

## کانی شناسی، دما- فشارسنجی و تفسیر جایگاه زمین ساختی گنیس های غرب سلطان آباد (شمال شرق سبزوار)

سید محمدحسین رضوی<sup>۱</sup>، محسن نصرآبادی<sup>۲\*</sup>

۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه بین المللی امام خمینی، قزوین

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۲/۱۱، نسخه نهایی: ۸۹/۵/۲۶)

**چکیده:** منطقه‌ی مورد بررسی در شمال شرق سبزوار (استان خراسان رضوی) و در غرب سلطان آباد واقع است. در این منطقه یک مجموعه دگرگونی شامل سنگ‌های رخساره‌ی شیست سبز، شیست آبی، آمفیبولیت و اکلوژیت (۴) برونزد دارند. توده‌ی گنیسی در بخش میانی این مجموعه (کوه چیلی) قرار دارد. تغییراتی از لحاظ پروتولیت و شدت برگوارگی در این توده وجود دارد. شواهد صحرایی، ژئوشیمی سنگ، داده‌های سال سنجی و شرایط فشار دگرگونی تقریباً مشابه گنیس‌ها با شیست‌های آبی (گنیس: ۱۰/۹ Kb و  $P = 11 - 14$  Kb) بیانگر آن است که پروتولیت گنیس‌ها، سری‌های تفریق یافته از پوسته‌ی اقیانوسی هستند که با حرکت رو به شمال خرده قاره‌ی ایران مرکزی همراه با سری‌های مافیک حوضه‌ی اقیانوسی سبزوار (شیست‌های آبی) دستخوش دگرگونی زون فرورانش در ائوسن بالایی شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** دما- فشارسنجی؛ گنیس؛ شیست آبی؛ سلطان آباد؛ سبزوار.

### مقدمه

ترکیب شیمیایی کانی‌ها و شرایط فشار و دمای دگرگونی و جایگاه زمین ساختی گنیس‌های مجموعه دگرگون سلطان آباد (شمال شرق سبزوار) مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

### روش بررسی

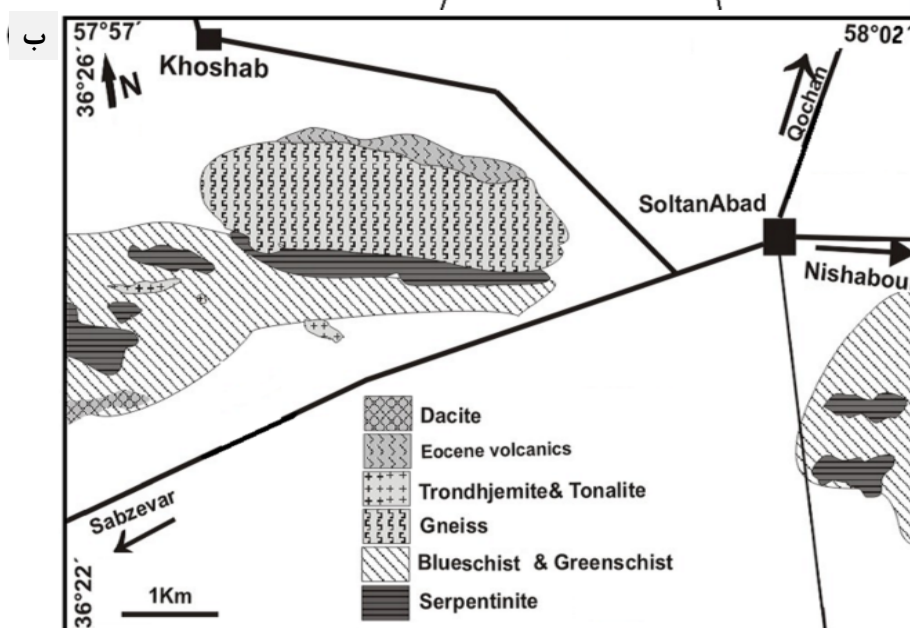
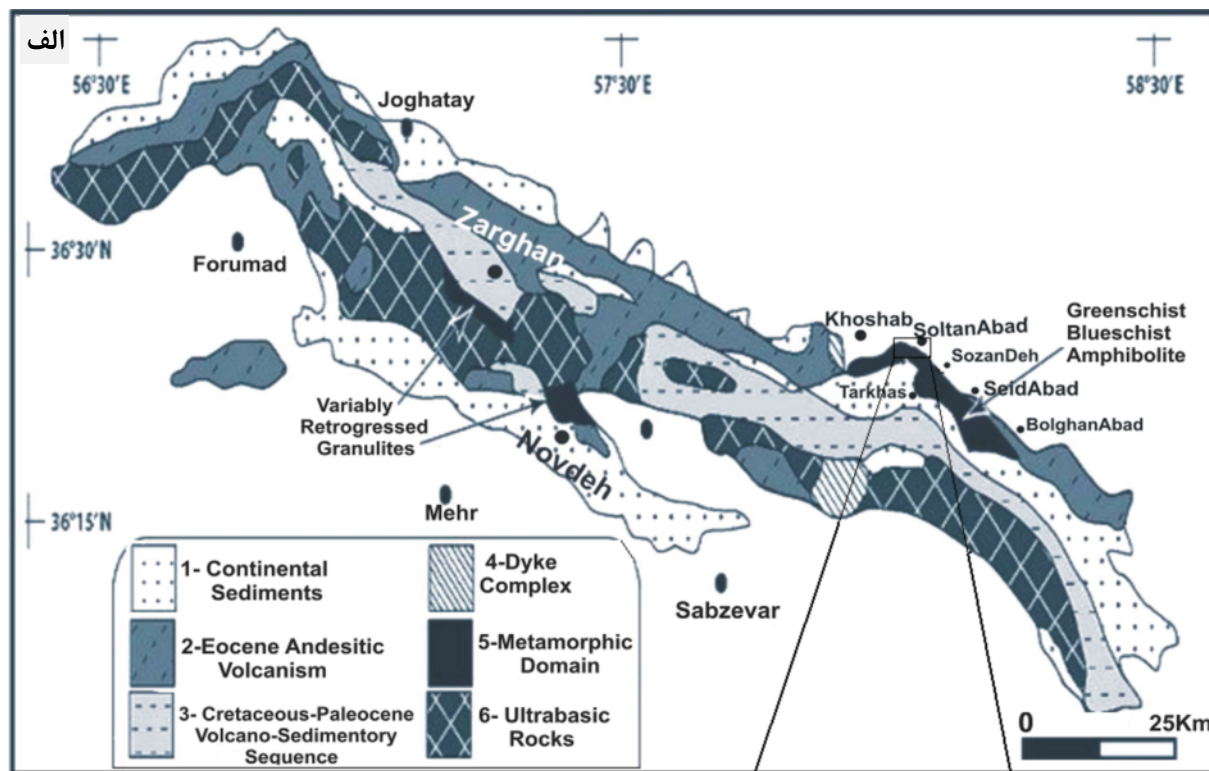
روش بررسی شامل نمونه‌برداری سیستماتیک از نقاط مختلف رخنمون گنیس‌ها، تهیه‌ی مقاطع نازک از نمونه‌ها، بررسی‌های دقیق پتروگرافی و تجزیه‌ی نقطه‌ای روی ۱۴۰ نقطه از کانی-های گوناگون گنیس‌ها در دانشگاه اشتوتگارت آلمان است. در محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی‌ها از نرم افزار کالک‌مین (Calc Min) و به منظور تخمین شرایط دما و فشار دگرگونی از نرم-افزار ترموکالک، دما- فشارسنجی‌های مرسوم و نمودارهای گستره‌ی پایداری کانی‌ها استفاده شده است.

