فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۳، شماره ۵۲، زمستان ۱۳۹۸، صفحات ۱-۱۸

کانی‌شناسی و ژئوشیمی گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر، جنوب استان کرمان

حسین فاتحی[۱و*]

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 شرق زون دگرگونی سنندج-سیرجان با پروتولیت گرانیتوئیدی درجاتی از رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت زیرین را در اثر فاز کوهزایی سیمرین پیشین تحمل کرده‌اند. آن‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی فلدسپات پتاسیم، پلاژیوکلاز، 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 سانتی گراد 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 تهی شدگی 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 کششی کافتی حاکم بر بخش جنوبی زون سنندج-سیرجان در پالئوزوئیک زیرین در مراحل آغازین تشکیل و گسترش تتیس کهن سازگار است.

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

مقدمه

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در زون دگرگونی سنندج-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 سیمرین پیشین دگرگون و دگرشکل شده است (Sabzehei et al., 1997) (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحدها مربوط به کمپلکس دگرگونی گل‌گوهر با سن پالئوزوئیک زیرین (کامبرین) (Sabzehei et al., 1997) هستند. این کمپلکس شامل واحدهای سنگ‌شناسی اسلیت، فیلیت، میکا شیست، توده‌های نفوذی اسیدی دگرگون شده (گنیس)، آمفیبولیت (جریانات گدازه‌ای بازیک دگرگون شده و توده‌های نفوذی بازیک دگرگون شده) و کوارتزیت است که هم ارز 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، شیست

