نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم
جلد۱۰، شماره ۲
تاریخ چاپ: تابستان ۱۳۹۱

پتروگرافی و پترولوژی متاپلیت‌های بخش میانی زون سنندج- سیرجان (شمال گلپایگان)

سمیه کریمی، *سیدمحسن طباطبایی‌منش: گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

متاپلیت‌های شمال گلپایگان بر مبنای مجموعه‌های کانیایی در چهار دستهٔ گارنت کلریتوئید شیست، گارنت شیست، گارنت استروتید شیست و استروتید کیانیت شیست قرار می‌گیرند. وجود کلریتوئید در گارنت کلریتوئید شیست‌ها بیان‌گر رخسارهٔ شیست سبز است. گارنت‌های موجود در گارنت شیست‌ها ۳ مرحله رشد را نشان می‌دهند. ظهور استروتید در گارنت استروتید شیست‌ها نشانهٔ شروع رخسارهٔ آمفیبولیت است. تغییرات سنگ‌شناسی از گارنت کلریتوئید شیست‌ها به‌سمت استروتید کیانیت شیست‌ها بیان‌گر تشکیل این سنگ‌ها طی دگرگونی پیش‌رونده است. بررسی ترمودینامیکی این سنگ‌ها نشان‌گر آن است که متاپلیت‌های شمال گلپایگان در محدودهٔ دمایی ۴۸۰ تا ۵۶۰ درجهٔ سانتی‌گراد و در محدودهٔ فشاری ۱/۶ تا ۴/۱ کیلوبار تشکیل شده‌اند. این نتایج با شواهد پاراژنتیکی کانی‌ها کاملاً هماهنگ است و حاکی از دگرگون شدن رسوبات پلیتی شمال گلپایگان تا رخسارهٔ آمفیبولیت پایینی (اپیدوت امفیبولیت) است.

مقدمه

ناحیهٔ گلپایگان در شمال‌غرب استان اصفهان آزمایشگاهی طبیعی برای بررسی سرزمین‌های دگرگون شده است. این منطقه از نظر ساختاری جزئی از پهنهٔ سنندج - سیرجان (شکل‌های ۱ و ۲) و از نظر پترولوژی و پتروفابریک بسیار جالب و در عین حال پیچیده است. این پیچیدگی‌ها سبب شده است تا زمین‌شناسان مختلف بیش از پیش برای حل ابهام‌های زمین‌شناختی این منطقه تلاش کنند.

متاپلیت‌ها از مهم‌ترین خانوادهٔ سنگ‌های دگرگونی در ناحیهٔ گلپایگان هستند که کانی‌های شاخص موجود در آن‌ها توزیع منظمی را نشان می‌دهند. این توزیع می‌تواند با شدت دگرگونی و حوادث مختلف زمین‌شناسی مرتبط باشد. در این مقاله به بررسی پتروگرافی، پترولوژی و شرایط ترمودینامیکی تشکیل متاپلیت‌ها در این ناحیه پرداخته شده است تا با کمک آن بتوان شناخت بهتری در شرایط ژئودینامیکی تشکیل این بخش از زون سنندج- سیرجان ایجاد کرد.

واژه‌های کلیدی: متاپلیت، شیست، آمفیبولیت، گلپایگان، زون سنندج- سیرجان
دریافت: ۸۹/۵/۲۶ پذیرش: ۹۰/۶/۱۶
*نویسندهٔ مسئول: karimisomaie@gmail.com

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

زمین‌شناسی

از دیدگاه تکتونیک پهنهٔ سنندج -سیرجان از فعال‌ترین پهنه‌های شناخته شده و دارای پیچیدگی است. این پهنه به لحاظ داشتن حجم‌های در خورتوجهی از سنگ‌های ماگمایی و پیشرفت و توسعهٔ فرایندهای دگرگونی، پویاترینپهنهٔ زمین‌ساختی ایران محسوب می‌گردد. مهم‌ترین حادثهٔ دگرشکلی و دگرگونی آن در ارتباط با واقعهٔ مهم تکتونیکی باز و بسته شدن اقیانوس تتیس جوان است که در طول دوران مزوزوئیک انجام گرفته است [۱]، [۲]. در حقیقت این پهنهٔ تکتونیکی کوه‌زاد زاگرس حاصل فرورانش و برخورد صفحهٔ عربی وخرد قارهٔ ایران مرکزی در زمان کرتاسهٔ پایانی تا ترشیری است [۳]، [۴].

برخی محققان از جمله شریفی (۱۳۸۶) [۵]، احمدی دزکی، (۱۳۷۸) [۶] و صبا، (۱۳۷۸) [۷] در منطقهٔ گلپایگان ۴ فاز دگرگونی (فشارشی- حرارتی، برشی- حرارتی و قهقرایی) گزارش کرده‌اند. دگرشکلی‌های گزارش شده در این منطقه عبارتند از:

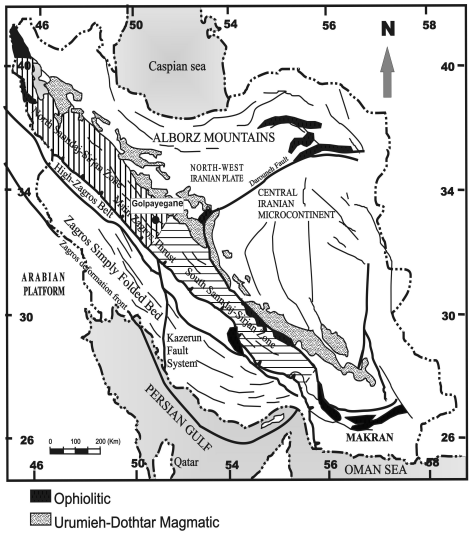
دگرشکلی D1، که حاصل آغاز فرورانش تتیس جوان به زیر صفحهٔ ایران در ژوراسیک پایانی است و یک دگرگونی در حد رخسارهٔ شیست سبز تا آمفیبولیت و ساختارهایی با روند SW -NE ایجاد کرده است [۶].

دگرشکلی D2، که حاصل برخورد صفحهٔ عربی با صفحهٔ ایران در کرتاسهٔ پسین است و ساختارهایی با روندی به موازات زاگرس ایجاد کرده و باعث میلونیتی شدن سنگ‌ها شده است [۶].

دگرشکلی D3، که حاصل تکتونیک جابه‌جایی- فشارشی راست‌گرد طی دگرشکلی سنوزوییک است [۶].

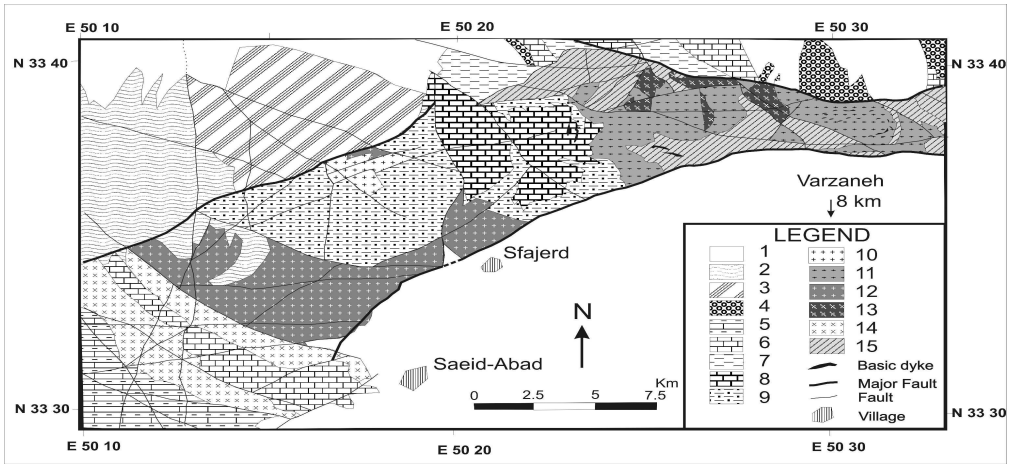
بر اساس پژوهش‌های سن‌سنجی رشیدنژاد و همکاران (۲۰۰۲)، شیست‌های منطقهٔ شمال گلپایگان متعلق به ژوراسیک است [۸]. موریتس و همکاران (۲۰۰۶) متاپلیت‌های کوه حاجی‌قارا را متعلق به بخش فوقانی کرتاسهٔ زیرین (آلبین) می‌دانند [۹].

در واقع به نظر می‌رسد که در منطقهٔ گلپایگان، رسوبات در زمان تریاس- ژوراسیک تشکیل و در زمان ژوراسیک با فاز کیمرین پسین دگرگون شده‌اند.