گنیس‌ها از واحدهای سنگی رایج سرزمین‌های دگرگونی نوارهای کوهزایی محسوب می‌شوند. با وجود شرایط دگرگونی یکسان نسبت به طبقات سنگی همجوار، در بیشتر موارد مجموعه‌های کانی‌شناسی متفاوتی در این واحدهای سنگی دیده می‌شوند. این امر را می‌توان به ترکیب شیمی سنگ کل، شدت دگرشکلی حاکم در زمان دگرگونی پیشرونده و برگشتی و تاثیر عوامل دیگر نسبت داد. وجود پروتولیت‌های متنوع در سنگ‌های دگرگون نوارهای کوهزایی که از نظر زمانی و مکانی رابطه‌ی نزدیکی با یکدیگر دارند، این قابلیت را فراهم می‌آورد که با تعیین شرایط دگرگونی هر یک از آن‌ها شناخت بهتری از تاریخچه‌ی دگرگونی حاکم بر منطقه حاصل شود. در این مقاله

## زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال‌شرق ایران، در استان خراسان رضوی واقع شده است. سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی سبزوار با

توپوگرافی بلند به صورت دو مجموعه‌ی دگرگونی در شمال‌غرب و شمال‌شرق سبزوار (مجموعه‌ی دگرگون سلطان‌آباد) مرتبط به کمر بند افیولیتی رخمون دارند (شکل ۱- الف) [۱].



شکل ۱ الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده از نوار افیولیتی شمال سبزوار [۱]. ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده از بخش میانی مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد. گنیس‌ها به صورت یک توده مجزا در غرب سلطان‌آباد قرار گرفته‌اند.

منطقه‌ی مورد بررسی از نظر جایگاه زمین‌شناسی به زون ایران مرکزی تعلق دارد [۲]، اما [۳] منطقه‌ی سبزواری در نقشه‌ی زمین‌ساختی خاورمیانه از این زون متمایز کرده است. در تقسیم‌بندی [۴] منطقه‌ی مورد بررسی که به زون سبزواری معروف است، در گستره‌ی ایران مرکزی قرار گرفته و از شمال به ارتفاعات البرز و بینالود و از جنوب به بلوک لوت محدود می‌شود. در شمال و جنوب این منطقه به ترتیب گسل‌های میامی و درونه (گسل بزرگ کویر) قرار گرفته‌اند.

به‌طور کلی مجموعه دگرگونی شمال‌غربی سبزواری در شرایط رخساره‌ی گرانولیت فشار بالا دگرگون شده و سپس تحت تأثیر دگرگونی پسروده قرار گرفته است [۵].

مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد که گنیس‌های مورد بررسی بخش میانی آن را می‌سازند، دارای ۲۵ کیلومتر طول و ۵ کیلومتر عرض است که در جنوب با یک نوار باریک از آمیزه‌ی افیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی کرتاسه بالایی و در شمال با کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن هم‌جوارند. غرب و شرق این مجموعه با توده‌های عظیم سرپانتینیت محدود می‌شود (شکل ۱-ب). در مرز جنوبی این مجموعه‌ی دگرگونی گسل‌های شیب لغز معکوس با زاویه‌ی ۵۰ تا ۸۰ درجه رو به جنوب است. مرز شمالی آن با یک کنگلومرای قاعده‌ای با شیب ۳۰ درجه رو به شمال از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جدا می‌شود [۶]. روند عمومی سنگ‌های دگرگونی و آتشفشانی واقع در شمال آن، شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شیب آن‌ها به سمت شمال شرق است.

مجموعه‌ی دگرگونی سلطان‌آباد شامل سنگ‌های رخساره‌ی شیست سبز، شیست آبی، اکلوزیت (۴) و آمفیبولیت است و پروتولیت آن‌ها بیشتر بازی، گاهی پلیتی و کربناتی است. سنگ‌های رخساره‌ی شیست سبز بیشتر در جنوب‌شرقی سلطان‌آباد و آمفیبولیت و گنیس در غرب و جنوب‌غربی سلطان‌آباد گسترش دارند. شیست آبی نیز به صورت پراکنده در سرتاسر منطقه برونزد دارد. این مجموعه‌ی دگرگونی نسبت به سنگ‌های اطراف ارتفاع بیشتری دارد و به داخل آن توده‌های نفوذی ترونجمیتی آهکی - قلیایی تزریق شده‌اند. از نکات قابل توجه در نوار افیولیتی سبزواری حضور گنبد‌های داسیتی فراوان است که در مجموعه‌های افیولیتی و آتشفشانی - رسوبی

کرتاسه بالایی، سنگ‌های دگرگونی همراه با افیولیت‌ها و سنگ‌های آندزیتی ائوسن نفوذ کرده‌اند و سن الیگوسن تا پلیوسن برای آن‌ها در نظر گرفته شده است [۷]. در انتهای نوار دگرگونی جنوب‌غرب سلطان‌آباد (جنوب خوشاب) آهک‌های نومولیت‌دار به‌صورت دگرشیب روی شیست‌های آبی قرار گرفته‌اند که حاوی خرده‌های آواری از ترونجمیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند [۸]. قرارگیری این آهک‌ها روی این مجموعه‌ی دگرگونی از نکات کلیدی رخداد‌های زمین‌شناسی منطقه بوده و موید پایان فرایند دگرگونی پیش از ائوسن میانی است.

نتیجه‌ی بررسی‌ها نشان داده [۶] که رخداد اصلی دگرگونی در سلطان‌آباد یک دگرگونی همزمان با تکتونیک بوده که در دمای ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و فشار ۶ تا ۷ کیلوبار (مرز تبدیل شیست سبز به شیست آبی) رخ داده است. شدت دگرگونی در غرب منطقه (گنیس‌های غرب سلطان‌آباد)، تا دمای ۵۵۰ درجه‌ی سانتیگراد (رخساره‌ی اپیدوت - آمفیبولیت) پیش رفته است [۶].

گنیس‌های غرب سلطان‌آباد غالباً دارای ترکیب تونالیتی و گاهی گابرویی و از نوع ارتوگنیس بوده، بخشی از سنگ‌های پلوتونیک سری افیولیتی محسوب می‌شوند اما متنازیت‌ها سری‌های قلیایی و تحولی پیش از تشکیل افیولیت هستند [۶]. بعضی از پژوهشگران [۸] معتقدند که سنگ‌های دگرگونی سلطان‌آباد باقیمانده‌هایی از پوسته‌ی قاره‌ای دگرگون شده‌ی این منطقه‌اند که در طول شکل‌گیری پوسته‌ی اقیانوسی، بخش بزرگ این پوسته‌ی قاره‌ای قدیمی از بین رفته و تنها بخش‌هایی از آن برجا مانده است.

بررسی‌های اخیر [۹] نشان داده که گنیس‌های سلطان‌آباد بخشی از واحدهای سازنده پوسته‌ی اقیانوسی بوده به‌طوری‌که پروتولیت آن‌ها از ماگمای اولیه‌ی مافیک (بخش گابرویی پوسته‌ی اقیانوسی) تا ماگمای تفریق‌یافته اسیدی (پلاژیوگرانیت اقیانوسی) تغییر می‌کند و این بخش از صفحه‌ی اقیانوسی پس از فرورانش و دگرگونی در زون فرورانش و منشورهای بهم‌افزوده وابسته به آن، دوباره به سطح زمین آورده شده‌اند.

## روابط صحرائی

رخنمون گنیس‌ها به طول ۵ کیلومتر و عرض ۲ کیلومتر به صورت توده‌ای مجزا (کوه چیلی)، در بخش میانی مجموعه‌ی دگرگونی و در غرب سلطان‌آباد دیده می‌شود (شکل ۲ - الف). این توده در بخش جنوبی با سرپانتینیت‌ها و در شمال با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن هم‌مرز است و غرب و شرق آن به آبرفت‌های عهد حاضر محدود است. روند عمومی برگواری گنیس‌های شمال‌غربی - جنوب‌شرقی بوده و شیب آن‌ها به سمت شمال‌شرق است. رنگ نمونه‌ها با توجه به فراوانی مودال کانی‌های تیره (آمفیبول، اپیدوت، کلریت و گارنت) و روشن (پلاژیوکلاز، کوارتز و میکای سفید) متغیر است. در بعضی نقاط لایه‌های تیره و روشن را که بیانگر لایه‌بندی ماگمایی اولیه است می‌توان تشخیص داد (شکل ۲ - ب). به واسطه‌ی وجود این گونه ناهمگنی‌های ترکیبی اولیه، تاثیر ترکیب شیمیایی سنگ کل در ایجاد پاراژنهای متفاوت کانی‌شناسی در شرایط یکسان دگرگونی قابل بررسی است. به عنوان مثال در لایه‌ی تیره گنیس مقادیر فراوانی گارنت موجود است در صورتی که در نوار روشن، گارنت دیده نمی‌شود.