* نویسنده مرتبط: hoseinfatehi61@gmail.com

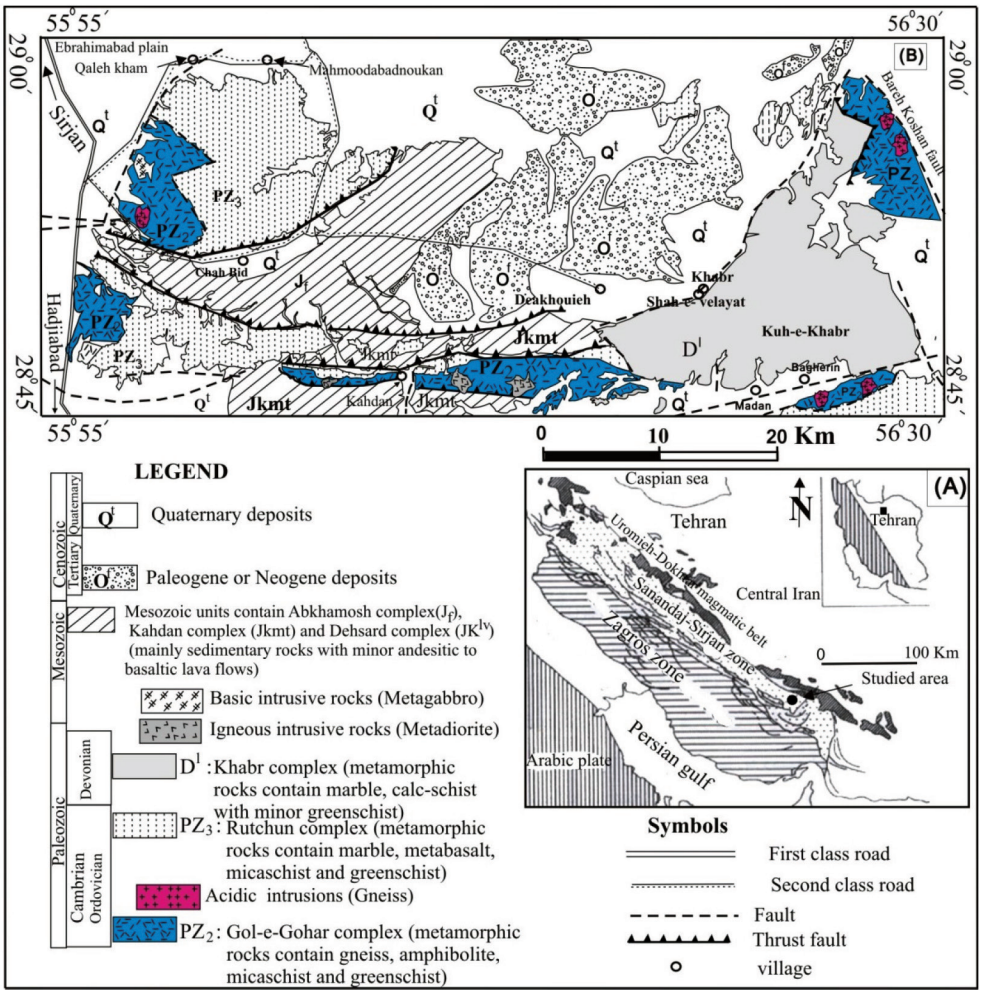
سبز، میکا شیست و کمی آمفیبولیت است و هم ارز سازند میلا در البرز مرکزی می‌باشد (Sabzehei et al., 1997). در بسیاری از نقاط بر روی واحدهای کمپلکس روتشون، مجموعه‌ای از مرمرهای دولومیتی-کلسیتی، کالک شیست‌ها، اسلیت‌ها و فیلیت‌ها که سن آن‌ها از دونین میانی تا کربونیفر زیرین است، قرار دارند که به نام کمپلکس خبر 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 خبر تحت تاثیر دگرگونی رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت میانی قرار گرفته‌اند، به‌طوری‌که درجه دگرگونی از کمپلکس گل‌گوهر (آمفیبولیت میانی) به سمت کمپلکس خبر (شیست سبز) کاهش می‌یابد. از جمله مطالعات انجام شده بر روی بخش جنوبی زون سنندج-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. به‌طوری‌که این محیط‌ها، هم‌زمان دارای یکسری فعالیت‌های ماگمائی نیز بوده‌اند. سپس تحت تأثیر یک دگرگونی ایستایی قرار گرفته و در پی آن در طی فاز سیمرین پیشین دگرگونی اصلی رخ داده است. همچنین شفیعی بافتی (۱۳۷۹)، نیز به بررسی تکوین ساختاری و تکتونیکی سنگ‌های پالئوزوئیک کمربند سنندج-سیرجان در منطقه خبر پرداخته است. نامبرده، دگرگونی نهشته‌های پالئوزوئیک را مربوط به سیمرین آغازی می‌داند و بیان می‌کند که تأثیر رژیم زمین ساختی کششی در سیمرین 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 خبر 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 (گنیس) در زون دگرگونی سنندج-سیرجان جنوبی سبب شده تا مطالعات پترولوژی چندانی در مورد ماهیت ماگمائی و کانی‌شناسی آن‌ها صورت نگیرد و تاکنون مطالعات پترولوژی-کانی‌شناسی در مورد گنیس‌های مورد مطالعه صورت نگرفته است. بنابراین ارزیابی ماهیت ماگماتیسم 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 ژئوترموبارومتری، تعداد ۲ نمونه که کمترین دگرسانی را داشتند، به‌وسیله دستگاه الکترون میکروپروب JEOL-JX 8600 M با شرایط ولتاژ kV15 و جریان الکتریکی nA20 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 آلبیت برای عنصر سدیم، ولاستونیت برای کلسیم، آلکالی فلدسپار برای عناصر پتاسیم، کروندوم برای آلومینیوم، انستاتیت برای منیزیم، فایالیت 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



شکل A.۱) 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

۰/۰۹ درصد می‌باشد. در محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و ترسیم نمودارها از نرم‌افزار Minpet، Ig Pet، Mineral Spreadsheetو Mineral structural formula 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 به‌صورت 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 به‌صورت توده‌ای (شکل ۲؛ A) دیده می‌شوند و در نمونه دستی، بلورهای بیوتیت، فلدسپات و کوارتز در آن‌ها قابل تشخیص می‌باشند. جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها به‌صورت نوارهای تیره غنی از بیوتیت و نوارهای روشن غنی از کوارتز و فلدسپات بافت نواری را در آن‌ها به نمایش می‌گذارد (شکل ۲؛ B). همچنین در بعضی نمونه‌ها، بلورهای فلدسپات به‌صورت 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

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 به‌صورت زیر بیان کرد.

رخساره شیست سبز

$$Ms + Pl + Qz + Kfs \pm Chl + Ep \pm Bt \quad (1)$$

رخساره اپیدوت آمفیبولیت

$$Bt + Pl + Kfs + Qz + Ttn \quad (2)$$

رخساره آمفیبولیت زیرین

$$\pm Grt + Bt + Pl + Kfs + Qz \pm Ttn \quad (3)$$

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 دیخوئیه رخنمون دارند.

