مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۹، از صفحهٔ ۳۴۱ تا ۳۵۶

شیمی کانی و تحولات دگرگونی‌ها در متاپلیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین مجموعه دگرگونی– آذرین جنوب دوچاه (جنوب‌شرق شاهرود)

مژگان رضایی*[۱]، محمود صادقیان[۱]، حبیب الله قاسمی[۱]، پاپادوپائلو لامبرینی[۲]

۱-گروه سنگ شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲-گروه زمین شناسی کانی‌شناسی- سنگ شناسی - اقتصادی، مدرسه زمین‌شناسی، دانشگاه آریستوتل، یونان

(دریافت مقاله: ۹۸/۴/۱۰، نسخه نهایی: ۹۸/۶/۳۰)

چکیده: متاپلیت‌های مجموعه پی‌سنگی دگرگونی- آذرین دوچاه (واقع در جنوب‌شرق شاهرود) به سن نئوپروتروزوئیک پسین شامل میکاشیست، گارنت‌شیست، کلریتوئیدشیست و گارنت‌گنیس هستند. در بالاترین درجه دگرگونی، متاپلیت‌ها دچار ذوب‌بخشی شده‌اند و در آن‌ها گرانیت‌زایی صورت گرفته است. بخش قابل توجهی از متاپلیت‌ها، اثر نظام زمین‌ساختی تراکمی را به صورت وجود شواهد بارز دگریختی و میلونیتی‌شدن شدید نشان می‌دهند. کلریت‌های ثانویه و فنژیت‌های موجود در متاپلیت‌ها شواهدی از دگرگونی پسرونده‌ای هستند که در شرایط دما – فشار رخساره شیست سبز و طی بالازدگی این مجموعه تشکیل شده‌اند. دما – فشارسنجی متاپلیت‌ها بیانگر بروز یک نظام دگرگونی پیشرونده نوع بارووین عادی، در ارتباط با رخداد کوهزادی کادومین (نئوپروتروزوئیک‌پسین) در شرایط دما و فشار رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت‌بالایی است.

واژه‌های کلیدی: *شیمی کانی؛ دگرگونی؛ متاپلیت؛ نئوپروتروزوئیک؛ دوچاه؛ شاهرود.*

مقدمه

در نقشه‌های جغرافیای دیرین کره زمین، ورقه ایران پیش از کامبرین را مانند بخش‌هایی از سرزمین‌های آوالونیای غربی و شرقی، توده سنگ مرکزی فرانسه، توده سنگ آرموریکن، توده سنگ بوهمیا (یونان و چک)، آناتولی (ترکیه)، هند، تاریم و چین، به صورت کرانه فعال قاره‌ای در لبه شمالی ابرقاره گندوانا در نظر گرفته‌اند [۱-۴]. در همه پهنه‌های زمین‌ساختاری ایران، به جز کپه‌داغ، فلیش شرق ایران و مکران، سرزمین‌های گندوانایی گزارش شده‌اند [۵-۸]. پهنه ایران مرکزی بیشترین بخش از این سرزمین‌های گندوانایی را در خود جای داده است. در شمال این پهنه، در جنوب و جنوب شرق شاهرود، چند مجموعه دگرگونی- آذرین پی‌سنگی و گندوانایی با نام‌های محلی دوچاه، ماجراد، شترکوه، دلبر، بندهزارچاه، سفیدسنگ، احمدآباد، رضاآباد و میامی به طور پراکنده رخنمون دارند که از ویژگی‌ها و سرگذشت زمین‌شناسی تقریباً مشابهی برخوردار هستند. پژوهش‌های ارزشمندی این مناطق در سال‌های اخیر انجام شده است [۹-۱۶].

در مورد مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوچاه، تاکنون بررسی جامعی صورت نگرفته و پژوهش حاضر در نوع خود برای نخستین بار انجام شده است. این مجموعه شامل طیف ترکیبی متنوعی از سنگ‌های دگرگونی چون متاپلیت، متاپسامیت، متاکربنات و متابازیت بوده که میزبان سنگ‌های آذرین لوکوگرانیتی و بیوتیت‌گرانیتی است (شکل ۱). در این مقاله، شیمی کانی و تاریخچه دگرگونی‌های متاپلیت‌ها ارائه شده است.

روش بررسی

پس از بازدیدهای دقیق صحرایی، از نمونه‌های برداشتی تعداد ۴۸ مقطع نازک برای بررسی‌ها سنگ‌نگاری تهیه شد. از میان

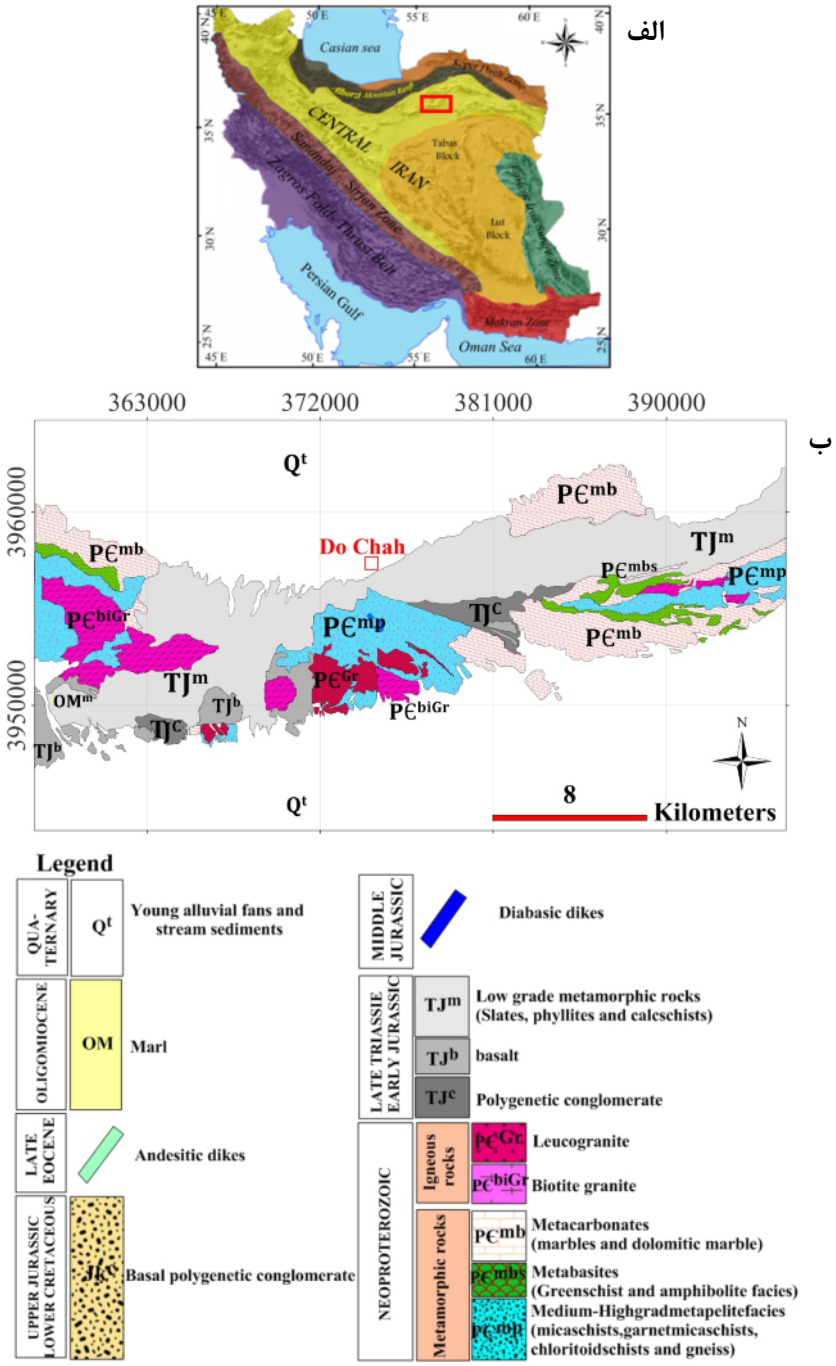
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۸۳۳۷۱۹۸۴، پست الکترونیکی: rezaiemozhgan@gmail.com

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

آنها، تعداد ۸ نمونه (۱ نمونه میکاشیست، ۵ نمونه گارنت میکاشیست، ۱ نمونه کلریتوئیدشیست و ۱ نمونه گنیس) انتخاب شد و پس از تهیه مقاطع نازک- صیقلی، در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه آریستوتل کشور یونان با میکروسکوپ الکترونی روبشی مدل JEOL JSM-840A ساخت ژاپن مجهز به طیف-سنج انرژی با ولتاژ ۲۰ کیلوولت و شدت جریان ۰/۴ آمپر به روش ریزپردازش الکترونی تجزیه شدند. نمونه‌ها پیش از تجزیه، با لایه ای از کربن به ضخامت میانگین ۲۰۰Å با استفاده از محفظه بخار JEOL-4x پوشش داده شدند. تصاویر الکترونی از کانی‌ها به منظور تشخیص مناطقی با ترکیب شیمیایی متفاوت تهیه شد.

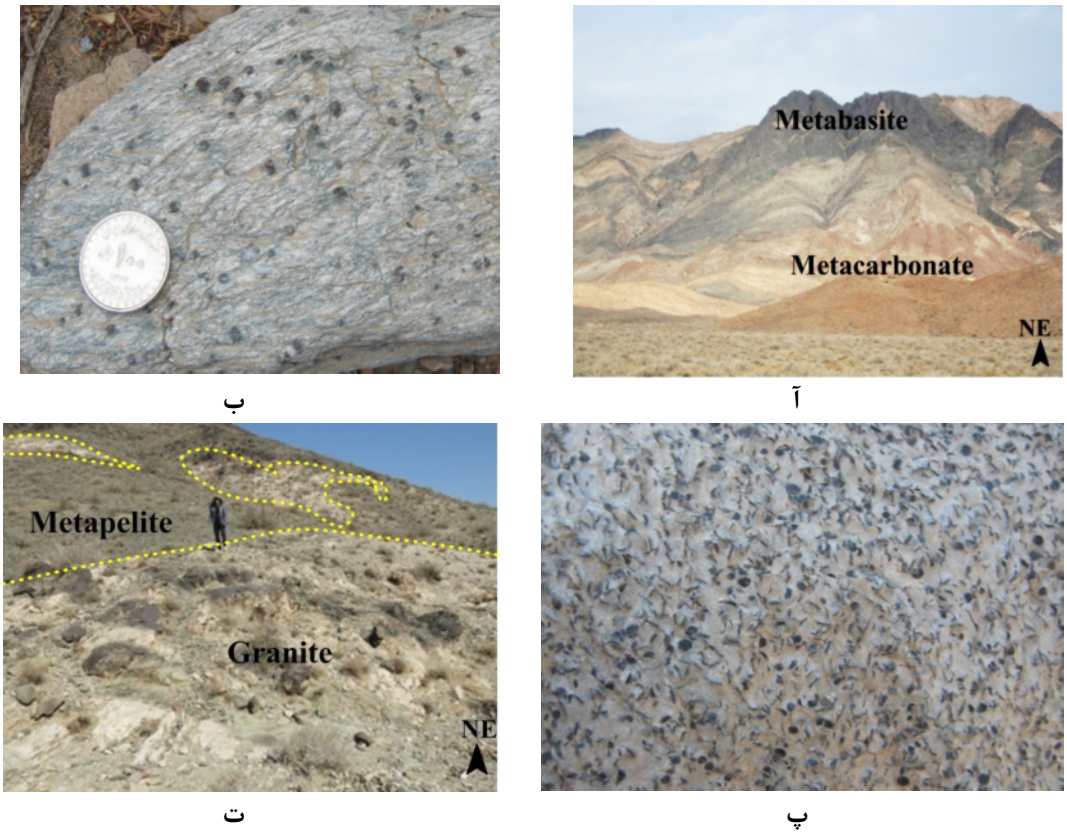


شکل ۱ الف- موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه پهنه‌های ساختاری و زمین‌شناسی ایران که با مستطیل قرمز مشخص شده است. ب- نقشه زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی - آذرین جنوب دوچاه که بر اساس تصاویر گوگل ارث و بازدیدهای صحرایی این پژوهش تهیه شده است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

