

کانی‌شناسی و ژئوشیمی گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر، جنوب استان کرمان

حسین فاتحی^(۱)

۱. دکترای پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۲/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۶/۲۴

چکیده

گنیس‌های کمپلکس دگرگونی گل‌گوهر در جنوب استان کرمان و در جنوب شرقی زون دگرگونی سندنجد-سیرجان با پروتولیت گرانیتوئیدی درجاتی از رخساره شیبست سبزه تا آمفیبولیت زیرین را در اثر فاز کوهزایی سیمیرین پیشین تحمل کرده‌اند. آن‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی فلدسپات پتاسیم، پلايوکلاز، بیوتیت، کوارتز و گارنت می‌باشند و آپاتیت، ایلمنیت، اسفن، کلریت و موسکویت نیز از فازهای فرعی موجود در آن‌ها می‌باشند. محاسبات ژئوترموبارومتری دمای ۶۰۰ تا ۶۱۰ درجه سانتی‌گراد همراه با فشار ۸ تا ۱۰ کیلوبار را برای دگرگون شدن آن‌ها نشان می‌دهد که منطبق بر رخساره آمفیبولیت زیرین می‌باشد. غنی‌شدگی جزئی عناصر LREE نسبت به HREE و عدم تهی‌شدگی نمونه‌ها از HREE، مقادیر Yb_N بزرگ‌تر از ۱۰ (متوسط ۱۲/۷۰) همراه با ماهیت قلیایی ماگمای اولیه، نشانگر ماهیت پوسته‌ای فاقد گارنت درون صفحه‌ای برای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد. ضمن اینکه فرآیندهای دگرگونی به آن‌ها ماهیت گنیس بخشیده ولی آثار ویژگی‌های سنگ آذرین اولیه قابل تشخیص است. این جایگاه با محیط کشتی کافتی حاکم بر بخش جنوبی زون سندنجد-سیرجان در پالئوزوئیک زیرین در مراحل آغازین تشکیل و گسترش تتیس کهن سازگار است.

واژه‌های کلیدی: گنیس، کمپلکس گل‌گوهر، استان کرمان، زون سندنجد-سیرجان.

مقدمه

زمین‌شناسی منطقه

سن پالئوزوئیک زیرین (کامبرین) (Sabzehei et al., 1997) هستند. این کمپلکس شامل واحدهای سنگ‌شناسی اسلیت، فیلیت، میکا شیبست، توده‌های نفوذی اسیدی دگرگون شده (گنیس)، آمفیبولیت (جریانات گدازه‌ای بازیک دگرگون شده و توده‌های نفوذی بازیک دگرگون شده) و کوارتزیت است که هم‌ارز سازند لالون در البرز مرکزی (شمال ایران) می‌باشند. بر روی این واحدها کمپلکس دگرگونی روتشون قرار گرفته است. این کمپلکس مربوط به پالئوزوئیک زیرین (اردویسین) است و شامل واحدهای سنگ‌شناسی متادولومیت، شیبست

منطقه مورد مطالعه در زون دگرگونی سندنجد-سیرجان، در استان کرمان و در جنوب غرب شهرستان بافت قرار دارد و از سه کمپلکس دگرگونی عمده‌ی گل‌گوهر، روتشون و خبر تشکیل شده و در اثر فاز کوهزایی سیمیرین پیشین دگرگون و دگرشکل شده است (Sabzehei et al., 1997) (شکل ۱).

قدیمی‌ترین واحدها مربوط به کمپلکس دگرگونی گل‌گوهر با

* نویسنده مرتبط: hoseinfatehi61@gmail.com

(گنیس) در زون دگرگونی سندنج-سیرجان جنوبی سبب شده تا مطالعات پترولوژی چندانی در مورد ماهیت ماگمایی و کانی‌شناسی آن‌ها صورت نگیرد و تاکنون مطالعات پترولوژی-کانی‌شناسی در مورد گنیس‌های مورد مطالعه صورت نگرفته است. بنابراین ارزیابی ماهیت ماگماتیسیم پالئوزوئیک در این ناحیه به همراه مطالعات کانی‌شناسی، ژئوشیمی و دما و فشار تشکیل دگرگونی‌های حاکم بر کمپلکس گل‌گوهر اهمیت ویژه‌ای دارد که در این مقاله بررسی شده است.

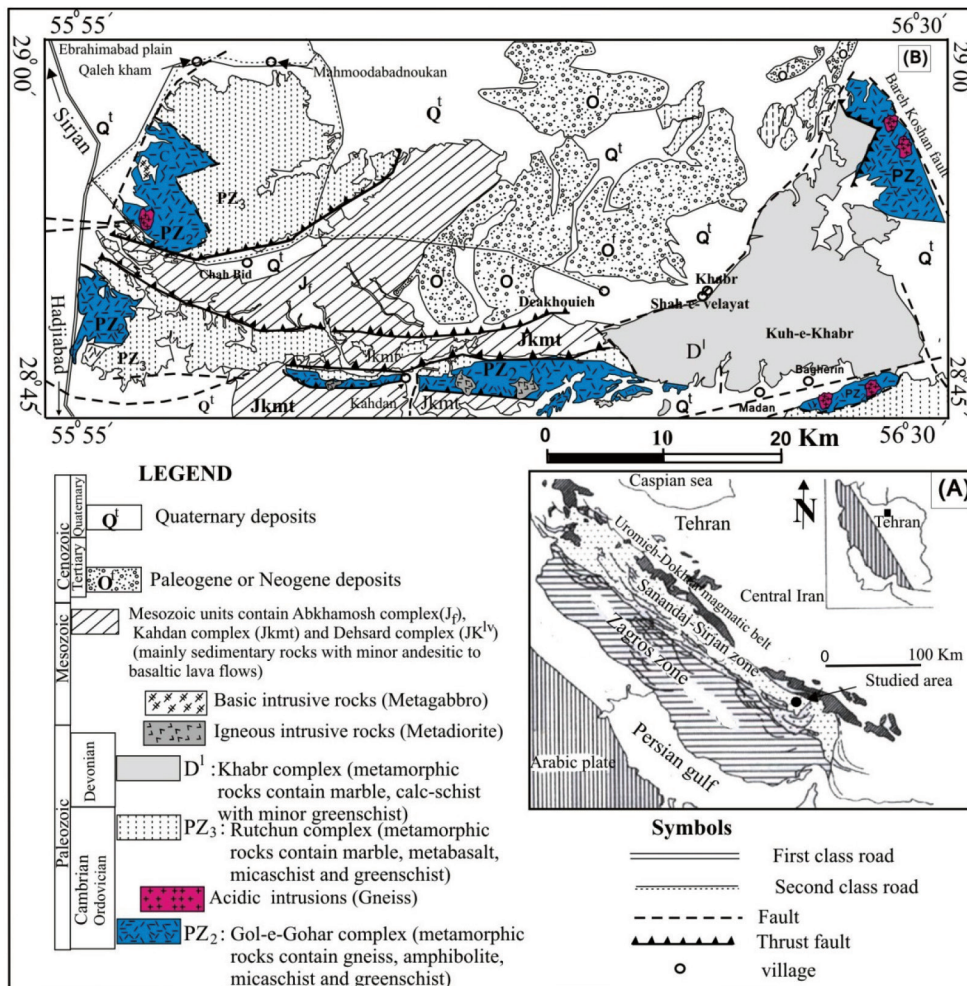
روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی، تعداد ۶۰ مقطع نازک از رخنمون‌های مختلف گنیس‌ها، تهیه و مطالعات سنگ‌نگاری، بررسی روابط پتروفابریکی و شناسایی فازهای دگرگونی و دگرشکلی بر روی آن‌ها انجام گرفت. سپس تعداد ۳ نمونه از گنیس‌های مورد مطالعه برای آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا ارسال شد و مورد آنالیز قرار گرفتند. مقدار ۰/۲ گرم از هر نمونه با لیتیم متابرات ذوب و سپس با اسید نیتریک (HNO_3) حل شد. سپس با استفاده از این محلول، عناصر اصلی به روش ICP-AES (ME-ICP-06) و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS (ME-MS81) با حد آشکارسازی ۰/۰۱ بخش در میلیون (PPM) آنالیز شدند.

همچنین جهت بررسی کانی‌شناسی و محاسبات ژئوترموبارومتري، تعداد ۲ نمونه که کمترین دگرسانی را داشتند، به‌وسیله دستگاه الکترون میکروپروب JEOL-JX 8600 M با شرایط ولتاژ ۱۵kV و جریان الکتریکی ۲۰nA در دانشگاه یاماگاتای ژاپن مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. در این مقاطع از کانی‌های گارنت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز و کانی‌های کدر تجزیه شیمیایی به آمد. از مواد استاندارد سیلیکاته مانند آلپیت برای عنصر سدیم، ولاستونیت برای کلسیم، آلکالی فلدسپار برای عناصر پتاسیم، کروندوم برای آلومینیوم، انستاتیت برای منیزیم، فیالیت برای آهن و منگنز و آپاتیت برای فسفر استفاده شده است. زمان تجزیه هر نقطه بسته به نوع کانی و عناصر مورد نیاز برای تجزیه از ۳۰ ثانیه تا ۵ دقیقه متغیر بود. همچنین حد آشکارسازی عناصر آنالیز شده بین ۰/۰۲ تا

سبز، میکا شیست و کمی آمفیبولیت است و هم ارز سازند میلار در البرز مرکزی می‌باشد (Sabzehei et al., 1997). در بسیاری از نقاط بر روی واحدهای کمپلکس روتشون، مجموعه‌های از مرمرهای دولومیتی-کلسیتی، کالک شیست‌ها، اسلیت‌ها و فیلیت‌ها که سن آن‌ها از دونین میانی تا کربونیفر زیرین است، قرار دارند که به نام کمپلکس خیر نام‌گذاری شده‌اند. همچنین واحدهای مزوزوئیک که شامل شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و جریانات گدازه‌ی آندزیتی و بازالتی با سن ژوراسیک زیرین-کرتاسه بالایی می‌باشند به همراه واحدهای رسوبی سنوزوئیک در بخش‌های شمالی و مرکزی منطقه دیده می‌شوند.