شکل ۱. واحدهای تکتونیکی اصلی ایران همراه با موقعیت منطقهٔ بررسی شده بر روی پهنهٔ سنندج- سیرجان [۲]

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۲. نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ شمال شرق گلپایگان: ۱. آبرفت‌های جوان، ۲. پادگانه‌های آبرفتی، ۳. ماسه سنگ نواری (ائوسن)، ٤. ماسه سنگ و کنگلومرا (ائوسن)، ٥. شیل آهکی، مارن و آهک (کرتاسهٔ فوقانی)، ٦. آهک اربیتولین‌دار (کرتاسهٔ زیرین)، ۷. شیل (ژوراسیک)، ۸. مرمر (مزوزوئیک)، ۹. گارنت موسکویت شیست (مزوزوئیک)، ۱۰. مونزوگرانیت (پالئوسن)، ۱۱. میلونیت گرانیت (پالئوسن)، ۱۲. سینیت و سینودیوریت (پالئوسن-ائوسن)، ۱۳. سنگ‌های بازیک میلونیتی ، ۱٤. تراکیت (کرتاسه-پالئوسن)، ۱٥. متاداسیت، متاآندزیت و متاریولیت (مزوزوئیک) [٥]

روش تحقیق

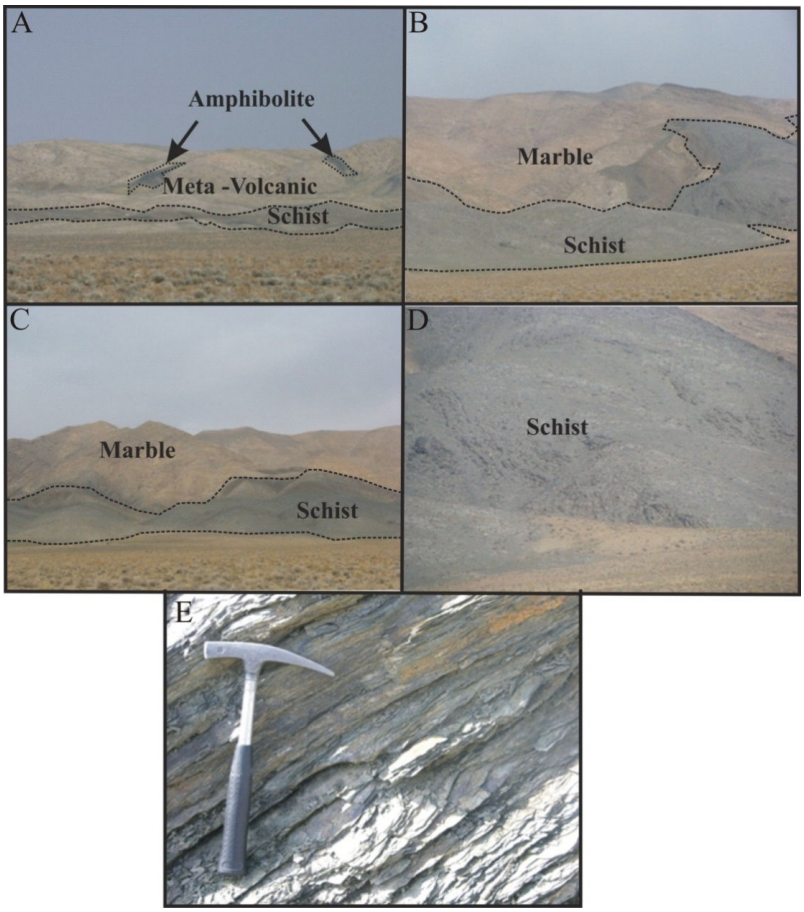
طی بازدیدهای صحرایی ۱۰۰ نمونه سنگ به‌صورت سیستماتیک برداشت شد. بعد از انجام مطالعات میکروسکوپی، چند نمونه که نام تعدادی از آن ها در پیوست ۱ آورده شده، به روش XRF آنالیز شیمیایی شدند. سپس آنالیز نقطه‌ای کانی‌های بیوتیت، گارنت و استروتید در ۲ نمونهٔ دیگر (St- Gol, SF-7) در آزمایشگاه EPMA دانشگاه دولتی مسکو، با دستگاه الکترون مایکروپروب JEOL، مدل(WDS) JXA-8800، با شرایط ولتاژ شتاب دهندهٔ 20kev و شدت جریان 12nA انجام شد.

علائم اختصاری استفاده شده در متن: گارنت-*Grt*، بیوتیت-*Bt*، فلدسپار پتاسیم-*Kfs*، موسکویت-*Ms*، کلریت-*Chl*، پلاژیوکلاز–*Pl*، کوارتز-*Qtz*، استروتید-*St*

پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

مجموعه سنگ‌های دگرگونی منطقهٔ گلپایگان عبارتند از آمفیبولیت، شیست، مرمر و متاولکانیک (شکل ۳). سنگ های بررسی شده در شمال گلپایگان شامل گارنت کلریتوئید شیست، گارنت شیست، گارنت استروتید شیست و استروتید کیانیت شیست هستند. از خصوصیات کلی برای شیست‌های متاپلیتی گلپایگان وجود بافت‌های لپیدوبلاستی و پورفیروبلاستی است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



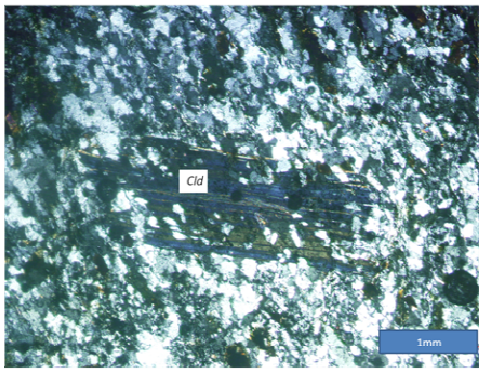
شکل ۳. نمایی از سنگ‌های دگرگونی شمال گلپایگان

A تا C: نمای کلی منطقه که از شیست، مرمر، آمفیبولیت و متا ولکانیک تشکیل شده است (E۵۰° ۲۲′، N۳۳° ۳۵)، D و E: نمای نزدیک از برگوارگی شیست‌های بررسی شده (E۵۰° ۱۷′، N۳۳° ۳۶′)

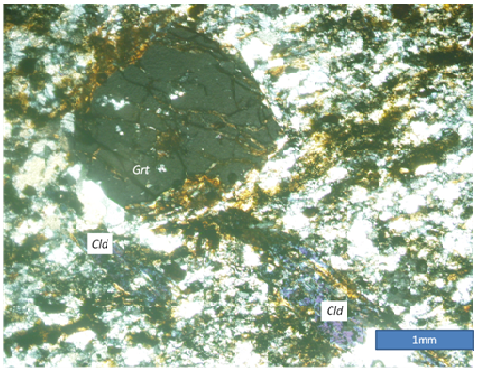
گارنت کلریتوئید شیست: در این سنگ‌ها (نمونهٔ Chl) (پیوست ۱) پورفیروبلاست‌های گارنت با ابعادی حدود ۲ میلی‌متر و فراوانی ۲۵ درصد و پورفیروبلاست های کلریتوئید با ابعادی حدود ۳ تا ۵ میلی‌متر و فراوانی ۲۰ درصد، در زمینه‌ای متشکل از حدود ۲۰ درصد کوارتز دانه‌ریز با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۳ میلی‌متر، پلاژیوکلازهای دانه‌ریز با ماکل پلی‌سینتتیک با فراوانی حدود ۱۰درصد، ورقه های بیوتیت با فراوانی حدود ۱۰ درصد و ۱۰ تا ۱۵ درصد کانی‌های اپاک مشاهده می‌گردند (شکل ۴). کوارتز ها کمی کشیدگی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها بافت گرانولپیدوپورفیروبلاستیک دارند. در برخی از کلریتوئید ها تجمع ادخال ها به فرم ساعت شنی است. ساختار ساعت شنی در کلریتوئید (Hour –Glass) بیانگر الگوهای هندسی منظم از ادخال‌هاست که در ارتباط با ساختمان بلور میزبان آرایش یافته‌اند [۱۰]. معمولاً اولین نسل کلریتوئید در دمای حدود ۴۰۰ تا ۴۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد و فشارهای بالاتر از ۳ کیلوبار متبلور می‌گردد [۱۱]. کلریتوئیدهای بررسی شده آهن‌دار است و ضمن این‌که تا حدودی کلریتی شده‌اند، واجد ادخال کوارتزند. کلریتوئید که یکی از کانی های معمول در دگرگونی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

متاپلیت‌هاست به سنگ‌های درجهٔ پایینی محدود می‌شود که در آن‌ها مقدار آهن بیش‌تر از منیزیم است. این کانی معمولاً از شکسته شدن پیروفیلیت و کلریت به‌دست می‌آید [۱۲]. نوع آهن‌دار آن شاخص رخسارهٔ شیست سبز است. گارنت موجود در گارنت کلریتوئید شیست‌ها دارای ادخال‌های کوارتز و بیوتیت است و برخی از آن‌ها تا حدودی کلریتی شده و برخی کاملاً به کلریت پسودومورف شده‌اند.