زمین‌شناسی عمومی منطقه

مجموعه پی‌سنگی دگرگونی - آذرین جنوب دوچاه به سن نئوپروتروزوئیک پسین در ۱۶۰ کیلومتری جنوب‌شرق شاهرود، در کرانه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی، بین طول‌های جغرافیایی ´۲۷ °۵۵ تا ´۵۳ °۵۵ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۳۷ °۳۵ تا ´۵۲ °۳۵ شمالی واقع است. واحدهای سنگی دگرگونی این مجموعه در بردارنده طیف متنوعی از سنگ‌های دگرگونی چون متاپلیت، ماسه سنگ دگرگونه، متاکربنات و متابازیت است. متاپلیت‌ها دربردارنده سنگ‌های دگرگونی فیلیت، میکاشیست، گارنت‌شیست، کلریتوئیدشیست و گارنت-گنیس هستند. متابازیت‌ها با ترکیب شیست‌سبز، اپیدوت-آمفیبولیت، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت برونزد دارند. سنگ-های آذرین نئوپروتروزوئیک پسین این مجموعه شامل لوکوگرانیت و بیوتیت‌گرانیت هستند. این گرانیت‌ها از ذوب بخشی متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۲). مجموعه دگرگونی-آذرین دوچاه با توالی رسوبی پوشیده شده است. این توالی به سن تریاس‌پایانی- ژوراسیک پیشین معادل سازند شمشک در البرز بوده و در حوضه‌های کششی کافتی درون قاره‌ای تشکیل شده است [۱۷، ۱۸]. توالی یاد شده در رخداد کوهزادی سیمرین‌میانی در زمان ژوراسیک‌میانی به مجموعه دگرگونی در حد شیست‌سبز دگرگون شده است. مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوچاه و همچنین توالی رسوبی- آتشفشانی دگرگون شده پوشاننده، چون مناطق دلبر، بندهزارچاه، شترکوه، ماجراد و رضاآباد توسط دایک‌های دیابازی، آپوفیزها و سیل‌های کوچک مقیاس گابرودیوریتی مورد نفوذ قرار گرفته است. با توجه به شواهد چینه‌شناسی و تعیین‌سن ایزوتوپی به روش U-Pb، سن اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی را به آنها نسبت داده‌اند و آنها را بخشی از فعالیت‌های ماگمایی وابسته به سیمیرین‌میانی در شمال پهنه-ساختاری ایران مرکزی به حساب آورده‌اند [۱۷، ۱۹، ۲۰]. واحدهای کنگلومرایی به سن اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه و کنگلومرای پالئوسن در منطقه مورد بررسی رخنمون دارند. رخنمون‌هایی از مارن‌های الیگومیوسن و رسوب‌های آبرفتی-تخریبی کواترنر نیز در منطقه دیده می‌شوند.



آ ب پ ت

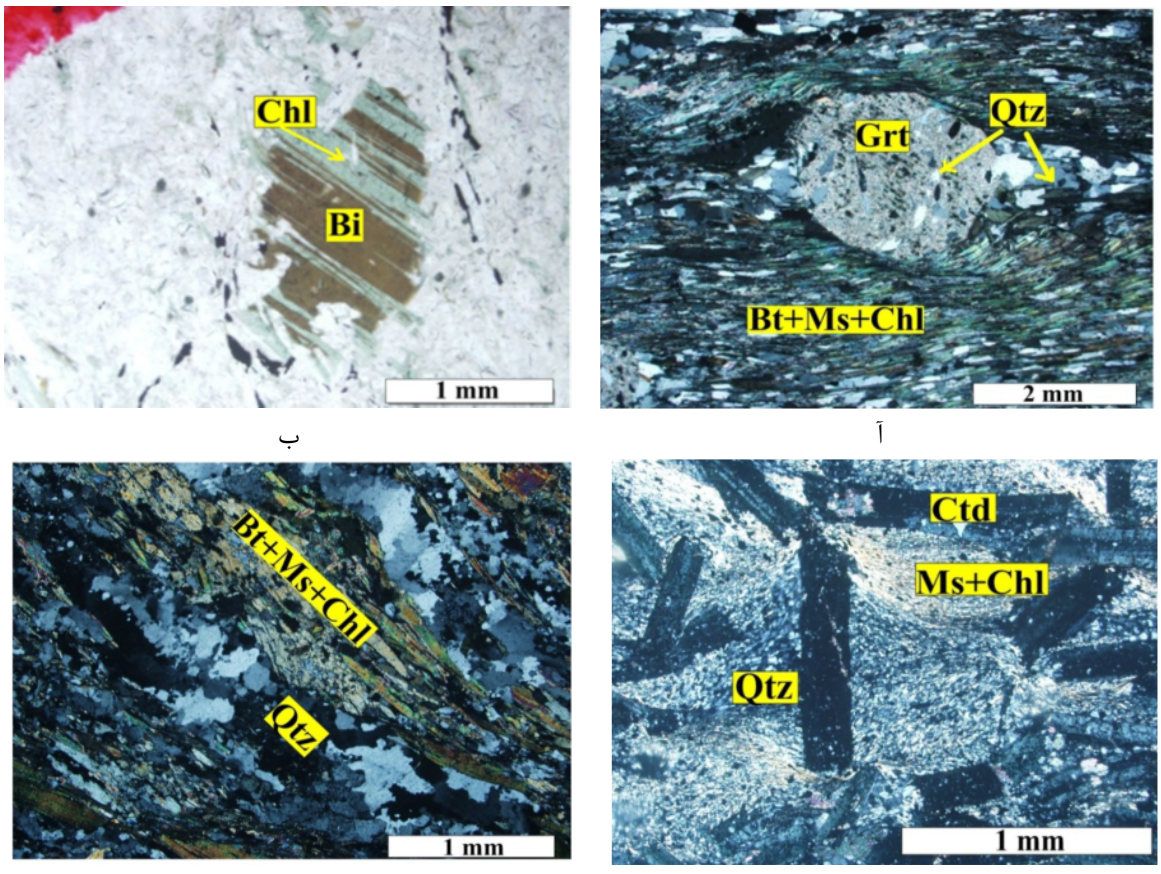
شکل ۲ الف- دورنمایی از متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک پسین همراه با متاکربناتها. ب- نمای نزدیکی از گارنت‌شیست، پ- نمای نزدیکی از کلریتوئیدشیست با شکفته بلورهای‌کلریتوئید به صورت دانه‌های برنجی‌شکل کوچک در اندازه ۲-۳ میلیمتر و ت- دورنمایی از دایک‌های لکوگرانیتی برآمده از مهاجرت مذاب‌های ناشی از ذوب متاپلیت‌ها.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری متاپلیت‌ها

فیلیت‌ها: فیلیت‌ها در بعضی قسمت‌ها با مقیاس سانتیمتری تا دسیمتری در تناوب با ماسه سنگ دگرگونه‌ها دیده می‌شوند که نشانگر وجود توالی شیلی و ماسه سنگی اولیه (سنگ‌مادر) است. جهت‌یافتگی کانی‌های کلریت و مسکوویت به بروز بافت ورقه شکفتی در این سنگ‌ها منجر شده است.

میکاشیست‌ها و گارنت‌شیست‌ها: گسترش و پراکندگی میکاشیست‌ها نسبت به سایر سنگ‌های متاپلیتی در منطقه به مراتب بیشتر است و در برخی نقاط، ضخامت قابل توجهی (چند صد متر) دارند و در مواردی نیز همراه با متابازیت‌ها، ماسه سنگ‌های دگرگونه و مرمرها به صورت بین‌لایه‌ای یافت می‌شوند. در میکاشیست‌ها، کانی‌های کوارتز، مسکوویت و بیوتیت از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. آپاتیت، زیرکن، اکسیدهای آهن و تیتانیم کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. در بخش‌های گسترده‌ای از میکاشیست‌ها، گارنت به صورت شکفته بلور تشکیل شده است. اندازه گارنت‌ها از چند میلیمتر تا حدود یک سانتیمتر متغیر است. برخی از گارنت‌ها دارای میانبارهایی از کوارتز و مسکویت هستند (شکل ۳ الف). از بافت‌های بارز میکاشیست‌ها و گارنت‌میکاشیست‌ها می‌توان به بافت‌های ورقه شکفتی، شکفته بلوری، پورفیری ورقه شکفتی و غربالی اشاره کرد. در انواع میلونیتی‌شده این سنگ‌ها نیز بافت‌های میلونیتی، پورفیری آواری و فلیزر دیده می‌شود. در این سنگ‌ها، برخی از بیوتیت‌ها در راستای برگوارگی به کلریت دگرسان شده‌اند و در بخش‌های دگرسان‌شده، رنگ سبز کمرنگ نشان‌می‌دهند (شکل ۳ ب). حضور کلریت بیان کننده حضور آب طی دگرسانی و خروج پتاسیم از محیط دگرسانی بیوتیت‌هاست. پتاسیم خارج شده در تشکیل سریسیت شرکت کرده است. اغلب بلورهای گارنت موجود در گارنت میکاشیست-ها نیز توسط کلریت و سریسیت جایگزین شده‌اند. تشکیل این کانی‌ها ناشی از دگرگونی پسرونده در اثر بالازدگی این سنگ‌ها و کاهش دما و فشار محیط است.



شکل۳ تصاویر میکروسکوپی از متاپلیت‌ها: الف- گارنت‌شیست، ب – دگرسانی بیوتیت به کلریت، پ-کلریتوئیدشیست و ت-تناوب لایه‌های تیره و روشن در گنیس. علائم اختصاری کانی‌ها عبارتند از Qtz:کوارتز، Gt: گارنت، Chl: کلریت، Bt: بیوتیت، Ms: مسکوویت و Ctd: کلریتوئید.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

کلریتوئیدشیست‌ها: این سنگ‌ها در منطقه مورد بررسی گسترش کمی دارند. شکفته بلورهای شکل‌دار کلریتوئید با اندازه ۲-۳ میلیمتر، حدود ۵۰ تا ۷۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۳ پ). در زمینه این شکفته بلورها، مسکویت، کلریت، کوارتز و ایلمنیت دیده می‌شود. بلورهای کلریتوئید اغلب به صورت متقاطع و برخی موازی با برگوارگی جهت‌گیری کرده‌اند. بررسی رابطه بین زمینه و سنگ‌های پورفیری آواری نشان می‌دهد که آنها پس از زمین‌ساخت (دگرشکلی) رشد کرده‌اند.

