۳۵
T(°C)T76	۶۱۱	۵۵۸	۵۵۱	۵۶۲	۵۶۴	۵۴۴	۵۸۳	۶۲۵	۷۰۱	۶۷۲
T(°C)HL77	۵۹۲	۵۴۶	۵۳۹	۵۴۹	۵۵۱	۵۳۳	۵۶۷	۶۰۴	۶۶۹	۶۴۴
T(°C)average	۶۱۶	۵۳۹	۵۶۳	۵۷۱	۵۷۱	۵۵۳	۵۹۲	۶۳۹	۶۵۳	۵۷۶

KD: ضریب توزیع Mg بین بیوتیت و گارنت که با استفاده از رابطه:

$$\text{Mg (Mg + Fe)}_{\text{Grt}} \times \text{Mg (Mg + Fe)}_{\text{Bt}} / (1 - \text{Mg (Mg + Fe)}_{\text{Bt}}) \text{ KD} = (1 - \text{Mg (Mg + Fe)}_{\text{Grt}})$$

Alm: آلماندن، Sps: اسپسارتین، Prp: پیروپ و Grs: گروسولار اعضاء نهایی گارنت‌ها.

جدول ۴ نتایج دما فشارسنجی به روش [۳۵] GBPQ برای نمونه‌های متاپلیتی.

Sample	گنیس					میکاشیست		
Spots No.	SM-82	SM-1-3	SM-27-5	SM-267	SM-33-1	SM-27-1	SM-293	SM-123-1
Fe ³⁺ %in biotite	۰/۱۱۶	۰/۱۱۶	۰/۱۱۶	۰/۱۱۶	۰/۱۱۶	۰/۱۱۶	۰/۱۱۶	۰/۱۱۶
X _{alm}	۰/۵۶	۰/۵۳	۰/۵۷	۰/۵۳	۰/۵۰	۰/۷۳	۰/۶۴	۰/۷۸
X _{pyr}	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۱۷	۰/۳۳	۰/۰۷
X _{grs}	۰/۳۸	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۰۷	۰/۲۲	۰/۰۴
X _{sps}	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۱۱
X _{an}	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۳۴	۰/۰۸
X _{ab}	۰/۷۲	۰/۷۶	۰/۷۰	۰/۷۸	۰/۷۷	۰/۸۰	۰/۶۶	۰/۹۱
X _{or}	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
LnKd(Mg)	-۹/۹۵	-۲/۸۰	۰/۶۰	-۳/۱۰	-۲/۵۰	-۳/۲۱	۱/۷۰	-۱۱/۹۳
LnKd(Fe)	-۱۵/۵۰	-۸/۱۵	-۶/۵۸	-۹/۰۰	-۸/۶۱	-۸/۰۵	-۳/۵۰	-۱۶/۶۰
Pcalc(Mg)	۱۰/۵۰	۱۱/۵۰	۹/۰۰	۱۱/۱	۱۱/۱۱	۸/۵۰	۹/۸۳	۱۰/۳۷
T(GB, °C)	۶۰۸	۶۲۴	۵۲۲	۵۸۳	۵۷۴	۶۰۳	۶۳۲	۶۲۲
P(GBPQ, ave)	۱۰/۰	۱۲/۰	۹/۰	۱۲/۰	۱۱/۴	۸/۵	۹/۰	۹/۳
P(GBPQ, Model 1)	۱۰/۵	۱۱/۵	۹/۰	۱۱/۵	۱۱/۱	۹/۵	۹/۷	۱۰/۳
P(GBPQ, Model 2)	۹/۰	۱۲/۰	۹/۳	۱۲/۰	۱۱/۸	۷/۵	۸/۳	۸/۳

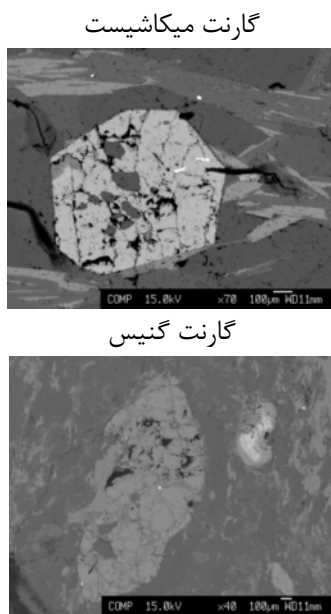
X_{alm}: کسر مولی آلماندین در گارنت، X_{pyr}: کسر مولی پیروپ در گارنت، X_{grs}: کسر مولی گروسولار در گارنت، X_{sps}: کسر مولی اسپسارتین در گارنت، X_{an}: کسر مولی آنورتیت در پلاژیوکلاز، X_{ab}: کسر مولی آلبیت در پلاژیوکلاز، X_{or}: کسر مولی ارتوز در پلاژیوکلاز، LnKd(Mg): ضریب توزیع Mg بین بیوتیت و گارنت، LnKd(Fe): ضریب توزیع Fe بین بیوتیت و گارنت، Pcalc(Mg): فشار محاسبه شده بر اساس مقدار Mg، T(GB, °C): دمای محاسبه شده بر اساس زوج گارنت-بیوتیت، P(GBPQ, Model 1): فشار محاسبه شده بر اساس روش ۱ فشارسنج GBPQ، P(GBPQ, Model 2): فشار محاسبه شده بر اساس روش ۲ فشارسنج GBPQ، (GBPQ, ave): میانگین فشار محاسبه شده بر اساس دو روش فشارسنجی GBPQ.

جدول ۵ نتایج دما - فشارسنجی به روش زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز و Ti برای هورنبلندهای نمونه گنیسی هورنبلند دار.