الف



ب

شکل ۴. گارنت کلریتوئید شیست (نمونهٔ Chl). الف: پورفیروبلاست کلریتوئید با ادخال‌های فراوان کوارتز در زمینه‌ای از کوارتز و میکا، ب: پورفیروبلاست‌های گارنت و کلریتوئید در زمینه‌ای از کوارتز و میکا

گارنت شیست: این سنگ‌ها (از جمله نمونهٔ 7-SF) (پیوست۱) بافت پورفیرولپیدوبلاستیک نشان می‌دهند و حدود ۲۰-۲۵ درصد موسکویت، ۲۰-۱۵ درصد گارنت، ۱۵-۱۰ درصد بیوتیت، ۳۰-۲۰ درصد کوارتز، ۵-۱۰ درصد کانی اپاک وحدود ۵ درصد فلدسپار دارند. برخی از پورفیروبلاست های گارنت با ابعاد ۳ تا ۷ میلی‌متر ۳ مرحلهٔ رشد را در گارنت نشان می‌دهند (شکل ۵ الف).

۱. گارنت با ادخال‌های بسیار کم کوارتز- بیوتیت و اپاک در مرکز

۲. گارنت با ادخال‌های فراوان کوارتز و تا حدودی بیوتیت و اپاک به‌صورت نواری در اطراف بخش مرکزی

۳. گارنت با ادخال‌های کم کوارتز- بیوتیت و اپاک در حاشیه

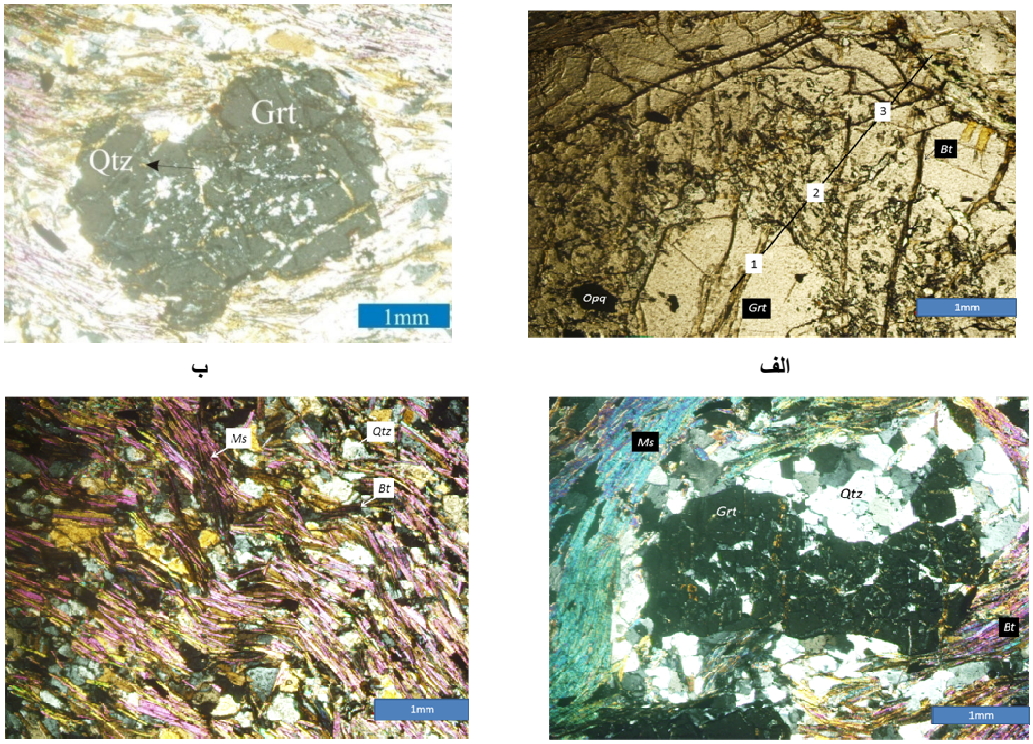
برخی از گارنت‌های موجود در این سنگ‌ها رشد سریع و آتولی شکل نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ ب و ج). توالی‌های بیوتیت و موسکویت با کوارتز در سنگ، شیستوزیتهٔ شدیدی نشان می‌دهند که این شیستوزیته پورفیروبلاست‌های گارنت را دور زده و در قسمت‌هایی به‌صورت کرینولیشن در آمده‌اند (شکل ۶ د). این شواهد دال بر(Syn – tectonic) بودن سنگ و کانی‌های آن است. در این سنگ‌ها بیوتیت و موسکویت ابعادی حدود ۰/۵ میلی‌متر و کوارتز ابعادی حدود ۰/۳ میلی‌متر دارند.

گارنت‌های بررسی شده در این سنگ‌ها دارای ۱ تا ۱۴ درصد پیروپ، ۲ تا ۳ درصد گروسولار، ۵ تا ۲۳ درصد اسپسارتین و ۶۶ تا ۸۱ درصد آلماندین هستند. X_{Mg} در گارنت‌های با ترکیب منطقه‌ای از ۰/۱ تا ۰/۱۴

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

در نوسان است و مقدار آن در گارنت‌هایی که مرحلهٔ سوم رشد را نشان می‌دهند، کمتر از دو مرحلهٔ قبل است. گارنت‌های موجود در متاپلیت‌ها همیشه دارای مقادیری از گروسولار هستند که در دگرگونی پیش‌رونده دمای ظهور آن‌ها را پایین می‌آورد.

در تعدادی از نمونه‌های گارنت شیست، شکل‌گیری موسکویت و بیوتیت در کنار یکدیگر دال بر تشکیل آن‌ها در طی واکنش (۱) $Chl+Kfs=Bt+Ms+Qtz+H_2O$ [۱۳] است. در ادامهٔ دگرگونی و با مصرف فلدسپار پتاسیم موسکویت در مقابل کلریت ناپایدار شده و طبق واکنش (۲) $Ms+ Chl+Qtz=Grt+Bt+H2O$ [۱۴] گارنت و بیوتیت تشکیل می‌شود.



الف ب ج د

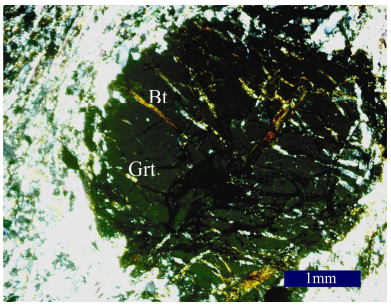
شکل ۵. گارنت شیست (نمونهٔ SF-7). الف) ۳ مرحلهٔ رشد گارنت، ب) نحوهٔ پراکندگی ادخال‌های کوارتز در گارنت، ج) رشد آتولی شکل گارنت، د) کرینولیشن ظریف در سنگ

گارنت استروتید شیست: این سنگ‌ها (نمونهٔ G9) (پیوست ۱) نسبت به سایر سنگ‌ها دانه‌ریزتر است و دارای حدود ۳۰-۳۵ درصد گارنت، ۳۰-۲۵ درصد میکا، ۱۰-۱۵ درصد کوارتز، ۵-۱۰ درصد کانی اپاک و ۵-۷ درصد استروتید هستند و بافت پورفیرولپیدوبلاستیک نشان می‌دهد. پورفیروبلاست‌های گارنت با ابعاد ۳ تا ۴ میلی‌متر دارای شکستگی فراوان است (شکل ۶ الف) و از نظر فابریکی۲ مرحله را نشان می‌دهند (ادخالات کم در مرکز و ادخالات زیاد در حاشیه). وجود بیوتیت در شکستگی‌های گارنت نقش سیالات پتاسیم‌دار را در تشکیل آن‌ها نشان می‌دهد. در برخی قسمت‌ها گارنت کاملا به کلریت، اپیدوت و اپاک تجزیه شده است (شکل ۶ ب).