کلریتوئید به عنوان یکی از کانی‌های شاخص دگرگونی متاپلیت‌ها به سنگ‌های درجه پایین تا متوسط دگرگونی محدود می‌شود که در آن‌ها، مقدار آهن بیشتر از منیزیم است. این کانی شاخص بارزی برای محیط‌های فشار بالا محسوب می‌شود. کلریتوئید از شکسته‌شدن پیروفیلیت و کلریت به دست می‌آید. نوع آهن‌دار آن شاخص رخساره شیست‌سبز است [۲۱]. گفتنی است که در تشکیل کلریتوئید افزون بر ترکیب شیمیایی مساعد و دما و فشار در گستره پایداری این کانی، ترکیب سیال عامل مؤثّر دیگری است. هولدوی [۲۲] بالاتر بودن X_{H2O} را برای تشکیل کلریتوئید مؤثّر می‌داند.

گنیس‌ها: با پیشرفت درجه دگرگونی، در بخش‌هایی از میکاشیست‌ها آثاری از فلدسپارزایی نیز به چشم می‌خورد که نشان می‌دهد که ساختار شیستی میکاشیست‌ها به سمت گنیسی‌شدن نزدیک شده است، به طوری‌که حالت گذاری بین شیست و گنیس قابل درک و مشاهده است. نواربندی گنیسی و رشد شکفته بلورهای فلدسپار قلیایی از ویژگی‌های بارز تفکیک کننده این سنگ‌ها از میکاشیست‌هاست. در مجموعه جنوب دوچاه، گنیس‌ها رخنمون کمی دارند (شکل ۳ ت).

گنیس‌ها از مجموعه کانی‌های کوارتز + فلدسپار + پلاژیوکلاز + بیوتیت ± آلانیت ± زیرکن± آپاتیت± کلریت ± اپیدوت تشکیل شده‌اند. شکفته بلور گارنت در نمونه دستی قابل مشاهده نیست اما در برخی از مقاطع نازک به ندرت دیده می‌شود. برخی از بیوتیت‌های موجود در گنیس‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند. یون K^+ آزاد شده از بیوتیت، باعث سریسیتی-شدن پلاژیوکلاز شده و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز در تولید اپیدوت و اسفن (تیتانیت) مصرف شده است.

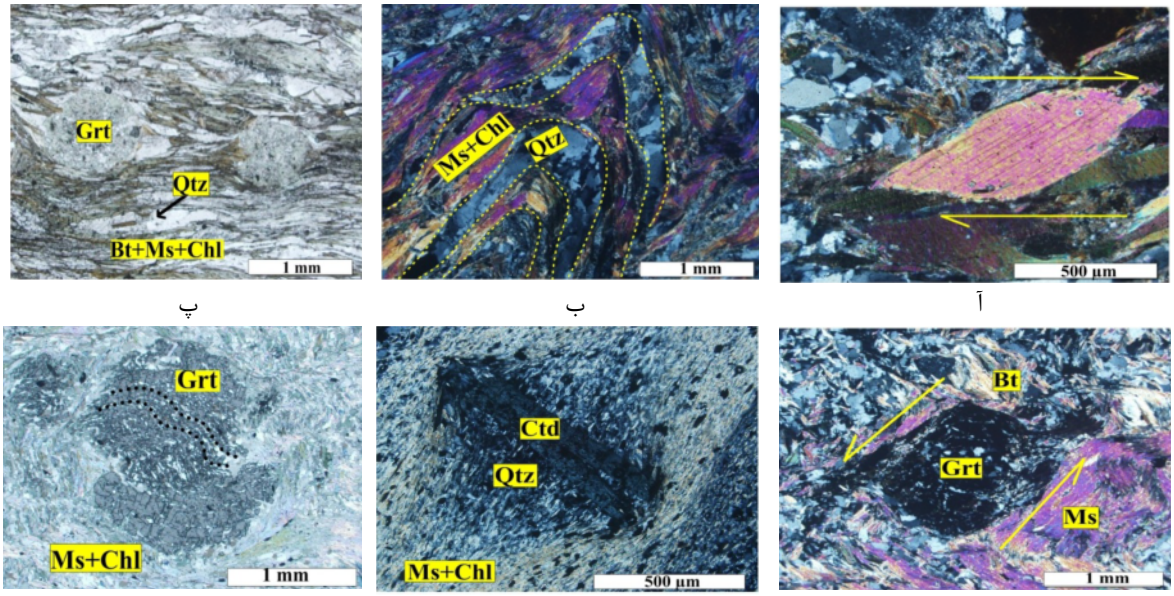
گرانیت‌زایی در متاپلیت‌های مجموعه جنوب دوچاه بسیار دیده می‌شود. در واقع، ذوب سنگ‌های متاپلیتی به تشکیل مذاب‌های‌گرانیتی منجر شده است. بسته‌های گرانیتی با مقیاس‌های سانتیمتری تا کیلومتری در منطقه دیده می‌شوند.

شواهد ریزساختاری و میلونیتی‌شدن در متاپلیت‌ها

در متاپلیت‌ها، نوارهای برشی به شکل S و C دیده می‌شوند. سطوح S در نمونه‌ها با دانه‌های کشیده مسکوویت، فلدسپار پتاسیم (ارتوز و میکروکلین) و بیوتیت و سطوح C که برگوارگی اصلی میلونیتی هستند، از انباشت و سمت‌گیری بیوتیت، مسکوویت کلریت و نوارهای کوارتز مشخص می‌شوند. بیوتیت بیشتر به صورت پیچ و تاب خورده دانه‌ریز شده دیده می‌شوند. مسکوویت‌های ماهی‌شکل نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شوند (شکل ۴ الف). چین‌خوردگی‌های بزرگ و کوچک در این سنگ‌ها پدیدار شده‌اند (شکل ۴ ب). دگریختی کوارتز به صورت باز تبلور، خاموشی موجی، بودین‌شدگی و نواری‌شدن در این سنگ‌ها ظاهر شده‌اند. کلریت، مسکویت، بیوتیت و نوارهای چندبلوری کوارتز در پیرامون سنگ‌های پورفیری آواری گارنت انباشته شده و ریزساختار پورفیری آواری‌های دارای سایه کرنشی را تشکیل داده‌اند (شکل ۴ پ). در متاپلیت‌ها، گاهی سنگ‌های پورفیری آواری نوع σ از جنس فلدسپار پتاسیم و گارنت دیده می‌شوند (شکل ۴ ت).

شواهد ریزساختاری و میلونیتی بیان شده همه بیانگر آن است که متاپلیت‌ها در پهنه‌های برشی دستخوش فرایندهای دگریختی شده‌اند. در برخی شکفته بلورهای گارنت، میانبار-های کوارتز دارای الگوی منحنی شکل هستند و شواهدی از چرخش به شکل S را نشان می‌دهند (شکل ۴ ج). با توجه به شواهد میلونیتی‌شدن و الگوی منحنی شکل میانبارها در گارنت، می‌توان نتیجه گرفت که رشد شکفته بلورهای گارنت در متاپلیت‌ها طی دگرگونی، همزمان تا پس از زمین ساخت (پس از دگرشکلی) صورت‌گرفته است. در کلریتوئیدشیست‌ها نیز بررسی رابطه بین زمینه و شکفته بلورها نشان می‌دهد که آنها پس از زمین ساخت رشد کرده‌اند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی نشانگر شواهد ریزساختاری و میلونیتی متاپلیت‌ها: الف- میکاماهی در میکاشیست، ب- ریزچین در میکاشیست‌ها، پ- سایه کرنشی پیرامون گارنت پورفیری آواری تجزیه‌شده به کلریت (در نورPPL)،ت- گارنت پورفیری آواری سیگمایی شکل. ث- هم راستا بودن شیستوارگی دوطرف شکفته بلور کلریتوئید که نشان‌دهنده رشد پسا زمین ساختی شکفته بلور است. (در نورXPL) و ج- بافت گوله برفی در شکفته بلور گارنت (در نورPPL).

شیمی کانی

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها و برآورد دما و فشار تشکیل متاپلیت‌ها در مسیر دگرگونی، کانی‌های بیوتیت، مسکویت، فلدسپار پتاسیم، گارنت و کلریت تجزیه شیمیایی شدند. نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۶ آمده است. برای بررسی و پردازش داده‌ها از نرم‌افزارهای Excel و Grapher 12 استفاده شده است.

جدول ۱ نتایج آنالیز مایکروپروب بیوتیت‌های متاپلیت‌های مجموعه جنوب دوچاه(جنوب‌شرق شاهرود).

نمونه	گنیس			میکاشیست				گارنت میکاشیست	
نقطه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
SiO_2	۳۸٫۶۴	۴۰٫۱۷	۳۹٫۵۶	۳۸٫۱۰	۳۹٫۱۶	۳۸٫۴۳	۳۹٫۷۹	۳۹٫۸۱	۴۰٫۰۳
TiO_2	۱٫۸۲	۱٫۷۰	۱٫۶۸	۱٫۸۱	۱٫۷۱	۱٫۷۳	۱٫۹۳	۱٫۹۰	۱٫۸۹
Al_2O_3	۱۷٫۱۶	۱۷٫۲۲	۱۶٫۹۶	۱۶٫۴۶	۱۶٫۸۸	۱۶٫۲۰	۱۷٫۰۳	۱۷٫۶۹	۱۷٫۵۴
FeO	۱۷٫۱۸	۱۷٫۰۶	۱۶٫۸۰	۱۸٫۵۸	۱۷٫۳۳	۱۶٫۲۰	۱۷٫۳۸	۱۶٫۹۰	۱۶٫۹۷
MnO	۰٫۴۰	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۳۰	۰٫۱۸	۰٫۳۲	۰٫۱۳	۰٫۴۲	۰٫۰۹
MgO	۱۰٫۹۵	۱۱٫۰۷	۱۰٫۹۰	۱۰٫۳۷	۱۰٫۸۱	۱۰٫۰۶	۱۰٫۷۶	۱۰٫۴۲	۱۰٫۲۴
CaO	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۳۳	۰٫۱۶	۰٫۲۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۰
Na_2O	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۵۰	۰٫۲۴	۰٫۴۸	۰٫۲۰	۰٫۲۲	۰٫۲۶
K_2O	۸٫۶۲	۹٫۳۵	۹٫۲۱	۹٫۳۰	۹٫۲۳	۹٫۴۶	۹٫۵۵	۹٫۳۸	۹٫۷۷
مجموع	۹۴٫۹۶	۹۷٫۰۳	۹۵٫۵۷	۹۵٫۷۴	۹۵٫۷۰	۹۵٫۷۱	۹۶٫۸۱	۹۶٫۷۷	۹۶٫۷۹
Si	۵٫۷۸	۵٫۸۷	۵٫۸۷	۵٫۷۴	۵٫۸۳	۵٫۸۰	۵٫۸۵	۵٫۸۴	۵٫۸۷
Ti	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۱
Al^{IV}	۲٫۲۲	۲٫۱۵	۲٫۱۳	۲٫۲۶	۲٫۱۷	۲٫۲۰	۲٫۱۵	۲٫۱۶	۲٫۱۳
Al^{VI}	۰٫۸۱	۰٫۸۴	۰٫۸۲	۰٫۶۶	۰٫۷۹	۰٫۶۸	۰٫۸۰	۰٫۹۰	۰٫۹۱
Fe^{2+}	۲٫۱۵	۲٫۰۹	۲٫۰۷	۲٫۳۴	۲٫۱۶	۲٫۳۷	۲٫۱۴	۲٫۰۷	۲٫۰۸
Mn	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۱
Mg	۲٫۴۴	۲٫۴۱	۲٫۴۰	۲٫۳۳	۲٫۴۰	۲٫۲۶	۲٫۳۶	۲٫۲۸	۲٫۲۴
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۱۵	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷
K	۱٫۶۴	۱٫۷۴	۱٫۷۰	۱٫۷۹	۱٫۷۵	۱٫۸۲	۱٫۷۹	۱٫۷۵	۱٫۸۳
تعداد اکسیژن ها	۱۱	۱۱	۱۱	۱۱	۱۱	۱۱	۱۱	۱۱	۱۱
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	۰٫۵۳	۰٫۵۴	۰٫۵۳	۰٫۵۰	۰٫۵۳	۰٫۴۹	۰٫۵۲	۰٫۵۳۲	۰٫۵۲

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی مسکوویت‌های متاپلیت‌های مجموعه جنوب دوچاه(جنوب‌شرق شاهرود).