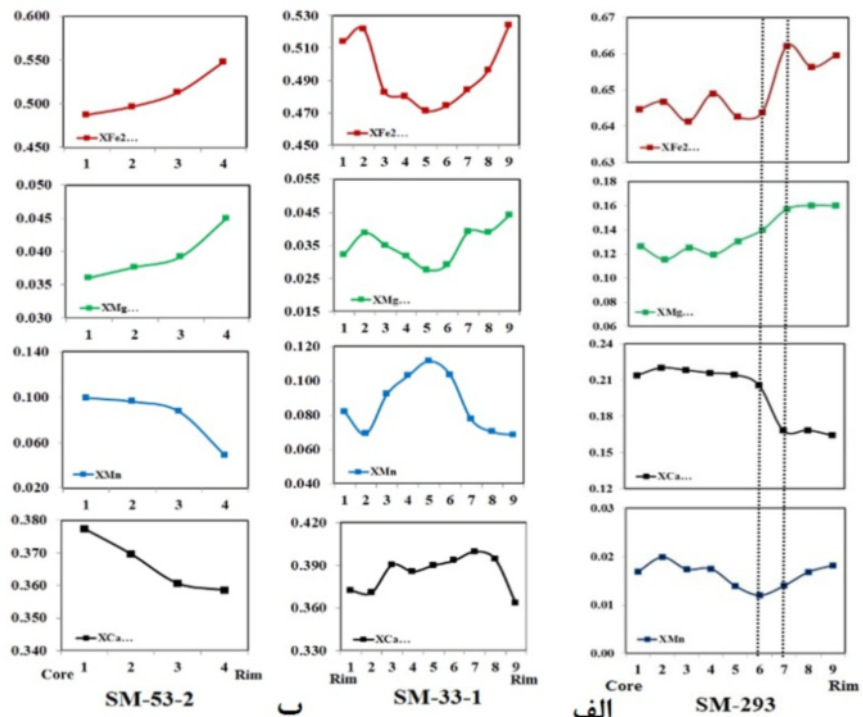
Sample No.	SM- 33-1											
SiO ₂	۳۹/۵	۳۹/۸	۴۰/۱	۴۰/۱	۴۰/۰	۴۰/۰	۴۰/۸	۴۰/۳	۴۰/۳	۴۰/۸	۴۰/۳	۴۰/۶
TiO ₂	۰/۷	۱/۰	۱/۱	۱/۱	۱/۰	۱/۰	۰/۹	۰/۹	۱/۰	۱/۰	۱/۰	۱/۰
Al ₂ O ₃	۱۴/۵	۱۳/۷	۱۳/۹	۱۳/۸	۱۳/۵	۱۳/۶	۱۳/۸	۱۳/۹	۱۴/۰	۱۳/۸	۱۴/۱	۱۳/۷
FeO*	۲۳/۳	۲۳/۲	۲۳/۲	۲۳/۸	۲۳/۵	۲۳/۱	۲۳/۱	۲۳/۱	۲۳/۱	۲۳/۰	۲۲/۹	۲۳/۱
MgO	۴/۵	۴/۹	۵/۰	۵/۱	۵/۰	۵/۱	۵/۱	۵/۰	۵/۰	۴/۹	۴/۹	۴/۶
MnO	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲
CaO	۱۱/۱	۱۱/۱	۱۱/۱	۱۱/۲	۱۱/۲	۱۱/۱	۱۱/۲	۱۱/۲	۱۱/۲	۱۱/۱	۱۱/۰	۱۱/۱
Na ₂ O	۱/۳	۱/۲	۱/۳	۱/۵	۱/۴	۱/۳	۱/۴	۱/۴	۱/۲	۱/۴	۱/۳	۱/۲
K ₂ O	۲/۱	۲/۰	۲/۱	۲/۱	۲/۱	۲/۰	۲/۱	۲/۰	۲/۱	۲/۱	۲/۱	۲/۰
Sum	۹۷/۲	۹۷/۲	۹۷/۹	۹۸/۰	۹۸/۰	۹۷/۵	۹۷/۵	۹۸/۰	۹۸/۰	۹۷/۲	۹۷/۹	۹۶/۶
X _{Ab}	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸
X _{An}	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲
T(oC)HB2	۶۱۸/۵	۶۶۲/۸	۶۶۵/۵	۶۷۳/۰	۶۶۹/۱	۶۶۶/۳	۶۵۹/۱	۶۶۱/۹	۶۵۱/۴	۶۶۵/۲	۶۵۹/۹	۶۵۰/۷
P(Kb) HB2	۱۰/۴	۹/۲	۹/۲	۸/۹	۸/۸	۹/۰	۹/۱	۹/۲	۹/۴	۹/۲	۹/۴	۹/۴
T(oC)Ti-hbld	۶۳۹/۶	۶۸۸/۳	۶۹۵/۳	۷۰۱/۸	۶۹۱/۵	۶۹۲/۲	۶۷۴/۶	۶۷۳/۴	۶۷۷/۷	۶۸۸/۱	۶۸۶/۴	۶۸۳/۰

جدول ۶ نتایج فشارسنجی به روش آمفیبول در نمونه‌های گنیسی هورنبلنددار.

Si	۶/۱۶	۶/۱۸	۶/۱۹	۶/۲۰	۶/۱۹	۶/۱۹	۶/۲۵	۶/۲۱	۶/۲۱	۶/۱۹	۶/۲۱	۶/۲۱
AlIV	۱/۸۱	۱/۸۲	۱/۸۱	۱/۸۰	۱/۸۱	۱/۸۱	۱/۷۹	۱/۷۹	۱/۷۹	۱/۸۱	۱/۷۹	۱/۷۹
AlVI	۰/۸۱	۰/۶۹	۰/۷۱	۰/۷۰	۰/۶۶	۰/۶۸	۰/۷۳	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۲	۰/۷۶	۰/۷۴
Ti	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱
Cr	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe3+	۰/۳۶	۰/۴۰	۰/۳۸	۰/۲۶	۰/۳۶	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۴
Fe2+	۲/۶۸	۲/۶۱	۲/۶۲	۲/۶۹	۲/۶۸	۲/۵۸	۲/۶۳	۲/۶۷	۲/۶۱	۲/۶۶	۲/۶۱	۲/۶۹
Mn	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳
Mg	۱/۰۴	۱/۱۴	۱/۱۴	۱/۱۹	۱/۱۵	۱/۱۹	۱/۱۸	۱/۱۵	۱/۱۵	۱/۱۴	۱/۱۳	۱/۰۹
Ca	۱/۸۴	۱/۸۵	۱/۸۴	۱/۸۵	۱/۸۶	۱/۸۵	۱/۸۳	۱/۸۵	۱/۸۵	۱/۸۵	۱/۸۲	۱/۸۷
Na	۰/۳۹	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۴۶	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۳۵	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۳۵
K	۰/۴۳	۰/۴۰	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۴۰
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Na (B)	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۳
(Na+K) (A)	۰/۶۶	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۷۲	۰/۶۹	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۶۷	۰/۶۰	۰/۶۷	۰/۶۲	۰/۶۲
Mg(Mg+Fe+2)	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۲۹
Fe3+(Fe3+AlVI)	۰/۳۱	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۲۷	۰/۳۵	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۱
Amphibole names	Ferrotschermakite											
[37]	۹/۶	۹/۰	۹/۰	۸/۹	۸/۷	۸/۸	۸/۸	۹/۰	۹/۱	۹/۱	۹/۲	۹/۰
[38]	۹/۴	۸/۷	۸/۷	۸/۷	۸/۵	۸/۶	۸/۶	۸/۸	۸/۹	۸/۸	۸/۹	۸/۸
[39]	۱۰/۲	۹/۴	۹/۵	۹/۴	۹/۲	۹/۳	۹/۳	۹/۵	۹/۶	۹/۵	۹/۶	۹/۵
[40]	۷/۸	۷/۲	۷/۲	۷/۱	۷/۰	۷/۱	۷/۱	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۳



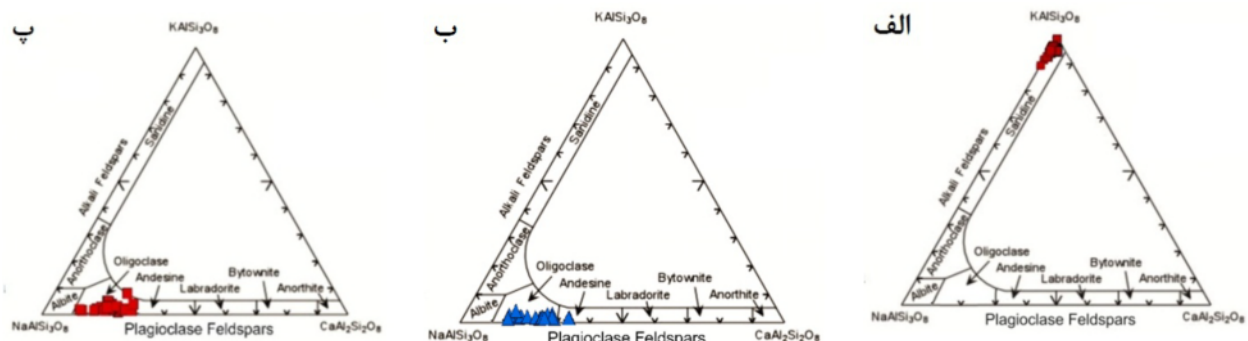
پ



ب

الف

شکل ۵ نمودارهای ترکیبی تغییرات پورفایرولاست‌های گارت موجود در (الف) میکاشیست‌ها و (ب) گنیس‌ها، (پ) تصاویر پس پراکنش از گارت-های موجود در گارت میکاشیست و گارت گنیس.