واحدهای سنگی در کمپلکس‌های گل‌گوهر، روتشون و خیر تحت تاثیر دگرگونی رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت میانی قرار گرفته‌اند، به طوری که درجه دگرگونی از کمپلکس گل‌گوهر (آمفیبولیت میانی) به سمت کمپلکس خیر (شیست سبز) کاهش می‌یابد. از جمله مطالعات انجام شده بر روی بخش جنوبی زون سندنج-سیرجان می‌توان به مطالعات Sabzehei و همکاران (۱۹۹۷)، اشاره کرد. ایشان در گزارش کلی خود، سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه را اجزای یک محیط رسوبی دانسته که در دوره زمانی پالئوزوئیک زیرین تا اوایل مزوزوئیک تشکیل شده‌اند. به طوری که این محیط‌ها، هم‌زمان دارای یکسری فعالیت‌های ماگمایی نیز بوده‌اند. سپس تحت تاثیر یک دگرگونی ایستایی قرار گرفته و در پی آن در طی فاز سیمیرین پیشین دگرگونی اصلی رخ داده است. همچنین شفییعی بافتی (۱۳۷۹)، نیز به بررسی تکوین ساختاری و تکتونیکی سنگ‌های پالئوزوئیک کمربند سندنج-سیرجان در منطقه خیر پرداخته است. نامبرده، دگرگونی نهشته‌های پالئوزوئیک را مربوط به سیمیرین آغازی می‌داند و بیان می‌کند که تاثیر رژیم زمین ساختی کششی در سیمیرین میانی و عملکرد کوهزائی لارامید به‌عنوان شروع رژیم فشارشی همگی در این منطقه دیده می‌شود. همچنین فاتحی و احمدی‌پور (۱۳۹۶)، محیط زمین‌شناسی سنگ مادر مجموعه‌های گل‌گوهر، روتشون و خیر را یک محیط کم‌عمق و آشفته درون قاره‌ای می‌داند که در زمان پالئوزوئیک زیرین حاکم بوده است. وسعت و حجم کم سنگ‌های آذرین اسیدی دگرگون شده



شکل ۱. (A) نقشه زمین‌شناسی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن (Mohajjel and Fergusson, 2000). (B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده‌ای از منطقه، بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خبر، نقل از Sabzehei و همکاران (۱۹۹۷) با تغییرات

و کوارتز در آن‌ها قابل تشخیص می‌باشند. جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها به صورت نوارهای تیره غنی از بیوتیت و نوارهای روشن غنی از کوارتز و فلدسپات بافت نوری را در آن‌ها به نمایش می‌گذارد (شکل ۲؛ B). همچنین در بعضی نمونه‌ها، بلورهای فلدسپات به صورت چشم یا عدسی‌های درشت در متن سنگ دیده می‌شوند، که به سنگ ظاهری لکه مانند داده‌اند. در جنوب روستای باقرین و شمال روستای حصاروئیه گنیس‌ها حاوی درشت بلورهایی از گارنت، بیوتیت، کوارتز و فلدسپات می‌باشند (شکل ۲؛ C). گارنت‌ها به رنگ قهوه‌ای و با حداکثر اندازه ۷ میلی‌متر در متن سنگ قابل مشاهده‌اند و اطراف آن‌ها را بلورهایی از فلدسپات فرا می‌گیرد. با توجه به بررسی‌های صحرایی گنیس‌ها و وجود فلدسپات‌های

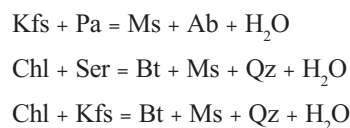
۰/۰۹ درصد می‌باشد. در محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و ترسیم نمودارها از نرم‌افزار Mineral structural formula Spreadsheet استفاده شده است. در این نوشتار، اختصارات کانی‌شناسی از Whitney and Evans (2010) می‌باشند.

سنگ‌شناسی

سنگ‌های آذرین اسیدی دگرگون شده (گنیس) به رنگ سفید تا خاکستری روشن و به صورت آپوفیز مانند و با حجم کم (با مساحت حداکثر ۱۰۰ متر مربع) در جنوب روستای قلعه خم، جنوب روستای باقرین و شمال شرق روستای خبر رخنمون دارند. این سنگ‌ها به صورت توده‌ای (شکل ۲؛ A) دیده می‌شوند و در نمونه دستی، بلورهای بیوتیت، فلدسپات

بیشتر شکستگی‌های موجود در بلورهای فلدسپات پتاسیم در سنگ‌های مورد مطالعه از نوع I است و اغلب توسط کانی‌های ریز کوارتز پر شده‌اند. سطوح شکستگی بلورهای فلدسپات مجاور در یک سنگ غالباً با هم موازی نیست و این می‌تواند به دلیل چرخش بلورهای فلدسپات پتاسیم در طی دگرگونی باشد. بلورهای پلاژیوکلاز نیز مانند بلورهای فلدسپات آلکالین دچار شکستگی شده و ماکل‌های مخروطی یا دگرشکلی همراه با خمیدگی آن‌ها دیده می‌شوند.

بلورهای کوارتز با دو اندازه درشت و ریز (تا ۶ میلی‌متر) فضای ما بین کانی‌ها را پر می‌کنند، در بلورهای ریز، مرزها منحنی شکل و خمیده هستند، خاموشی موجی نشان داده و نقش تبلور مجدد دینامیک را در تشکیل این بلورها نشان می‌دهد. در بعضی نقاط، بلورهای کوارتز در حال رشد به داخل بلورهای فلدسپات پتاسیم می‌باشند و اشکال تبلور مجدد متورم شدن را نشان می‌دهند. بسیاری از دانه‌های ریز کوارتز به صورت سایه فشاری در اطراف پورفایرولاست‌های فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شوند. در بین این نیز مقدار کمی ریز بلور کلریت قابل مشاهده است. در چنین نمونه‌هایی به توجه به وجود بلورهای فلدسپات اولیه سنگ مادر و از طرفی تیغه‌های ریز موسکویت، درون بلورهای فلدسپات می‌توان، واکنش‌های پیوسته آبردایی زیر را پیشنهاد کرد (Winkler, 2011; Norlander et al., 2010; Li Li et al., 2002).



سنگ‌هایی با پاراژنز (۲) در شمال شرق روستای خبر و جنوب روستای قلعه خم مشاهده می‌شوند. در این پاراژنز، کانی‌های حاصل از دگرگونی در سنگ شکل گرفته‌اند. این سنگ‌ها از کانی‌های فلدسپات پتاسیم (۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۰ درصد)، بیوتیت (۱۵ درصد)، کوارتز (۲۰ درصد) و اسفن و کانی‌های کدر (۰ تا ۲ درصد) تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۳). بعضی از این سنگ‌ها در مناطق برشی به شکل میلیونیت درآمده‌اند. در این میلیونیت‌ها، بلورهای فلدسپات پتاسیم (تا ۷ میلی‌متر) به رنگ خاکستری با سطوح کاملاً مشخص،

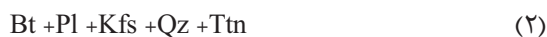
درشت در آن‌ها، احتمالاً سنگ مادر این نمونه‌ها، ترکیبات گرانیتوئیدی می‌باشد.

در مقاطع نازک، پاراژنز کانیایی این سنگ‌ها را می‌توان به ترتیب افزایش درجه دگرگونی به صورت زیر بیان کرد.

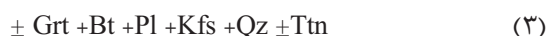
رخساره شیست سبز



رخساره اپیدوت آمفیبولیت



رخساره آمفیبولیت زیرین



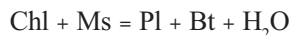
گنیس‌ها با پاراژنز (۱) سنگ‌هایی با درجه دگرگونی پایین می‌باشند که در بعضی نمونه‌ها می‌توان آثار کانی‌شناسی اولیه سنگ مادر را مشاهده کرد. این سنگ‌ها رخنمون کمی در منطقه داشته و بیشتر در جنوب روستای دیخوئی رخنمون دارند.

سنگ‌ها در مقاطع نازک از کانی‌های فلدسپات آلکالین باقی مانده از سنگ مادر (۴۰ درصد)، پلاژیوکلاز باقی مانده از سنگ مادر (۲۵ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد)، موسکویت (۵ تا ۱۰ درصد)، بیوتیت باقی مانده از سنگ مادر (۰ تا ۵ درصد) و کلریت و اپیدوت (۰ تا ۱۰ درصد) تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۳). بلورهای فلدسپات پتاسیم به شکل پرتیتی، ارتوز و میکروکلین می‌باشند. این بلورها در حال تبدیل شدن به ریزبلورهای موسکویت هستند، به طوری که در داخل بلورهای فلدسپات پتاسیم، تیغه‌های ریز موسکویت به فراوانی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳). در بعضی نمونه‌ها، درشت بلورهای فلدسپات پتاسیم در متن سنگ می‌شوند که جهت‌دار می‌باشند، در دو انتهای خود به بلورهای ریز تبلور مجدد یافته ختم می‌شوند و اطراف آن‌ها را ریزبلورهای کوارتز و کلریت می‌پوشانند، زیرا بلورهای سخت ارتوز در دماهای پایین، کمتر تغییر شکل پلاستیک پیدا می‌کنند (Searle and Godin, 2003). شکستگی‌های موجود در بلور فلدسپات پتاسیم، عموماً به دو شکل دیده می‌شوند. شکستگی‌های نوع I که سراسر بلور فلدسپات آلکالین را قطع کرده‌اند، درحالی که شکستگی‌های نوع II، شکستگی‌های داخل بلور هستند. بررسی نمونه‌ها نشان می‌دهد که

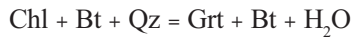
توسط تیغه‌های بیوتیت احاطه شده‌اند. بعضی نمونه‌ها، تحت تاثیر دگرشکلی و نیروهای برشی، قرار گرفته و بلورهای فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز، به صورت پورفیروکلاست‌های پوششی قابل مشاهده هستند که اطراف آن‌ها را ریزبلورهای از کوارتز احاطه کرده‌اند، البته کانی‌های دیگر موجود در این نمونه‌ها نیز در جهت نیروهای وارده جهت‌یابی پیدا کرده‌اند. این خصوصیات از مشخصات بارز زون‌های میلیونیتی منطقه می‌باشد که در دیگر واحدهای سنگی، اعم از رسوبی و بازی دگرگون شده نیز دیده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز (تا طول ۵ میلی‌متر) از نوع الیگوکلاز تا آندزین بوده و به رنگ سفید تا خاکستری با ماکل‌های پلی سنتتیک ضخیم (با انتهای پلکانی) و ماکل‌های دو قلوئی خمیده و دگرشکل یافته، به صورت چشمی قابل مشاهده می‌باشند. پورفیروکلاست‌های بیوتیت نسبت به پاراژن‌های قبلی، کمی درشت‌تر شده و در زمینه و یا در اطراف پورفیروکلاست‌ها دیده می‌شوند.