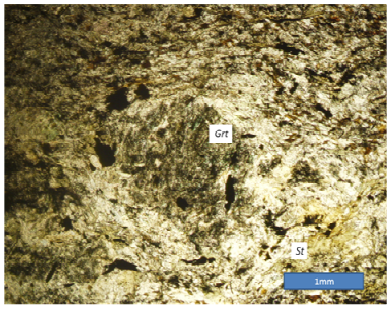
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

در بعضی از گارنت استروتید شیست‌ها، ورقه‌های بیوتیت در بین ورقه‌های موسکویت دیده می‌شود. برخی بیوتیت‌ها کاملا کلریتی شده و از بین رفته است و تنها آثاری از آن‌ها باقی مانده است و برخی از آن‌ها کاملاً سالم هستند. این مسئله بیان‌گر این است که احتمالاً بیوتیت‌های موجود در سنگ در ۲ مرحله تشکیل شده‌اند. فراوانی اکسید آهن و کلریت در این سنگ‌ها نمایان‌گر تأثیر فاز دگرگونی برگشتی بر روی آن‌هاست.

ظهور استروتیدهای ریزدانه‌ای با ابعاد کمتر از ۱ میلی‌متر نشانهٔ قرارگیری سنگ‌ها در مرز رخسارهٔ شیست سبز به آمفیبولیت است. رخداد واکنش (۳) $Cld+Qtz=St+Grt+H_2O$ [۱۴] باعث تخریب کلریتوئید و تشکیل استروتید می‌شود. همراهی استروتید با بقایای کوچک کلریتوئید می‌تواند این مسئله را تأیید کند. استروتید نیز همانند کلریتوئید در سنگ‌هایی تشکیل می‌شود که نسبت آهن به منیزیم در آن‌ها بالا باشد. ظهور استروتید در متاپلیت‌ها در ترکیبات غنی از آهن از دمای حدود ۵۰۰ درجه آغاز می‌گردد و نشانهٔ شروع رخسارهٔ آمفیبولیت است [۱۲]. عدم وجود زونینگ در استروتید موجود در این شیست ها، نشانهٔ رشد و تشکیل این کانی در چرخهٔ دگرگونی پیش‌رونده است [۱۵]. وجود پاراژنز $Grt+St+Chl+Bt$ حکایت از انجام واکنش (٤) $Grt+Chl= St+Bt$ [۱۳] است و تقریباً تمامی بیوتیت موجود در این سنگ‌ها طی این واکنش تشکیل شده‌اند.



الف



ب

شکل ۶. گارنت استروتید شیست (نمونهٔ G9). الف) گارنت خرد شده که در شکستگی‌های آن بیوتیت تشکیل شده است، ب) تشکیل استروتید در سنگ

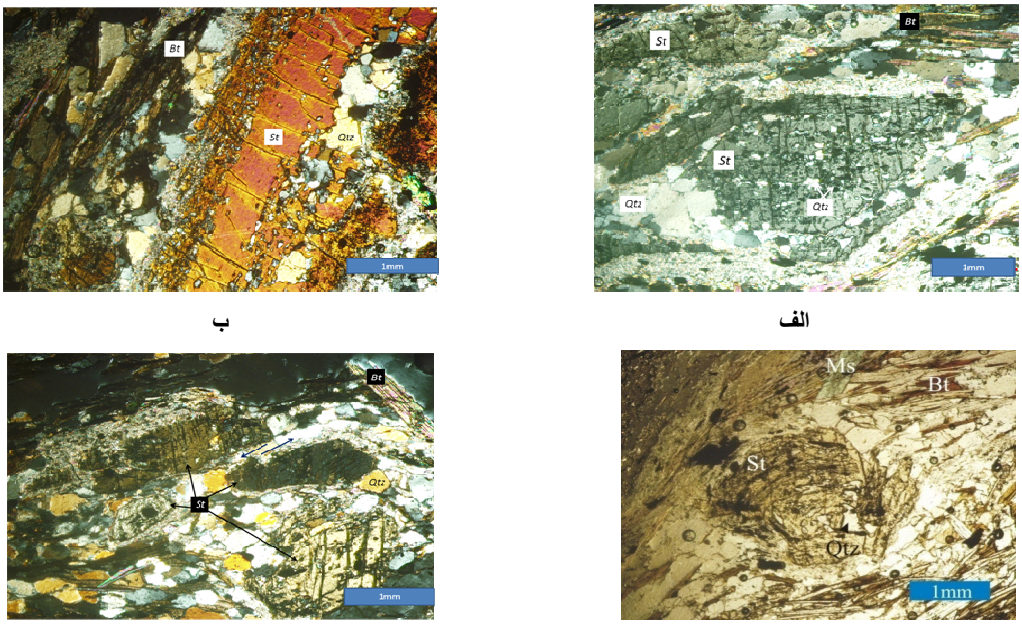
استروتید کیانیت شیست: این سنگ‌ها (از جمله نمونهٔ St- Gol) (پیوست۱) دارای بافت پورفیروبلاستیک با حدود ۴۰-۳۵ درصد استروتید، ۲۰ درصد بیوتیت، ۲۰ درصد کوارتز، ۱۰ درصد موسکویت، ۷-۵ درصد کانی اپاک و کمتر از ۵ درصد کیانیت هستند (شکل ۷). پورفیروبلاست های بزرگ و طلایی رنگ استروتید با ابعاد ۳ تا ۵ میلی‌متر دارای ادخالات کوارتز، اپاک و بیوتیت هستند. این پورفیروبلاست‌ها تحت تأثیر واکنش‌های برگشتی از اطراف سریسیتی شده‌اند. از آن‌جا که استروتید یک کانی آهن‌دار است و منیزیم زیادی ندارد، کلریت ثانویه در آن کمتر تشکیل می‌گردد. در این سنگ‌ها گارنت بسیار کمیاب است و استروتید به خرج گارنت تشکیل شده است واکنش (٤). برخی استروتیدها دارای ادخال در حاشیه (شکل ۷ ب) و برخی دارای ادخال در مرکز هستند (شکل ۷ الف) که ۲ مرحله رشد را در استروتید نشان می‌دهند. در برخی قسمت‌ها بلورهای استروتید

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

بریده شده‌اند و در یک امتداد مشخص از یکدیگر دور شده‌اند، این مسئله به‌وضوح در این سنگ ها (شکل ۷ د) مشاهده می‌گردد و بیان‌گر وقوع پدیدهٔ شیرینگ است. برخی از استروتیدها و ادخالات آن‌ها چرخش S شکل نشان می‌دهند (شکل ۷ ج). وجود شیرینگ و چرخش S- شکل در استروتیدها بیان‌گر (Syn-tectonic) بودن آن‌هاست. X_{Mg} در استروتیدها از ۰/۱۶ تا ۰/۳ متغیر است و از مرکز به حاشیه کاهش می‌یابد. در بیوتیت همزیست با استروتید X_{Mg} از ۰/۵۱ تا ۰/۵۴در تغییر است و از مرکز به حاشیه افزایش می‌یابد. با افزایش درجهٔ دگرگونی میزان منیزیم در بیوتیت که یک کانی Mg دوست است افزایش می‌یابد و در استروتید که یک کانی Fe دوست است کاهش می‌یابد [۱۶].

یکی دیگر از کانی‌های موجود در این سنگ‌ها کیانیت است. این کانی صرفاً از دگرگونی سنگ‌های پلیتی تحت فشارهای متوسط تا بالا تشکیل می‌شود. کیانیت با واکنش‌های (۵) $St+Chl=Bt+Ky$ و (۶) $St+Qtz=Grt+Ky+H_2O$ [۱۱] ، [۱۴] جای‌گزین کانی‌های درجه پایین‌تر از خود می‌گردد. این واکنش‌ها صرفاً در پلیت‌هایی روی می‌دهد که کانی‌های نسبتاً غنی از Mg داشته باشند.

کانی‌های بیوتیت و مسکویت شیستوزیته زمینهٔ سنگ را می‌سازند که به خوبی در اطراف پورفیروبلاست‌های استروتید دیده می‌شود (شکل ۷ ج).