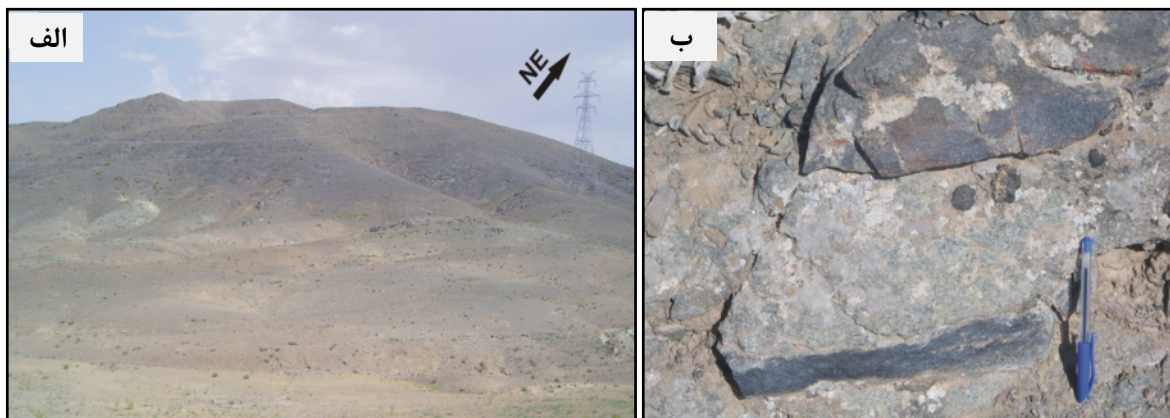
بخش جنوبی توده‌ی گنیسی درشت بلور، تیره‌رنگ با برگواری ضعیف است که حاکی از پروتولیت بازی و تاثیر کم دگرشکلی حین دگرگونی است اما با پیمایش به سمت شمال، به تدریج سنگ‌های روشن‌تر رخنمون دارند که بیانگر پروتولیت حدواسط و اسیدی آن‌هاست. بخش شمالی‌تر گنیس‌ها دارای برگواری نسبتاً فراگیر بوده و در آن‌ها بلورهای درشت‌تر گارنت تشکیل شده است.

## سنگ‌شناسی

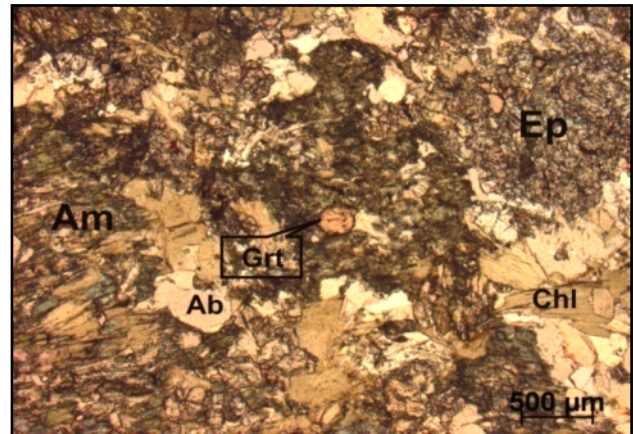
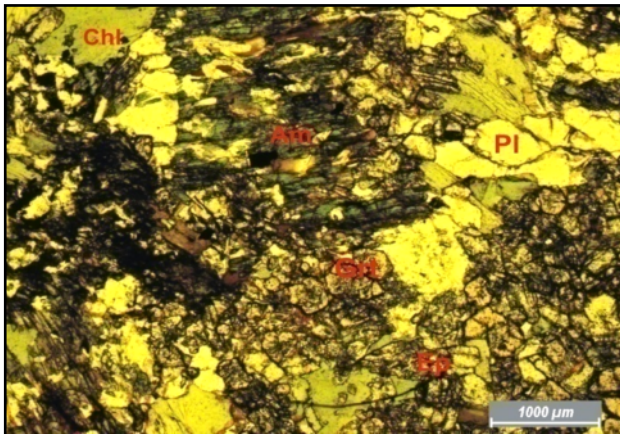
در مقطع نازک این سنگ‌ها، با توجه به موقعیت جغرافیایی و پروتولیت، کانی‌های سنگ‌ساز گنیس با فراوانی مودال و درجه‌ی جهت یافتگی ترجیحی متفاوت به شرح زیر دیده می‌شوند. در بخش جنوبی به صورت گنیس‌های مافیک است. در آن‌ها آمفیبول (باروئیزیت و چرماکیت)، اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)، آلبیت، کلریت و مقدار کمی گارنت، میکای سفید، روتیل و کوارتز وجود دارند (شکل ۳).

نمونه‌های بخش میانی توده‌ی گنیسی نسبت به نمونه‌های بخش جنوبی از کانی‌های مافیک کمتری برخوردارند. آمفیبول و میکای سفید نیز تا اندازه‌ای جهت‌یافتگی ترجیحی نشان می‌دهند که حاکی از اعمال دگرشکلی بیشتر بر سنگ‌های این بخش حین دگرگونی است. از نکات دیگر، حضور گارنت با هسته‌بندی متعدد و در نتیجه، فراوانی بلورهای ریز گارنت (کوچکتر از ۰.۳ میلی‌متر) در این نمونه‌هاست (شکل ۴).

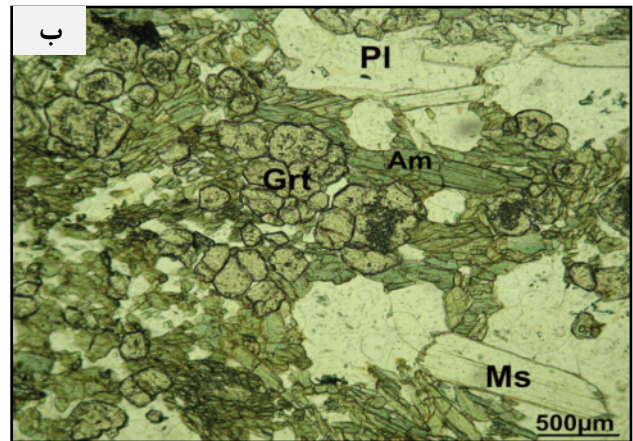
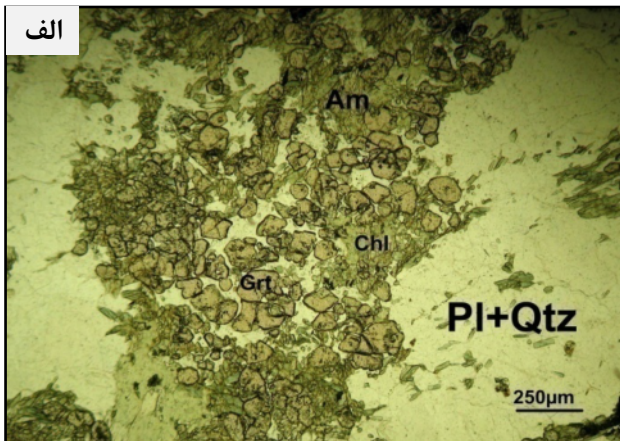
بیشتر گنیس‌های بخش شمالی دارای برگواری فراگیر بوده، کانی‌های مهم آن‌ها کوارتز، پلاژیوکلاز، گارنت و میکای سفید است. این نمونه‌ها آمفیبول، اپیدوت و کلریت کمتری نسبت به نمونه‌های جنوبی‌تر دارند. آمفیبول در این سنگ‌ها نسبت به آمفیبول نمونه‌های بخش‌های جنوبی‌تر از چندرنگی سبز تیره‌تری برخوردار است. گارنت به صورت پورفیروبلاست و گاهی به شکل پوئی‌کیلوبلاستیک بوده و دارای ادخال‌هایی از کانی‌های زمینه است (شکل ۵). این گونه تنوع بافتی در گارنت و تغییر چندرنگی آمفیبول از شمال به جنوب توده‌ی گنیس را می‌توان به تغییرات ترکیب شیمیایی سنگ کل و یا شرایط دگرگونی نسبت داد.