در گنیس‌های موجود در جنوب روستای باقرین و شمال شرق روستای خیر پورفیروکلاست‌هایی از گارنت (تا قطر ۱ سانتی‌متر) با سطوح شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، به رنگ قهوه‌ای کمرنگ دیده می‌شوند و شامل دو گروه می‌باشند. عده‌ای از آن‌ها هم‌زمان با شیسستوزیته اصلی به وجود آمده‌اند (شکل ۳-E). اما گروه دیگر پست تکتونیک می‌باشند و بخش مرکزی این پورفیروکلاست‌ها، حاوی ادخال‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت (فازهای شرکت کرده در واکنش تشکیل گارنت) با جهت‌یابی مستقیم و متفاوت نسبت به شیسستوزیته اصلی و بخش حاشیه‌ای آن‌ها که صاف و شکل‌دار است، دارای ادخال کمتر و یا فاقد ادخال می‌باشد. همچنین این پورفیروکلاست‌ها فاقد سایه فشاری و کلاه واکنشی هستند که می‌تواند به دلیل پست تکتونیک بودن آنها باشد. ویژگی‌های بافتی این پورفیروکلاست‌ها نشان‌دهنده دو مرحله رشد می‌باشد. در مرحله اول، گارنت بر روی شیسستوزیته قبلی رشد کرده و بخش مرکزی آن ایجاد شده و در مرحله دوم که پس از تکتونیک می‌باشد، بخش حاشیه‌ای گارنت، پس از شیسستوزیته اصلی رشد کرده است (شکل ۳-F). تشکیل گارنت در گنیس‌هایی با منشا آذرین می‌تواند به دلیل بالابودن میزان آلومینیوم سنگ، منشا

هم به صورت چشمی و هم به صورت لکه‌ای در متن سنگ قابل تشخیص بوده و از نوع ارتوز و میکروکلین (با ماکل مشبک) می‌باشند. اطراف این پورفیروکلاست‌ها را ریزبلورهای کوارتز و بیوتیت احاطه کرده‌اند و با جهت‌یابی ترجیحی واضح، شیسستوزیته حاصل از برشی شدن را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد. بلورهای پلاژیوکلاز (تا طول ۳ میلی‌متر) از نوع آلبیت بوده و همانند پورفیروکلاست‌های فلدسپات پتاسیم به دو صورت چشمی و لکه‌ای قابل مشاهده هستند. در این بلورها، ماکل‌های پلی سنتتیک و دگرشکلی همراه با خمیدگی دیده می‌شود. همچنین بلورهای از تورمالین با رنگ سبز پررنگ و سطوح شکل‌دار در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود. در این پاراژن، نوارهایی از کانی‌های تیره (بیوتیت و اکسید آهن) و روشن (کوارتز و فلدسپات) بافت نواری را در بعضی نمونه‌ها به وجود آورده است. این گنیس‌ها در مناطق برشی به میلیونیت تبدیل شده و وجود درشت بلورهای از فلدسپات در زمینه ریزدانه میلیونیتی شده بافت چشمی را نشان می‌دهند. همچنین ساختارهای S-C و C، همراه با وجود بلورهای ریزدانه در اطراف درشت بلورهای فلدسپات و زمینه سنگ، نشانه‌هایی از پدیده میلیونیتی شدن می‌باشند. همراهی بلورهای بیوتیت و فلدسپات در این پاراژن واکنش پیوسته آزدایی زیر را پیشنهاد می‌کند (Bucher and Grapes, 2011).

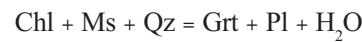


سنگ‌هایی با پاراژن (۳) بیشتر در جنوب روستای باقرین، شمال شرق روستای خیر و جنوب روستای قلعه خم گسترش دارند و در نمونه دستی آن‌ها، می‌توان چشم‌هایی از فلدسپات پتاسیم به رنگ صورتی را مشاهده کرد. در زیر میکروسکوپ، ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل فلدسپات پتاسیم (۳۰ تا ۳۵ درصد)، گارنت (۰ تا ۱۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۰ درصد)، بیوتیت (۲۰ درصد)، کوارتز (۲۰ درصد) و اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر (۰ تا ۵ درصد) می‌باشد (شکل ۳-D). در این نمونه‌ها، پورفیروکلاست‌های فلدسپات پتاسیم (ارتوز) به رنگ خاکستری (تا ۷ میلی‌متر)، هم به صورت خودشکل و هم به صورت چشم‌هایی دیده می‌شوند که از دو انتها، توسط ریزبلورهای کوارتز و از طرفین،

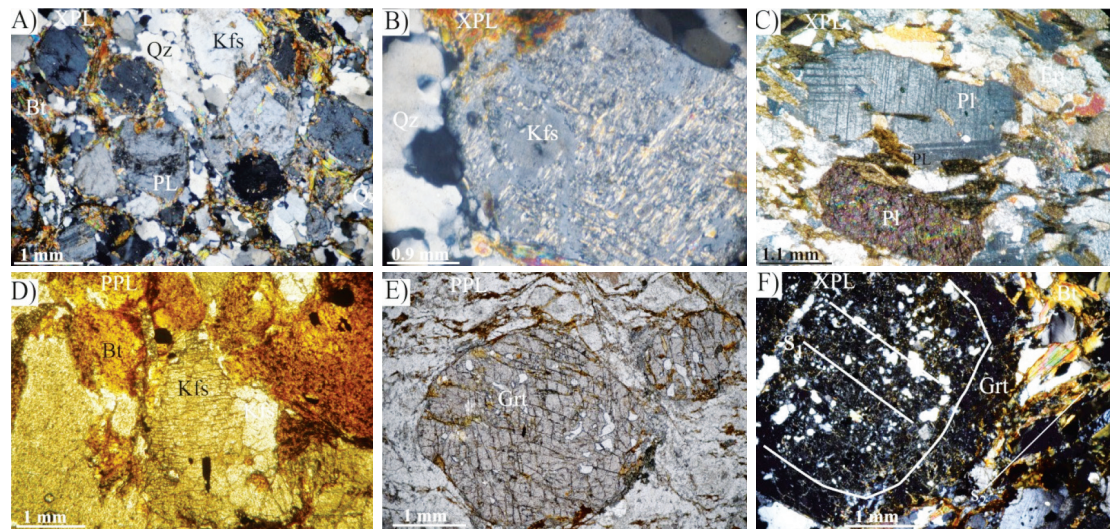


در گنیس‌های میلونیتی شده، دگرشکلی و نیروهای برشی باعث ایجاد اشکال ماهی شکل در میکاها شده و ریزبلورهای کوارتز دارای مرزهای منحنی شکل و خاموشی موجی بوده و در مواردی در حال رشد و فرورفتن به داخل کوارتزهای مجاور هستند. در بعضی نمونه‌ها، ریزبلورهای کوارتز، تحت پدیده تبلور مجدد، به درشت‌بلورهایی از کوارتز با سطوح مستقیم و مرزهایی سه‌گانه (زاویه ۱۲۰ درجه) تبدیل شده‌اند. بعضی از این بلورها، مرز ریزدانه را نشان می‌دهند. بافت‌های نواری، چشمی و گرانولیدوبلاستیک در این نمونه‌ها دیده می‌شود.

پوسته‌ای گرانیتوئیدها و احتمالاً آرایش پوسته‌ای آن‌ها باشد (Turkina and Sukhorukov, 2017; Fu-Yuan et al., 2004). به‌هرحال به نظر می‌رسد دلیل تشکیل گارنت‌ها در این توده گنیسی به علت منشا پوسته‌ای این سنگ‌ها و بالا بودن میزان Al در آن‌ها باشد. پاراژنز (۳) با گردهمایی کانیایی گارنت، بیوتیت، فلدسپات و کوارتز، شرایط اوج دگرگونی را در گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر نشان می‌دهد. بنابراین می‌توان واکنش‌های پیوسته آزبادی زیر را برای این پاراژنز پیشنهاد کرد (Bucher and Frey, 2002).



شکل ۲. (A) بروزند گنیس‌ها درون واحدهای سنگی کمپلکس گل‌گوهر، (B) جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها و ایجاد بافت نواری در گنیس‌ها، (C) درشت‌بلورهای گارنت در گنیس‌ها



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر. (A) گنیس‌ها با پاراژنز (۱)، در این نمونه‌ها به علت ضعیف بودن درجات دگرگونی، بافت و کانی‌های اولیه سنگ مادر قابل تشخیص هستند. پورفیروکلاست‌های فلدسپات پتاسیم در اثر فشار و دمای ناشی از دگرگونی در حال تبدیل شدن به ریزبلورهای موسکویت هستند، (B) تیغه‌های ریز موسکویت درون بلور فلدسپات پتاسیم در گنیس‌ها، (C) تصاویری از گنیس‌ها با پاراژنز (۲)، پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت و کوارتز همراه با ریزبلورهایی از اسفن و ایلمنیت کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ می‌باشند، (D) تصاویر میکروسکوپی از گنیس‌ها با پاراژنز (۳)؛ پورفیروکلاست‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم در متن سنگ قابل مشاهده‌اند؛ (E) بلورهای گارنت هم‌زمان با شیسستوزیته در گنیس‌ها، (F) قسمت مرکزی پورفیروکلاست‌های گارنت حاوی ادخال‌های کوارتز و پلاژیوکلاز با جهت‌یابی متفاوت نسبت به شیسستوزیته اصلی و بخش حاشیه‌ای آن‌ها دارای ادخال کمتر و فاقد سایه فشاری و کلاه وانتشی می‌باشند. ویژگی‌های بافتی این پورفیروکلاست‌ها نشان‌دهنده رشد آن‌ها بر روی شیسستوزیته قبلی (بخش مرکزی گارنت) و رشد پست تکتونیک نسبت به شیسستوزیته اصلی (بخش حاشیه‌ای گارنت) می‌باشد

شیمی کانی‌ها

شیمی گارنت

مرکز به سمت حاشیه گارنت‌های مرحله اول (شکل ۴-B)، مقادیر سازنده‌های آلماندن و X_{Fe} کاهش و مقدار سازنده X_{Prp} افزایش می‌یابد، اما در خارجی‌ترین بخش حاشیه گارنت‌های مرحله اول، مقدار سازنده‌های آلماندن و X_{Fe} افزایش و مقدار سازنده X_{Prp} کاهش کمی را نشان می‌دهد که می‌تواند به علت دگرسانی باشد که حاشیه گارنت را تحت تاثیر قرار داده است (Winkler, 2011).