شکل ۶ موقعیت ترکیبی فلدسپارهای نمونه‌های گنیسی مجموعه شترکوه بر نمودار سه‌تایی طبقه بندی فلدسپارها [۳۲]، موقعیت ترکیبی (الف) ارتوکلاز یا میکروکلین، (ب) پلاژیوکلازهای نمونه‌های میکاشیستی و (پ) پلاژیوکلازهای نمونه‌های گنیسی.

دما - فشارسنجی

براساس روش دماسنج تبادلی گارت- بیوتیت [۳۴]، دماهای ۴۶۸ تا ۴۹۸ °C برای میکاشیست‌ها و دماهای ۶۴۵ تا ۷۰۶ °C برای گارت گنیس‌ها به دست آمده‌است (جدول ۳). بر پایه روش دما - فشارسنجی گارت- بیوتیت- پلاژیوکلاز- کوارتز (GBPQ) [۳۵]، برای میکاشیست‌ها، فشارهای ۶٫۵ تا ۷٫۲ کیلوبار و دماهای ۵۵۱ - ۵۴۳ درجه سانتیگراد و برای گنیس- ها، فشارهای ۸٫۴ تا ۱۳٫۲ کیلوبار و دماهای ۵۷۰ - ۵۳۲ درجه سانتیگراد به دست آمده‌است (جدول ۴). با استفاده از روش دما سنجی براساس مقدار Ti موجود در بیوتیت [۳۴] (جدول ۵)،

بیوتیت‌های موجود در گارت میکاشیست‌ها، دماهای بین ۴۵۰ تا ۶۶۰ °C و بیوتیت‌های موجود در گنیس‌ها، دماهای بین ۴۶۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند (شکل ۷ الف) که با دماهای به دست آمده از دماسنج زوج بیوتیت- گارت برای گنیس‌ها همخوانی دارد. بر اساس روش دما - فشارسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز [۳۶] دماهای بین ۶۱۸ تا ۶۷۳ °C و فشار ۹ تا ۱۰ کیلوبار برای گنیس‌های هورنبلنددار مورد بررسی به دست آمده‌است (جدول ۶). آمفیبول‌های موجود در گنیس- های بررسی شده، از نوع فروچرماکیت هستند و در فشار حدود ۹ کیلوبار تشکیل شده‌اند (شکل ۸). بنابراین، براساس مقادیر

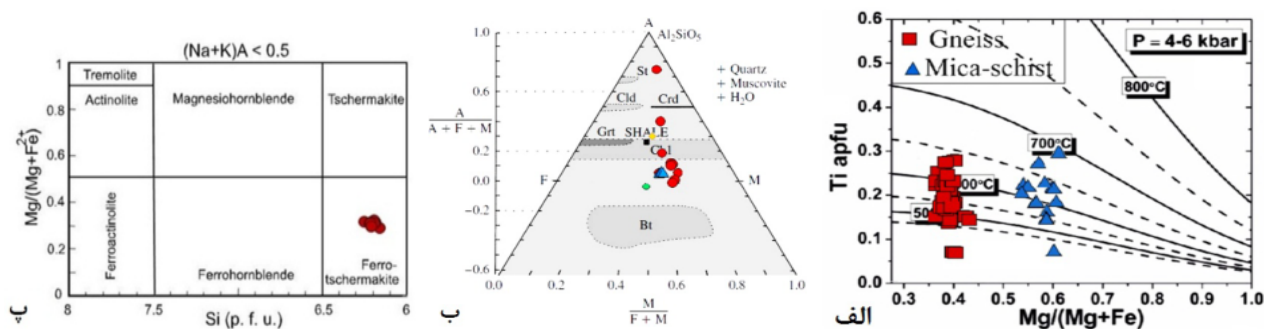
مورد توجه قرار گرفته است) با شرایط دما و فشار به دست آمده برای متابازیت‌های همراه آنها در مجموعه شترکوه (دما ۷۱۱-۶۰۲ درجه سانتیگراد و فشار ۹ تا ۱۱ کیلوبار)، همخوانی خوبی دارد [۴۰-۴۲].

این گستره‌ها، با مسیرهای دما - فشار دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده دما - فشار متوسط نوع باروین (در گستره دما - فشار رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت) بهترین همخوانی را نشان می‌دهند. شواهد کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی نیز این موضوع را تأیید می‌کند. همان‌گونه که در شکل ۹ دیده می‌شود، خط سیر رخداد دگرگونی، گستره دما و فشار پایداری کیانیت را قطع می‌کند و بر شیب متوسط (حدود $20 \text{ km}/^\circ\text{C}$) دگرگونی کوه‌زادی منطبق است. مشاهده کیانیت در کیانیت-شیست‌ها و رگه‌های کوارتز - کیانیتی مجموعه دگرگونی دلب‌ر (در شمال شرق مجموعه دگرگونی شترکوه) [۸]، شاهدی بر حاکم بودن شرایط دما - فشار تقریباً مشابه طی تشکیل

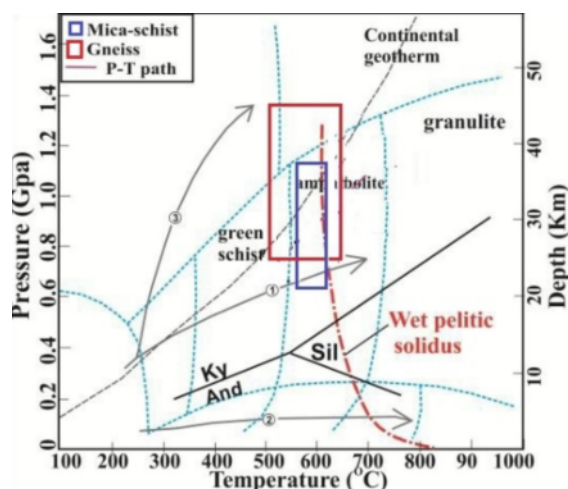
دما - فشار به دست آمده از روش‌های دما-فشارسنجی مختلف، گارنت میکاشیست‌ها در شرایط دما - فشار مرزی رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت‌میانی و گارنت‌گنیس‌ها در شرایط دما - فشار رخساره آمفیبولیت‌میانی تا بالایی تشکیل شده‌اند. این نتایج به طور خلاصه در زیر ارائه شده است.