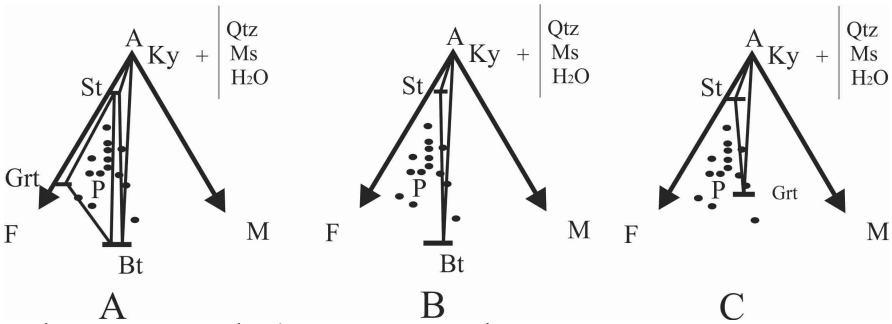
شکل ۷. استروتید کیانیت شیست (نمونهٔ ST-Gol).الف) پورفیروبلاست استروتید با ادخال در مرکز، ب) پورفیروبلاست استروتید با ادخال در حاشیه، ج) چرخش بلور استروتید و ادخال‌هایS مانند آن، د) شیرینگ در استروتید

ترکیب سنگ کل در سنگ‌های متاپلیتی گلپایگان بر روی دیاگرام AFM در محدودهٔ شیل‌های پلاژیک قرار می‌گیرد که به‌طور نسبی از Al نسبت به شیل های پلاتفرمی غنی بوده و از Ca تهی است (شکل ۸). در این

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

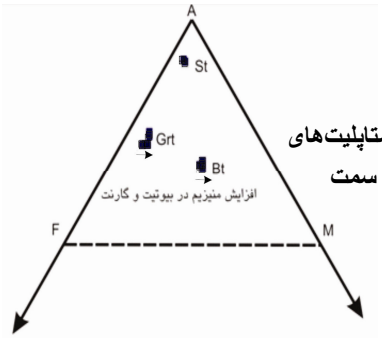
شکل پاراژنز کانی‌ها نیز ترسیم شده است، لیکن به‌دلیل عدم دسترسی به داده‌های آنالیز نقطه‌ای کانی‌های کلریت و کلریتوئید، پاراژنزهای مربوط به کانی‌های مذکور (واکنش‌های ۱ تا ۳) ترسیم نشده است. پاراژنزهای مشخص شده در شکل‌های ۸***A***، ۸***B*** و ۸***C*** به‌ترتیب مربوط به واکنش‌های ۴، ۵ و ۶ هستند.

موقعیت مشابه نمونه‌ها در شکل ۸ بیان‌گر آن است که عامل اصلی ظهور مجموعه‌های کانیایی تغییرات دما و فشار است.



شکل ۸. نمایش پاراژنز کانی‌های همراه با ترکیب سنگ کل در متاپلیت‌های گلپایگان (P: ترکیب میانگین رس‌های پلاژیک) [۱۲]. A) پاراژنزهای گارنت- بیوتیت- استروتید و بیوتیت- استروتید- کیانیت، B) پاراژنز بیوتیت -استروتید - کیانیت، C) پاراژنز گارنت- استروتید- کیانیت

در شکل ۹ محل قرارگیری ترکیب کانی های*Bt* ، *St* و *Grt* در دیاگرام پاراژنزی *AFM* نشان داده شده است (نمونه‌های SF- 7 و St- Gol). تغییرات *Mg* در کانی‌های مذکور ناچیز است و افزایش خفیف آن نشان‌دهندهٔ تشکیل آن‌ها در ادامهٔ دگرگونی پیش‌رونده است (شکل‌های ۹ و ۱۰).



شکل ۹. نمایش محل قرارگیری استروتید، بیوتیت و گارنت‌های موجود در متاپلیت‌های شمال گلپایگان بر روی دیاگرام AFM. و همچنین افزایش *Mg* از مرکز به سمت حاشیهٔ گارنت و بیوتیت بر روی این دیاگرام به خوبی مشخص است

گارنت‌ها گروه مهمی از کانی‌های ارتوسیلیکاته‌اند که در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی یافت می‌شوند[۱۷]. با توجه به نوع سنگ دربرگیرنده، ترکیب زمینه، کانی های پیرامون و شرایط دما و فشار، عناصر مختلفی در ترکیب این کانی شرکت می‌کنند و در نتیجه انواع مختلفی از گارنت ایجاد می‌شود. فرمول عمومی گارنت‌های بی‌آب[۱]، $\{X_3\}[Y_2](Z_3)Ø_{12}$ است که X، Y، Z کاتیون هستند. X جایگاه کاتیون‌های با عدد کئوردیناسیون هشت، Y جایگاه کاتیون‌های با کئوردیناسیون اکتاهدرال، Z معرف جای‌گاه کاتیون‌های با کئوردیناسیون تتراهدرالی و Ø مطابق با جای‌گاه آنیون‌ها است [۱۸]. برای پی بردن به نوع گارنت‌ها اقدام به محاسبهٔ فرمول ساختاری آن‌ها به روش ۲۴ اکسیژن و اعضای پایانی با استفاده از نرم‌افزار مینرال اسپریدشیت[۲] ارائه شد [۱۹].

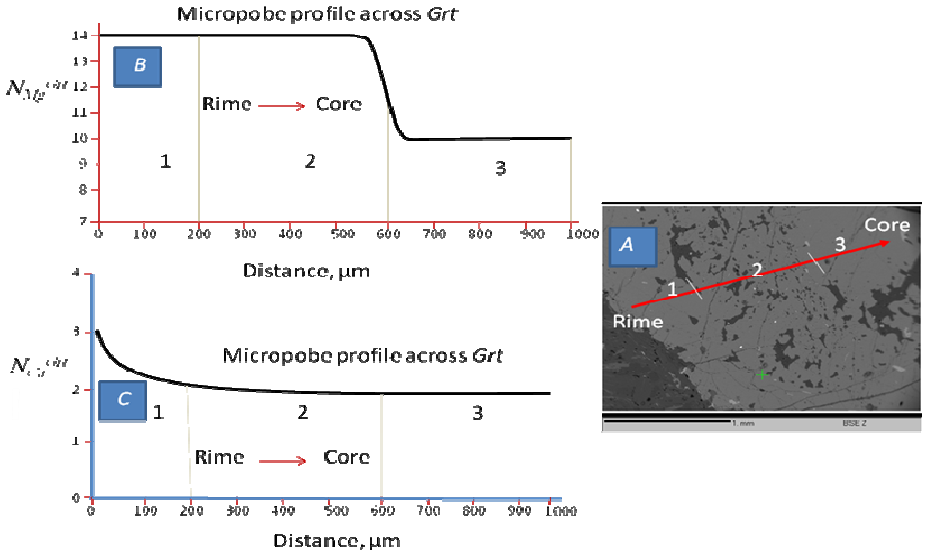
۱. anhydrous ۲. Minerals Spreadsheet

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

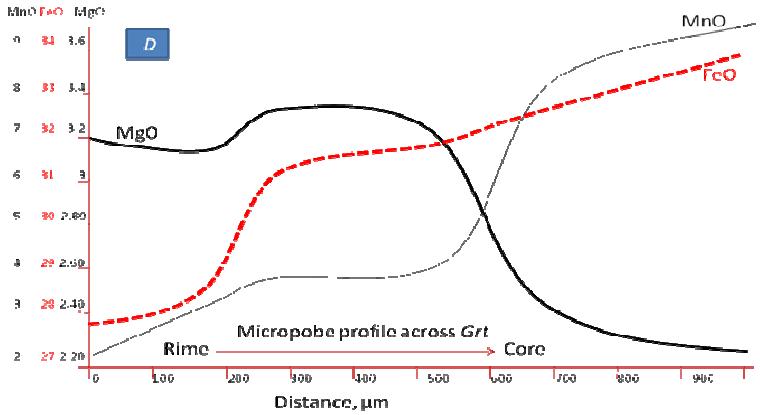
گارنت شاخص پتروژنیک مفیدی است، البته نه برای این‌که در محدودهٔ وسیعی از دما پایدار است بلکه توزیع آهستهٔ کاتیونی در گارنت موجب می‌شود که بتوان آن را در بسیاری از ژئوترمومترها به‌کار برد. بنابراین گارنت‌های دارای منطقه‌بندی می‌توانند بخش مهمی از مسیر زمان- دما- فشار سنگ‌ها را ثبت کنند [۲۰].

گارنت‌های ماگمایی یا فاقد منطقه‌بندی هستند، یا منطقه‌بندی معکوس نشان می‌دهند (مرکز فقیر و حاشیهٔ غنی از Mn) که با شرایط کاهش دما مطابقت می‌کند [۲۱]. در مقابل گارنت‌های دگرگونی دارای منطقه‌بندی عادی هستند و در مرکز از Mn غنی شده‌اند.