نمونه	شیست کلریتوئید			میکاشیست			گارنت میکاشیست		
SiO_2	۴۵٫۲۶	۴۵٫۵۲	۴۵٫۲۳	۴۸٫۵۲	۴۸٫۰۹	۴۷٫۹۰	۴۸٫۵۱	۴۸٫۳۸	۴۹٫۰۵
TiO_2	۰٫۱۸	۰٫۰۶	۰٫۳۲	۰٫۷۱	۰٫۵۳	۰٫۴۱	۰٫۳۳	۰٫۵۸	۰٫۲۶
Al_2O_3	۳۶٫۸۷	۳۶٫۱۸	۳۶٫۴۷	۳۱٫۹۹	۳۲٫۶۳	۳۱٫۵۱	۳۲٫۶۸	۳۱٫۳۳	۳۳٫۳۹
FeO	۱٫۳۱	۱٫۷۶	۱٫۴۵	۱٫۹۶	۱٫۸۹	۲٫۵۰	۱٫۷۳	۲٫۹۷	۱٫۷۲
MnO	۰٫۰۹	۰٫۲۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۱۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۰
MgO	۰٫۳۰	۰٫۲۲	۰٫۵۲	۱٫۴۹	۱٫۱۳	۱٫۴۸	۱٫۳۱	۱٫۶۷	۰٫۰۰
CaO	۰٫۲۶	۰٫۰۴	۰٫۲۹	۰٫۲۲	۰٫۱۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۲۱	۰٫۰۰
Na_2O	۱٫۲۱	۱٫۴۲	۱٫۳۰	۰٫۹۹	۱٫۲۰	۰٫۴۸	۰٫۴۲	۰٫۱۵	۰٫۴۴
K_2O	۹٫۴۵	۹٫۴۲	۹٫۴۰	۹٫۳۳	۹٫۶۵	۱۰٫۸۷	۱۰٫۹۰	۱۰٫۹۴	۱۰٫۰۱
مجموع	۹۴٫۹۳	۹۴٫۸۶	۹۴٫۹۸	۹۵٫۲۱	۹۵٫۲۸	۹۵٫۳۲	۹۵٫۹۱	۹۶٫۲۲	۹۵٫۹۶
Si	۶٫۰۳	۶٫۰۹	۶٫۰۳	۶٫۴۴	۶٫۴۰	۶٫۴۳	۶٫۴۳	۶٫۴۴	۶٫۴۵
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۳
Al^{IV}	۱٫۹۷	۱٫۹۱	۱٫۹۷	۱٫۵۶	۱٫۶۰	۱٫۵۷	۱٫۵۷	۱٫۵۶	۱٫۵۵
Al^{VI}	۳٫۸۲	۳٫۷۹	۳٫۷۶	۳٫۴۵	۳٫۵۱	۳٫۴۱	۳٫۳۳	۳٫۳۵	۳٫۶۲
Fe^{2+}	۰٫۱۵	۰٫۲۰	۰٫۱۶	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۸	۰٫۱۹	۰٫۳۳	۰٫۱۹
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Mg	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۱۰	۰٫۲۹	۰٫۲۲	۰٫۳۰	۰٫۲۶	۰٫۳۳	۰٫۲۰
Ca	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰
Na	۰٫۳۱	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۲۵	۰٫۳۱	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۱۱
K	۱٫۶۱	۱٫۶۱	۱٫۶۰	۱٫۵۸	۱٫۶۴	۱٫۸۶	۱٫۸۴	۱٫۸۶	۱٫۶۸
تعداد	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲

جدول۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی فلدسپارهای متاپلیت‌های مجموعه جنوب دوچاه(جنوب‌شرق شاهرود).

نمونه	میکاشیست			گارنت میکاشیست			گینس		
نقطه	لبه	درون	مرکز	لبه	درون	مرکز	لبه	درون	مرکز
SiO_2	۶۱٫۸۰	۶۱٫۲۴	۶۱٫۵۰	۶۴٫۶۶	۶۴٫۷۵	۶۴٫۶۲	۶۲٫۲۴	۶۲٫۹۳	۶۱٫۸۷
Al_2O_3	۲۴٫۱۸	۲۴٫۵۸	۲۴٫۱۸	۱۸٫۲۲	۱۸٫۴۰	۱۸٫۵۱	۲۳٫۷۲	۲۲٫۶۴	۲۴٫۰۱
FeO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۷	۰٫۰۳
CaO	۵٫۴۵	۵٫۸۶	۵٫۵۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۴	۵٫۲۷	۴٫۰۸	۵٫۲۹
Na_2O	۸٫۶۴	۸٫۲۷	۸٫۵۴	۰٫۲۶	۰٫۴۴	۰٫۴۰	۸٫۶۵	۸٫۰۸	۸٫۶۲
K_2O	۰٫۰۱	۰٫۱۶	۰٫۰۶	۱۶٫۴۹	۱۶٫۲۳	۱۶٫۲۴	۰٫۰۸	۱٫۹۲	۰٫۱۱
لبه	۱۰۰٫۰۸	۱۰۰٫۰۸	۹۹٫۸۵	۹۹٫۶۳	۹۹٫۸۲	۹۹٫۹۱	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۲	۹۹٫۹۳
Or (K)	۰٫۰۶	۰٫۹۰	۰٫۳۴	۹۷٫۶۷	۹۶٫۰۳	۹۵٫۷۲	۰٫۴۶	۱۰٫۸۷	۰٫۶۰
Ab (Na)	۷۴٫۱۳	۷۱٫۲۰	۷۳٫۴۹	۲٫۳۳	۳٫۹۷	۳٫۵۸	۷۴٫۴۷	۶۹٫۶۸	۷۴٫۲۴
An(Ca+Mn+Mg)	۲۵٫۸۱	۲۷٫۹۰	۲۶٫۱۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۷۰	۲۵٫۰۷	۱۹٫۴۵	۲۵٫۱۷
تعداد اکسیژن ها	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸

جدول۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی گارنت‌های گارنت‌میکاشیست‌های مجموعه جنوب دوچاه(جنوب‌شرق شاهرود)

نمونه	گارنت میکاشیست						
نقطه	لبه	مرکز					لبه
SiO_2	۳۶٫۵۹	۳۶٫۷۳	۳۷٫۰۲	۳۷٫۱۸	۳۷٫۲۴	۳۷٫۲۵	۳۷٫۴۱
Al_2O_3	۲۲٫۱۰	۲۱٫۶۰	۲۱٫۳۳	۲۰٫۷۷	۲۰٫۶۴	۲۱٫۰۱	۲۱٫۰۴
FeO	۳۳٫۷۷	۳۳٫۴۰	۲۵٫۳۲	۲۲٫۱۱	۲۳٫۱۰	۲۶٫۴۳	۲۶٫۵۱
MnO	۰٫۴۳	۱٫۸۴	۸٫۸۶	۱۲٫۵۷	۱۱٫۴۷	۷٫۵۲	۶٫۹۳
MgO	۲٫۴۷	۱٫۸۷	۱٫۰۶	۰٫۹۴	۰٫۶۹	۰٫۹۳	۱٫۳۸
CaO	۴٫۵۸	۴٫۷۳	۶٫۳۶	۶٫۳۱	۶٫۲۹	۶٫۶۲	۶٫۵۸
مجموع	۱۰۰٫۱۷	۱۰۰٫۲۴	۱۰۰٫۱۳	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۸	۱۰۰٫۰۷	۱۰۰٫۱
اسپسارتین	٪۰٫۹۸	٪۴٫۱۷	%۲۰٫۱۳	%۲۸٫۶۶	%۲۶٫۱۶	%۱۷٫۰۸	%۱۵٫۷۳
پیروپ	%۹٫۸۲	%۷٫۴۶	%۴٫۲۴	%۳٫۷۶	%۲٫۷۵	%۳٫۷۳	%۵٫۵۳
آلماندین	%۷۴٫۱۷	%۷۳٫۲۹	%۵۶٫۶۷	%۴۸٫۶۶	%۵۱٫۵۱	%۵۸٫۵۲	%۵۹٫۳۷
گروسولار	%۱۲٫۳۸	%۱۳٫۳۶	%۱۷٫۷۱	%۱۷٫۷۳	%۱۷٫۶۴	%۱۸٫۸۲	%۱۸٫۶۲
تعداد اکسیژن ها	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

جدول۵ نتایج آنالیز مایکروپروب کلریتوئیدهای متاپلیت‌های مجموعه جنوب دوچاه.