مسیر دگرگونی متاپلیت‌ها

گستره‌های دمایی به دست آمده از کالبراسیون مختلف زوج گارنت-بیوتیت و فشارهای برآورد شده به روش GBPQ [۳۵] برای این سنگ‌ها نشان می‌دهد که میکاشیست‌ها در دماهای ۵۶۷ تا ۶۴۱ درجه سانتیگراد و فشارهای ۶ تا ۱۱ کیلوبار و گارنت‌گنیس‌ها در دماهای ۴۵۷ تا ۶۳۹ درجه سانتیگراد و فشارهای ۷ تا ۱۳ کیلوبار یعنی در پایان رخساره شیست‌سبز تا رخساره آمفیبولیت بالایی و شاید گرانولیت، دگرگون شده‌اند. گستره‌های دما - فشار به دست آمده برای متاپلیت‌های منطقه شترکوه (شکل ۸) (که در آنها سایر ملاحظات زمین‌شناسی نیز



شکل ۷- الف) نمودار Ti نسبت به Mg # [۳۲] برای برآورد دمای تشکیل بیوتیت‌های میکاشیست‌ها و گنیس‌ها، ب) موقعیت قرارگیری سنگ کل نمونه‌های مورد بررسی بر نمودار AFM، پ- نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های موجود در گنیس‌ها بر اساس روش مرجع [۳۷].



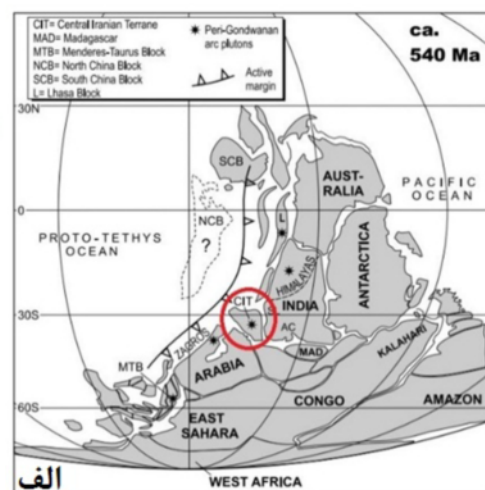
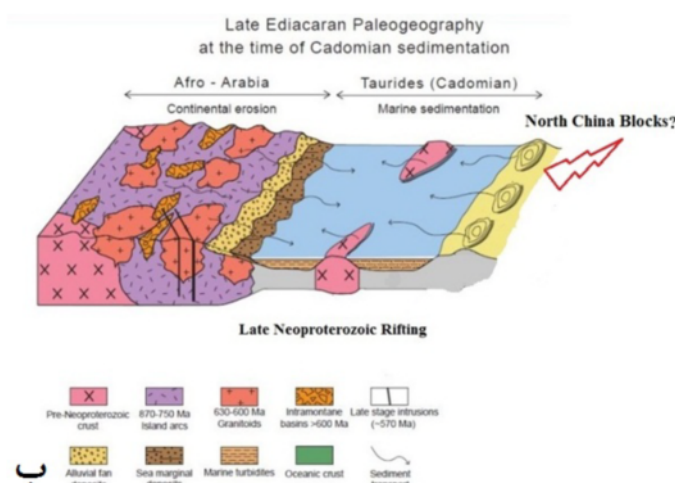
شکل ۸ نمودار دما-فشار دگرگونی و گستره‌های دما-فشار تعیین شده برای نمونه‌های میکاشیستی و گارنت گنیسی (مستطیل‌های رنگی) در میدان پایداری کیانیت و مسیر دگرگونی پیشرونده باروین فشار بالا.

های متاپلیتی موردنظر در بسیاری از موارد، میلونیتی شده‌اند، لذا نشانه‌های بارزی از دگرریختی فلدسپارها به شکل تبدیل ارتوز به میکروکلین مشاهده می‌شود. شواهد دیگر میلونیت‌زایی، چون تشکیل ریزدانه، شکل‌های ماهی‌گون در میکاها و فلدسپارها و شکل‌های سیگما و دلتا در بلورهای شکننده و سخت مانند فلدسپارها [۴۳] در مقاطع نازک متاپلیت‌ها به- وضوح دیده می‌شوند. با توجه به سن حدودی ۵۴۰ میلیون سال برای این سنگ‌ها و مناطق نزدیک آنها [۸، ۹، ۴۴، ۴۵]، تحولات دگرگونی و آذرین مورد نظر در اواخر نئوپروتروزوئیک یا به عبارتی پروتروزوئیک پایانی صورت گرفته است.

با توجه به بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری می‌توان گفت که متاپلیت‌ها، متاسامیت‌ها، متاگریوک‌ها، متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها از گروه‌های اصلی ترکیبی سنگ‌های دگرگونی منطقه شترکوه هستند. با توجه به حضور قابل توجه بیوتیت، گارنت و فلدسپار قلیایی پتاسیم به ویژه ارتوز در متاپلیت‌ها و نبود کانی‌های آلومینوسیلیکاته شاخص نظیر آندالوزیت و کیانیت، سنگ‌های مادر متاپلیت‌ها از آلومینیوم فقیر بوده‌اند و حتی می‌توان بخشی از آنها را نیمه‌پلیت یا شبه‌پلیت در نظر گرفت. دما فشارسنجی‌های انجام شده بر پایه داده‌های حاصل از تجزیه‌های ریزپردازشی بر سنگ‌های متاپلیتی (دماهای °C ۴۵۷ تا °C ۶۴۱ و فشارهای ۶ تا ۱۳ کیلوبار) و متابازیتی (دماهای °C ۶۰۲ تا °C ۷۱۱ و فشارهای ۹ تا ۱۱ کیلوبار)

سرزمین‌های دگرگونی پی‌سنگی مجاور مجموعه دگرگونی شترکوه است. مسیر دما و فشار مورد نظر، با افزایش دما و فشار انجماد مرطوب سنگ‌های پلیتی را قطع کرده و شرایط را برای تشکیل مذاب‌های گرانیتی فراهم می‌کند [۲۸]. به طور مشابه، رخداد دگرگونی ناحیه‌ای صورت گرفته در مجموعه شترکوه، تا رسیدن به درجه ذوب‌بخشی سنگ‌ها پیش‌رفته است و با فرایند ذوب‌بخشی پوسته‌ای (در اوج رخداد دگرگونی ناحیه‌ای) و ایجاد مذاب‌های آناکتیک، میگماتیت‌زایی و در نهایت، گرانیت‌زایی کوچک‌مقیاس همراه بوده‌است. شواهدی از قبیل نواربندی یا نواری‌شدن در گنیس‌ها به عنوان پیامد جدایش دگرگونی، بسته‌ها (Patches) و رگه‌های غنی از کوارتز و فلدسپار که گاه چین‌خورده‌اند (چین‌های تیگماتی) و میگماتیت‌های استروماتیتی و نبولیتی در سنگ‌های متاپلیتی منطقه مورد بررسی، از شواهد صحرایی بارز این پدیده هستند. نخستین مذاب‌های ایجاد شده (لوکوسوم)، معمولاً از انباشت کوارتز + فلدسپار قلیایی (ارتوز و/یا میکروکلین) تشکیل شده‌اند.