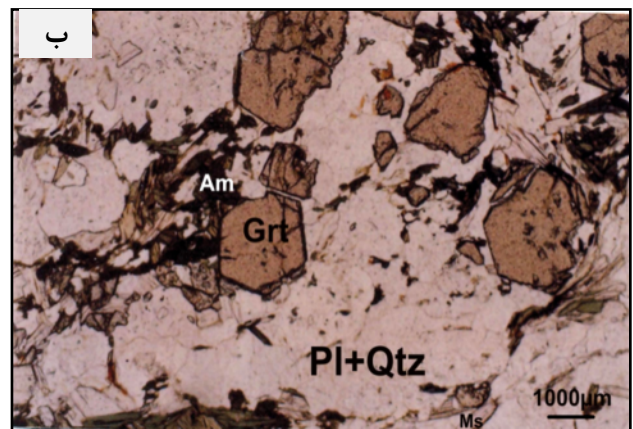
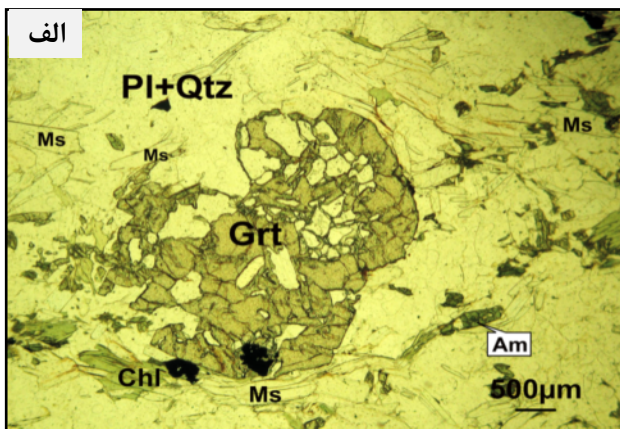
شکل ۲ الف) کوه چیلی که متشکل از توده گنیسی بوده و با توپوگرافی بلند در غرب سلطان‌آباد قرار دارد. ب) لایه‌بندی ماگمایی اولیه در گنیس‌ها.



شکل ۳ مقاطع میکروسکوپی گنیس‌های مافیک (XPL). کانی‌های سنگ شامل بلورهای درشت آمفیبول، پلاژیوکلاز، کلریت، اپیدوت، آل بیت و گارنت است. وجود این پارازنز حاکی از پروتولیت بازیگ آنهاست.



شکل ۴ مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های بخش مرکزی توده‌ی گنیسی (XPL). کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ عبارتند از: پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، گارنت، کلریت، اپیدوت و میکای سفید. در بیشتر این گنیس‌ها آمفیبول و میکای سفید به صورت سمت یافته و گارنت با هسته‌بندی فراوان مشاهده می‌شوند.



شکل ۵ مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های بخش شمالی توده‌ی گنیسی. کانی‌های مافیک در این گنیس‌ها از فراوانی کمی برخوردارند و گارنت‌های درشت با بافت پوئی کیلوبلاستیک (الف) و یا به صورت خود شکل (ب) در آنها قابل مشاهده است (XPL).

## ترکیب شیمیایی کانی‌ها

به منظور شناخت ترکیب شیمیایی و تعیین دما و فشار حاکم بر منطقه، ۱۴۰ نقطه از کانی‌های آمفیبول، گارنت، میکای سفید، پلاژیوکلاز، اپیدوت و کلریت موجود در نمونه‌های از گنیس‌های

مافیک تجزیه‌ی نقطه‌ای به عمل آمد. نتایج برخی از تجزیه‌ها همراه با فرمول ساختاری محاسبه شده‌ی آن‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ نمایش داده شده‌اند.

جدول ۱ نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول و گارنت.

کانی	آمفیبول	آمفیبول	آمفیبول	آمفیبول	آمفیبول	حاشیه گارنت	حاشیه گارنت	مرکز گارنت	مرکز گارنت
شماره آنالیز	۷۵	۷۷	۱۲۳	۱۲۴	۱۳۳	۲	۴۱	۲۱	۲۲
SiO <sub>2</sub>	۴۷٫۷۸	۴۵٫۲	۴۹٫۷۲	۴۷٫۶۵	۴۶٫۳۲	۳۷٫۱۶	۳۷٫۵۳	۳۷٫۱۵	۳۷٫۰۲۷
TiO <sub>2</sub>	۰٫۲۷۸	۰٫۴۱۵	۰٫۲	۰٫۳۳۷	۰٫۲۹۷	۰٫۲۷۳	۰٫۰۹۵	۰٫۰۶۱	۰٫۱۱۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۱٫۵۶	۱۳٫۹۵	۸٫۱۵	۱۰٫۷	۱۲٫۰۰	۲۰٫۵۱۹	۲۰٫۶۵	۲۰٫۸۹۵	۲۰٫۸۹۳
FeO*	۱۵٫۳۳	۱۵٫۶	۱۳٫۵۸	۱۴٫۷۸	۱۴٫۴۶	۳۰٫۹۷	۳۱٫۰۱	۲۸٫۱۱۲	۲۹٫۱۹۵
MnO	۰٫۱۹۲	۰٫۲۰۲	۰٫۱۹۶	۰٫۲۴۴	۰٫۱۴	۱٫۱۷	۰٫۹۱۸	۴٫۴۹۲	۲٫۹۶۲
MgO	۱۱٫۰۴	۱۰٫۲۴۸	۱۳٫۰۳	۱۱٫۱۴	۱۱٫۰۱۵	۰٫۷۹۱	۱٫۴۹۹	۱٫۲۵۸	۰٫۷۴۹
CaO	۹٫۰۲	۹٫۹۷۳	۹٫۷۳	۹٫۴	۹٫۵۳	۹٫۴۸۱	۸٫۵۴۳	۸٫۱۵	۹٫۲۰
Na <sub>2</sub> O	۲٫۳۶	۲٫۵۰۵	۱٫۸۱	۲٫۴۷	۲٫۲۹۶	۰	۰	۰	۰
K <sub>2</sub> O	۰٫۲۵۹	۰٫۴۰۹	۰٫۲۱۳	۰٫۳۹۲	۰٫۳۱۹	۰	۰	۰	۰
F	۰٫۱۰۱	۰	۰٫۰۳۹	۰	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰
Cl	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۷	۰٫۱۶۷	۰٫۱۵۵	۰٫۰۱۱	۰	۰	۰	۰
Total	۹۷٫۹۴۵	۹۸٫۵۳۳	۹۶٫۸۳۵	۹۷٫۲۸	۹۶٫۴۴۳	۱۰۰٫۳۷۶	۱۰۰٫۲۹۲	۱۰۰٫۱۹	۱۰۰٫۱۲۳
Si	۶٫۷۶۲	۶٫۳۶۴	۷٫۱	۶٫۷۸۷	۶٫۶۵	۲٫۹۸۲	۳٫۰۰	۲٫۹۸۲	۲٫۹۷۷
Ti	۰٫۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۶	۰٫۰۳۶	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۷
AlIV	۱٫۲۳۸	۱٫۶۳۶	۰٫۹	۱٫۲۱۳	۱٫۳۵	۰٫۰۱۷	۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۲
AlVI	۰٫۶۹	۰٫۶۷۹	۰٫۴۷۲	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۱٫۹۲۲	۱٫۹۴۶	۱٫۹۵۸	۱٫۹۸۳
Fe <sup>2+</sup>	۰٫۵۸۱	۰٫۲۰۹	۰٫۶۳۹	۰٫۴۱۱	۰٫۴۲۱	۲٫۰۱۱	۲٫۰۲۲	۱٫۸۵	۱٫۹۲۳
Fe <sup>3+</sup>	۱٫۲۳۴	۱٫۶۲۸	۰٫۹۸۲	۱٫۳۴۹	۱٫۳۱۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴۸	۰٫۰۷۴	۰٫۰۳۴
Mn	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۴	۰٫۰۴۷	۰٫۰۲۹	۰٫۰۱۷	۰٫۰۷۹	۰٫۰۶۲	۰٫۰۳۰۵	۰٫۰۲۰۱
Mg	۲٫۳۲۹	۲٫۱۵۱	۲٫۷۷۴	۲٫۳۶۵	۲٫۳۵۷	۰٫۰۹۴	۰٫۱۷۸	۰٫۱۵	۰٫۰۸۹
Ca	۱٫۳۶۸	۱٫۵۰۵	۱٫۴۸۹	۱٫۴۳۵	۱٫۴۶۶	۰٫۸۱۵	۰٫۷۳۱	۰٫۷	۰٫۷۹۲
Na	۰٫۶۴۸	۰٫۶۸۴	۰٫۵۰۱	۰٫۶۸۲	۰٫۶۳۹	۰	۰	۰	۰
K	۰٫۰۴۷	۰٫۰۷۳	۰٫۰۳۹	۰٫۰۷۱	۰٫۰۵۸	۰	۰	۰	۰
Mg#	۸۰	۹۱	۸۱	۸۵	۸۴	۳۰	۳۰	۲۸	۲۹
Andr						۳	۲	۱	۱
Grs						۲۴	۲۲	۲۱	۲۴
Sps						۲	۲	۱۰	۶
Pyp						۳	۵	۵	۲
Alm						۶۷	۶۷	۶۱	۶۳

فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن و گارنت بر پایه ی ۱۲ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

جدول ۲ نتایج آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلاز، اپیدوت، میکای سفید و کلریت.

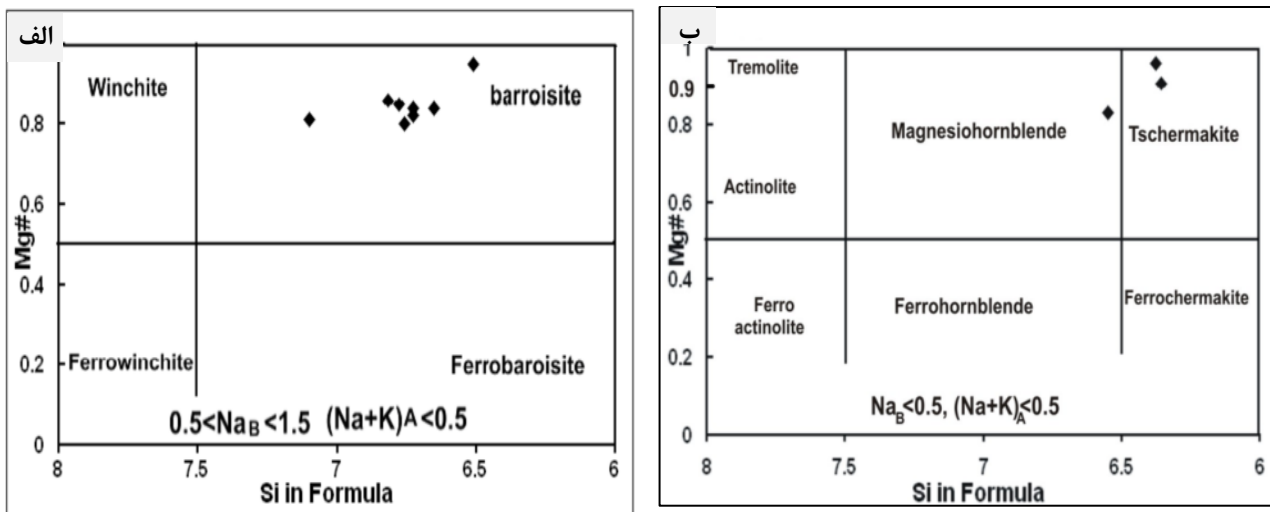
کانی	پلاژیوکلاز		اپیدوت		میکای سفید		کلریت	
	شماره آنالیز	۵۶	۴۷	۱۸	۱۹	۹۶	۱۰۱	۲۷
SiO <sub>2</sub>	۶۶۶۴	۶۷۵۶	۳۸۶۶۲	۳۹۰۸۱	۴۷۹۱۹	۴۷۸۲	۲۶۳۸۸	۲۵۹۸۴
TiO <sub>2</sub>	۰	۰	۰٫۱۶۳	۰٫۲۰۶	۰٫۰۲۵	۰٫۰۵۸	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۰۴۳	۲۰۶۸	۲۷۵۶۵	۲۹۵۸۹	۳۲۲۲	۳۲۷۵	۲۱۱۷۷	۲۰۷۷
FeO*	۰٫۰۸۴	۰٫۱۶۶	۸۲۵۳	۵۴۲۳	۲۴۵	۲۱۹۲	۲۲۱۲۳	۲۴۸۵
MnO	۰	۰	۰٫۱۵	۰٫۲۴۸	۰٫۰۱۴	۰	۰٫۲۲۶	۰٫۴۲۶
MgO	۰	۰	۰	۰	۱٫۹۰۷	۱٫۵۰۵	۱۸۵۱۶	۱۵۹۹۴
CaO	۱۸۰۵	۱۰۶۲	۲۳۳۵۱	۲۳۴۰۴	۰٫۲۸۸	۰٫۰۲۸	۰٫۱۰۳	۰٫۲۶۱
Na <sub>2</sub> O	۱۰۸۲۴	۱۱۴۹۴	۰	۰	۰٫۹۰۹	۰٫۹۱۵	۰٫۱۴۵	۰٫۳۰۶
K <sub>2</sub> O	۰٫۱۱۹	۰٫۱۲۵	۰	۰	۱۰٫۰۸۱	۱۰٫۲۹۹	۰٫۰۸۱	۰٫۲۸۰
H <sub>2</sub> O	۰	۰	۱٫۹۲۸	۱٫۹۴	۴٫۴۶	۴٫۴۳	۷٫۹۷	۷٫۹۸۳
Total	۹۹٫۹۲	۱۰۰٫۵۶	۱۰۰٫۱۰۷	۹۹٫۸۹	۱۰۰٫۳۸	۱۰۰٫۱۲	۱۰۰٫۵۸	۱۰۰٫۵۰۱
Si	۲٫۹۲	۲٫۹۳	۳٫۰۰۵	۳٫۰۱	۳٫۱۸۹	۳٫۱۸۷	۲٫۶۹	۲٫۷۰۴
Ti	۰	۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳
Al <sup>IV</sup>	۱٫۰۵۸۷	۱٫۰۵۸۶	۲٫۵۲۵	۲٫۶۸۶	۰٫۸۱	۰٫۸۱۲	۱٫۳۰۱	۱٫۲۹۵
Al <sup>VI</sup>					۱٫۷۱۷	۱٫۷۶۱	۱٫۲۵	۱٫۲۵۲
Fe <sup>2+</sup>	۰	۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۱۳۶	۰٫۱۲۲	۱٫۸۹	۲٫۱۶۳
Fe <sup>3+</sup>	۰	۰	۰٫۵۲۸	۰٫۲۴۵	۰	۰	۰	۰
Mn	۰	۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۴	۰	۰	۰٫۰۱۹	۰٫۰۳۷
Mg	۰	۰	۰	۰	۰٫۱۸۹	۰٫۱۴۹	۲٫۸۲۲	۲٫۴۸۱
Ca	۰٫۰۸۵	۰٫۰۴۹	۱٫۹۴۴	۱٫۹۳۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱۱	۰٫۰۲۹
Na	۰٫۹۲۲	۰٫۹۶۷	۰	۰	۰٫۱۱۷		۰٫۰۲۸	۰٫۰۶۱
K	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰	۰	۰٫۸۵۶	۰٫۸۷۵	۰٫۰۱	۰٫۰۳۷
Ab	۹۰	۹۳						
An	۸	۴						
Or	۰	۱						
Mg#					۵۸	۵۵	۵۹	۵۳
XP <sub>s</sub>			۱۶	۱۰				
Ms					۶۰	۶۶		
Phl					۴	۴		
Cel					۲۰	۱۷		
Pg					۱۲	۱۱		

فرمول شیمیایی پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اکسیژن، اپیدوت ۱۲٫۵ اکسیژن، میکای سفید ۱۱ اکسیژن و کلریت ۲۸ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

### آمفیبول

تعداد اتم‌های سیلیسیم موجود در ترکیب شیمیایی این آمفیبول‌ها از ۶٫۳۸ تا ۷٫۱ متغیر است. آمفیبول‌های موجود در

گنیس‌های منطقه، بنابر پارامترها و نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول [۱۰]، از انواع باروئیزیت و چرماکیت و به ندرت منیزیهورنبلند هستند (شکل ۶).