سنگ‌ها در مقاطع نازک از کانی‌های فلدسپات آلکالن باقی مانده از سنگ مادر (۴۰ درصد)، پلاژیوکلاز باقی‌مانده از سنگ مادر (۲۵ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد)، موسکویت (۵ تا ۱۰ درصد)، بیوتیت باقی‌مانده از سنگ مادر (۰ تا ۵ درصد) و کلریت و اپیدوت (۰ تا ۱۰ درصد) تشکیل شده‌اند (شکل ۳-A). بلورهای فلدسپات پتاسیم به شکل پرتیتی، ارتوز و میکروکلین می‌باشند. این بلورها در حال تبدیل شدن به ریزبلورهای موسکویت هستند، به‌طوری‌که در داخل بلورهای فلدسپات پتاسیم، تیغه‌های ریز موسکویت به فراوانی مشاهده می‌شود (شکل ۳-B). 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 آلکالن را قطع کرده‌اند، درحالی‌که شکستگی‌های نوع II، شکستگی‌های داخل بلور هستند. بررسی نمونه‌ها نشان می‌دهد که بیشتر شکستگی‌های موجود در بلورهای فلدسپات پتاسیم در سنگ‌های مورد مطالعه از نوع I است و اغلب توسط کانی‌های ریز کوارتز پرشده‌اند. 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 آلکالن 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 پرمی کنند، 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 به‌صورت سایه فشاری در اطراف پورفیروبلاست‌های 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 آبزدایی زیر را پیشنهاد کرد (Winkler, 2011; Norlander et al., 2002; Li Li et al., 2010).

$$Kfs + Pa = Ms + Ab + H_2O$$

$$Chl + Ser = Bt + Ms + Qz + H_2O$$

$$Chl + Kfs = Bt + Ms + Qz + H_2O$$

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-C). بعضی از این سنگ‌ها در مناطق برشی به شکل میلونیت درآمده‌اند. در این میلونیت ها، بلورهای فلدسپات پتاسیم (تا ۷ میلی‌متر) به رنگ خاکستری با سطوح کاملاً مشخص،

هم به‌صورت چشمی و هم به‌صورت 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، شیستوزیته حاصل از برشی شدن را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد. بلورهای پلاژیوکلاز (تا طول ۳ میلی‌متر) از نوع آلبیت بوده و همانند پورفیروبلاست‌های فلدسپات پتاسیم به دو صورت چشمی و لکه‌ای قابل مشاهده هستند. دراین بلورها، ماکل‌های پلی سنتتیک و دگرشکلی همراه با خمیدگی دیده می‌شود. همچنین بلورهایی از تورمالین با رنگ سبز پررنگ و سطوح شکل‌دار در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود. در این پاراژنز، نوارهایی از کانی‌های تیره (بیوتیت و اکسیدآهن) و روشن (کوارتز و فلدسپات) بافت نواری را در بعضی نمونه‌ها به وجود آورده است. این گنیس‌ها در مناطق برشی به میلونیت تبدیل شده و وجود درشت بلورهایی از فلدسپات در زمینه ریزدانه میلونیتی 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 میلونیتی شدن می‌باشند.

همراهی بلورهای بیوتیت و فلدسپات در این پاراژنز واکنش پیوسته آبزدایی زیر را پیشنهاد می‌کند (Bucher and Grapes، 2011).

$$Chl + Ms = Pl + Bt + H_2O$$

سنگ‌هایی با پاراژنز (۳) بیشتر در جنوب روستای باقرین، شمال شرق روستای خبر 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، پورفیروبلاست‌های فلدسپات پتاسیم (ارتوز) به رنگ خاکستری (تا ۷ میلی‌متر)، هم به‌صورت خودشکل و هم به‌صورت چشم‌هایی دیده می‌شوند که از دو انتها، توسط ریزبلورهای کوارتز و از طرفین، توسط تیغه‌های بیوتیت احاطه شده‌اند. بعضی نمونه‌ها، تحت تاثیر دگرشکلی و نیروهای برشی، قرار گرفته و بلورهای فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز، به‌صورت پورفیروکلاست‌های پوششی قابل مشاهده هستند که اطراف آن‌ها را ریزبلورهایی 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 میلونیتی 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، به‌صورت چشمی قابل مشاهده می‌باشند. پورفیروبلاست‌های بیوتیت نسبت به پاراژنزهای قبلی، کمی درشت‌تر شده و در زمینه و یا در اطراف پورفیروبلاست‌ها دیده می‌شوند.