با توجه به حضور گسترده بیوتیت در سنگ‌های گنیسی و کمبود یا نبود آن در گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها، می‌توان گفت که ذوب‌بخشی سنگ‌های متاپلیتی از طریق شکست و آب‌زدایی بیوتیت انجام شده است. حضور گسترده فلدسپارهای پتاسیک مانند میکروکلین و ارتوز پرتیتی در گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها، شاهد بارز رخداد این فرایند است. به‌علاوه، از آنجا که سنگ-



شکل ۹ الف موقعیت سرزمین‌های افریقایی - عربی اواخر نئوپروتروزوئیک و حوضه رسوبی (دریایی - اقیانوسی) واقع در نزدیکی آن (به احتمال زیاد واقع در بخش شمالی شرقی آن). این حوضه رسوبی و فعالیت‌های ماگمایی همزمان با تشکیل آن و فرایند بسته شدن و دگرگون شدن سنگ‌های آن و در نهایت رسیدن تا آستانه ذوب بخشی، تجسم ساده‌ای از دگرگونی‌هایی است که در اواخر نئوپروتروزوئیک در سرزمین ایران رخ داده است برگرفته از [۴۶] با اندکی تغییرات. ب - نقشه جغرافیای دیرینه کره زمین در حدود ۵۴۰ میلیون سال پیش. موقعیت احتمالی سرزمین ایران در آن زمان توسط یک بیضی مشخص شده است [۴۷].

مورد بررسی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در شرایط دمایی رخساره شیست‌سبز، آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی و حتی اوایل رخساره گرانولیت، دستخوش دگرگونی نوع باروین شده‌اند.

اجتماع سنگ‌های متاپلیتی، متاسامیتی، متاکربناته و متابازیتی، بیانگر تشکیل سنگ مادر مجموعه دگرگونی شترکوه در حوضه‌های کششی درون قاره‌ای است که حتی تا مراحل آغازین تشکیل پوسته‌اقیانوسی نیز پیش‌رفته است. با نگاهی فراگیر به مجموعه‌های سنگی آذرین- دگرگونی اواخر نئوپروتروزوئیک در ایران، می‌توان شواهد سنگی مربوط به مراحل اولیه کافت‌زایی تا مرحله اقیانوسی شدن (همانند آنچه امروزه بر دریای سرخ و شرق آفریقا حاکم است) را در آنها مشاهده کرد. شاید بتوان وضعیت کنونی حوضه دریایی- اقیانوسی سرخ [۴۶] را با آنچه در نئوپروتروزوئیک پایانی رخ داده است، قابل مقایسه دانست.

دریای سرخ، از سمت شمال، یک حوضه دریایی کم عمق درون قاره‌ای است. در بخش‌های میانی به سمت جنوب، یک حوضه دریایی به نسبت عمیق و پیشرفته است و از سمت جنوب و جنوب‌شرق (خلیج عدن)، به یک حوضه اقیانوسی وسیع (هند) راه پیدا می‌کند. در دو سوی این حوضه دریایی- اقیانوسی، حاشیه‌های غیرفعال قاره‌ای وجود دارند. با توجه به شکل‌های ۹ الف و ب، سرزمین‌هایی گندوانایی ایران نیز پیامد مجموعه‌ای از تحولات رسوب‌گذاری، ماگمازایی و دگرگونی هستند که در حوضه‌های رسوبی جوانتر از ۶۰۰ میلیون سال واقع در حاشیه شمالی سپرهای عربی - نوبی (شکل ۹ ب) در ارتباط با اقیانوس پروتوتئیس و کوهزایی کادومین در اواخر نئوپروتروزوئیک (شاخه ایران - آناتولی) صورت گرفته است [۲۳]. سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از سنگ‌های این مجموعه‌های دگرگونی که توسط پژوهشگران مختلف انجام شده است [برای مثال ۴، ۵، ۷، ۴۸، ۴۹، ۵۰]، نشان می‌دهد که سن‌های بیش از ۵۵۰ میلیون سال فقط در میکاشیست‌ها و به عنوان سن هسته‌های موروثی زیرکن‌ها گزارش شده است و تاکنون برای سرزمین‌های ایران سن مستقل بیش از ۶۰۰ میلیون سال گزارش نشده است. از این رو، سرزمین‌های پی‌سنگی همسن با سپرهای عربی - نوبی تا کنون در ایران گزارش نشده‌اند و یا دست کم وجود قطعی چنین سرزمین‌هایی در ایران هنوز گزارش نشده است. به نظر می‌رسد که بخش‌هایی از سرزمین‌های همسن با سپرهای عربی - نوبی در صورت وجود در ایران باید به شکل قطعه (slices) زمین‌ساختی در بین مجموعه سنگ‌های دگرگونی

نئوپروتروزوئیک حضور داشته باشند که اثبات آن، نیازمند بررسی‌های صحرایی و سن‌سنجی بیشتر و دقیق‌تر است. شواهد سنگی مانند غالب بودن توالی سنگی شیلی- ماسه- سنگی اولیه در برخی از مجموعه‌های سنگی چون دلبر [۸] و شترکوه در جنوب و شرق شاهرود، بنه شور و تاشک در شرق ساغند [۵۱]، حضور توالی‌های تبخیری در مجموعه‌های دگرگونی سری هرمز [۵۲]، غالب بودن اجتماعات دایکی دیابازی در مجموعه دگرگونی بندهرارچاه [۹]، تاشک و نی‌باز [۵۱]، فراوانی متبازالت‌ها (با به‌عبارت کلی‌تر متبازیت‌ها) و متاریولیت‌ها در مجموعه سنگی ماجراد [۵۲، ۵۳]، برنورد [۵۴]، بافق- بهاباد [۵۵]، و زرند- کوهبنان [۵۶]، فراوانی متاکربنات‌ها در مجموعه‌های دگرگونی ماجراد، نی‌باز، تاشک و زمان‌آباد، وجود پریدوتیت‌ها، کرومیتیت‌ها و بازالت‌های میان اقیانوسی در مجموعه‌های سنگی جندق [۵۷] و چاپدونی [۵۱]، از ویژگی‌های بارز مجموعه‌های سنگی نئوپروتروزوئیک در ایران هستند. البته، فرآورده‌های دگرگونی درجه بالا مانند میگماتیت‌ها، گرانیتوئیدها و جدایش یافته‌های آپلیتی و پگماتیتی غنی از تورمالین به همراه کانسارهای غنی از آهن، سرب، روی، اورانیم و ... را نیز باید به این ویژگی‌ها افزود.