برش‌های بلورهای منطقه‌ای از گارنت موجود در گارنت شیست‌ها (نمونهٔ SF- 7) نشان‌گرافزایش میزان منیزیم این کانی در مراحل بعدی است (شکل ۱۰). میزان X_{Mg} موجود در پورفیروبلاست های کوچک‌تر گارنت شبیه به‌میزان X_{Mg} در مرحله‌های دوم و سوم پورفیروبلاست‌های زونه گارنت است. این مسئله بیان‌گر هم‌زمانی تبلور پورفیروبلاست‌های کوچک گارنت با مرحله‌های دوم و سوم پورفیروبلاست‌های زونه است. منگنز موجود در گارنت در دگرگونی های درجه پایین وجود دارد و با پیشرفت دگرگونی کاهش می‌یابد، در صورتی که توزیع منیزیم در گارنت روندی برعکس منگنز دارد و میزان منیزیم با پیشرفت دگرگونی افزایش می‌یابد. بنابراین در گارنت‌های چند مرحله‌ای بررسی شده، بخش هسته‌ای که در درجه‌های پایین‌تر دگرگونی تشکیل شده است، غنی از منگنز؛ و حاشیهٔ این پورفیروبلاست‌ها (مرحلهٔ سوم) که در درجه‌های بالاتر دگرگونی تشکیل شده است، غنی از منیزیم است. تمرکز Mn در هستهٔ گارنت ها، بدین‌صورت تعبیر می‌شود که Mn در ساختمان گارنت عنصر بسیار سازگاری است، چنان‌که در اولین مراحل تبلور گارنت، تمامی Mn در ساختمان آن متمرکز می‌شود و محیط از Mn تهی می‌گردد. بنابراین مرکز گارنت نسبت به حاشیهٔ آن از Mn غنی‌تر است [۲۲]. لازم به ذکر است که منطقه‌بندی معکوس در گارنت نشانهٔ بالاآمدگی سنگ ها طی دگرگونی پس‌رونده در محیطی است که به آرامی تکتونیک عمل کرده و سنگ‌ها سریع بالا نیامده‌اند (low rate exhumation).

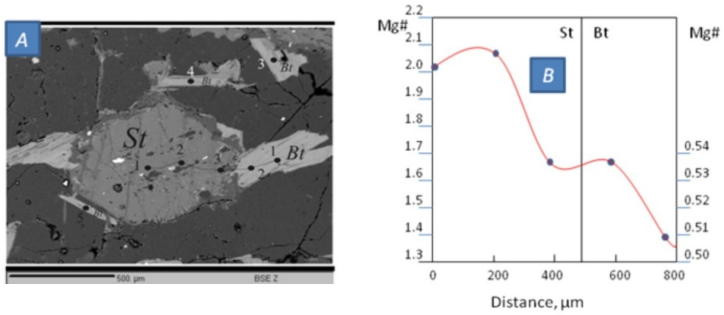


[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۱۰. الف) BSI (Backscattered Image) **از گارنت در یک نمونه از متاپلیت‌های شمال گلپایگان (نمونهٔ** SF-7**). ب- د) پروفیل تغییرات** $X_{Mg}, X_{Ca}, MgO, FeO, MnO$ **از حاشیه به مرکز در ۳ مرحله از رشد گارنت که بیانگر کاهش منگنز و آهن و افزایش منیزیم از مرکز به حاشیهٔ گارنت است. تغییرات** MgO **و** MnO **در پروفیل مورد نظر به خوبی وجود سه مرحله از رشد گارنت را نشان می‌دهد**

چنان‌که در شکل ۱۱ ملاحظه می‌گردد، X_{Mg} به‌دلیل تبادلات کاتیونی در حاشیهٔ استروتید کاهش می‌یابد و در حاشیهٔ بیوتیت همزیست افزایش می‌یابد.



شکل ۱۱. الف)BSI (Backscattered Image) از استروتید و بیوتیت مجاور آن در نمونه‌ای از متاپلیت‌های شمال گلپایگان (نمونهٔ St- Gol). ب) پروفیل تغییرات X_{Mg} **از حاشیه به مرکز در استروتید و بیوتیت همزیست، که بیانگر کاهش** X_{Mg} **در حاشیهٔ استروتید و افزایش آن در حاشیهٔ بیوتیت همزیست است**

شرایط ترمودینامیکی واکنش‌های دگرگونی

واکنش‌های دگرگونی اعم از انتقالی یا تبادلی می‌توانند به‌خوبی بیانگر شرایط فشارشی و حرارتی تشکیل سنگ‌های دگرگونی باشند. لازمهٔ کسب این اطلاعات، انجام آنالیزهای نقطه‌ای بر روی کانی‌هایی است که در این واکنش‌ها شرکت کرده‌اند. برای محاسبهٔ پارامترهای ترمودینامیکی در تعادلات کانی‌ها از بانک داده‌های *Geo-Path* استفاده شد [۲۳]. پایداری منطقه‌بندی رشدی در گارنت‌های موجود در سنگ‌های بررسی شده که نمود آن به‌صورت افزایش منیزیم از مرکز به سمت حاشیه و کاهش میزان منگنز در همین مسیر است، حاکی از دگرگونی پیش‌روندهٔ متاپلیت‌ها ی بررسی شده است. البته توزیع هموژن این عناصر و از حالت منطقه‌ای خارج شدن آن‌ها در کانی‌های فرومنیزین مثل گارنت می‌تواند نشانهٔ درجه‌های بالای دگرگونی باشد [۲۴]. با توجه به

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

همزیستی گارنت و استروتید و همچنین همزیستی گارنت و بیوتیت برای محاسبهٔ دما از واکنش‌های تبادلی (۷) $Grt_{Mg} + Bt_{Fe} = Bt_{Mg} + Grt_{Fe}$ [۲۵] و (۸) $Grt_{Mg} + St_{Fe} = St_{Mg} + Grt_{Fe}$ [۱۳] که می‌توانند ترمومترهای مناسبی باشند استفاده شد. آنالیز نقطه‌ای بر روی کانی‌های *Grt* و *Bt* از مجموعهٔ پاراژنزی $Qtz+Grt+Qtz+Ms+Kfs+Bt$ که بر اساس واکنش $Ms+Bt+Qtz=Grt+Kfs+H_2O$ به تعادل رسیده‌اند به‌عنوان بارومتری مناسب برای محاسبهٔ فشار استفاده شد [۲۵].

نتایج حاصل از ژئوترموبارومتری این سنگ‌ها که با استفاده از بانک داده‌های *Geo-Path* محاسبه شده است، در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است.

جدول ۱. نتایج محاسبهٔ دما برای مجموعه‌های *Grt + Bt* در متاپلیت‌های شمال گلپایگان بر اساس واکنش (۶)

Bt	Grt	X_{Mg}^{Grt}	X_{Mg}^{Bt}	K_D	P, bar	T °K	T °C
1	7	0.10	0.51	2.23723	5000	771	498
2	2	0.14	0.54	1.975633	5000	812	539
3	1	0.11	0.52	2.170784	5000	781	508
3	3	0.14	0.52	1.895333	5000	826	553
3	6	0.10	0.52	2.277267	5000	765	492
4	1	0.11	0.53	2.210885	5000	775	502
4	4	0.14	0.53	1.935434	5000	819	546
4	7	0.10	0.53	2.317369	5000	759	486
5	5	0.14	0.53	1.935434	5000	819	546

جدول ۲. نتایج محاسبهٔ پارامترهای فشار- دما برای مجموعه‌های *Grt + Bt+Ms+Qtz* در متاپلیت‌های شمال گلپایگان

Bt	Grt	Ge(Prp)	Xca	XFe	X_{Mg}^{Grt}	X_{Mg}^{Bt}	X_{Prp}	T °K	T °C	P (kbar)
1	7	83.868136	0.02	0.8744	0.1	0.51	0.1	771	498	1.9
2	2	122.59969	0.03	0.8571	0.14	0.54	0.13	812	539	4.0
3	1	137.55445	0.03	0.9551	0.11	0.52	0.11	781	508	2.6
3	3	80.553742	0.02	0.8521	0.14	0.52	0.13	826	553	4.1
3	6	83.022403	0.02	0.8641	0.1	0.52	0.1	765	492	1.8
4	1	137.7761	0.03	0.9551	0.11	0.53	0.11	775	502	2.5
4	4	79.862143	0.02	0.8431	0.14	0.53	0.14	819	546	3.9
4	7	84.135894	0.02	0.8744	0.1	0.53	0.1	759	486	1.6
5	5	79.946535	0.02	0.844	0.14	0.53	0.14	819	546	3.9

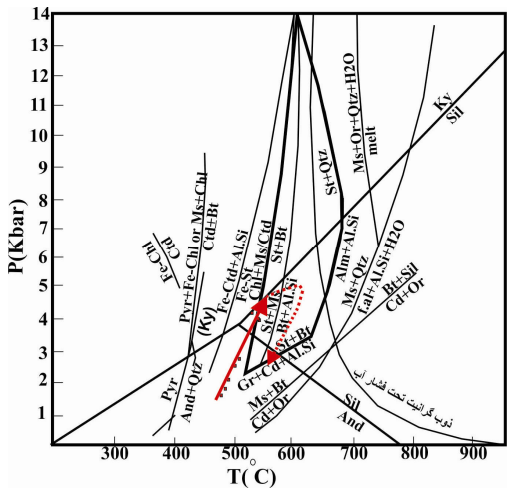
***دما براساس واکنش (۷) و £فشار بر اساس واکنش (۲) محاسبه شد**