در گنیس‌های موجود در جنوب روستای باقرین و شمال شرق روستای خبر پورفیروبلاست‌هایی 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 شیستوزیته اصلی به وجود آمده‌اند (شکل ۳-E). اما گروه دیگر پست تکتونیک می‌باشند و بخش مرکزی این پورفیروبلاست ها، حاوی ادخال‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت (فازهای شرکت کرده در واکنش تشکیل گارنت) با جهت‌یابی مستقیم و متفاوت نسبت به شیستوزیته اصلی و بخش حاشیه‌ای آن‌ها که صاف و شکل‌دار است، دارای ادخال کمتر و یا فاقد ادخال می‌باشد. همچنین این پورفیروبلاست‌ها فاقد سایه فشاری و کلاه واتنشی هستند که می‌تواند به دلیل پست تکتونیک بودن آنها باشد. ویژگی‌های بافتی این پورفیروبلاست‌ها نشان‌دهنده دو مرحله رشد می‌باشد. در مرحله اول، گارنت بر روی شیستوزیته قبلی رشد کرده و بخش مرکزی آن ایجاد شده و در مرحله دوم که پس از تکتونیک می‌باشد، بخش حاشیه‌ای گارنت، پس از شیستوزیته اصلی رشد کرده است (شکل ۳-F). تشکیل گارنت در گنیس‌هایی با منشا آذرین می‌تواند به دلیل بالابودن میزان آلومینیوم سنگ، منشا

پوسته‌ای گرانیتوئیدها و احتمالا آلایش 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 آبزدایی زیر را برای این پاراژنز پیشنهاد کرد (Bucher and Frey، 2002).

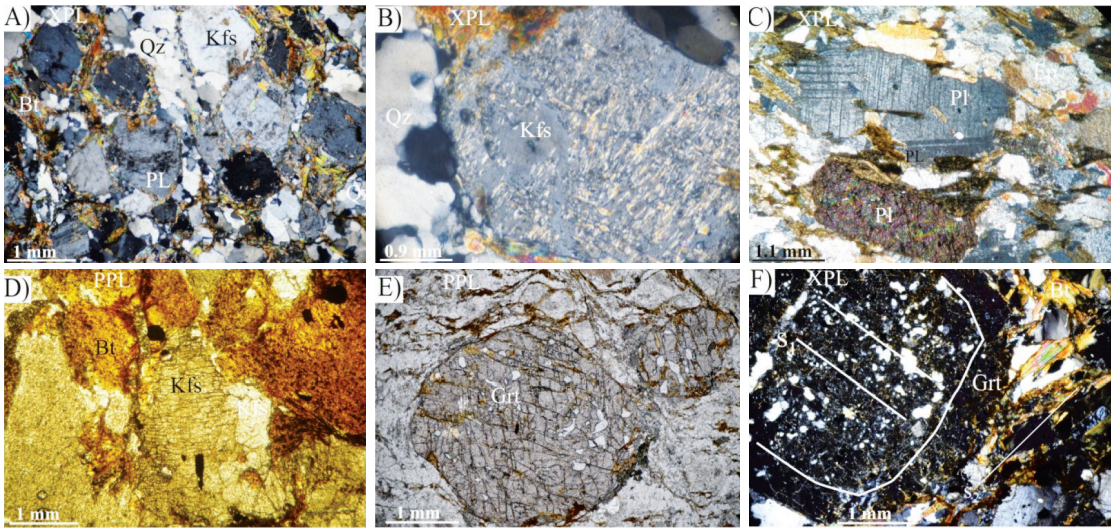
$$Chl + Ms = Grt + Bt + H_2O$$

$$Chl + Ms + Qz = Grt + Pl + H_2O$$

$$Chl + Bt + Qz = Grt + Bt + H_2O$$

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 سه گانه (زاویه ۱۲۰ درجه) تبدیل شده‌اند. بعضی از این بلورها، مرز ریزدانه را نشان می‌دهند. بافت‌های نواری، چشمی و گرانولپیدوبلاستیک در این نمونه‌ها دیده می‌شود.