با توجه به ماهیت سنگ‌های مادر متابازیتی (روانه‌های بازالتی، انباشت‌های دایکی و سیل‌های دیابازی، توده‌های نفوذی الیوین گابرویی تا کوارتز دیوریتی کوچک مقیاس) و متاپلیتی، متاسامیتی و متاکربناتی بخش‌های مختلف مجموعه دگرگونی شترکوه، می‌توان گفت که توالی شیلی، ماسه-سنگی به همراه میان لایه‌های کربناته تا کربنات‌های ضخیم بخش‌بالای توالی سنگی اولیه در شرایطی تشکیل شده‌اند که حوضه رسوبی بر بستری با پوسته قاره‌ای قرار داشته است و در ضمن کشش- های همزمان با بازشدگی، شرایط مساعدی را برای تشکیل و صعود ماگماهای بازی و جایگیری آنها به صورت‌های مختلف (توده‌های نفوذی کوچک، دایک، سیل و روانه‌های بازالتی) در این دنباله سنگی فراهم ساخته است. این وضعیت زمین- ساختاری و ژئودینامیکی، شرایط لازم را برای ذوب‌بخشی گوشته زیر لیتوسفر قاره‌ای، تولید مذاب‌های بازیک و در نهایت، صعود و جایگیری آنها در توالی سنگی اواخر نئوپروتروزوئیک فراهم کرده است. شواهد سنگ‌نگاری از جمله حضور کانی‌های- سیلیکاته‌مافیک عمدتاً کم آب (مثل الیوین و کلینوپیروکسن- اوریتی) و حضور کانی‌های مافیک پتاسیم‌دار (مثل فلوگوپیت) در توده‌های سنگی الیوین گابرویی و غنی‌بودن این سنگ‌ها از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون، می‌توانند شواهدی از یک خاستگاه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده، نرخ ذوب بخشی کم تا

نشانه‌های دگرگونی ناحیه‌ای باروین اصلی، ریشه گرفته است. بازنگری بررسی‌های پیشین، نیازمند توجه همه‌جانبه به همه فرایندهای دگرگونی و دگرریختی و پیچیدگی‌های تحولات- زمین‌شناختی این مناطق (رسوب‌گذاری، فعالیت ماگمایی، دگرگونی و زمین‌ساخت) در بستر زمان است.

برداشت

مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه طیفی از سنگ‌های دگرگونی شامل متاپلیت‌ها، متاسامیت‌ها، متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها را در بر می‌گیرد. بر اساس شواهد صحرایی و سنگ-نگاری، متاپلیت‌ها طیفی متنوعی از سنگ‌ها از جمله فیلیت، میکاشیست، گارنت‌میکاشیست، گنیس، گارنت‌گنیس و میگماتیت را شامل می‌شود. متاپلیت‌ها در گستره دمایی ۴۵۷ تا ۶۴۱ درجه سانتیگراد و گستره فشاری ۶ تا ۱۳ کیلو بار منطبق بر رخساره‌های شیب‌ت‌سبز تا آمفیبولیت بالایی و اوایل رخساره گرانولیت در یک نظام دگرگونی نوع باروین معمول، تشکیل شده‌اند.

نتایج سن‌سنجی به روش اورانیم - سرب بر روی زیرکن-های استخراج‌شده از متاپلیت‌ها به ویژه گنیس‌ها، گستره سنی آنها را بین ۵۴۸ تا ۵۷۹ میلیون سال (برابر اواخر نئوپروتروزوئیک - معادل با ادیاکارن) و گستره سنی کل مجموعه دگرگونی را بین ۵۲۶ تا ۵۸۷ میلیون سال نشان می‌دهد. بر پایه مجموع بررسی‌های زمین‌شناسی، می‌توان گفت که سنگ‌های مادر مجموعه دگرگونی شترکوه، در اواخر نئوپروتروزوئیک، در یک رژیم زمین‌ساخت کششی که بر سرزمین‌های شمال گندوانا حاکم بوده و به تشکیل حوضه‌های دریایی - اقیانوسی (شاخه ایران - آنتاتولی اقیانوس پروتوتیس) منجر شده است، تشکیل گردیده‌اند. سپس، این حوضه‌ها در بازه‌زمانی کوتاه و طی یک رژیم زمین‌ساختی تراکمی (کوهزایی کادومین)، به سرعت بسته شده‌اند و به صورت آمیزه‌های زمین-ساختی یا منشورهای به هم افزوده بر روی پوسته قاره‌ای قدیمی ایران زمین، رانده شده‌اند.

مراجع

- [1] Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A., Walker D., "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic - Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", Tectonophysics 451(2008), p 71- 96.
- [2] Rahmati-Ilkhchi M., Faryad S. W., Holub F.V., Kořler J., Frank W., "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex

متوسط و آلایش مذاب‌های بازیک مادر آنها با پوسته قاره‌ای باشند [۴۱]. سنگ‌های بازی که گدازه‌های سازنده آنها دارای ماهیت گوشته زیر سنگ‌کره قاره‌ای هستند، در نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، معمولاً در قلمرو بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) واقع می‌شوند، زیرا ویژگی‌های کانی‌شناختی، زمین‌شیمیایی و شرایط دما- فشار حاکم بر ذوب‌بخشی این محل منبع‌های گوشته‌ای، مشابه هستند [۵۸-۶۲]. با توجه به موارد یاد شده، می‌توان گفت که توالی سنگی مادر مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه ابتدا در یک حوضه کششی درون قاره‌ای محدود تشکیل شده و سپس، طی یک فرایند بسته شدن از نوع برخورد قاره- قاره، به مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی مختلف تبدیل شده است. شواهد صحرایی، سنگ-نگاری و دما- فشارسنجی نشان می‌دهند که شدت دگرگونی این مجموعه تا اواخر رخساره آمفیبولیت- ابتدای رخساره گرانولیت پیش‌رفته و به آستانه ذوب‌بخشی، میگماتیت‌زایی و تشکیل مذاب‌های گرانیتی در متاپلیت‌ها و مذاب‌های تونالیتی/پلاژیوگرانیتی در متابازیت‌ها رسیده است. درنهایت، همه توالی دگرگونی، دستخوش دگرریختی و دگرگونی دینامیکی (میلونیت‌زایی) شده‌اند و به‌صورت شیب‌ت، گنیس، آمفیبولیت، آپلیت، پگماتیت و لوکوگرانیت‌های دگرریخت شده یا میلونیتی شده (شکل ۲)، رخنمون یافته‌اند.