شکل ۶ بنابر نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها [۱۰] آمفیبول‌های موجود از انواع باروئیزیت، چرماکیت و به ندرت منیزیوهورنبلند هستند.

#### گارنت

گارنت‌ها از انواع غنی از آلماندن بوده و درصد اعضای نهایی به شرح زیر اند: آلماندن (۵۷ تا ۷۲ درصد)، گروسولار (۱۵ تا ۳۲ درصد)، پیروپ (۲ تا ۱۰ درصد) و اسپسارتین (۱ تا ۱۲ درصد). در راستای مقطع عرضی چندین گارنت تجزیه‌های شیمیایی متعددی صورت گرفت و تصاویر کموگرافی (X Ray Maps) تهیه شدند. تغییرات ترکیبی و تصاویر کموگرافی یکی از این گارنت‌ها در شکل ۷ نشان داده شده است.

منطقه‌بندی نامتقارن عناصر کلسیم و منیزیم را می‌توان به رشد سریع گارنت یا تاثیر پدیده‌ی انتشار و جذب مجدد طی دگرگونی پسروده نسبت داد [۱۲،۱۱]. در مقابل منگنز منطقه‌بندی پیوسته و متقارن به صورت کاهش از مرکز به حاشیه نشان می‌دهد که بیانگر تبلور و رشد گارنت طی دگرگونی پیشرونده است. مقدار آهن، به صورت ناپیوسته، از مرکز به حاشیه افزایش می‌یابد.

#### میکای سفید

میکای سفید غنی از پتاسیم بوده و اعضای نهایی آن عبارتند از موسکویت (۶۰ تا ۶۶ درصد)، سلادونیت (۱۷ تا ۲۰ درصد)، پاراگونیت (۱۱ تا ۱۲ درصد) و فلوگوپیت (۲ تا ۴ درصد). میزان کاتیون‌های سیلیسیم موجود در ساختار میکا نیز بین ۳/۱۲ تا ۳/۱۸ متغیر است.

#### پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز از نوع آلبیت است که در آن مقدار آنورتیت ۴ تا ۱۰ درصد است.

#### اپیدوت

اپیدوت‌ها فقیر از آهن هستند و میزان سازنده پیستاسیت موجود در آنها از ۱۴ تا ۲۱ درصد تغییر می‌کند.

#### کلریت

کلریت‌ها از انواع فقیر از منیزیم بوده و عدد منیزیم آنها بین ۳۶ تا ۴۵ است.

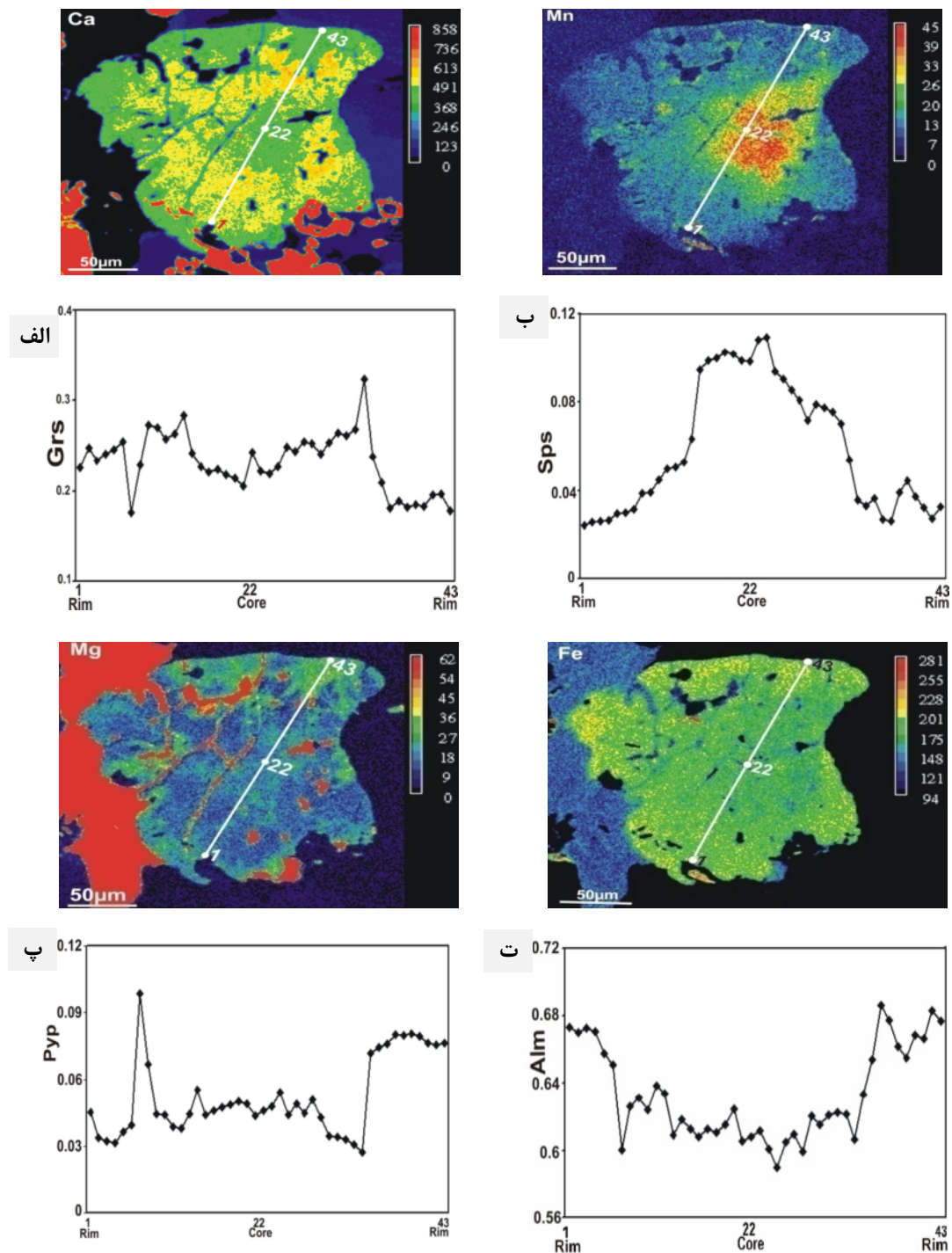
#### دما- فشارسنجی

تعیین مسیر فشار و دمای دگرگونی از اهمیت ویژه‌ای در شناخت جایگاه زمین‌ساختی و فرایندهای کوهزایی برخوردار است.

روش‌های برآورد شرایط فشار و دمای سنگ‌های مورد بررسی شامل استفاده از نرم افزار ترموکالک [۱۳]، دما- فشارسنج‌های قراردادی و نمودارهای حاصل از بررسی‌های آزمایشگاهی محدوده‌ی پایداری کانیهاست.

به‌طور کلی وجود آمفیبول‌های از نوع باروئیزیت و چرماکیت، اپیدوت، کلریت، آلبیت و گارنت در نمونه‌های مختلف مافیک بیانگر دگرگونی برگشتی گابرو در شرایط دگرگونی دمای متوسط و فشار نسبتاً بالاست.