شکل ۲. A) برونزد گنیس‌ها درون واحدهای سنگی کمپلکس گل‌گوهر، B) جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها و ایجاد بافت نواری در گنیس‌ها، C) درشت بلورهای 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)، پورفیروبلاست‌های 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)؛ پورفیروبلاست‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم در متن سنگ قابل مشاهده‌اند؛ E) بلورهای گارنت هم‌زمان با شیستوزیته در گنیس‌ها، F) قسمت مرکزی پورفیروبلاست‌های گارنت حاوی ادخال‌های کوارتز و پلاژیوکلاز با جهت‌یابی متفاوت نسبت به شیستوزیته اصلی و بخش حاشیه‌ای آن‌ها دارای ادخال کمتر و فاقد سایه فشاری و کلاه واتنشی می‌باشند. ویژگی‌های بافتی این پورفیروبلاست‌ها نشان‌دهنده رشد آن‌ها بر روی شیستوزیته قبلی (بخش مرکزی گارنت) و رشد پست تکتونیک نسبت به شیستوزیته اصلی (بخش حاشیه‌ای گارنت) می‌باشد

شیمی کانی‌ها

شیمی گارنت

بلورهای گارنت موجود در گنیس‌ها دو گروه می‌باشند. گروهی از گارنت‌ها هم‌زمان با شیستوزیته اصلی رشد کرده‌اند اما گروه دیگر از گارنت‌ها دارای دو بخش مرکزی و حاشیه‌ای می‌باشند که بخش مرکزی بلور، بر روی شیستوزیته قبلی و بخش حاشیه‌ای آن بر روی شیستوزیته 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).

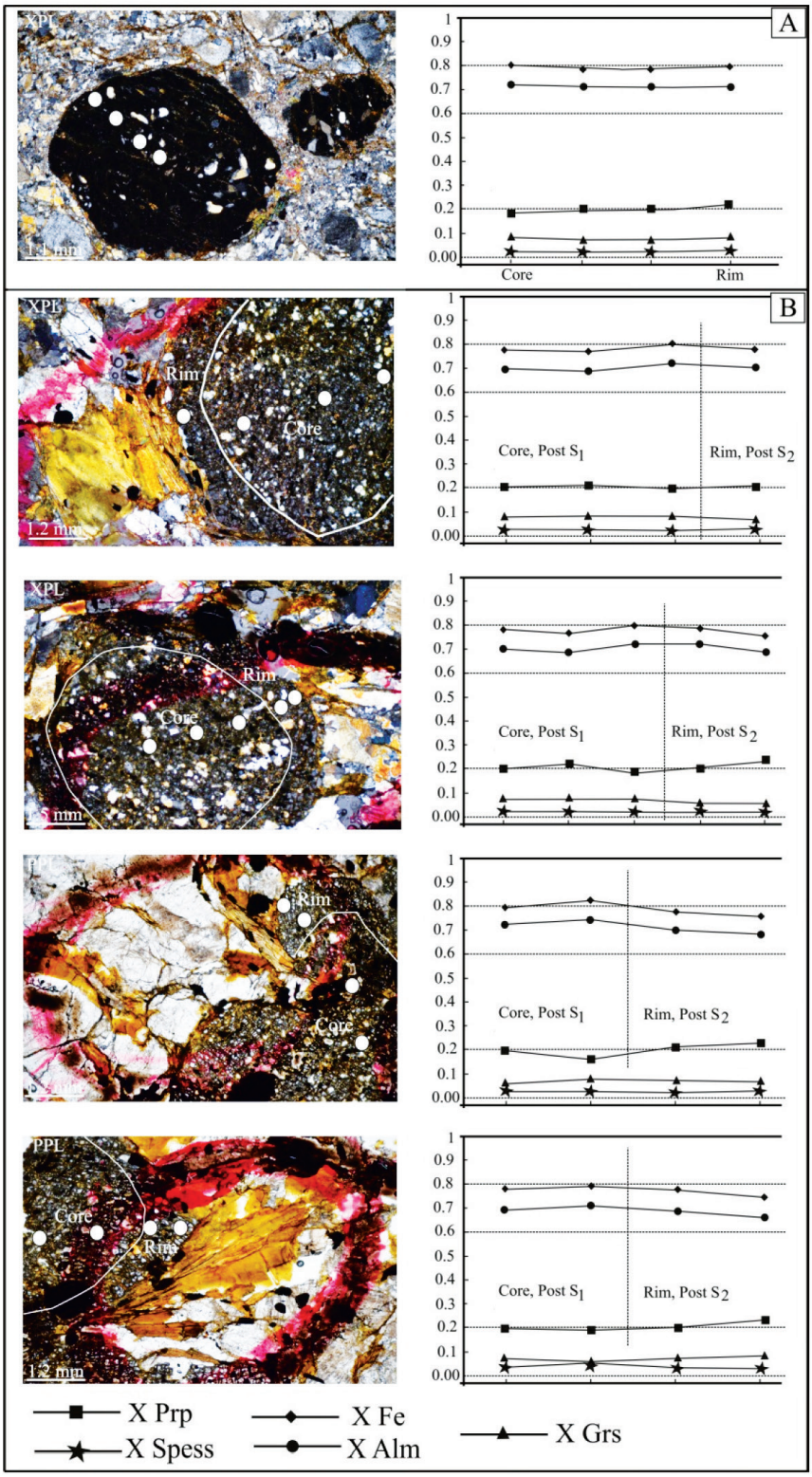
رشد گارنت‌های هم‌زمان با شیستوزیته: ترکیب شیمیایی این نسل از گارنت‌ها به‌صورت X_{Prp} = 0.201، X_{Alm}=0.685، X_{Spess} = 0.013، X_{Grs}=0.069 و X_{Fe}=0.767 است و فرمول شیمیایی آن‌ها به‌صورت $((Fe^{2+}_{2.084}\ Mn_{0.065}\ Mg_{0.564})\ (Al_{1.962}Si_{3.011}O_{12})\ (Fe^{3+}_{0.013})\ (Ca_{0.201}))$ 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 شیستوزیته قبلی رشد کرده‌اند. ترکیب شیمیایی این نسل از گارنت‌ها به‌صورت X_{Alm}=0.705، X_{Prp} = 0.193، X_{Grs}=0.075، X_{Spess} = 0.014 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 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 شیستوزیته اصلی رشد کرده‌اند. ترکیب شیمیایی این بخش از گارنت‌ها به‌صورت X_{Alm}=0.691، X_{Prp} = 0.212، X_{Grs}=0.071، X_{Spess} = 0.026 و X_{Fe}=0.768 است و فرمول شیمیایی آن‌ها به‌صورت $((Fe^{2+}_{2.057}\ Mn_{0.078}\ Mg_{0.630}\ Ca_{0.211})(Fe^{3+}_{0.032})\ (Al_{2.00}Si_{2.991}O_{12}))$ می‌باشد. در پروفیل‌های ترکیبی مربوط به مرحله دوم رشد گارنت ها، به سمت حاشیه بلور (شکل ۴-B)، مقادیر X_{Fe} و X_{Alm} 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 گارنت ها، هم به‌صورت منطقه‌بندی آشکار (فیزیکی) در مقاطع میکروسکوپی و هم به‌صورت 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 به‌صورت 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).