نقطه	لبه	درون		مرکز
SiO_2	۲۳٫۷۶	۲۴٫۵۰	۲۳٫۵۵	۲۳٫۹۷
TiO	۰٫۲۹	۰٫۲۴	۰٫۱۲	۰٫۰۰
Al_2O_3	۴۱٫۱۴	۴۱٫۵۳	۴۱٫۰۲	۴۱٫۰۵
FeO	۲۶٫۸۷	۲۵٫۸۹	۲۷٫۴۴	۲۶٫۶۶
MnO	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۰۷	۰٫۲۴
MgO	۰٫۸۸	۰٫۹۹	۰٫۸۴	۱٫۰۷
K_2O	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۱۲	۰٫۰۷
مجموع	۹۳٫۱۴	۹۳٫۳۵	۹۳٫۱۶	۹۳٫۰۶
Si	۱٫۹۷	۲٫۰۱	۱٫۹۶	۱٫۹۹
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Al	۱٫۰۲	۱٫۰۲	۱٫۰۳	۱٫۰۱
Fe^{+2}	۱٫۸۶	۱٫۷۸	۱٫۹۱	۱٫۸۵
Mn	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۳
Mg	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲
K	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
تعداد اکسیژن ها	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲

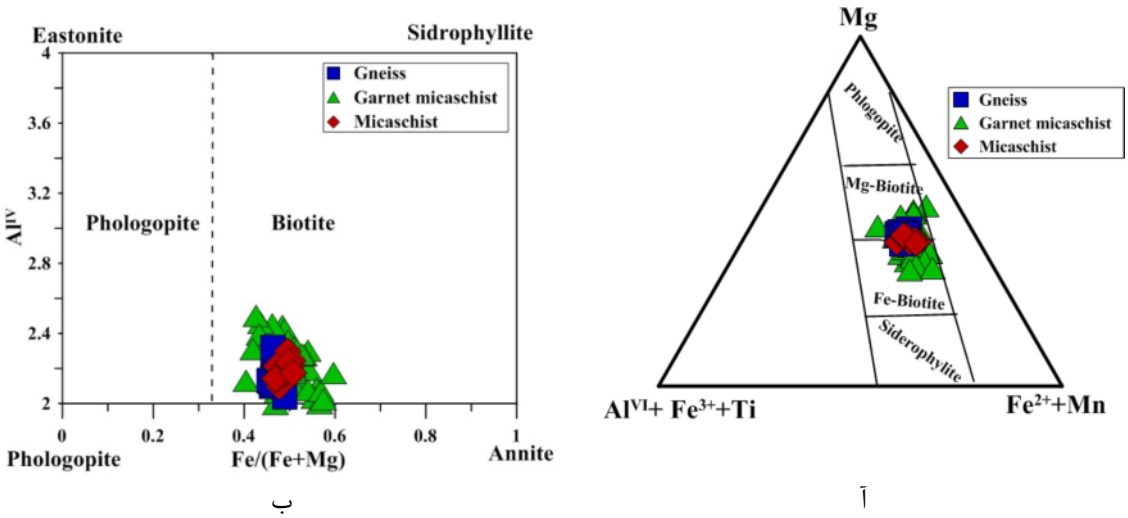
جدول ۶ نتایج تجزیه ریزپردازشی کلریت‌های متاپلیت‌های مجموعه جنوب دوچاه.

نمونه	میکاشیست		garnet micaschict(patched)			شیست کلریتوئید		گنیس		
SiO_2	۲۷٫۶۹	۲۷٫۶۹	۲۵٫۹۸	۲۶٫۳۹	۲۶٫۷۲	۲۴٫۲۴	۲۶٫۱۲	۲۹٫۱۹	۲۹٫۲۵	۳۰٫۴۹
TiO_2	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۳۷	۰٫۲۶	۰٫۰۱	۰٫۳۰	۰٫۰۵	۰٫۱۲
Al_2O_3	۲۱٫۱۴	۲۰٫۸۶	۲۱٫۹۹	۲۲٫۲۷	۲۱٫۸۰	۲۳٫۰۶	۲۳٫۲۰	۱۸٫۶۹	۲۰٫۴۷	۱۹٫۱۸
Fe_2O_3	۱٫۴۷	۱٫۴۵	۰٫۳۲	۱٫۱۳	۱٫۵۳	۱٫۸۳	۳٫۲۶	۰٫۷۳	۲٫۵۱	۲٫۴۵
FeO	۲۲٫۰۸	۲۱٫۶۸	۲۴٫۴۸	۲۲٫۴۲	۲۳٫۰۴	۳۲٫۳۰	۲۹٫۵۳	۲۲٫۳۴	۱۹٫۵۷	۱۷٫۹۶
MnO	۰٫۲۳	۰٫۵۹	۰٫۵۴	۰٫۸۰	۰٫۲۳	۰٫۳۰	۰٫۰۶	۰٫۴۱	۰٫۴۹	۰٫۳۵
MgO	۱۵٫۵۶	۱۵٫۸۶	۱۴٫۱۵	۱۴٫۹۵	۱۳٫۹۷	۵٫۹۶	۵٫۷۷	۱۳٫۸۳	۱۵٫۶۴	۱۵٫۷۸
CaO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۵۸	۰٫۱۱	۰٫۲۷	۰٫۱۱	۰٫۲۵
Na_2O	۰٫۲۱	۰٫۰۲	۰٫۲۸	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۰۲	۰٫۱۴
K_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۹	۰٫۳۶	۰٫۰۷	۰٫۳۰	۰٫۱۷	۰٫۲۶	۲٫۲۵	۰٫۴۱	۱٫۲۰
مجموع	۱۰۰٫۱۴	۱۰۰٫۰۸	۹۹٫۷۱	۹۹٫۷۱	۹۹٫۹۲	۹۹٫۶۶	۹۹٫۶۸	۹۹٫۶۸	۱۰۰٫۲۷	۹۹٫۸۷
Si	۵٫۶۵	۵٫۶۸	۵٫۴۱	۵٫۴۶	۵٫۵۲	۵٫۲۷	۵٫۵۸	۶٫۰۲	۵٫۹۲	۶٫۱۴
Al^{IV}	۲٫۳۵	۲٫۳۲	۲٫۵۹	۲٫۵۴	۲٫۴۸	۲٫۷۳	۲٫۴۲	۱٫۹۸	۲٫۰۸	۱٫۸۶
Al^{VI}	۲٫۷۸	۲٫۷۵	۲٫۸۴	۲٫۹۱	۲٫۸۷	۳٫۲۲	۳٫۴۸	۲٫۶۲	۲٫۸۴	۲٫۷۶
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Fe^{3+}	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۰۵	۰٫۱۸	۰٫۲۴	۰٫۳۰	۰٫۵۲	۰٫۱۱	۰٫۳۸	۰٫۳۷
Fe^{2+}	۳٫۷۸	۳٫۷۲	۴٫۲۷	۳٫۸۸	۳٫۹۸	۵٫۸۸	۵٫۲۷	۳٫۸۵	۳٫۳۱	۳٫۰۳
Mn	۰٫۰۴	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۶
Mg	۴٫۷۵	۴٫۸۵	۴٫۴۰	۴٫۶۱	۴٫۳۰	۱٫۹۳	۱٫۸۴	۴٫۲۵	۴٫۷۲	۴٫۷۴
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۱۴	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۵
Na	۰٫۱۷	۰٫۰۱	۰٫۲۳	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۰۱	۰٫۱۱
K	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۱۹	۰٫۰۴	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۱٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۶۲
تعداد	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸	۲۸
T°C			۲۹۳٫۴۷	۲۸۸٫۸۸	۲۸۱٫۷۰					

بیوتیت: با توجه به نمودار تغییرات Al^{IV} نسبت به Fe/(Fe+Mg)، [۲۳] برای رده‌بندی میکاها بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌ها، گارنت‌میکاشیست‌ها و گنیس‌های جنوب دوچاه در گستره ترکیبی بین آنیت و فلوگوپیت قرار دارند و همه از نوع بیوتیت هستند. همچنین برپایه رده بندی مرجع [۲۴]، بیوتیت‌های مورد بررسی در دو گروه بیوتیت‌های منیزیم‌دار و آهن‌دار جای دارند (شکل ۵).

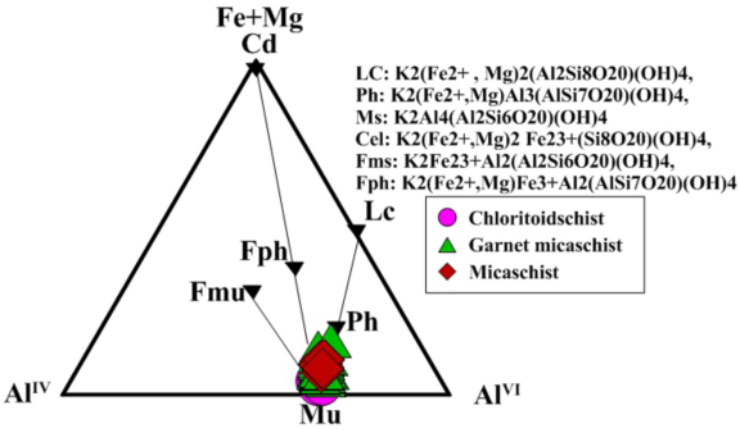
مسکوویت: مسکوویت‌های مورد بررسی در کلریتوئیدشیست‌ها در نمودار مرجع [۲۵] پیرامون قطب مسکوویت واقع هستند. مسکوویت‌های بررسی شده از میکاشیست و گارنت‌شیست‌ها در قطب مسکویت و مسکویت مایل به فنژیت قرار دارند (شکل ۶).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]



ب آ

شکل۵ نمودارهای تعیین ترکیب بیوتیت‌ها: الف- نمودار تغییرات Al^{IV} نسبت به Fe/(Fe+Mg) برای رده‌بندی میکاها [۲۳] و ب-نمودار مثلثی $(Al^{VI} + Fe^{3+}+Ti)$- Mg-$(Fe^{2+}+Mn)$ [۲۴].



شکل۶ نمودار تعیین ترکیب مسکوویت‌ها [۲۵] که مسکویت‌های مورد بررسی بین قطب‌های مسکویت و فنژیت قرار دارند.

گارنت: ترکیب گارنت در گارنت‌میکاشیست‌ها به صورت $(Fe^{2+}, Mg, Ca, Mn)_3Al_2Si_3O_{12}$ نشان داده می‌شود. با این وجود، Fe^{3+} با مقادیر کم به صورت جانشینی با Al در ترکیب گارنت حضور دارد. تجزیه شیمیایی نقطه‌ای گارنت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که ترکیب بر اساس اعضای انتهایی آن ها به صورت Grs_{8-18}، Pyr_{2-49}، Sps_{9-29} و Alm_{34-76} است (شکل ۷ الف). منطقه‌بندی گارنت یکی از مهم‌ترین معیارها برای درک تاریخچه رشد این کانی و سنگ‌های دگرگونی است. به طور کلی، رشد منطقه‌بندی در گارنت با هسته‌های غنی از Mn و Ca و مقادیر بالای Fe و Mg در لبه‌ها مشخص می‌شود [۲۶، ۲۷].

شکل‌های ۷ ب و پ نیمرخ ترکیبی کسر مولی سازنده‌های گارنت‌ها، کلسیم، میزیم، منگنز و آهن را نشان می‌دهند. بررسی روند تغییرات X_{Fe}، X_{Mn}، X_{Ca} و X_{Mg} به طور همزمان، رفتار درست وارونه‌ای را برای آنها نشان می‌دهد. مقدار X_{Fe} از مرکز به سمت لبه به طور محسوس افزایش یافته است و برعکس X_{Mn} کاهش محسوسی را نشان می‌دهد. همچنین X_{Mg} از مرکز به سمت لبه روند افزایشی نشان می‌دهد و در مقابل، X_{Ca} روند کاهشی دارد. این روندهای معکوس بیانگر این است که این عناصر در ساختار مولکولی گارنت‌های مورد بررسی به صورت محلول جامد جایگزین هم شده‌اند.