رشد مرحله دوم گارنت: در این مرحله بلورهای گارنت رشد مجدد یافته و بخش حاشیه‌ای آن‌ها بر روی شیبستوزیته اصلی رشد کرده‌اند. ترکیب شیمیایی این بخش از گارنت‌ها به صورت $X_{Grs}=0.071$ ، $X_{Prp}=0.212$ ، $X_{Alm}=0.691$ ، $X_{Spess}=0.026$ و $X_{Fe}=0.768$ است و فرمول شیمیایی آن‌ها به صورت $(Fe^{2+}_{2.057} Mn_{0.078} Mg_{0.630} Ca_{0.211})(Fe^{3+}_{0.032})$ $(Al_{2.00} Si_{2.991} O_{12})$ می‌باشد. در پروفیل‌های ترکیبی مربوط به مرحله دوم رشد گارنت‌ها، به سمت حاشیه بلور (شکل ۴-B)، مقادیر X_{Alm} و X_{Fe} کاهش و مقدار X_{Prp} افزایش می‌یابد. تغییر در مقادیر X_{Alm} ، X_{Fe} و X_{Prp} نشان‌دهنده رشد دو مرحله‌ای آن‌ها و مطابق با مطالعات میکروسکوپی می‌باشد. همچنین در این پروفیل‌ها، مقادیر سازنده‌های اسپسارتین و گروسولار تقریباً ثابت می‌باشد و تغییراتی را نشان نمی‌دهند. منطقه‌بندی در این گارنت‌ها، هم به صورت منطقه‌بندی آشکار (فیزیکی) در مقاطع میکروسکوپی و هم به صورت منطقه‌بندی پنهان (شیمیایی) در ترکیب شیمیایی و پروفیل‌های ترکیبی رسم شده، مشخص می‌باشد.

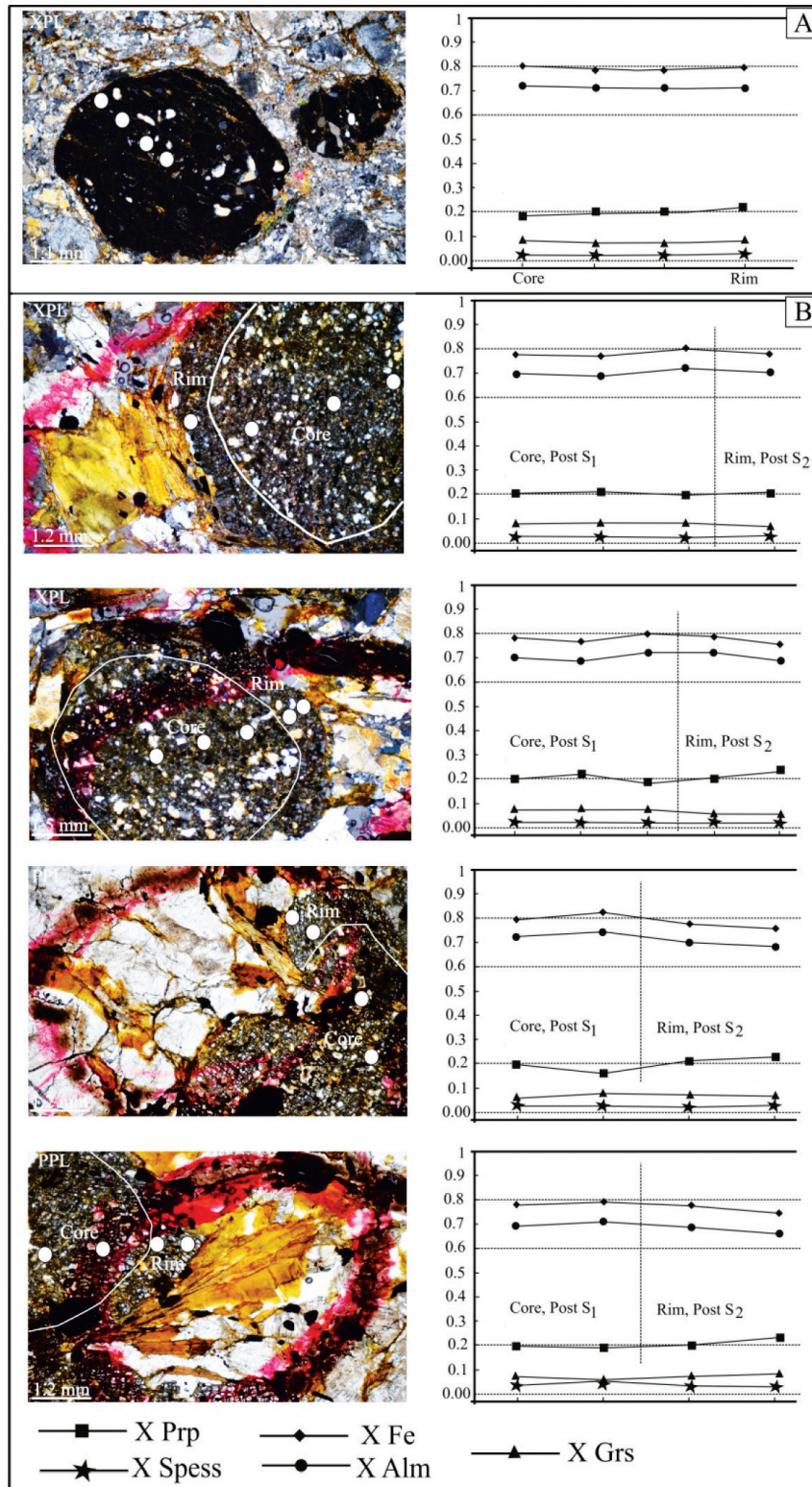
شیمی ایلمنیت

ایلمنیت از فازهای کدری می‌باشد که همراه با بلورهای اسفن، مگنتیت و روتیل در ترکیب کانی‌شناسی گنیس‌های منطقه دیده می‌شود. در ترکیب شیمیایی ایلمنیت: TiO_2 50.99 و FeO :46.61 درصد وزنی می‌باشد (جدول ۱). بلورهای ایلمنیت و اسفن در گنیس‌های مورد مطالعه به صورت بلورهای کشیده شکل‌دار تا بی‌شکل در کنار بیوتیت‌ها دیده می‌شوند و احتمالاً در اثر انتشار کاتیونی TiO_2 از این بلورها، تشکیل شده‌اند و نشان‌دهنده فوگاسیته اکسیژن متوسط تا بالا در گنیس‌ها می‌باشند (Berger et al., 2005).

بلورهای گارنت موجود در گنیس‌ها دو گروه می‌باشند. گروهی از گارنت‌ها هم‌زمان با شیبستوزیته اصلی رشد کرده‌اند اما گروه دیگر از گارنت‌ها دارای دو بخش مرکزی و حاشیه‌ای می‌باشند که بخش مرکزی بلور، بر روی شیبستوزیته قبلی و بخش حاشیه‌ای آن بر روی شیبستوزیته اصلی رشد کرده‌اند. محاسبه فرمول ساختاری گارنت‌ها بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن انجام شده و جهت تفکیک Fe^{3+} از Fe^{2+} از معادله Droop (1987) استفاده شده است. ترکیب شیمیایی گارنت‌ها حاکی از تعلق آن‌ها به سری پیرالسپیت (اسپسارتین-آلماندن-پیروپ) دارد (جدول ۱).

رشد گارنت‌های هم‌زمان با شیبستوزیته: ترکیب شیمیایی این نسل از گارنت‌ها به صورت $X_{Alm}=0.685$ ، $X_{Prp}=0.201$ ، $X_{Grs}=0.069$ ، $X_{Spess}=0.013$ و $X_{Fe}=0.767$ است و فرمول شیمیایی آن‌ها به صورت $(Fe^{2+}_{2.084} Mn_{0.065} Mg_{0.564})$ $(Al_{1.962} Si_{3.011} O_{12})$ $(Ca_{0.201})$ $(Fe^{3+}_{0.013})$ می‌باشد. در پروفیل‌های رسم شده از مرکز به سمت حاشیه (شکل ۴-A) مقادیر سازنده‌های آلماندن و X_{Fe} کاهش و مقدار سازنده X_{Prp} افزایش می‌یابد. افزایش کلی سازنده‌های X_{Prp} و کاهش X_{Alm} ، X_{Fe} و X_{Spess} از مرکز به سمت حاشیه، نشانگر آن است که رشد گارنت‌ها در اثر پدیده رشد بلوری، افزایش درجه دگرگونی و تفریق عناصر در طی دگرگونی رخ داده است (Qian et al., 2013; Hwang et al., 2001). همچنین پایین بودن محتوای گروسولار گارنت‌ها و عدم تغییرات آن همراه با عدم تغییر عنصر Al از مرکز به سمت حاشیه گارنت و نبود سازنده آندرادیت در گارنت‌ها نشان از یک سیستم بسته در طی تبلور دارد (Gangnly and Tirone, 2002).