بررسی ترموبارومتری متاپلیت‌های شمال گلپایگان، محدودهٔ دمایی ۴۸۰ تا ۵۶۰ درجهٔ سانتی‌گراد و محدودهٔ فشاری ۱/۶ تا ۴/۱ کیلوبار را نشان می‌دهد که روند و مسیر دگرگونی نیز در شکل ۱۲ رسم شده است. این شرایط می‌تواند نشانهٔ دگرگونی پیش‌روندهٔ متاپلیت‌های بررسی شده تا رخسارهٔ آمفیبولیت پایینی و سپس عمل‌کرد فرسایش و ثبت آثار دگرگونی پس‌رونده بر روی این سنگ‌ها باشد.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های پتروگرافی و مطالعهٔ پاراژنزهای مجموعهٔ دگرگونی شمال گلپایگان حکایت از دگرگونی پیش‌روندهٔ پلیت‌های ژوراسیک تا حد رخسارهٔ آمفیبولیت پایینی دارد. در این سنگ‌ها واکنش‌های زیر دیده

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۱۲. مسیر دگرگون شدن سنگ‌های متاپلیتی شمال گلپایگان بر روی دیگرام فشار-حرارت [۲۶]
خط چین: مسیر احتمالی دگرگونی پیش‌رونده و برگشتی سنگ‌های بررسی شده

می‌شود: ۱. ناپایداری کلریت در مقابل فلدسپار پتاسیم و تشکیل میکا، ۲. ناپایداری کلریت و مسکویت و تشکیل گارنت و بیوتیت، ۳. ناپایداری کلریتوئید و تشکیل استروتید و گارنت، ۴. ناپایداری کلریت در حضور گارنت و تشکیل استروتید و بیوتیت، ۵. ناپایداری کلریت در حضور استروتید و تشکیل بیوتیت و کیانیت، ۶. ناپایداری استروتید را نشان می‌دهند.

متاپلیت‌های گلپایگان در محدودهٔ دمایی ۵۶۰ - ۴۸۰ درجهٔ سانتی‌گراد و فشار ۴/۱ - ۱/۶ کیلوبار شکل گرفته‌اند. بر اساس منحنی P-T-t بالاآمدگی موجب ثبت آثار دگرگونی پس‌رونده بر روی این سنگ‌ها شده است.

پروتولیت این سنگ‌ها دارای سن تریاس-ژوراسیک بوده و در ژوراسیک پایانی، در طی فاز کیمرین پسین، متحمل دگرگونی دیناموترمال تا حد رخسارهٔ آمفیبولیت پایینی شده‌اند.

پروفیل‌های ترسیمی میکروزوندی و همچنین آرایش ادخال‌های موجود در گارنت‌های بررسی شده به وضوح ۳ مرحله رشد را در طی دگرگونی پیش‌رونده نشان می‌دهند.

هستهٔ گرد شده و فاقد ادخال گارنت در مرحلهٔ اول و طی دگرشکلی D1 در زمان ژوراسیک پایانی- کرتاسهٔ آغازین با فاز کوه‌زایی کیمرین پسین تشکیل شده است.

مرحلهٔ دوم رشد گارنت که دارای ادخال فراوان است، طی دگرشکلی D2 ایجاد شده است. این دگرشکلی با فاز کوه‌زایی لارامید در کرتاسهٔ پایانی پدید آمده است.

مرحلهٔ سوم رشد گارنت طی دگرشکلی D3 در کرتاسهٔ پایانی- پالئوسن بوده است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

پیوست ۱. مشخصات نمونه‌هایی که نام آن‌ها در متن ذکر شده است

شمارهٔ نمونه	مختصات جغرافیایی محل برداشت	نام سنگ
Chl	N 33° 36´, E 50° 17´	گارنت کلریتوئید شیست
SF-7	N 33° 35´, E 50° 22´	گارنت شیست
G9	N 33° 36´, E50° 23´	گارنت استروتید شیست
St-Gol	N 33° 36´, E 50° 23´	استروتید کیانیت شیست

پیوست ۲. آنالیزسنگ کل متاپلیت‌های شمال گلپایگان

Sample	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Total
Ho-1-5-3	64.2	0.761	20.57	0.018	5.79	0	0.14	1.951	0.56	0.262	4.6	0.111	*	*
Sh-13S1	69.82	0.48	12.94	*	1.85	2.49	0.06	1.57	2.76	2.01	1.05	0.12	4.2	99.35
Sh-16S1	70.56	0.55	14.69	*	2.28	1.44	0.04	0.6	1.37	3.98	0.21	0.09	4.2	99.98
Sh-17S2	64.87	0.39	10.56	*	6.17	4.12	0.08	1.09	2.09	3.48	0.19	0.09	5.59	99.06
Sh-18S2	60.48	0.37	9.38	*	6.76	2.14	0.03	1.5	2.98	4	0.19	0.08	11.3	99.22
Sh-21S1	60.69	0.5	11.14	*	2.65	3.8	0.07	2.43	5.05	4.29	0.52	0.07	7.76	98.99
Sh-2S1	69.23	0.77	15.06	*	3.41	1.37	0.02	0.78	1.7	3.72	0.93	0.12	2.93	100.04
Sh-3T	63.62	0.58	10.02	*	9.9	0.94	0.03	0.93	2.32	2.66	0.33	0.16	7.48	98.93
Sh-4T	68.31	0.72	14.61	*	2.08	1.8	0.09	2.04	1.93	4.03	1.72	0.16	2.53	100.02
Sh-6S3	74.02	0.22	9.99	*	3.06	3.06	0.01	0.18	0.65	2.51	0.18	0.12	8.12	99.84
Sh-9S3	63.75	0.4	11.75	*	5.12	3.03	0.08	1.57	3.15	2.38	1.29	0.12	7.03	99.67
Sh-g2	58.39	3.588	17.86	0.046	11.36	0	0.09	2.044	0.84	0.024	1.8	0.231	*	*
Sh-JO-1	54.84	0.896	21.6	0.034	7.85	0	0.05	5.928	1.32	1.413	3.5	0.154	*	97.59
Sh-S9	58.39	0.796	22.35	0.026	5.99	0	0.09	3.173	0.6	0.323	4	0.164	*	*
Sh-SF-2	65.46	0.326	19.29	0.014	3.73	0	0.11	0.339	1.58	3.104	2.09	0.08	*	*
Sh-SS-12	61.3	0.928	18.43	0.036	6.44	0	0.1	3.995	1.54	1.953	2.33	0.106	*	*

پیوست ۳. آنالیز نقطه‌ای تعدادی از کانی‌های موجود در متاپلیت‌ها

	Sample – St- Gol				
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
Spot	1	2	3	4	5
SiO_2	34.757	34.662	35.994	35.778	36.291
TiO_2	1.626	1.589	1.794	1.885	1.609
Al_2O_3	18.976	18.634	18.660	18.831	18.829
FeO	18.659	18.984	17.510	16.881	16.884
MnO	0.042	0.174	0.069	0.049	0.220
MgO	10.864	12.357	10.656	10.892	10.733
CaO	0.143	0.036	0.007	0.020	0.058
Na_2O	0.252	0.036	0.190	0.095	0.201
K_2O	9.628	9.701	9.842	9.627	9.759
Si	5.314	5.245	5.471	5.453	5.503
Al	3.419	3.324	3.343	3.383	3.365
Ti	0.187	0.181	0.205	0.216	0.183
Fe^{2+}	2.386	2.403	2.226	2.152	2.141
Mn	0.005	0.022	0.009	0.006	0.028
Mg	2.476	2.788	2.415	2.475	2.426
Ca	0.023	0.006	0.001	0.003	0.000
Na	0.074	0.010	0.056	0.028	0.059
K	1.878	1.873	1.908	1.872	1.887
X_{Mg}	0.509	0.537	0.520	0.535	0.531
Mineral	St	St	St	St	St
Spot	1	2	3	4	5
SiO_2	28.339	29.284	28.818	28.844	27.582
TiO_2	0.478	0.579	0.617	0.584	0.603
Al_2O_3	51.612	51.887	52.750	53.582	53.502
FeO	13.527	13.355	13.098	12.559	12.066
MnO	0.310	0.369	0.266	0.287	0.302
MgO	1.923	1.950	1.473	1.527	2.792
ZnO	0.153	0.044	0.153	0.092	0.031
Si	7.987	8.135	8.019	7.974	7.680
Al	17.145	16.988	17.300	17.459	17.559
Ti	0.101	0.121	0.129	0.121	0.126
Fe^{2+}	3.188	3.102	3.048	2.903	2.809
Mn	0.074	0.087	0.063	0.067	0.071