از تغییراتی که در کسر مولی سازا دیده می‌شود می‌توان نتیجه گرفت که طی رشد گارنت و افزایش درجه دگرگونی،

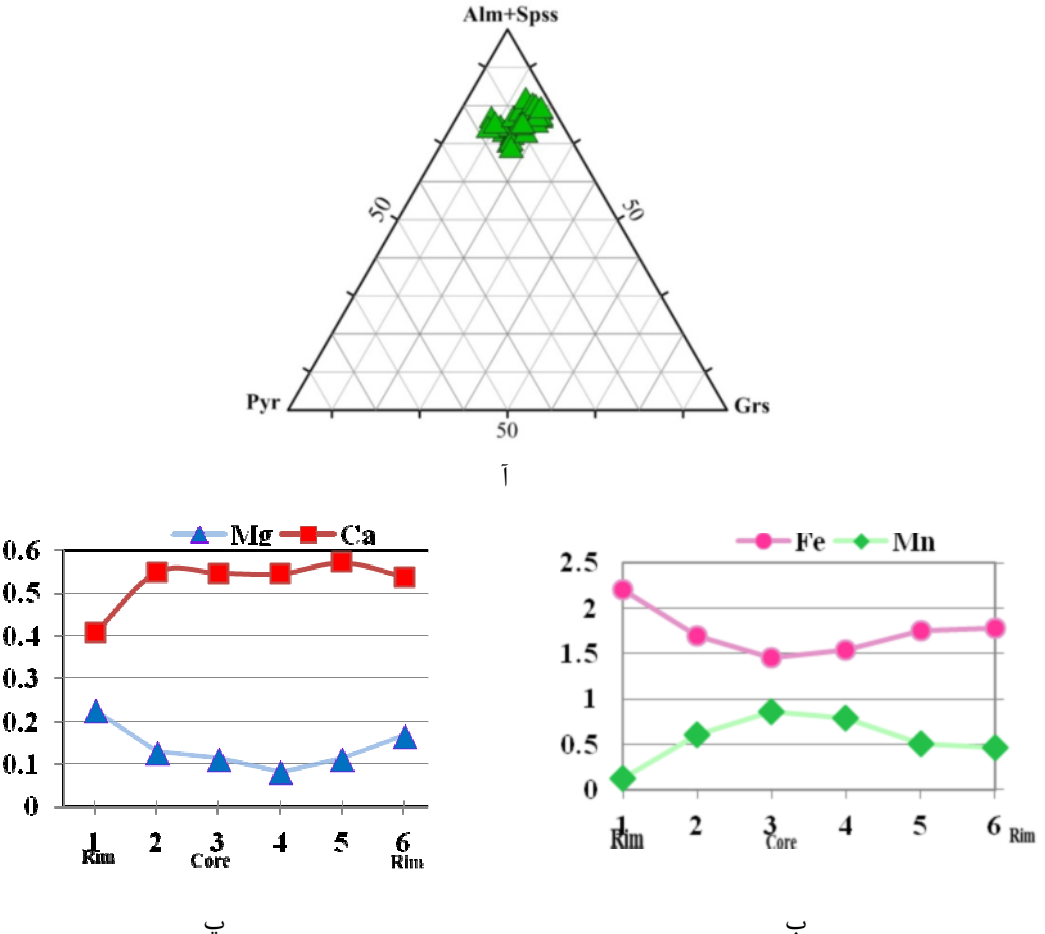
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

مقادیر آهن و منیزیم یا به عبارتی X_{Fe} و X_{Mg} گارنت‌ها افزایش یافته و در مقابل مقادیر کلسیم و منگنز یا به عبارتی X_{Ca} و X_{Mn} کاهش یافته است. این تغییرات در مجموع بیانگر افزایش دما و فشار طی دگرگونی پیشرونده و رشد بلورهای گارنت است [۲۸].

فلدسپارها: موقعیت ترکیبی فلدسپارهای قلیایی و پلاژیوکلاز-های مورد بررسی از میکاشیست، گارنت‌میکاشیست و گنیس در نمودار سه‌تایی رده‌بندی فلدسپارها [۲۳] نشان نشان داده شده است (شکل ۸ الف). ترکیب فلدسپارهای قلیایی بیشتر ارتوزی و ترکیب پلاژیوکلازها اغلب آلبیتی و الیگوکلازی است. مقادیر آنورتیت پلاژیوکلازهای میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها بیشتر از مقادیر آنورتیت پلاژیوکلازهای گنیس-هاست. به طور معمول با افزایش دما، باید مقدار کلسیم شرکت کننده در ساخت پلاژیوکلازهای سنگ‌های دگرگونی افزایش یابد و پلاژیوکلازهای موجود در گنیس‌ها داشته آنورتیت بیشتری نسبت به پلاژیوکلازهای موجود در میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها باشد.

کلریتوئید: بر اساس داده‌های تجزیه نقطه‌ای، کلریتوئیدهای مورد بررسی در نمودار $Mn\text{-}Mg\text{-}Fe^{2+}$ نزدیک به قطب آهن‌دار قرار دارند و از کلریتوئیدهای سرشار از آهن به حساب می‌آیند (شکل ۸ ب).

کلریت: کلریت‌ها به صورت اولیه و ثانویه در نمونه‌های مورد بررسی حضور دارند. بارزترین شاهد دگرگونی پسرونده، کلریتی شدن بیوتیت و گارنت است. براساس نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ نسبت به Si [۲۹]، کلریت‌های مورد بررسی از کلریتوئید-شیست‌ها از نوع ریپیدولیت و کلریت‌های اولیه و بیشتر کلریت-های ثانویه در میکاشیست‌ها، گارنت میکاشیست‌ها و گنیس‌ها ترکیب یکسانی دارند و از نوع پیکنوکلریت هستند. چند تا از کلریت‌های ثانویه از نوع ریپیدولیت هستند (شکل ۹).



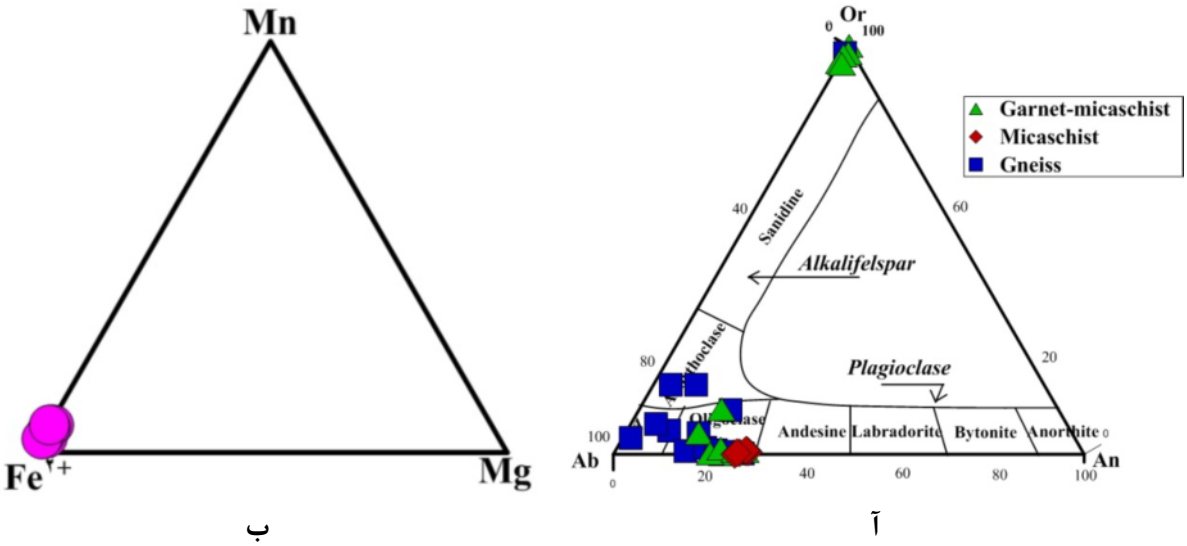
آ

ب

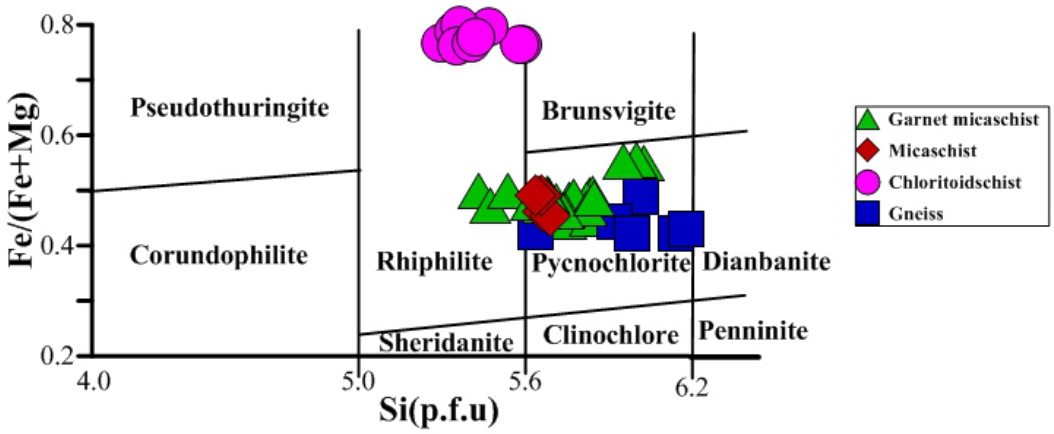
پ

شکل ۷ الف- نمودار سه‌تایی مجموع اعضای نهایی Pry-(Alm-Sps)-Grs و موقعیت ترکیبی گارنت‌های مورد بررسی بر آن. ب و پ- نیمرخ‌های ترکیبی گارنت‌های مربوط به گارنت میکاشیست‌ها از یک لبه تا لبه دیگر.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]



شکل۸ الف- نمودار سه تایی Ab-Or- An [۲۳] و موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد بررسی بر آن. ب) نمودار $Mn-Mg-Fe^{2+}$ که کلریتوئیدها نزدیک به راس Fe^{2+} واقع هستند.



شکل ۹ ترکیب شیمیایی کلریت‌های مورد بررسی از متاپلیت‌های مجموعه جنوب دوچاه در نمودار رده‌بندی کلریت‌ها [۲۹].

برآورد دما و فشار دگرگونی پیشرونده در متاپلیت‌های جنوب دوچاه و مسیر دما- فشار- زمان آنها

دماسنجی بر اساس میزان Ti موجود در بیوتیت

فراوانی تیتانیم (Ti) موجود در بیوتیت‌های سنگ‌های دگرگونی وابسته به شرایط دمایی است و در نتیجه می‌تواند یک زمین-دماسنج مؤثّر باشد. افزون بر دما، عوامل دیگری مانند فشار، شیمی کانی بیوتیت و همبری کانیایی بر مقدار Ti اثرگذار هستند [۳۰]. دما بیشترین اثر را بر مقدار Ti در بیوتیت دارد و با افزایش دما، مقدار Ti آن افزایش می‌یابد [۳۱].