رشد مرحله اول گارنت: در این مرحله، بلورهای گارنت (بخش مرکزی بلور) بر روی شیبستوزیته قبلی رشد کرده‌اند. ترکیب شیمیایی این نسل از گارنت‌ها به صورت $X_{Spess}=0.014$ ، $X_{Grs}=0.075$ ، $X_{Prp}=0.193$ ، $X_{Alm}=0.705$ و $X_{Fe}=0.786$ است و فرمول شیمیایی آن‌ها را می‌توان به صورت $(Fe^{2+}_{2.105} Mn_{0.079} Mg_{0.576} Ca_{0.224})(Fe^{3+}_{0.011})$ $(Al_{1.985} Si_{3.017} O_{12})$ نوشت. در پروفیل‌های رسم شده از



شکل ۴. A) در پروفیل‌های ترکیبی، از مرکز به سمت حاشیه گارنت‌های هم‌زمان با شیستوزیته، مقادیر سازنده‌های آلماندن و X_{Fe} کاهش و مقدار سازنده X_{Prp} افزایش می‌یابد، B) تغییرات در مقادیر X_{Alm} ، X_{Fe} و X_{Prp} نشان‌دهنده رشد دو مرحله‌ای گارنت‌ها می‌باشد، علائم اختصاری X_{Prp} = Pyrope proportion و $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg^{2+})$ ، X_{Alm} = Almandine proportion می‌باشند

جدول ۱. آنالیزهای شیمیایی میکروپروپ بلورهای گارنت و ایلمنیت موجود در گنیسهای کمپلکس گل گوهر

complex		Gol-e-Gohar													
Rock Type		Gneiss													
Mineral		Garnet								Mineral		Ilmenite			
Point	2	2	2	3	3	3	4	4	Point	1-c	1-d	2-g	2-h		
Part	C, P S1	C, P S1	R, P S2	C, P S1	C, P S1	C, P S1	Syn-S	Syn-S	SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00		
SiO ₂	39.12	38.57	38.49	38.77	38.21	38.76	38.87	37.87	TiO ₂	50.76	50.61	51.62	50.99		
TiO ₂	0.04	0.07	0.03	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	Al ₂ O ₃	0.03	0.01	0.01	0.00		
Al ₂ O ₃	21.93	21.91	22.19	21.82	21.24	21.61	22.23	23.02	Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.00		
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.01	V ₂ O ₃	0.36	0.27	0.44	0.44		
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.03	0.04	FeO	45.76	47.06	46.33	47.30		
FeO	31.95	33.18	32.66	32.98	32.23	33.40	33.56	32.56	MnO	0.38	0.30	0.43	0.31		
MnO	1.19	1.09	1.15	1.06	1.00	1.03	1.08	0.97	MgO	0.26	0.25	0.40	0.29		
MgO	5.27	4.66	5.32	5.26	5.56	4.82	5.18	5.99	CaO	0.01	0.00	0.03	0.03		
CaO	2.90	2.95	2.45	2.78	2.78	2.78	2.11	2.03	Na ₂ O	0.03	0.05	0.00	0.06		
Na ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.01		
K ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	BaO	-	-	-	-		
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cl	0.00	0.01	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	F	0.00	0.00	0.00	0.02		
Total	102.45	102.46	102.28	102.82	101.16	102.49	103.13	102.53	Total	97.65	98.57	99.26	99.45		
Formula	12 O								Formula	6O					
Si	3.019	2.989	2.975	2.987	2.986	3.003	2.989	2.909	Si	0.000	0.000	0.000	0.000		
Ti	0.002	0.004	0.002	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	Ti	1.983	1.966	1.984	1.966		
Al	1.994	2.001	2.021	1.981	1.956	1.973	2.014	2.084	Al	0.002	0.000	0.001	0.000		
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001	0.001	Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000		
Fe ³⁺	0.000	0.012	0.026	0.038	0.064	0.016	0.007	0.098	Fe ²⁺	1.988	2.033	1.980	2.028		
Fe ²⁺	2.061	2.139	2.085	2.088	2.043	2.149	2.151	1.993	Mn	0.017	0.013	0.019	0.013		
Mn	0.078	0.071	0.076	0.069	0.066	0.067	0.070	0.063	Mg	0.020	0.020	0.030	0.022		
Mg	0.606	0.539	0.613	0.604	0.648	0.557	0.594	0.685	Ca	0.001	0.000	0.002	0.002		
Ca	0.240	0.245	0.203	0.230	0.233	0.231	0.174	0.167	Na	0.003	0.005	0.000	0.006		
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	K	0.001	0.001	0.000	0.001		
X Alm	0.691	0.714	0.701	0.698	0.683	0.715	0.720	0.685	Cr	0.002	0.000	0.000	0.000		
X Prp	0.203	0.180	0.206	0.202	0.217	0.185	0.199	0.236	Total	4.017	4.037	4.015	4.037		
X Grs	0.080	0.082	0.068	0.077	0.078	0.077	0.058	0.057							
X Spess	0.026	0.024	0.025	0.023	0.022	0.022	0.023	0.022							
XFe	0.773	0.800	0.775	0.779	0.765	0.795	0.784	0.753							

Abbreviation; C:Core; P: Post; S:Schistosity; R: Rim

شیمی فلدسپات

را نشان می‌دهد که ناشی از افزایش درجه دگرگونی می‌باشد. همچنین در نمودار مثلثی Ab-An-Or (Deer et al., 1992)، پلاژیوکلازهای مورد مطالعه در محدوده آلیگوکلاز قرار می‌گیرند. حال این سوال مطرح می‌شود که چرا در پلاژیوکلازهایی که در تعادل با کانی‌هایی همچون گارنت و بیوتیت هستند و درجه دگرگونی بالایی را نشان می‌دهند و

نتایج تجزیه شیمیایی فلدسپات‌ها در واحدهای سنگی منطقه بر اساس ۸ اتم اکسیژن و ۵ کاتیون توسط نرم‌افزار Mineral Spreadsheet محاسبه شده و در جدول (۲) آورده شده است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها شامل مقادیر متوسط $Or=(0.574)$ و $An=(17.873)$ ، $Ab=(81.553)$ است. سازنده آنورتیت از مرکز به سمت حاشیه، افزایش کمی

دار و متمایل به قطب فلوگوپیت قرار می‌گیرند. داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به کانی‌شناسی گنیس‌ها نشان‌دهنده فوگاسیته اکسیژن متوسط تا بالا در هنگام تبلور آن‌ها است. فوگاسیته نسبتاً بالای اکسیژن در هنگام تبلور بیوتیت‌ها باعث وارد شدن مقادیر بیشتری از عناصر Mg و Ti به درون آن‌ها شده است، زیرا در شرایط اکسیدان، بیوتیت‌ها از منیزیم غنی می‌شوند (Martino et al., 2009; Dziggel, 2013; Qian et al., 2009; et al.).

ژئوترموبارومتري

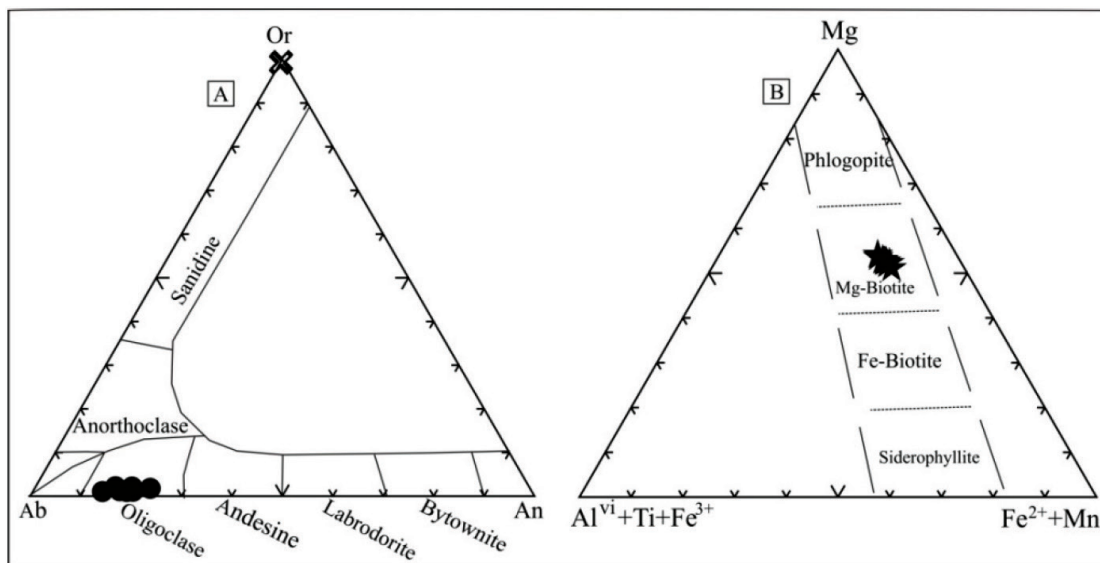
ترمومتری گارنت-بیوتیت

تبادل Fe و Mg بین گارنت و بیوتیت تابع دما است و از آنجائی که تغییرات حجمی صورت گرفته در طی تبادل‌های مورد نظر، بسیار کم و تغییرات آن‌تروپی نسبتاً زیاد است، در نتیجه واکنش‌های تبدیلی تا حد زیادی مستقل از فشار عمل می‌کنند و به‌عنوان دماسنج مناسب هستند (Whitney et al., 2008). در این محاسبات، از بلورهای گارنت با بالاترین محتوای Mg و بیوتیت‌هایی با بالاترین محتوای Ti، برای محاسبه شرایط اوج دگرگونی استفاده شده است. بر این اساس، در گنیس‌های گ، شرایط دمایی اوج دگرگونی دمای ۶۰۰ تا ۶۱۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود.

از طرفی سنگ، حالت تعادلی گرانوبلاستیکی نشان می‌دهد که حاکی از شرایط تعادلی و افزایش درجه دگرگونی است، مقادیر CaO پلاژیوکلازها کم می‌باشد؟ بر اساس مطالعات Kapp و همکاران (۲۰۰۹) و Spear (1993) پایین بودن درصد آنورتیت و اکسید CaO در پلاژیوکلازهای مورد بررسی می‌تواند مربوط به تأثیر فشار، حین تبلور آن‌ها باشد. از طرفی عواملی مانند رفتار غیرعادی پلاژیوکلاز در طی دگرگونی پیش‌رونده و شرایط اکسایش محیط را نیز می‌توان نام برد. بلورهای فلدسپار پتاسیم در گنیس‌ها به‌صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و فاقد ماکل تا ماکل‌های میکروکلین خود را نشان می‌دهند. ترکیب شیمیایی این بلورها شامل در دیگرام مثلثی Ab-An-Or (0.443)، An= (0.081) و Or= (99.477) است و در محدوده ارتوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱).