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

Mg	0.808	0.807	0.611	0.629	1.158
Zn	0.032	0.009	0.031	0.019	0.006
X_{Mg}	0.202	0.206	0.167	0.178	0.292

	Sample – SF- 7						
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Spot	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	37.57	37.96	38.36	37.98	37.93	38.41	37.93
TiO_2	0.03	0.03	0.00	0.02	0.08	0.02	0.00
Al_2O_3	21.09	20.95	20.92	21.15	21.11	21.24	20.88
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00
FeO	34.45	33.85	32.57	31.96	31.19	28.48	27.72
MnO	2.21	2.11	3.32	3.77	4.32	8.25	9.49
MgO	2.61	3.19	3.18	3.34	3.22	2.42	2.26
CaO	0.84	0.95	0.63	0.62	0.79	0.73	0.68
Sum	98.80	99.03	98.97	98.87	98.65	99.61	98.97
Si	3.05	3.06	3.09	3.06	3.06	3.08	3.07
Al	2.02	1.99	1.98	2.01	2.01	2.01	1.99
Fe^{2+}	2.34	2.28	2.19	2.15	2.11	1.91	1.88
Mn	0.15	0.14	0.23	0.26	0.30	0.56	0.65
Mg	0.32	0.38	0.38	0.40	0.39	0.29	0.27
Ca	0.07	0.08	0.05	0.05	0.07	0.06	0.06
X_{Mg}	0.11	0.14	0.14	0.14	0.14	0.10	0.10
X_{Ca}	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Alm	0.81	0.79	0.77	0.75	0.74	0.68	0.66
Sps	0.05	0.05	0.08	0.09	0.10	0.20	0.23
Prp	0.11	0.13	0.13	0.14	0.14	0.10	0.10
Grs	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
X_{fe}	0.95	0.85	0.85	0.84	0.84	0.86	0.87

Sample – SF- 7					
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
Spot	1	2	3	4	5
SiO_2	35.793	36.031	38.735	35.844	36.342
TiO_2	1.609	1.416	2.005	1.636	1.463
Al_2O_3	19.129	18.815	19.067	19.033	18.797
FeO	21.082	19.671	19.205	19.515	20.250
MnO	0.033	0.031	0.059	0.046	0.063
MgO	9.991	9.951	7.991	9.751	9.893
CaO	0.164	0.293	0.216	0.232	0.319
Na_2O	0.182	0.217	0.534	0.27	0.182
K_2O	8.206	8.567	8.239	8.518	8.754
F	0.184	0.053	0.294	0.000	0.254
Total	100.811	99.512	100.822	99.284	100.762
Si	5.395	5.476	5.750	5.452	5.478
Ti	0.182	0.162	0.224	0.187	0.166
Al^{VI}	2.605	2.524	2.250	2.548	2.522
Al^{IV}	0.793	0.846	1.084	0.864	0.817
Fe(ii)	2.657	2.500	2.384	2.482	2.552
Mn	0.004	0.004	0.007	0.006	0.008
Mg	2.245	2.255	1.768	2.211	2.223
Ca	0.026	0.048	0.034	0.038	0.052
Na	0.053	0.064	0.154	0.080	0.053
K	1.578	1.661	1.560	1.653	1.683
F	0.088	0.025	0.138	0.000	0.121
X_{Mg}	0.458	0.474	0.426	0.471	0.465
X_{Fe}	0.542	0.525	0.574	0.529	0.535
Mg/Fe	0.844	0.902	0.741	0.890	0.870

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

منابع

۱. ع. آقانباتی، *زمین‌شناسی ایران*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳) ۵۸۶ ص.

2. A. Ghasemi, C. J. Talbot, "A new tectonic scenario for the Sanandaj – Sirjan zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 5 (2005) 1-11.

3. M. Mohajjel, C. L. Fergusson, "Dextral transpression in Late Cretaceous contatinetal collision, Sanandaj-Sirjan Zone", western Iran, Journal of Structural Geology, 22 (2000) 1125-1139.

4. M. Mohajjel, C. L. Fergusson, M. R. Sahadi, "Cretaceous - Tertiary contatinetal collision, Sanandaj- Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 21 (2003) 397-412.

۵. م. شریفی، *بررسی ماگماتیسم آلکالن در شمال گلپایگان*، پایان نامهٔ دکتری رشتهٔ زمین‌شناسی گرایش پترولوژی دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۶) ۱۶۰ ص.

۶. ق. احمدی دزکی، *دگر شکلی‌های چند مرحله‌ای در منطقة شمال گلپایگان*، پایان نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس،(۱۳۷۸)۱۲۳ ص.

۷. ع. صبا، *تحلیل ساختاری توده های نفوذی همزمان با دگرشکلی در شمال ورزنه (شمال خاور گلپایگان)*، پایان نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، (۱۳۷۸) ۱۰۱ ص.

8. N. Rachidnejad-Omran, M. H. Emami, M. Sabzehei, E. Rastad, H. Bellon, A. Piqué, "Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh", zone de Sanandaj-Sirjan (Iran méridional), C. R. Geoscience, v. 334, (2002) 1185-1191.

9. R. Moritz, F. Ghazban, B. S. Singer, "Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, Western Iran", A result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen, Economic Geology, v. 101, (2006) 1497-1524.

10. A. J. Barker, "Introduction to metamorphic textures and microstructures", Blackie, New York (1991) 162.

۱۱. ح. معین وزیری، *پترولوژی سنگ‌های دگرگونی*، دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۷۷) ۳۳۶ ص.

12. K. Bucher, M. Frey, "Petrogenesis of metamorphic rocks, Berlin", and Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 7th ed., (2002) 341.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

13. S. M. Tabatabaei Manesh, M. Sharifi, A. Romanko, "P_T Conditions of the Jandaqh Metapelitic Schists, Northeastern Isfahan Province, Iran", Petrology, v. 18, no. 3 (2010) 308-317.
14. K. Bucher, M. Frey, "Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer verlag" (1994)318.
15. F. B. Masoudi, B. Mehrabim, Sh. Mahmoudi, "Garnet (Almandine-Spessartine) Growth Zoning and Its Application to Constrain Metamorphic History in Dehsalm Complex", Iran. J. Sci. I.R. Iran, 17, No.3 (2006) 235-244.
16. B. W. D. Yardley, "An Introduction To MetamorphicPetrology", Longman Scientific & Technical, Singapore (1990).
17. W. A. Deer, R. A. Howie, J. Zussman, "Orthosilicates", seconded, Vol 1A, Rock- forming minerals, The Geological Society, London, UK (1997) 919.
18. A. Locock, "An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet in to end-member components", and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets, computers and geosciences, 34 (2008) 1769-1780.
19. J. Preston, J. Still, "Mineral chemistry Spreadsheet V 1.2", Electronic internet publication (2001), http:// www. Abdn. Ac.UK/ geology/ profiles/ analysis/ software/ Garnet. xls.
20. F. S. Spear, C. Kimball, "RECAMP-a Fortran IV program for estimating Fe^{3+} contents of amphiboles", Computer and Geosciences, 10 (1984) 317-325.
21. J. A. Dahlquist, C. Galindo, R. J. Pankhurst Rapela C. W, P. H. Alasino, J. Saavedra, C. M. Fanning, "Magmatic evolution of the Pen Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids", Lithos, 95 (2007) 177–207.
22. D. Vance, T. Holland, "Adetailed isotopic and petrological study of a single garnet from the Gastts schist", Vermont. Cont. Min., Pet., 114 (1993) 101-118.
23. L. L. Perchuk, Yu. Yu. Podladchikov, A. N. Polaykov, "PT-paths and geodynamic modelling of some metamorphic processes", Journal of Metamorphic Geology, 10 (1992) 311-319.
24. L. L. Perchuk, D. D. van Reenen, C. A. Smit, D. A. Vankal, R. Boshoff, S. M. Varlamonov, S. M. Tabatabaeimanesh, "Isobaric heating recorded in polymetamorphic rocks from the Central Zone of the Limpopo High-Grade Terrain", South Africa, Lithos, 103 (2008) 70-105.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

25. L. Ya. Aranovich, I. V. Lavrent'eva, N. A. Kosyakova, "Calibration of the biotite-garnet and biotite-orthopyroxene geothermometers corrected for the variable level in biotite", Geochemistry International, 25 (1988) 50-59.

26. F. S. Spear, J. T. Cheney, "A petrogenetic grid for pelites in the system SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O, Contributions to Mineralogy and Petrology", 101 (1989) 149-164.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]