شکل ۷ تصاویر کموگرافی و نمایش شماتیک منطقه‌بندی عناصر کلسیم، منگنز، منیزیم و آهن در گارنت که با آنالیز ۴۳ نقطه ای از مقطع عرضی گارنت تهیه شده‌اند. توضیحات تکمیلی در متن آمده‌اند است.

$$T = 509 \pm 32^{\circ}\text{C}$$

واکنش‌های دگرگونی که بر مبنای آن‌ها شرایط دما و فشار دگرگونی محاسبه شدند، به قرار زیرند (علامت اختصاری کانی-ها از [۱۴] اقتباس شده و در جدول ۳ معرفی شده‌اند):

با در نظر گرفتن گارنت، آمفیبول، پلاژیوکلاز، میکای سفید و اپیدوت به‌عنوان یک پارائنز در گنیس‌های منطقه، مقدار دما و فشار که با ترموکالک به‌دست آمده عبارت است از:

$$P = 10.9 \pm 1.2 \text{ Kb}$$

با توجه به حضور روتیل در گنیس‌ها و به استناد نمودار گستره پایداری فازهای تیتانیم‌دار (روتیل-ایلمنیت-تیتانیت) [۱۸] احتمالاً فشار دگرگونی بیشتر از ۱۲ کیلو بار بوده است. با توجه به شبکه‌ی پتروژنتیکی تبدیل رخساره‌ی آمفیبولیت به رخساره اکلوزیت [۱۹] وجود گارنت در گنیس‌های منطقه بیانگر حداقل فشار ۸ کیلو بار است.

با توجه به نمودار گستره‌ی پایداری آمفیبول [۲۰] و حضور آمفیبول‌های نوع باروئیزیت، فشار حاکم طی فرایند دگرگونی بیشتر از ۵ کیلو بار بوده است، اما دما-فشارسنجی با استفاده از مقدار Al و Ti موجود در آمفیبول [۲۱] فشار ۱۰ تا ۱۷ کیلو بار و دمای ۴۵۰ تا ۵۲۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. خلاصه‌ی نتایج حاصل از محاسبات دما-فشارسنجی در جدول ۴ نمایش داده شده است.

- 1)  $12An + 15Ts + 4Gr = 24Czo + 3Tr + 10Pyp$
- 2)  $2Czo + Pyp + Qtz = 2An + Ts$
- 3)  $19Ts = 16Czo + 3Tr + 14Pyp + 8H_2O$
- 4)  $6Czo + 4Gr + 5Alm + 15Qtz = 18An + 3Fact$
- 5)  $12Czo + 15Fcel + 5Alm = 6An + 6Fact + 15Ms + 2Gr$
- 6)  $6An + 6Tr + 15Ms + 2Gr = 12Czo + 15Cel + 5Pyp$

امروزه دماسنجی روتیل با استفاده از میزان زیرکنیم موجود در آن، ابزار مناسبی برای تعیین دمای سنگ‌های دگرگونی است [۱۵-۱۷]. از روتیل‌های موجود در گنیس‌ها نیز به منظور دماسنجی تجزیه‌ی نقطه‌ای به عمل آمد، اما مقادیر کم زیرکنیم موجود در روتیل کمتر از آن بود که توسط دستگاه ریزپردازش اندازه‌گیری شود. محتوای کم زیرکنیم روتیل بیانگر آنست که دما کمتر از ۶۰۰ درجه‌ی سانتیگراد بوده است [۱۵-۱۷].

جدول ۳ علائم اختصاری کانی‌ها [۱۴].

نام کانی	علامت اختصاری
پلاژیوکلاز	Pl
آنورتیت	An
آلبیت	Ab
گارنت	Grt
گروسولار	Gr
پیروپ	Pyp
آلماندن	Alm
آمفیبول	Am
ترمولیت	Tr
چرماکیت	Ts
فرواکتینولیت	Fact
کوارتز	Qtz
موسکوویت	Ms
پاراگونیت	Pg
فروسلادونیت	Fcel
سلادونیت	Cel
فلوگوپیت	Phl
کلریت	Chl
اپیدوت	Ep
کلینوزوئیزیت	Czo

جدول ۴ نتایج محاسبات دما- فشارسنجی گنیس‌های منطقه‌ی سلطان‌آباد

	فشار (کیلو بار)	دما (درجه سانتیگراد)
فشارسنجی	ترموکالک [۱۳]	$10.9 \pm 1.2$
	گستره‌ی پایداری فازهای تیتانیم‌دار [۱۸]	$12 <$
	شبکه پتروژنتیکی تبدیل رخساره آمفیبولیت به رخساره اکلوزیت [۱۹]	$8 <$
	گستره‌ی پایداری آمفیبول [۲۰]	$5 <$
	فشارسنجی آمفیبول [۲۱]	۱۷-۱۰
	ترموکالک [۱۳]	$50.9 \pm 3.2$
دماسنجی	دماسنجی روتیل [۱۵، ۱۶ و ۱۷]	$600 >$
	دماسنجی آمفیبول [۲۱]	۵۲۰-۴۵۰

#### برداشت

به‌طور کلی در مناطق افیولیتی مشابه منطقه‌ی افیولیتی سبزوار ساز و کارها و عوامل موثر در دگرگونی از تنوع زیادی برخوردارند و تمایز انواع مختلف دگرگونی و فاکتورهای موثر در آن‌ها دارای پیچیدگی زیادی است بنابراین آگاهی از تاریخچه‌ی دگرگونی و زمین‌ساختی منطقه مستلزم بررسی‌های دقیق سنگ‌شناختی و پتروفابریکی است. در مناطق افیولیتی تا حد امکان باید به کمک بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی، دما- فشارسنجی و ژئوشیمیایی بین دگرگونی گرمایی کف اقیانوس، دگرگونی وابسته به فرورانش، دگرگونی ناشی از برخورد دو صفحه، دگرگونی قاعده‌ای و دگرگونی‌های مجاورتی و دینامیکی حاصل از نفوذ توده‌ها و زون‌های برشی تمایز لازم صورت گیرد. در اواسط نیمه دوم قرن گذشته میلادی، چگونگی فرایند تشکیل و جایگزینی افیولیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی وابسته به آن‌ها دارای نکات مبهم زیادی بود و سنگ‌های دگرگونی واقع در مناطق افیولیتی را قدیمی‌تر از افیولیت‌ها و باقیمانده‌هایی از پی‌سنگ قاره‌ای قدیمی در نظر می‌گرفتند [۲۲]. از این‌رو در ایران نیز خاستگاه سنگ‌های دگرگونی مناطق افیولیتی نقاطی مانند نائین [۲۳] و سبزوار [۸] قطعات نابرجا با خاستگاه پی-

سنگ قاره‌ای قدیمی قلمداد شده‌اند. ولی در سال‌های اخیر با توجه به پیشرفت‌های حاصل از تجزیه‌ی نقطه‌ای کانی‌ها و نیز پیشرفت روش‌های دما- فشارسنجی، تعیین ترکیب شیمیایی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی و انجام مطالعات سن‌سنجی و ایزوتوپی، ارتباط پترولوژیکی و زمانی تنگاتنگ بین مجموعه-های افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی همراه آن‌ها روشن شده است. بنابراین امروزه ساز و کار دگرگونی مناطق افیولیتی را به فرایندهای فرورانش و فرارانش لیتوسفر اقیانوسی و برخورد دو صفحه‌ی قاره‌ای وابسته می‌دانند.

با توجه به نتایج حاصل از دما- فشارسنجی، شرایط فشار و دمای محاسبه شده برای دگرگونی، مستلزم وجود یک گرادیان زمین گرمایی نسبتاً بالا (۱۵ درجه سانتیگراد در کیلومتر) در محیط تشکیل گنیس‌هاست. شرایط فشار حاکم بر گنیس‌ها ( $P = 11 \text{ Kb}$ ) تقریباً مشابه شیب‌های آبی ( $P = 11-14 \text{ Kb}$ ) همجوار است. حضور شیب‌های آبی اپیدوت‌دار عاری از لائوسونیت و ترونجمیت‌های آداکیتی هم‌سن با سنگ‌های دگرگونی منطقه که حاصل از ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی داغ و جوان فرورو هستند [۹] نیز موید گرادیان زمین گرمایی بالا و دلیل وجود یک زون فرورانش داغ در منطقه است [۹].