شیمی بیوتیت

ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه و در جدول (۲) آمده است. مقادیر اکسیدهای اصلی در بین بیوتیت‌های آنالیز شده، تفاوت چندانی بایکدیگر ندارند و مشابه هم می‌باشند. بیوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار مثلثی Mg، Fe²⁺+Mn، Al^{VI}+Ti+Fe³⁺ (Foster, 1960) و (شکل ۵؛ B)، در محدوده ترکیبی بیوتیت‌های Mg



شکل ۵. A) ترسیم ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها و ارتوکلازها در دیگرام مثلثی Ab-An-Or (Deer et al., 1992)، B) بیوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار مثلثی Al^{VI}+Ti+Fe³⁺، Mg و Fe²⁺+Mn (Foster, 1960)، در محدوده بیوتیت‌های منیزیم دار قرار می‌گیرند

دماسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت

دما بیشترین تاثیر را بر میزان Ti در بیوتیت دارد و بنابراین مقدار نیتانیم در بیوتیت‌ها می‌تواند نشان‌دهنده دمای تشکیل آن‌ها باشد. بر اساس مقدار Ti و میزان نسبت Mg/(Mg+Fe) در ساختار بیوتیت (Henry and Henry et al., 2005; Guidotti, 2002) و معادله $T = ([Ln_{Ti} - a - c(X_{Mg})^3] / b)^{0.333}$ می‌توان دمای تشکیل بیوتیت در گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر را محاسبه نمود. در این محاسبات، ضرایب $a: (-2.3594)$ ، $b: (4.6482e^{-9})$ ، $c: (-1.7283)$ می‌باشند. دقت این دماسنج، محدوده دمایی ± 24 درجه سانتی‌گراد برای گستره دماهای پایین و محدوده دمایی ± 12 درجه سانتی‌گراد برای دماهای بالاتر است (Henry et al., 2005). در این محاسبات، تعداد اتم‌های محاسبه شده در فرمول ساختاری بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن است. با این روش‌ها، میانگین دمای تشکیل بیوتیت‌ها در گنیس‌های کمپلکس دگرگونی گل‌گوهر ۵۸۴ تا ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

جدول ۲. آنالیزهای شیمیایی میکروپروب بلورهای فلدسپات و بیوتیت موجود در گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر

Complex		Gol-e-Gohar													
Rock Type		Gneiss													
Mineral	Orthoclase			Plagioclase				Mineral	Biotite						
	1-i	2-i	6-e	1-g	1-h	2-j	5-f		Point	1-a	1-b	2-d	2-e	3-d	5-d
SiO ₂	67.21	66.21	67.21	64.69	64.59	63.62	64.24	SiO ₂	37.21	37.91	37.49	37.16	33.78	37.62	
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	TiO ₂	1.45	1.39	1.46	1.50	1.21	1.52	
Al ₂ O ₃	17.23	18.35	17.35	23.01	23.11	23.05	23.14	Al ₂ O ₃	17.58	17.22	17.37	17.54	16.12	17.30	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.00	0.03	0.02	0.06	
V ₂ O ₃	0.09	0.09	0.09	0.06	0.01	0.00	0.00	V ₂ O ₃	0.12	0.17	0.14	0.20	0.08	0.22	
Fe ₂ O ₃	0.06	0.10	0.10	0.09	0.04	0.01	0.07	FeO	14.89	13.63	13.73	15.39	13.80	15.02	
MnO	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.04	0.00	MnO	0.09	0.00	0.05	0.00	0.06	0.03	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	MgO	13.28	13.36	13.23	13.20	12.67	12.97	
CaO	0.01	0.01	0.01	3.72	4.05	4.22	4.05	CaO	0.19	0.16	0.18	0.11	0.14	0.19	
Na ₂ O	0.01	0.07	0.07	9.97	9.85	9.48	9.57	Na ₂ O	0.24	0.23	0.26	0.28	0.11	0.11	
K ₂ O	16.24	15.74	16.70	0.10	0.07	0.07	0.08	K ₂ O	7.08	7.32	7.33	7.66	6.38	7.67	
F	0.15	0.12	0.12	0.35	0.11	0.04	0.00	F	0.31	0.16	0.31	0.10	0.22	0.00	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	Cl	0.11	0.15	0.13	0.12	0.13	0.11	
Total	101.03	100.70	101.67	102.12	101.90	100.58	101.20	Total	92.61	91.70	91.67	93.27	84.70	92.81	
Formula	8 O							Formula	11 O						
Si	3.066	3.025	3.056	2.812	2.807	2.799	2.805	Si	2.779	2.829	2.812	2.768	2.794	2.800	
Ti	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	Ti	0.082	0.078	0.083	0.084	0.075	0.085	
Al	0.927	0.988	0.929	1.179	1.184	1.195	1.191	Aliv	1.222	1.171	1.189	1.232	1.206	1.200	
Cr	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	Alvi	0.327	0.344	0.347	0.309	0.366	0.318	
Fe ³⁺	0.002	0.003	0.003	0.003	0.001	0.000	0.002	Cr	0.004	0.000	0.000	0.002	0.002	0.004	
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Fe	0.930	0.851	0.861	0.959	0.955	0.935	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	Mn	0.006	0.000	0.003	0.000	0.005	0.002	
Mg	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	Mg	1.478	1.486	1.479	1.466	1.563	1.439	
Ca	0.001	0.001	0.001	0.173	0.189	0.199	0.190	Ca	0.015	0.013	0.015	0.009	0.012	0.015	
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Na	0.035	0.033	0.038	0.040	0.018	0.016	
Na	0.001	0.006	0.006	0.840	0.830	0.808	0.810	K	0.675	0.697	0.701	0.728	0.673	0.728	
K	0.945	0.917	0.969	0.005	0.004	0.004	0.004	F	0.073	0.039	0.073	0.024	0.059	0.000	
Total	4.942	4.941	4.965	5.018	5.017	5.009	5.004	Cl	0.015	0.019	0.016	0.015	0.018	0.015	
An	0.068	0.070	0.066	16.991	18.443	19.668	18.886	Total	7.637	7.558	7.615	7.633	7.743	7.555	
Ab	0.118	0.653	0.616	82.479	81.185	79.917	80.673	Y total	3.164	3.157	3.137	3.152	3.011	3.154	
Or	99.814	99.277	99.318	0.529	0.371	0.415	0.440	X total	0.724	0.743	0.754	0.776	0.703	0.759	
								Al total	1.548	1.515	1.536	1.541	1.572	1.518	
								Fe/(Fe+Mg)	0.386	0.364	0.368	0.395	0.379	0.394	
								Mg/(Mg+Fe)	0.614	0.636	0.632	0.605	0.621	0.606	

نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای غیرکوهزایی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند.

غنی‌شدگی جزئی از عناصر LREE نسبت به HREE در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت (Nakamura, 1974) (شکل ۶-F)، دیده می‌شود و عنصر Eu آنومالی منفی ضعیفی را در نمونه GG-95 نشان می‌دهد که می‌تواند به علت تفریق پلاژیوکلاز در ماگمای مادر آن باشد. غنی‌شدگی جزئی عناصر LREE نسبت به HREE در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت و عدم تهی‌شدگی نمونه از HREE، نشان‌دهنده ویژگی‌های پوسته‌ای برای منشأ گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد (Cardona et al., 2010). از طرفی با توجه به اینکه گارنت، عناصر HREE را در خود نگه می‌دارد، مقادیر $Yb_N > 10$ ، نشانه آن است که گارنت، در ناحیه منشأ حضور ندارد (Oliveros et al., 2007; Wilson, 1989). مقدار Yb_N گنیس‌های مورد مطالعه به‌طور میانگین ۱۲/۷۰ بوده و حاکی از عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ است. روند مشابه و موازی نمونه‌ها در نمودار REE نشان‌دهنده منشأ یکسان گنیس‌ها می‌باشد. در شکل (۶-G و H)، عناصر کمیاب در گنیس‌ها نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و پوسته قاره‌ای فوقانی (Taylor and McLennan, 1985) نرمالیز شده‌اند. در نمودار چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه (شکل ۶-G)، آنومالی مثبت از عناصر LILE (Cs, Rb, Ba, Th) و عناصر Nd و Zr به همراه آنومالی منفی عناصر HFSE (Nb, Ti) و P، نشانگر ویژگی‌های پوسته‌ای و ماهیت درون قاره‌ای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد (Wu et al., 2002; 2003). آنومالی منفی Sr به همراه آنومالی منفی ضعیف Eu نیز می‌تواند نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز در ماگمای مادر باشد. این روند، در نمودار چند عنصری نمونه‌ها که به پوسته قاره‌ای فوقانی (شکل ۶-H) نرمالیز شده‌اند، نیز دیده می‌شود. میزان K و Ba می‌تواند ناشی از ذوب بیوتیت و فلدسپات پتاسیم در سنگ مادر پوسته‌ای گنیس‌ها باشد. همچنین در نمودار چند عنصری نرمالیز شده به پوسته قاره‌ای فوقانی، نمونه‌ها روند مسطحی را نشان می‌دهند که منطبق بر ترکیب پوسته قاره‌ای

فشارسنجی با استفاده از تعادل ترمودینامیکی کانی‌های گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز (GBPQ)