شـــکل 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_{Alm}= Almandine proportion، (X_{Fe}= $Fe/(Fe+Mg^{2+})$ و X_{Prp}= Pyrope proportion می‌باشند

جدول ۱. آنالیزهای شیمیایی میکروپروب بلورهای گارنت و ایلمنیت موجود در گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر

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_2O_3	0.03	0.01	0.01	0.00
Al_2O_3	21.93	21.91	22.19	21.82	21.24	21.61	22.23	23.02	Cr_2O_3	0.05	0.00	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.01	V_2O_3	0.36	0.27	0.44	0.44
V_2O_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	Na2O	0.03	0.05	0.00	0.06
Na_2O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	K2O	0.01	0.01	0.00	0.01
K_2O	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

نتایج تجزیه شیمیایی فلدسپات‌ها در واحدهای سنگی منطقه بر اســاس ۸ اتم اکسیژن و ۵ کاتیون توسط نرم‌افزار Mineral Spreadsheet محاســبه شــده و در جدول (۲) آورده شده است. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها شامل مقادیر متوســط (Ab=(81.553، (An=(17.873 و (Or=(0.574 است. سازنده آنورتیت از مرکز به سمت حاشیه، افزایش کمی را نشان می‌دهد که ناشی از افزایش درجه دگرگونی می‌باشد. همچنیــن در نمودار مثلثــی Ab-An-Or (Deer et al., 1992)، پلاژیوکلازهای مورد مطالعه در محدوده آلیگوکلاز قرار می‌گیرند. حال این ســوال مطرح می‌شــود که چرا در پلاژیوکلازهایــی که در تعادل با کانی‌هایی همچون گارنت و بیوتیت هستند و درجه دگرگونی بالایی را نشان می‌دهند و