گستره سنی به‌دست آمده برای متابازیت‌ها (۵۳۴ تا ۵۴۸ میلیون سال)، متاپلیت‌ها (۵۲۶ تا ۵۸۷ میلیون سال) و گرانیت‌های (۵۷۹ میلیون سال) مجموعه دگرگونی شترکوه، نشان می‌دهد که فرایندهای دگرگونی این مجموعه به رخداد کوهزادی کادومین (معادل با اواخر نئوپروتروزوئیک یا اشکوب ادیاکارن) در سرزمین‌های گندوانایی شمال ابرقاره گندوانا، مربوط است [۶۳]. در پایان باید گفت که در بررسی‌های پیشین پیرامون این مجموعه [۶۴] و مجموعه‌های مشابه [۱، ۶، ۶۵]، در ایران، به رخدادهای تدریجی و تحولی بین سنگ‌های دگرگونی توجه کافی نشده است و بخش عمده‌ای از سنگ‌های مادر دگرگونی را سنگ‌های آذرین (چون گرانیت و گرانودیوریت) دانسته‌اند که در اثر دگرگونی دینامیکی به ارتوگنیس‌های چشمی میلونیتی تبدیل شده‌اند [۲]، در حالی-که شواهد و مدارک صحرایی و زمین‌شیمیایی، طبیعت دگرگونی سنگ مادر آن‌ها را به‌خوبی روشن می‌سازد. این فرض نادرست در تفکیک واحدهای سنگی در راهنمای نقشه زمین-شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رژه [۶۶] به‌روشنی دیده می‌شود. بخش عمده‌ای از این اشتباهات، از جدا نکردن شواهد، نشانه‌های فرایند دگرگونی دینامیکی بعدی (میلونیت‌زایی)، از شواهد و

- [12] Ali K.A., Jeon H., Andresen A., Li S.Q., Harbi H.M., Hegner E. "U-Pb zircon geochronology and Nd-Hf-O isotopic systematics of the Neoproterozoic Hadb adh Dayheen ring complex, Central Arabian Shield, Saudi Arabia", *Lithos* 206–207 (2014), 348–360.
- [13] Khalifa M.A., "The Ediacaran–Cambrian and Ordovician rocks of Al Qasim Province, Saudi Arabia: Facies, depositional history and regional correlation", *Journal of African Earth Sciences* 109 (2015), 263–282.
- [14] Harbi H.M., Ali K.A., Eldougoudg A.A., Al-Jahdli N.S., "Geochemistry and U-Pb zircon dating constraints of some plutonic rocks along Bir Tawilah shear zone, central Saudi Arabia: Implication for magma petrogenesis and age of gold mineralization", *Chemie Erde – Geochemistry*, 76, 2, (2016), 309–324.
- [15] Faryad S.W., Collett S., Finger F., Sergeev S.A., Čopjaková R., Siman P., "The Kabul Block (Afghanistan), a segment of the Columbia Supercontinent, with a Neoproterozoic metamorphic overprint", *Gondwana Research*. 34, (2015), 221–240.
- [16] Collett S., "Crustal evolution in the Paleoproterozoic of Afghanistan: Insights from the Sherdarwaza gneiss of the Kabul Block. Masters Dissertation", University of Leicester (2011) 74pp.
- [17] Brasier M., McCarron G., Tucker R. Leather J., Allen P., Shields G., "New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciations and for the top of the Huqf Supergroup, Oman", *Geology*, 28, 2, (2000), 175–178.
- [18] Bowring S.A., Grotzinger J., Condon D.J., Ramezani J., Newall M.J., Allen P.A., "Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the neoproterozoic HUQF supergroup, Sultanate of Oman", *American Journal of Science*, 307 (2007) 1097–1145.
- [19] Gürsu S., Möllerb A., Göncüoğlu M.C., Köksal S., Demircane H., Köksal F.T., Kozluf H., Sunal G., "Neoproterozoic continental arc volcanism at the northern edge of the Arabian Plate, SE Turkey", *Precambrian Research* 258, (2015), 208–233.
- [20] Beyarslan M., Lin Y.C., Bing A.F., Chung S.L., "Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin and tectonic implication of Cadomian (Ediacaran-Early Cambrian) magmatism in SE Turkey", *Journal of Asian Earth Sciences*, (2016).
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.08.006>.
- [21] Whitehouse M. G., Windley B. F., Stoesser D. B., Al-Khirbash S., Ba-Bttat M.A.O., Haider A., "Precambrian basement character of Yemen and (central Iran)", *Int. J. Earth. Sci.* 100 (2011), 45–62.
- [3] Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu H., Stern R. J., Santos J.F., Wu Y., "Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand Metamorphic Complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana", *Gondwana Research* 27(1) (2013), 439–452.
- [4] Balaghi Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M.G., Mohajjel M., "Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 92 (2014), 92–124.
- [5] Hosseini S.H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Chemie Erde*", *Geochemistry*, 75 (2015), 207–218.
- [6] Shafaii Moghadam H., Li H. X., Stern R. J., Ghorbani G., Bakhshizad F., "Zircon U-Pb ages and Hf-O isotopic composition of migmatites from the Zanzan – Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments", *Lithos* (240–243) (2016), 34–48.
- [7] Shafaii Moghadam H., Li H. X., Stern R. J., Santos J.F., Ghorbani G., Pourmohsen M., "Age and nature of 560–520 Ma calc-alkaline granitoids of Biarjmand, northeast Iran", insights into Cadomian arc magmatism in northern Gondwana, *International Geology Review* (2016), <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2016.1166461>.
- [8] Balaghi Einalou M., "Petrology and geochemistry of Delbar metamorphic-igneous complex, Biarjomand region (Southeast of Shahrood)", PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2014), (in Persian).
- [9] Hosseini S.H., "Petrology, geochemistry and geochronology of Band-e-Hezarchah granitoids (SE Shahrood)", PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2015), (in Persian).
- [10] Safarzadeh E., Masoudi F., Hassanzadeh J., Pourmoafi S. M., "The presence of Precambrian basement in Gole Gohar of Sirjan (south of Iran)", *Petrology*, 7 th Year, No. 26, (2016) 153–170.
- [11] Mousavi Nejadsoogh S., Nasrabad M., Nozaim R., Davoodi Z., "Thermobarometry and tectonic setting of Precambrian metamorphic basement of Central Iran in the Lakh Bargheshi area (southwest of Bardaskan, Khorasan Razavi)", *Petrology*, 7th Year, No. 26, (2016), 186–171.