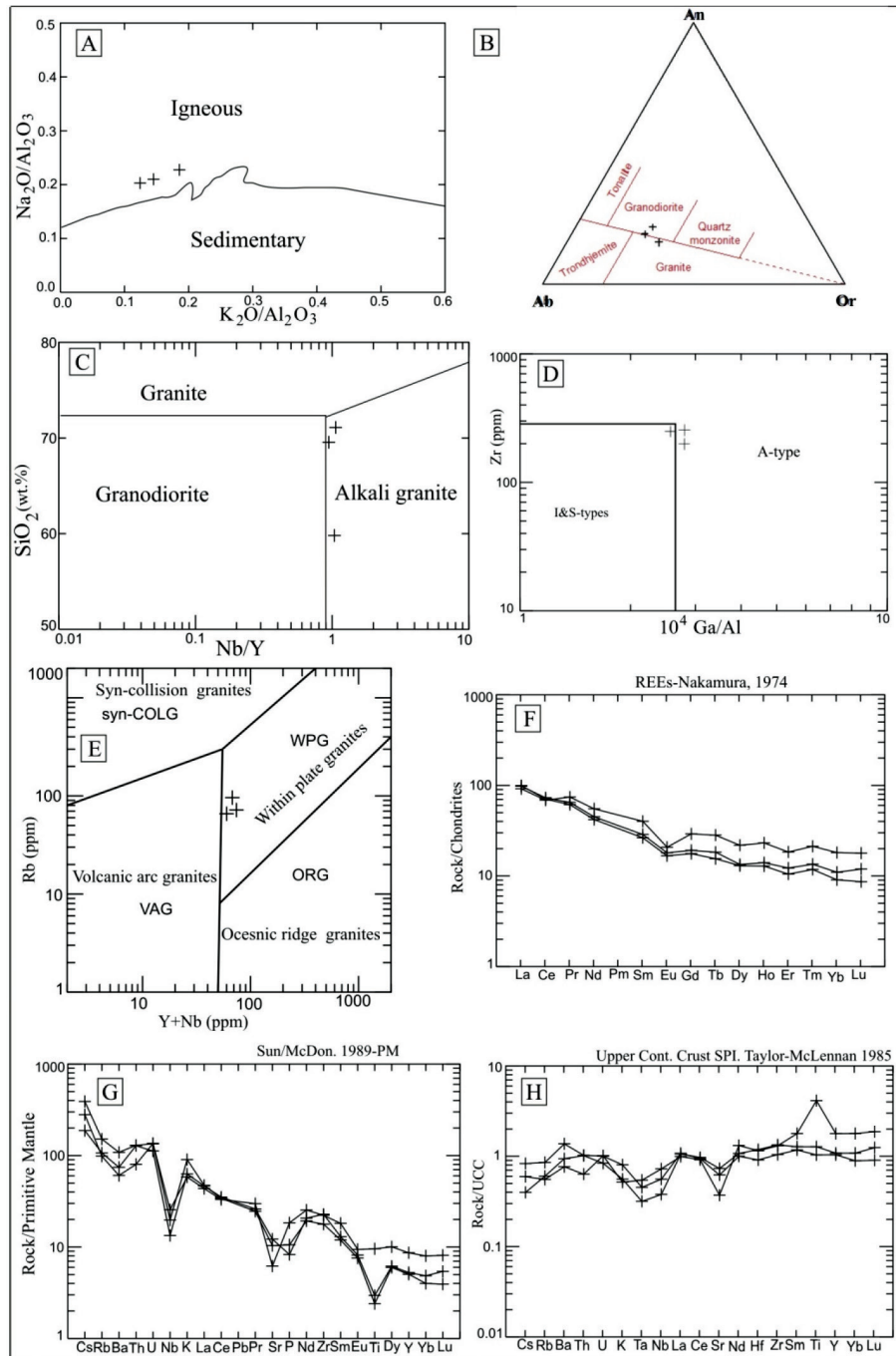
از تعادل ترمودینامیکی بین کانی‌های گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز (سامانه GBPQ) (Wu et al., 2004)، جهت محاسبات فشار سنجی استفاده شده است. با استفاده از این سامانه، فشار ۸ تا ۱۰ کیلو بار برای گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر محاسبه شده است.

ژئوشیمی سنگ کل

ترکیب شیمیایی سنگ کل گنیس‌ها در جدول (۳) آمده است. محتوای SiO_2 نمونه‌ها بین ۵۹/۸۰ تا ۷۱/۰۰ درصد وزنی می‌باشد که بیانگر یک ترکیب اسیدی تا حدواسط (گرانیت-گرانودیوریت) برای سنگ مادر آن‌ها می‌باشد. هر چند که شواهد صحرائی مانند نفوذ توده‌های گنیسی به درون واحدهای رسوبی دگرگون شده و قطع نمودن آنها و بررسی مقاطع نازک نشان می‌دهند که گنیس‌های مورد مطالعه، حاصل پیشرفت دگرگونی فزاینده میکاشیست‌های میزبان خود نیستند ولی به‌منظور تأیید ژئوشیمیایی این موضوع، از نمودار K_2O/Al_2O_3 در برابر Na_2O/Al_2O_3 (Garrels and Mac Keuzie, 1971) (شکل ۶-A)، استفاده شده و نمونه‌های مورد مطالعه ماهیت آذرین از خود نشان می‌دهند. گنیس‌های مورد مطالعه، طبق نمودار مثلثی Ab-An-Or (O'Connor, 1965) (شکل ۶-B)، در محدوده گرانیت-گرانودیوریت قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار Nb/Y در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) (شکل ۶-C)، نمونه‌ها در محدوده آلکالی گرانیت-گرانودیوریت قرار می‌گیرند.

تعیین ماهیت سنگ مادر با استفاده از عناصر فرعی و نادر خاکی

به‌منظور تعیین ماهیت گنیس‌ها (تفکیک تیپ A از I و S)، از نمودار $^{107}Ga/Al$ در برابر Zr (Whalen et al., 1987) (شکل ۶-D)، استفاده شده و نمونه‌های مورد مطالعه، تمایل به گرانیتهای تیپ A را نشان می‌دهند. در نمودار Y+Nb در برابر Rb (Pearce et al., 1984) (شکل ۶-E)



شکل ۶. A) نمودار K_2O/Al_2O_3 در برابر Na_2O/Al_2O_3 (Garrels and MC Kenzie, 1971)، دلالت بر خاستگاه آذرین نمونه‌ها دارند، B) در نمودار مثلثی Ab-An-Or (O'Connor, 1965)، نمونه‌ها در محدوده گرانیت-گرانودیوریت قرار می‌گیرند، C) نمودار Nb/Y در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)، ماهیت آلكالی نمونه‌ها را نشان می‌دهد، D) در نمودار $10^4 Ga/Al$ در برابر Zr (Whalen et al., 1987)، نمونه‌ها تمایل به گرانیت‌های تیپ A را نشان می‌دهند، E) در نمودار $Y+Nb$ در برابر Rb (Pearce, 1984)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های غیرکوهزایی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند، F) عدم تهی شدگی شدید نمونه‌ها از HREE در نمودار REE هنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974)، G) نمودار عنکبوتی نرمالیز شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و H) نمودار عنکبوتی هنجار شده به ترکیب پوسته قاره‌ای فوقانی (Taylor and Mc Lennan, 1985)، در این دو نمودار، آنومالی مثبت از عناصر Cs, Rb, Ba, Th, Nd و Zr به همراه آنومالی منفی از عناصر P, Nb, Ti نشانگر ویژگی‌های پوسته‌ای و ماهیت درون قاره‌ای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد

جدول ۳. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر

Rock Type Complex Sample	Gneiss		
	Gol-e-Gohar		
	GS-46	GG-95	GG-42
SiO ₂ (wt.%)	۶۹/۵۰	۵۹/۸۰	۷۱/۰۰
TiO ₂	۰/۵۲	۲/۰۷	۰/۶۴
Al ₂ O ₃	۱۴/۶۵	۱۴/۰۵	۱۳/۰۰
FeO _t	۴/۷۶	۱۰/۳۵	۴/۶۸
MgO	۲/۲۳	۳/۹۲	۲/۰۳
CaO	۲/۰۱	۲/۱۹	۲/۱۹
MnO	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۰۶
Na ₂ O	۳/۳۳	۲/۸۵	۲/۷۳
K ₂ O	۲/۷۲	۱/۷۵	۱/۸۹
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
P ₂ O ₅	۰/۲۳	۰/۴۰	۰/۱۸
SrO	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳
BaO	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۶
LOI	۱/۵۲	۳/۱۷	۲/۶۰
Total	۱۰۱/۶۴	۱۰۰/۷۷	۱۰۱/۱۰
Ba(ppm)	۷۵۷/۰۰	۴۲۳/۰۰	۵۱۹/۰۰
Cr	۷۰/۰۰	۶۰/۰۰	۷۰/۰۰
Cs	۳/۰۸	۲/۲۱	۱/۴۸
Ga	۱۷/۸۰	۱۹/۱۰	۱۵/۸۰
Hf	۵/۳۰	۶/۷۰	۶/۹۰
Nb	۱۴/۰۰	۱۸/۲۰	۹/۵۰
Ni	۳۵/۰۰	۲۸/۰۰	۳۲/۰۰
Rb	۹۶/۰۰	۶۲/۴۰	۶۷/۷۰
Sn	۴/۰۰	۴/۰۰	۲/۰۰
Sr	۲۱۸/۰۰	۱۳۰/۵۰	۲۵۷/۰۰
Ta	۱/۰۰	۱/۲۰	۰/۷۰
Th	۱۱/۰۰	۶/۸۱	۱۰/۹۰
U	۲/۸۲	۲/۸۵	۲/۳۵
V	۷۴/۰۰	۲۲۰/۰۰	۷۹/۰۰
W	۲/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Y	۲۲/۹۰	۳۹/۳۰	۲۳/۹۰
Zr	۱۹۹/۰۰	۲۴۹/۰۰	۲۵۵/۰۰
La	۳۲/۴۰	۲۹/۹۰	۳۱/۹۰
Ce	۶۰/۵۰	۵۸/۷۰	۶۲/۳۰
Pr	۶/۷۸	۸/۲۲	۷/۱۸
Nd	۲۶/۱۰	۳۴/۳۰	۲۸/۰۰
Sm	۵/۳۰	۸/۰۵	۵/۷۶
6	۱/۲۷	۱/۵۸	۱/۳۷
Gd	۴/۸۱	۷/۹۵	۵/۲۳
Tb	۰/۷۲	۱/۳۱	۰/۸۵
Dy	۴/۴۰	۷/۴۰	۴/۵۴
Ho	۰/۸۹	۱/۶۰	۰/۹۷
Er	۲/۳۳	۴/۰۹	۲/۷۲
Tm	۰/۳۵	۰/۶۳	۰/۴۰
Yb	۱/۹۷	۳/۹۴	۲/۳۹
Lu	۰/۲۹	۰/۶۰	۰/۴۰
YbN	۸/۸۰	۱۷/۹۰	۱۱/۵۹

فوقانی است. البته غنی‌شدگی جزئی در عناصر HFSE نسبت به عناصر LILE در آن‌ها وجود دارد. تمرکز عناصر Zr و Th، Ba، Nd در نمونه‌ها تقریباً مشابه با فراوانی این عناصر در پوسته قاره‌ای است و نشانگر ویژگی‌های پوسته‌ای برای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد. عدم تهی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر HFSE از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های قاره‌ای و بیانگر مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Vernon, 2007; Nagudi et al., 2003).