دماهایی که بر اساس زمین‌دماسنج Ti در تک کانی بیوتیت به دست می‌آید را می توان بر پایه تصویرگیری مقادیر Ti و Mg#=Mg/(Mg+Fe) یا بر اساس رابطه زیر برآورد کرد [۳۱]

$$T(^{\circ}C) = \{(Ln(Ti) + 2.3594 + 1.7283(X_{Mg})^3) /(4.6482*10^{-9})\}^{0.333} \quad (۱)$$

دمایی که بر اساس دماسنجی بیوتیت‌های مورد بررسی از سنگ‌های مختلف به این روش بدست آمده به شرح زیر است: میکاشیست‌ها دماهای بین ۵۶۰ تا ۶۳۷ درجه سانتیگراد، بیوتیت‌های موجود در گارنت میکاشیست‌ها دمای ۴۲۹ تا ۶۲۹ درجه سانتیگراد و بیوتیت‌های گنیس‌ها دماهای ۵۲۸ تا ۶۴۶ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند (جدول‌های ۷ و ۸). نتایج دماسنجی با استفاده از تک‌کانی بیوتیت در شکل ۱۰ ارائه شده-است. در این شکل، در مجموع دمای فزاینده از میکاشیست به سمت گنیس دیده می‌شود.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

فشارسنجی متاپلیت‌ها

متاپلیت‌های مورد بررسی باوجود گسترش بسیار، تنوع کانی‌شناسی چندانی ندارند. نبود کانی‌هایی مانند آلومینوسیلیکات و استارولیت، به علت مقدار کم آلومینیم و آهن در سنگ مادر متاپلیت‌های مورد بررسی است و در واقع، سنگ‌های مادر آن‌ها رسی واقعی نبوده و نیمه رسی بوده‌اند. از آن‌جا که سنگ‌های رسی دگرگونه (متاپلیت‌ها) دستخوش دگرسانی شده‌اند و مجموعه کانیایی آنها (بیوتیت و گارنت) اغلب به کلریت و مسکویت دگرسان شده‌اند، آنها دارای مجموعه کانیایی مناسب برای دما- فشارسنجی و به ویژه فشارسنجی نیستند. البته با توجه به مفهوم رخساره دگرگونی می‌توان دما- فشار تشکیل متابازیت‌ها (سنگ‌های همراه) را به شرایط دما و فشار متاپلیت‌ها نیز تعمیم داد.

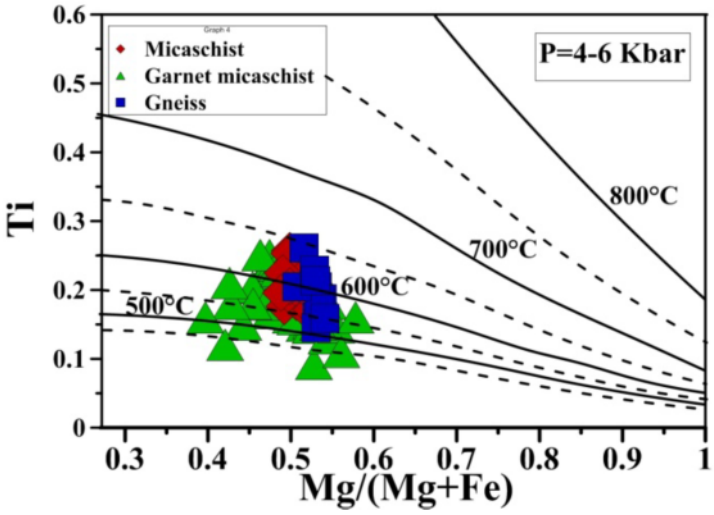
متابازیت‌های همراه با متاپلیت‌ها در منطقه مورد بررسی شامل شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت هستند. گستره دمایی ۳۸۷ تا ۶۳۶ درجه سانتیگراد و فشار ۲/۷ تا ۱۱ کیلوبار با میانگین فشار ۶/۵ کیلوبار برای توقف تبادل و تعادل نهایی آنها برآورد شده است (رضایی و همکاران، مقاله در دست چاپ). دمای بدست آمده برای متابازیت‌ها همخوانی قابل توجهی با نتایج بدست آمده برای متاپلیت‌ها (۴۲۹ تا ۶۴۶ درجه سانتیگراد) دارد. با توجه به طیف گسترده سنگ‌های-متاپلیتی (فیلیت تا گنیس)، رسیدن به ذوب‌بخشی و تشکیل گرانیت‌ها و همچنین فشار بدست آمده برای تشکیل متابازیت‌ها می‌توان نتیجه گرفت که دگرگونی پیشرونده در حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی در منطقه رخ داده است.

جدول۷ مقادیر Ti(apfu) و X(Mg) و نتایج دماسنجی چند نقطه از بیوتیت‌ها در متاپلیت‌های مورد بررسی.

نقطه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
Ti(apfu)	۰/۲۰۹	۰/۲۱۰	۰/۲۱۳	۰/۱۹۶	۰/۱۹۱	۰/۲۰۵	۰/۱۸۷	۰/۱۸۷	۰/۲۰۴
X(Mg)	۰/۵۱۸	۰/۵۲۴	۰/۵۲۵	۰/۴۸۸	۰/۵۲۶	۰/۴۹۹	۰/۵۳۶	۰/۵۳۶	۰/۵۳۲
دما(درجه سانتیگراد)	۶۰۵/۶۹	۶۰۸/۱۱	۶۱۱/۸۱	۵۸۵/۰۰	۵۹۰/۳۹	۵۹۷/۲۹	۵۸۸/۸۹	۵۸۸/۸۹	۶۰۵/۴۶

جدول ۸ حد بالا و پایین دمای متاپلیت‌های مورد بررسی

	حد پایین دما	حد بالای دما
میکاشیست	۵۶۰	۶۳۷
گارنت میکاشیست	۴۲۹	۶۲۹
گنیس	۵۲۸	۶۴۶



شکل۱۰ خطوط هم‌دمای رسم شده بر نمودار تعداد اتم‌های Ti نسبت به Mg # در واحد ساختاری بیوتیت [۳۰].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

برآورد دما و فشار دگرگونی پسرونده

در متاپلیت‌ها پس از پیشرفت دگرگونی تا ذوب بخشی، طی بالازدگی و قرارگیری در نزدیکی سطح زمین و شرایط دما – فشار رخداد دگرگونی پسرونده، برخی از بیوتیت‌ها و گارنت‌های دمای بالا به کلریت و سریسیت دمای پایین تبدیل شده‌اند (شکل ۱۱ الف). کلریت همواره به عنوان زمین‌دماسنج، به کار رفته است، زیرا ساختار و ترکیب شیمیایی آن می‌تواند نشانگر شرایط تشکیل باشد [۳۲]. در واقع، عامل اصلی کنترل کننده ترکیب کلریت هم در محیط‌های دگرگونی و هم گرمابی، دماست. به منظور تعیین دمای تبلور کلریت‌های جایگزین شده به جای بیوتیت‌ها و گارنت‌های متاپلیت‌های جنوب دوچاه از رابطه فرمول زیر استفاده شد [۳۲]:

$$T(^{\circ}C) = 213.3Al^{IV} + 17.5 \quad (۲)$$

در این جا، Al^{IV} در فرمول ساختاری کلریت بر پایه ۱۴ اکسیژن محاسبه شد. بر این اساس، دمای ۲۴۸ تا ۲۹۳ درجه سانتیگراد برای تبلور کلریت‌های ثانویه بدست آمد.

زین و ویس [۳۳] با در نظر گرفتن FeO^t=Fe، نمودار سه‌تایی Fe-Mg-Al+□ را طراحی کردند که در آن دو نوع کلریت نوع I و II به ترتیب با ویژگی‌های زیر قابل تشخیص است.

$$\text{Type I: } X\,Mg + X\,Fe_t \geq X\,Al + X\square \text{ (X in apfu)} \quad (۳)$$

$$\text{Type II: } X\,Mg + X\,Fe_t < X\,Al + X\square \quad (۴)$$

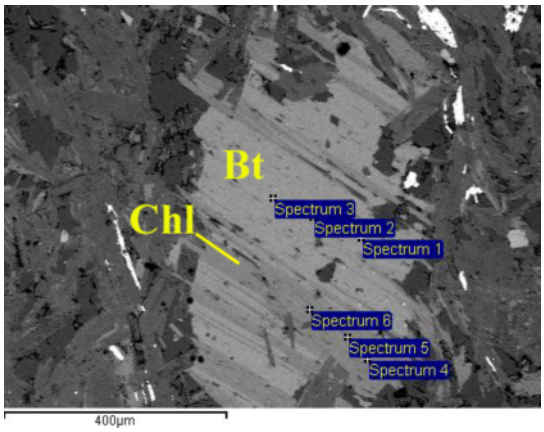
در روابط بالا X□ تهیجا را نشان می‌دهد و عبارت است از:

$$X\square = 12 - \sum(R^{2+} + R^{3+} + R^{4+})^{VI} \quad (۵)$$

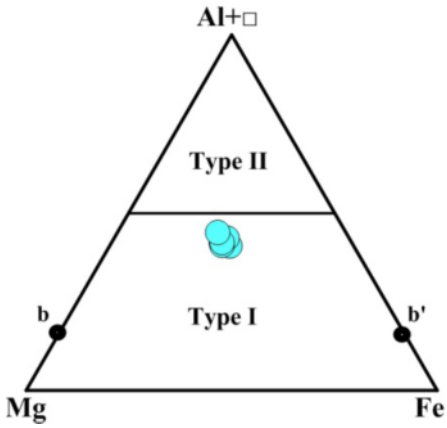
که پس از محاسبه فرمول ساختاری کلریت بر اساس ۲۸ اکسیژن به دست می‌آید. در کلریت‌ها، Mg، Fe و Al کاتیون‌های هشت وجهی اصلی محسوب می‌شوند و افزایش Al اغلب با افزایش تهیجا (X□) همراه است. با توجه به مجموعه‌های کانیایی، کلریت‌های نوع I و II بیانگر رخساره دما و فشار تشکیل کلریت هستند. کلریت‌های نوع II کلریت‌های متاپلیت‌های غنی‌از Al و دمای کم- فشار متوسط هستند. کلریت‌های نوع I کلریت‌های متاپلیت‌های معمولی و فشار کم هستند. در کلریت‌های ثانویه مورد بررسی، با مقدار Fe و Mg بیشتر از Al است. این کلریت‌ها از نوع I و آهن و منیزیم دار هستند (شکل ۱۱ ب). همچنین با توجه به مجموعه کانی‌شناسی کلریت+ سریسیت+ کوارتز تشکیل شده در این سنگ‌ها، این کلریت‌ها از نوع فشار و دمای کم هستند. با توجه به دماسنجی کلریت‌های ثانویه (۲۴۸ تا ۲۹۳ درجه سانتیگراد) و همچنین رده‌بندی مرجع [۳۳]، در نظر گرفتن دگرگونی پسرونده، با شرایط دگرگونی رخساره شیست سبز برای متاپلیت‌های جنوب دوچاه، منطقی به نظر می‌رسد.

تاریخچه دگرگونی‌ها در متاپلیت‌ها

مجموعه دگرگونی جنوب دوچاه شامل سنگ‌های متاپلیتی، متاپسامیتی، متاکربناتی و متابازیتی است. ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های مادر آنها دارای طیف ترکیبی گسترده‌ای از ماسه‌سنگ، شیل، آهک، دلومیت، مارن، بازالت، گابرودیوریت و آتشفشانی-تخریبی‌های وابسته بوده است و از مناطق بسیار کم عمق تا عمیق حوضه‌های رسوبی مربوط به حوضه‌های کششی درون قاره‌ای هستند.