های منطقه‌ی سلطان‌آباد را بخشی از سکانس پوسته‌ی اقیانوسی در نظر می‌گیریم که پروتولیت آن‌ها دربرگیرنده‌ی ماگمای بازی (بخش گابرویی پوسته‌ی اقیانوسی) تا ماگمایی تفریق یافته (پلاژیوگرانیت) است که در نتیجه‌ی حرکت رو به شمال خرده قاره‌ی ایران مرکزی و فرورانش لیتوسفر حوضه‌ی- اقیانوسی سبزار (شیست‌های آبی) دستخوش دگرگونی زون فرورانش در زمان ائوسن بالایی شده‌اند.

#### قدردانی

این پژوهش در غالب طرح پژوهشی صورت گرفته و هزینه‌ی آن از سوی حوزه‌ی معاونت پژوهشی دانشگاه تربیت معلم تهران تامین اعتبار شده است لذا از آن معاونت محترم تشکر و قدردانی می‌کنیم. از جناب آقای دکتر معین‌وزیری که با ارائه نظرها و پیشنهادهای علمی، در راستای هر چه پر بارتر شدن این پژوهش نقش ارزنده‌ای را ایفا کردند سپاسگزاریم. از آقای دکتر فدریکو روزتی و دکتر توماس تی که با انجام آنالیزهای ریز پردازشی سهم به‌سزایی در به ثمر رسیدن این پژوهش داشتند کمال تشکر را داریم. نویسندگان مقاله از نظرها و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله نیز تشکر می‌کنند.

#### مراجع

- [1] Lensch G., Mihm A., Alavi Tehrani N., "Major element geochemistry of the ophiolites north of Sabzevar (Iran) ", J. P. Geol. Planet. Mh . 7(1979) 415-447.
- [2] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran", a review. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 7(1968a) 1229-1258.
- [3] Alavi M., "Tectonic map of the middle east. Geological Survey of Iran", scale 1/500000 .1sheet, 1991.
- [4] Pilger A., "Die zeitlich-tectonische Entwicklung der Iranischen Gebirge, Clauthaler" Geo. Abh., 8(1971) 27P.
- [5] Rossetti F., Nasrabady M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi S.M.H., Moin Vaziri H.,

ترکیب آمفیبول‌های ثانوی موجود در شیست‌های آبی و آمفیبول موجود در گنیس‌ها یکسان بوده و از نوع باروئیزیت هستند. لذا گنیس‌ها همانند شیست‌های آبی در یک جایگاه تکتونوماورفیک یکسان قرار داشته و دستخوش دگرگونی زون فرورانش و سپس دگرگونی برگشتی ناشی از تزریق توده‌های نفوذی ترونجمیتی شده‌اند.

شواهد صحرایی (شکل ۲ - ب) و ژئوشیمیایی سنگ کل بیانگر آن است که سنگ‌های مورد بررسی دارای خاستگاه ماگمایی بوده و به عبارتی ارتوگنیس هستند [۹].

ترکیب تونالیتی، کوارتزیدیوریتی و ترونجمیتی، مقادیر کم پتاسیم، متآلومین بودن و سری ماگمایی توله‌ایتی گنیس‌های منطقه مشابه پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی است [۹،۶].

یکی از راههای تشکیل پلاژیوگرانیت اقیانوسی تفریق ماگمای توله‌ایتی موجود در اتاق ماگمایی پشته‌های اقیانوسی است و وجود سری ماگمایی مافیک تا اسیدی در گنیس‌های منطقه می‌تواند مبین این امر باشد.

از طرفی نسبت ایزوتوپی  $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$  زیرکن‌های یک نمونه از گنیس‌ها اندازه‌گیری شده است [۹]. مقادیر بالای این نسبت ( $\epsilon_{\text{Hf}} = 10.8 - 12.2$ ) خاستگاه قاره‌ای پروتولیت گنیس‌ها را رد می‌کند [۲۵،۲۴].

زمان انجام دگرگونی گنیس‌های منطقه ۵۰ تا ۵۳ میلیون سال قبل (تعیین سن میکای سفید به روش پتاسیم - آرگون) بدست آمده [۶] که تقریباً هم‌زمان با دگرگونی شیست‌های آبی (روش آرگون - آرگون فنزیت و گلوکوفان) و گارنت - آمفیبولیت‌های (روش آرگون - آرگون آمفیبول و اورانیم - سرب زیرکن) همجوار است [۹].

لذا با توجه به شواهد صحرایی (روند شمال‌غربی - جنوب - شرقی و شیب رو به شمال، وجود لایه‌بندی ماگمایی، همجواری با سرپانتینیت‌ها و شیست‌های آبی در مرز جنوبی و ناهمگنی ترکیبی)، دما- فشارسنجی، ترکیب شیمیایی سنگ کل، داده‌های سن‌سنجی و نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم زیرکن، گنیس -

- [13] Powell R., Holland T.J.B., "On thermobarometry", *Journal of Metamorphic Geology* 26(2008) 155–179.
- [14] Siivola J., Schmid R., "A systematic nomenclature for metamorphic rocks. I. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the systematics of metamorphic rocks" (2007) ([www.bgs.ac.uk/SCMRH/home.html](http://www.bgs.ac.uk/SCMRH/home.html)).
- [15] Watson E.B., Wark D., Thomas J.B., "Crystallization thermometers for zircon and rutile", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151(2006) 413-433.
- [16] Ferry J., Watson E.B., "New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154(2007) 429-437.
- [17] Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J., "The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer", *Journal of Metamorphic Geology* 25(2007) 703–713.
- [18] Liu J., Bohlen S.R., Ernest W.G., "Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust", *Earth and Planetary Science Letters* 143(1996) 161-171.
- [19] Liu J., "High pressure phase equilibria involving the amphibolites – eclogite transformation", unpublished doctoral dissertation, Stanford University (1997).
- [20] Otsuki M., Banno S., "Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku", *Journal of Metamorphic Geology* 8(1990) 425–439.
- [21] Ernest W. G., Liu J., "Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer", *American Mineralogist* 83 (1998) 952-969.
- [22] Kazmin V. G., Kulakov v. v., "The geological map of Syria", Scale 1:500000 (sheet Al-Latheqiyeh), Explanatory note, Technoexport, Nedra, Moscow, (1968) 124 pp.
- "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran", *Terra Nova* 22(2010) 26-34.
- [6] Baroze J., Macaudiere J., Montigny R., Noghreyan M., Ohnenstetter M., Rocci G. A., "Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions", Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, 1983, GSI, Rep. No.: 51.
- [7] Spies O., Lensch G., Mihm A., "Geochemistry of the post- ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NW Iran)", Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. GSI, Rep (1983)No.: 51.
- [۸] مجیدی ج.، "نقشه و گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزوار"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۸).
- [۹] نصرآبادی م. "پترولوژی سنگهای دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار"، رساله دکتری دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۸) ۲۵۰ص.
- [10] Leake B.E., Alan R.W., William D.B., Ernst A.J.B., Giovanni F., Jeol D.J., Frank C.H., Hanan J.K., Vladimir G.K., John C.S., Nicholas C.N.S., Eric J.W.W., "Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Associations amphibole nomenclature", *American Mineralogist* 89(2004) 883–887.
- [11] Florence F.P., Spear F.S., "Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P–T path calculations", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107(1991) 487–500.
- [12] Rollinson H.R., "The metamorphic history of the Isua Greenstone Belt, West Greenland", In: Fowler C.M.R., Ebinger C.J., Hawkesworth C.J. (Eds.). *The Early Earth. Special Publication*, Geological Society of London 199(2002) 329–350.

[25] Vervoort J. D., Blichert-Toft J., "Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(1999) 533–556.

[23] Davoudzadeh M., "Geology and petrography of the area north of Nain, central Iran", Geological Survey of Iran. Rep. (1972) No.: 39.

[24] Taylor S. R., McLennan S. M., "The Continental Crust: its Composition and Evolution" Oxford: Blackwell Scientific (1985) 312 pp.