به‌طور کلی تشکیل ماگمای اسیدی در مناطق کافتی محصول دو مکانیسم است: ۱- تفریق ماگمای بازالتی در آشیانه‌های ماگمایی و ۲- ذوب ترکیبات پوسته‌ای. ولی در بسیاری از حاشیه‌های کافتی بدون اینکه هیچ‌گونه ارتباط ژنتیکی و خویشاوندی بین ماگماتیسیم بازی و اسیدی وجود داشته باشد، می‌توان این دو ماگماتیسیم را همراه با یکدیگر مشاهده کرد. مطالعات (Vernon 2007)، نشان می‌دهد که آشیانه‌های ماگمایی می‌توانند با ذوب مواد پوسته‌ای، نقش مهمی در شکل‌گیری ماگمای اسیدی داشته باشند. به‌عنوان مثال خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی اسیدی در منطقه Etendeka-Parana که هم‌زمان با فعالیت بازالت‌های طغیانی ایجاد شده‌اند (Peate, 1997)، در ارتباط با ذوب مواد پوسته‌ای در نظر گرفته شده است (Menzies et al., 2002). ماهیت ژئوشیمیایی و بررسی داده‌ها نشان می‌دهد که در منطقه مورد مطالعه ارتباط ژئوشیمیایی بین گنیس‌ها و متابازیت‌های منطقه وجود ندارد و گنیس‌های منطقه، حاصل تفریق و جدایش از ماگمای بازالتی نمی‌باشند. بنابراین هم‌زمانی در شکل‌گیری گنیس‌ها در منطقه مورد بررسی با فوران سنگ‌های بازیک می‌تواند دلیلی بر ایجاد این سنگ‌های اسیدی در نتیجه ذوب مواد پوسته‌ای باشد. به‌این ترتیب، می‌توان تشکیل حجم کم گنیس‌های منطقه را با نفوذ و توقف ماگمای بازی در داخل پوسته وابسته دانست. در واقع نفوذ، توقف و عبور حجم‌های زیاد ماگماهای داغ گوشته‌ای در اعماق کم پوسته، به همراه گرمای نهان تبلور، ناشی از تبلور آن‌ها در آشیانه‌های ماگمایی پوسته‌ای، منجر به ذوب مواد پوسته‌ای و شکل‌گیری ماگمای اسیدی غیر کوهزایی شده است.

- Bucher, K., and Grapes, R., 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 441.
- Cardona, A., Valencia, V., Bustamante, C., Garcia-Casco, A., Ojeda, G., Ruiz, J., Saldarriaga, M. and Weber, M., 2010. Tectonomagmatic setting and provenance of the Santa Marta Schists, northern Colombia: Insights on the growth and approach of Cretaceous Caribbean oceanic terrains to the South American continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 784-804.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. Seventeenth impression, Longman Scientific and Technical, 696.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-450.
- Dziggel, A., Wulff, K., Kolb, J., Meyer, F.M., and Lahaye, Y., 2009. Significance of oscillatory and bell-shaped growth zoning in hydrothermal garnet: Evidence from the Navachab gold deposit, Namibia. *Journal of Chemical Geology*, 262, 3-4, 262-276.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 354B: 1-49.
- Fu-Yuan, W., Sun, D. and Wilde, S., 2004. A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad patterns. *Journal of Asian Earth Science*, 23, 5, 731-744.
- Ganguly, J. and Tirone, M., 2002. Closure-temperature and-age of minerals. *Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 260.
- Garrels, R.M. and Mackenzie, F. F., 1971.

نتیجه‌گیری

گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر در زون سنندج-سیرجان با سن پروتولیت پالئوزوئیک زیرین و ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت، کوارتز و گارنت و فازهای فرعی آپاتیت، کلریت، موسکویت، اسفن و ایلمنیت به همراه فشار و دمای محاسبه شده که در گستره دمایی ۶۰ تا ۶۱۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۸ تا ۱۰ کیلوپا‌ر قرار می‌گیرد، در رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت زیرین در اثر فاز کوهزایی سیمیرین پیشین دچار دگرگونی شده‌اند. داده‌های ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت قلیایی ماگمای اولیه بوده و تمایل نمونه‌ها را به گرانیت‌های تیپ A نشان می‌دهد. غنی‌شدگی جزئی از عناصر LREE نسبت به HREE در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت و عدم تهی‌شدگی نمونه‌ها از HREE به همراه آنومالی مثبت از عناصر LILE، Nd و Zr و آنومالی منفی عناصر HFSE و P به همراه Yb_N با مقدار متوسط ۱۲/۷۰، نشانگر ویژگی‌های پوسته‌ای فاقد گارنت و ماهیت درون قاره‌ای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد.

منابع

- شفییعی بافتی، ش.، ۱۳۷۹. تکامل تکتونیکی سنگ‌های پالئوزوئیک-مزوزوئیک کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان، منطقه خیر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۱۵۳.
- فاتحی، ح.، احمدی‌پور، ح.، ۱۳۹۶. بازسازی محیط زمین‌شناسی سنگ مادر مجموعه‌های دگرگونی گل‌گهر، روتشون و خبر (جنوب باختر بافت، استان کرمان). فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰۵، ۲۶۴-۲۵۳.
- Berger, A., Scherrer, N. C. and Bussy, F., 2005. Equilibration and disequilibrium between monazite and garnet: indication from phase-composition and quantitative texture analysis. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 9, 865-880.
- Bucher, K. and Frey, M., 2002. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 7th edition, Springer-Verlag Berlin, 341.

- Evolution of sedimentary rocks. W.M. Noron and Co., New York, 394.
- Henry, D.J. and Guidotti, C.V., 2002. Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87, 375-382.
 - Henry, D.J., Guidotti, V.C. and Thomson, A.J., 2005. The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316-328.
 - Hwang, S.L., Yui, T.F., Chu, H.T. and Shen, P., 2001. Submicron polyphase inclusions in garnet from the Tananao metamorphic complex, Taiwan, a key to unraveling otherwise unrecognized metamorphic events. *Journal of Metamorphic Geology*, 19,5, 601-607.
 - Kapp, P., Manning, C.E. and Tropper, P., 2009. Phase equilibrium constraints on titanite and rutile activities in mafic epidote amphibolites and geobarometry using titanite-rutile equilibria. *Journal of Metamorphic Geology*, 27, 509-521.
 - Kohn, M.J., Paul, S.K., and Corrie, S.L., 2010. The lower Lesser Himalayan Sequence: A Paleoproterozoic arc on the northern margin of the Indian plate. *Geological Society of America Bulletin*, 122, 323-335.
 - Li Li, H., Kuang, X., Mao, A., Li, Y. and Wang, S., 2010. Study of local structures and optical spectra for octahedral Fe³⁺ centers in a series of garnet crystals A₃B-2C₃O₁₂ (A = Cd, Ca; B = Al, Ga, Sc, In; C = Ge, Si). *Journal of Chemical Physics Letters*, 484, 387-391.
 - Martino, R. D., Guerreschi, A. B. and Sfragulla, J. A., 2009. Petrology, structure and tectonic significance of the Tuclame banded schists in the Sierras Pampeanas of Córdoba and its relationship with the metamorphic basement of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 27, 280-298.
 - Menzies, M., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J. and Baker, J., 2002. Characteristics of volcanic rifted margins. *Geological Society of America Special Paper*, 362, 1-14.
 - Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22: 1125-1139.
 - Nagudi, N., Koberl, Ch. and Kurat, G., 2003. Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda .and implications for its origin. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 1-14.
 - Nakamura, N., 1974. Determination of REE , Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrite. *Geochemica Cosmochemica Acta*, 38, 757-775.
 - Newberry, R.J., Burns, L.E., Swanson, S.E. and Smith, T.E., 1990. Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks-Circle area, interior Alaska. In: Stein H.J., Hannah, J.L. (Eds.). *Ore-bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralising Processes*. Geological Society of America, Special Paper, 246, 121-142.
 - Norlander, B.H., Whitney, D.L., Teyssier, C. and Vanderhaeghe, O., 2002. Partial melting and decompression of the Thor-Odin Dome, Shuswap metamorphic core complex. Canada. *Journal of Cord. Lithos*, 61, 103-125.
 - O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. United State, Geology Survey Professional Paper, 525B: B79-B84.
 - Oliveros, V., Morata, D., Aguirre, L.,

- Feraud, G. and Fornari, M., 2007. Jurassic to early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal cordillera of northern Chile: geochemistry and petrogenesis. *Revista Geologica de Chile*, 34, 209-232.
- Pearce, J.A., Harris, N.B. W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
 - Peate, D., 1997. The Paraná-Etendeka Province" in Mahoney, J., and Coffin, M.F, eds., "Large igneous provinces: Continental oceanic and planetary flood volcanism. *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 100, 217-245.
 - Qian, J., Wei, C., Zhou, X. and Zhang, Y., 2013. Metamorphic P-T paths and New Zircon U-Pb age data for garnet-mica schist from the Wutai Group, North China Craton. *Elsevier, Precambrian Research*, 233, 282-296.
 - Sabzehei, M., Navazi, M., Azizan, H., Roshan Ravan, J. and Nazemzadeh, M., 1997. Geological Map of Khabr, Scale 1/100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
 - Searle, M.P. and Godin, L., 2003. The South Tibetan detachment and the Manaslu leucogranite: A structural reinterpretation and restoration of the Annapurna-Manaslu Himalaya, Nepal. *Journal of Geology*, 111, 505-523.
 - Spear, F.S., 1993. Metamorphic Phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Chapter 4, Crystal chemistry of rock-forming minerals. *Mineralogical Society of America Monograph*, 799.
 - Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884.
 - Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
 - Taylor, S.R. and Mc Lennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312.
 - Turkina, O.M. and Sukhorukov, V.P., 2017. Composition and genesis of garnet in the rocks of aleoproterozoic gneiss-migmatite complex (Sharyzhgai uplift, southwestern Iberian craton). *Russian Geology and Geophysics*, 58,6, 674-691.
 - Vernon, R. H., 2007. Problems in identifying restite in S-type granites of southeastern Australia, with speculations on sources of magma and enclaves. *Canadian Mineralogist*, 45, 147-178.
 - Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviation for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Whitney, D.L., Goergen, E.T., Ketchan, R.A. and Kunze, K., 2008. Formation of garnet polycrystals during metamorphic crystallization. *Journal of Metamorphic Geology*, 26,3, 365-383.
 - Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466.
 - Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma

- series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 235-343.
- Winkler, J.D.H., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic rocks*, Springer-Verlag New York, 263.
 - WU, C.M., Zhang, J. and Ren, L.D., 2004. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium-to high-grade metapelites. *Journal of Petrology*, 45, 1907-1921.
 - Wu, F., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (II), isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67, 191-204.
 - Wu, F., Sun, D., Huimin, L., Jahn, B. and Wilds, S., 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187, 143-173.