آ



ب

شکل۱۱ الف- تصویر الکترونی پس پراکنشی بیوتیت تبدیل شده به کلریت مربوط به گارنت‌شیست‌ها و ب- نمودار مثلثی Fe-Mg-Al+□ [۳۳] و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر روی آن.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

در این حوضه‌های رسوبی، طی کشش‌های همزمان با بازشدگی، شرایط مساعدی برای تشکیل و صعود ماگماهای بازی و جایگیری آنها در توالی سنگی اواخر نئوپروتروزوئیک فراهم شده است. در برخی نقاط، این حوضه‌ها به مرحله توسعه و تشکیل ورقه اقیانوسی گسترده نرسیده و با برقراری یک نظام تراکمی قوی در سرزمین‌های شمال گنداونا، بسته شده و به احتمال بسیار تا مرحله برخورد قاره - قاره پیش رفته‌اند. با در نظر گرفتن شدت و ضعف بسته‌شدن و فرورانش‌های ناقص احتمالی و از سوی دیگر فرارانش ورقه‌های‌سنگی، سنگ‌های‌درگیر در این فرایندها دستخوش دگرگونی در حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت‌بالایی شده‌اند. در اوج دما و فشار دگرگونی، شرایط برای ذوب‌بخشی متاپلیت‌ها و گرانیت‌زایی فراهم شده است. دگرگونی دینامیکی ناشی از فازهای زمین‌ساختی سبب تشکیل پهنه‌های بُرشی و ظهور شواهد میلونیتی و دگریختی در مجموعه دگرگونی – آذرین دو چاه شده است. همچنین با بالازدگی سنگ‌های دگرگونی و نزدیک شدن به سطح زمین همزمان با کاهش شرایط دما و فشار محیط، دگرگونی پسرونده رخ داده است.

از سن‌سنجی‌های انجام شده به روش اورانیم- سرب بر زیرکن‌های استخراج شده از متاپلیت‌های پی‌سنگی مجموعه-های همسایه شترکوه و ماجراد، به ترتیب سن ۵۴۸ تا ۵۷۹ میلیون سال [۳۴] و ۵۱۳ تا ۵۲۴ میلیون سال [۱۶] به دست آمده است. این گستره سنی با نئوپروتروزوئیک‌پسین (ادیاکارن) همخوانی دارد و نشانگر فعالّیت‌های زمین ساخت ماگمایی مربوط به رخداد کوهزایی کادومین در سرزمین‌های گندوانایی ایران است. این دگرگونی دینامیکی در منطقه به احتمال بسیار کمی پس از دگرگونی‌ناحیه‌ای و در همان گستره زمانی نئوپروتروزوئیک پسین صورت گرفته است. حسین زاده و همکاران [۵] با سن‌سنجی بر قلوه‌سنگ‌های گرانیت میلونیتی مربوط به کنگلومرای قاعده توالی ژوراسیک، یکی از فازهای زمین ساختی اصلی منجر به میلونیت‌زایی را دوره زمانی اواخر نئوپروتروزوئیک در نظر گرفته‌اند. در مورد زمان رخداد دگرگونی برگشتی هنوز اطلاعات مستند کافی وجود ندارد، ولی احتمال دارد که این رخداد طی بالازدگی و کاهش فشار محیط قرارگیری سنگ‌ها و ورود سیال‌های آبدار به محیط دگرگونی پسرونده انجام شده باشد. شاید تعیین سن سریسیت یا مسکوویت‌های تازه تشکیل شده در این سنگ‌ها بتواند به این امر کمک کند.

برداشت

سنگ‌های رسی دگرگونه (متاپلیت‌ها) در مجموعه پی-سنگی جنوب دوچاه، در جنوب‌شرق شاهرود، شامل فیلیت، میکاشیست، گارنت‌شیست، کلریتوئیدشیست و گنیس هستند. شدت دگرگونی در بالاترین درجه تا مرز ذوب‌بخشی این سنگ‌ها و تشکیل گرانیت پیش رفته است. بخش قابل توجهی از متاپلیت‌ها تحت تأثیر فازهای زمین ساختی شواهد میلونیتی و دگریختی نشان می-دهند. وجود کلریت‌های ثانویه و فنژیت در این متاپلیت‌ها بیانگر کاهش دما، بالاآمدگی و دگرگونی پسرونده طی بالازدگی این سنگ‌هاست. بر اساس دماسنجی متاپلیت‌ها بر پایه مقدار تیتانیوم موجود در کانی بیوتیت، میکاشیست‌ها، گارنت‌شیست‌ها و گنیس‌ها، در گستره دمایی ۴۲۹ تا ۶۴۶ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند. فشار تشکیل متاپلیت‌ها بر اساس فشارسنجی متابازیت-های همراه آنها که ۲٫۷ تا ۱۱ کیلوبار با میانگین ۶٫۵ کیلوبار است، برآورد شد. کلریت‌های ثانویه بر اساس تجزیه شیمیایی نقطه‌ای و دما سنجی آنها، در گستره دمایی ۲۴۸ تا ۲۹۳ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند. یافته‌ها بیانگر رخداد یک نظام دگرگونی پیشرونده نوع بارووین با گستره دما و فشار رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی است. دگرگونی پسرونده نیز در شرایط دما و فشار در گستره رخساره شیست سبز صورت گرفته است.

مراجع

[1] Ramezani J., Tucker R.D., *"The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics",* American Journal of Science, 303 (2003) 622-665.

[2] Linnemann U., Romer R.L., Gerdes A., Jeffries T.E., Drost K., Ulrich J., "*The Cadomian orogeny in the Saxo-Thuringian zone. In: Linnemann, U., Romer, R.L. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen",* Schweizerbart, Stuttgart 2(2010) 37–58.

[3] Golonka J., *"Chapter 6 Phanerozoic palaeoenvironment and palaeolithofacies maps of*

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

pluton of Biyarjomand (SE of Shahrood)" PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, (2015).
[14] Khebreh D., *"Petrology and Geochemistry of AhmadAbad-RezaAbad complex Late Neoproterozoic Metamorphic-igneous rocks*, M. Sc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood(2017).
[15] Shekari S., *"Petrology and geochemistry of Shotor Kuh metamorphic- igneous complex",* PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, (2018).
[16]veiskaramim M., *"Petrology, Geochemistry and Geodinamice of Majerad metamorphic Complex (Southeast of Shahrood)"*, PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, (2018)
[17]Ghasemi H., Rostami Hosouri M., Sadeghian M., "*Basic Magmatism in the Extentional Back-arc Basin of the Lower-Middle Jurassic on the Northern Edge of Central Iran-South of Eastern Alborz Zones, Shahrood-Damghan*". GEOSCIENCES, 107 (2018)123-136.
[18] Rostami-hussory M, ghasemi H, kavan nang P, rezaii M, mobasheri M., *"Mineralchemistry and thermobarometry of Jurassic diabase dikes swarm from West Reza-Abad (South West of Biarjomand)".* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 25(2018) 761-774
[19] Balaghi Einalou Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M. G., Mohajjel M., *"Mineralogy, geochemistry and radiometric age of mafic dikes in Delbar metamorphic complex (Southeast of shahrood)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 22(2013b) 484-471.
[20] Veiskaram., Sadeghian M., Ghasemi H and Mingguo Z.," *Majerad gabbrodiorites in the southeast of Shahrood: An evidence to the starting of opening of the supra-subduction basin of the Sabzevar Neotethyian branch in the middle Jurassic"*, Irananin Journal of Crystallography and Mineralogy.
[21] Ghasemi H., *"Petrography and Petrogenesis of Metamorphic Rocks: Volume 1:* Essentials of Petrography and Study Methods", Shahrood University of Technology Publications. First Ed. (2015) 563p.
[22] Holdaway M. J., *"Significance of chloritoid bearing and staurolite bearing rocks in the Picuris Range, New Mexico",* Geol. Soc. America Bull., 89(1978) 1404-1414.
the Arctic region", Geological Society, London, 35(2011)79-129.
[4] Rossetti F., Nozaem R., Lucci F., Vignaroli G., Gerdes A., Nasrabadi M., Theye T., *"Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block) ",* Journal of Asian Earth Sciences, 102 (2015) 24-44.
[5] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K. Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., and Walker J.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) 71–96.
[6] Jamshidi Badr M., Collins A. S, Masoudi F., Cox G. and Mohajjel M*., "The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran*", Turkish Journal of Earth Science, 22(2013) 1-31.
[7] Nutman A. P., Mohajjel M., Bennet V. C. and Fergusson C.L., *"Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence*", Canadian Journal of Earth Sciences, 51 (2014) 272–285.
[8] Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu Z., Stern R. J., Santos J. F. and Wue Y.*," Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana"*, Gondwana Research, 27 (2015) 439-452.
[9] Rahmati-Ilkhchi M., Ph.D. Thesis*, "Metamorphism and geotetconic position of the Shotorkuh complex, Central Iranian Block"*, geological survey of Czech Republic (2009).
[10] Azizi M., *"Petrology and geochemistry of Sefidsang granitoids and hose Metamorphic rocks (S Biyarjomand)",* M. Sc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood(2012)
[11] Hemmati A., *"Petrology and geochemistry of Mayamey granitoids pluton (SW Mayamey)"*, M. Sc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood(2013).
[12] Balaghi Einalou M., *"Petrology and Geochemistry of Delbar metamorphic-igneous complex, Biarjomand Region (Southeast of Shahrood)"*, PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, (2015).
[13] Hosseini S. H., *"Petrology, geochemistry and geochronology of Band-e-Hezar Chah granitoid*

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]

[23] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An Introduction to the rock forming minerals"* Longman, London, (1992) 528.
[24] Foster M. D *"Interpretation of the composition of trioctahedral micas",* U.S. Government Printing Office, 354B (1960) 11-49.
[25] Feenstra A., *"An EMP and TEM-AEM Study of Margarite, Muscovite and Paragonite in Polymetamorphic Metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the Implications of Fine - scale Mica Interlayering and Multiple Mica Generations",* Journal of Petrology, 37(1996) 201-233.
[26] Yardley B. W. D., *"An empirical study of diffusion in garnet"*, Am Mineral, 62(1977) 793-800.
[27] Inui M., Toriumi M. A., *"theoretical study on the formation of growth zoning in garnet consuming chlorite"*, J. Petrol, 45 (2004) 1369-1392.
[28] Ghasemi H., *"Petrography and Petrogenesis of Metamorphic Rocks: Volume 2: Petrogenesis of Compositional Groups and Tectonic Settings of Metamorphic Event"*. Shahrood University of Technology Publications. First Ed, (2016) 725p.
[29] Hey M. H., *"Nomenclature of chlorites"*, Mineralogical Magazine, (1954)277.
[30] Guidotti C.V. and Sassi F.P., "*Constraints on studies of metamorphic K-Na white micas*" Reviews in mineralogy and geochemistry, 46 (2002) 413-448.
[31] Henry D. J., Guidotti C. V. and Thomson J. A., *"The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms"*, American Mineralogist, 90 (2005) 316-328.
[32] Cathelineau M., Nieva D., *"A chlorite solid solution geothermometre, the Los Azufres (Mexico) geothermal system"*, Contribution to Mineralogy and Petrology, 19 (1985) 235-244.
[33] Zane A., Weiss Z., *"A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data",* Rendiconti Lincei 9, 1 (1998) 51-56.
[34] Shekari S., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M., *"Mineral chemistry, petrogenesis of metapelitic rocks of metamorphic - igneous Shotor-Kuh complex (SE Shahrood)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 26(2018) 179-194.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-06-06]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.6.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.341]