- [35] Wu C., Zhang J., Ren L., "Empirical Garnet-Biotite-Plagioclase-Quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high-grade metapelites", *Journal of Petrology* 45, (2004), 1907-1921.
- [36] Anderson J. L., "Status of thermobarometry in granitic batholiths: Transactions of the Royal Society of Edinburgh", v. 87, (1996), 125-138. [Also published in GSA Special Paper 315]
- [37] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, (1992), 304-310.
- [38] Hammarstrom J. M., Zen E. A., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American mineralogist* 71, (1986), 1297-1313.
- [39] Hollister L.S., Grissom G.e., Peters E.K., Stowell H. H., Sisson V.R., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", *American Mineralogist* 72, (1987), 231-239.
- [40] Johnson M.e., Rutherford M.J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California)", *Geology* 17, (1989), 837-841.
- [41] Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G., "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names", *Canadian Mineralogist* 35, (1997), 219-246.
- [42] Shekari S., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., Zou Y., "Mineral chemistry and petrogenesis of metabasites of Shotor-Kuh metamorphic - igneous complex (SE Shahrood) as an indicator for evolution of intracontinental extensional basins of late Neoproterozoic", *Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES*, Vol. 27, No.105, (2017), 167-182.
- [43] Trouw R.A.j., Passchier C.W., Wiersma D.J., "Atlas of mylonites and related microstructures", Springer (2010), 322 p.
- [44] Balaghi Einalou Z., Sadeghian M., Ghasemi H., "Mineralogy, Geochemistry and Thermobarometry of Garnet-Amphibolites in Delbar Metamorphic Complex, Biarjmand (Southeast of Shahrood)", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 23, no. 3 (2015), correlations with Saudi Arabia and Somalia", *Precambrian Research* 105, (2001), 357-369.
- [22] Andresen A., Augland L.E., Boghdady G.Y., Lundmark A.M., Elnady O.M., Hassan M.A., Abu El-Rus M.A., "Structural constraints on the evolution of the Meatiq Gneiss Dome (Egypt), East-African Orogen", *Journal of African Earth Sciences* 57, (2010), 413-422.
- [23] Sadeghian M., Hosseini S. H., Hemmati A., Shekari S., "Petrology, geochemistry and geochronology of SW Mayamey granitoids", *Scientific Quarterly journal, Geosciences*, 26, 103, (2017) 61-72.
- [24] Clemens J.D., Vielzeuf D., "Constraints on melting and magma production in the crust", *Earth Planet. Sc. Lett.* 86, (1987), 287-306.
- [25] Le Breton N., Thompson A.B., "Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, (1988), 226-237.
- [26] Gardien V., Thompson A.B., Grujic D., Ulmer P., "Experimental melting of biotite, plagioclase, Quartz, muscovite assemblages and implications for crustal melting". *J. Geophys. Res.* 100, (1995), 15581-15591.
- [27] Verma P., Sengupta S., Chaddh D.K., Pant N.C., "Dehydration melting studies in a Kyanite terrain, Manali, NW Himalayas", *Journal of Asian Earth Sciences* 25, (2005), 345-366.
- [28] Chen G. N, Grapes R., "Granite Genesis: In-Situ Melting and Crustal Evolution", published by Springer (2007), 273p.
- [29] Ghasemi H., "Petrography and Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Petrogenesis of Compositional Groups and Tectonic Settings of Metamorphic Event", Volume 2, Shahrood University of Technology (2014).
- [30] Deer W. A., Howie A., Sussman J., *An introduction to rock-forming minerals*. 17th. Longman Ltd, (1986), 528p.
- [31] Bucher K., Grapes R., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks", Springer Heidelberg Dordrecht London New York. (2011), 441p.
- [32] Droop G. T. R., A., "general equation for estimating Fe³⁺ concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine* 51(1987), 431-435.
- [33] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman Ltd, (1992), 528p.
- [34] Henry D.J., Charles V.G., Jennifer A.T., "The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms", *American Mineralogist*, 90 (2005), 316-328.

- (Bafgh- Yazd)", Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2008), (in Persian).
- [56] Ahlesadat S.M., Ghorbani G., Shafaii Moghadam H., "Geochemistry of Akbar-Absd igneous rocks, E Zarand", 8th symposium Iranian Society of Economic Geology, University of Zanjan, (2016).
- [57] Torabi G., "Chromitite potential in mantle peridotites of the Jandaq ophiolite (central Iran)", C. R. Geoscience 341(2009), 982–992.
- [58] Michael P. J., "Regionally distinctive sources of depleted MORB: Evidence from trace elements and H₂O, Earth Planet", Sci. Lett., 131(1995), 301–320.
- [59] Dixon J. E., Clague D. A., "Volatiles in basaltic glasses from Loihi seamount, Hawaii: Evidence for a relatively dry plume component", J. Petrol., 42(2001), 627–654.
- [60] Danyushevsky L. V., Eggins S. M., Falloon T. J., Christie D. M., "H₂O abundance in depleted to moderately enriched mid-ocean ridge magmas; part I: Incompatible behaviour, implications for mantle storage, and origin of regional variations", J. Petrol., 41(2000), 1329–1364.
- [61] Dixon J. E., Leist L., Langmuir C., Schilling J. G., "Recycled dehydrated lithosphere observed in plumeinfluenced mid-ocean-ridge basalt", Nature, 28 (2002) 385–389.
- [62] Herzberg C., Asimow P. D., Arndt N., Niu Y. L., Leshner, C. M., Fitton J. G., Cheadle Michael., Saunders A. D., "Temperatures in Ambient Mantle and Plumes: Constraints from Basalts, Picrites, and Komatiites", Geochemistry Geophysics Geosystems 8, (2007).
- [63] Shekari s., "Petrology and geochemistry of Shotor-Kuh metamorphic complex (SE Shahrood)", PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2018), (in Persian).
- [64] Rahmati-Ilkhchi M., Jer`a`bek P., Faryad S.W., Kos`ler J., "Tectonometamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic core complex in the Central Iranian block", In: 6th Meeting of the Central European Tectonic Group, Upohlav Slovakia SlovTec, (2008).
- [65] Verdel C., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R., Spell T.L., "Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran", Geological Society of America Bulletin 119 (7–8) (2007), 961–977.
- [66] Rahmati-Ilkhchi M., "Geology map of Rezveh 1:100000", geological survey and mineral exploration of Iran (2003).
- 479-494.
- [45] Balaghi Einalou Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Mohajjel M., Zhai M., "Mineralogy, Geochemistry and Radiometric Age of Mafic Dikes in Delbar Metamorphic Complex (Southeast of Shahrood)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22, no. 3 (2014), 471-84.
- [46] Rasul N. M.A., Stewart I. C.F., "The Red Sea: The Formation, Morphology, Oceanography and Environment of a Young Ocean Basin", Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (2015) 627p.
- [47] Abbo A., Avigad D., Gerdes A., G`ung`or T., "Cadomian basement and Paleozoic to Triassic siliciclastics of the Taurides (Karacahisar dome, south-central Turkey): Paleogeographic constraints from U-Pb-Hf in Zircons", LITHOS, 227, (2015), 122–139.
- [48] PLATES Project., "Institute of Geophysics", University of Texas at Austin (1999).
- [49] Hosseini S. H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "Mineral Chemistry, Petrogenesis and Tectonic Setting of Band-E-Hezarchahgranitoids (Se Shahrood)." Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24, no. 2 (2016): 259-272.
- [50] Jamshidi Badr M., Collins A.S., Masoudi F. Cox G., Mohajjel M., "The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran", Turkish Journal of Earth Sciences, 22 (2013) 1-31.
- [51] Razavi S.M., "Magmatism and metamorphism Saghand area (Cenrtal Iran)", Islamic Azad University, 300p, (1993)
- [52] Faramarzi N.S., Amini S., Schmitt A.K., Hassanzadeh J., Borg G., McKeegan K., Hosein Razavi S.M., Mortazavi S.M., "Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island", southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation, Lithos 236–237(2015), 203–211.
- [53] Veiskarami M., Sadeghian M., Ghasemi H., "The first report of metarhyolites in Majerad metamorphic – igneous complex (SE of Shahrood)", 24th symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, (2017) 1129-1134.
- [54] Monazzami Bagherzadeh R., Karimpour M. H., Farmer G. L., Stern Ch. R., Santos J. F., Ribeiro S., Rahimi B., Haidarian Shahri M. R., "Zircon Geochronology (U-Pb), Petrography, Geochemistry and Radioisotopes of Bornaward Metarhyolites (Central Taknar Zone-Northwest of Bardaskan)", Journal of Economic Geology, Vol. 8, No. 1, (2016) 239-234.
- [55] Balaghi Einalou Z., "Petrology and geochemistry of South Bahabad igneous rocks