از طرفی سنگ، حالت تعادلی گرانوبلاستیکی نشان می‌دهد که حاکی از شـرایط تعادلی و افزایش درجه دگرگونی است، مقادیر CaO پلاژیوکلازها کم می‌باشد؟ بر اساس مطالعات Kapp و همـکاران (۲۰۰۹) و Spear (1993) پایین بودن درصـد آنورتیـت و اکسـید CaO در پلاژیوکلازهای مورد بررسی می‌تواند مربوط به تاثیر فشار، حین تبلور آن‌ها باشد. از طرفـی عواملی مانند رفتار غیرعـادی پلاژیوکلاز در طی دگرگونی پیشرونده و شرایط اکسایش محیط را نیز می‌توان نام برد. بلورهای فلدسپار پتاسیم در گنیس‌ها به‌صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شـکل و فاقد ماکل تا ماکل‌های میکروکلین خود را نشـان می‌دهند. ترکیب شیمیایی این بلورها شامل An= (0.081)، Ab= (0.443) و Or= (99.477) اسـت و در دیاگرام مثلثـی Ab-An-Or (Deer et al., 1992)، در محدوده ارتوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۵-A).

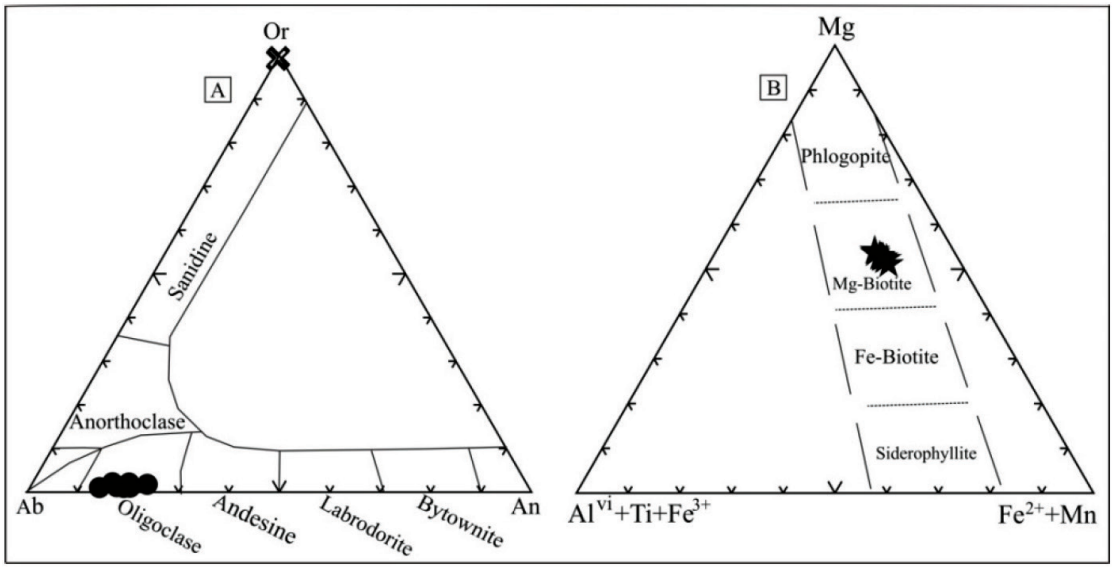
شیمی بیوتیت

ترکیب شـیمیایی بیوتیت‌ها بر اسـاس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه و در جدول (۲) آمده است. مقادیر اکسیدهای اصلی در بین بیوتیت‌های آنالیز شده، تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند و مشابه هم می‌باشند. بیوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار مثلثی $Al^{VI}+Ti+Fe^{3+}$ ،Mg ،$Fe^{2+}+Mn$ (Foster، 1960) (شـکل ۵؛ B)، در محـدوده ترکیبـی بیوتیت‌های Mg دار و متمایل به قطب فلوگوپیـت قرار می‌گیرند. داده‌های ژئوشـیمیایی مربوط به کانی‌شناسی گنیس‌ها نشان‌دهنده فوگاسیته اکسیژن متوسط تا بالا در هنگام تبلور آن‌ها است. فوگاسیته نسبتاً بالای اکسـیژن در هنگام تبلور بیوتیت‌ها باعث وارد شـدن مقادیر بیشـتری از عناصر Mg و Ti به درون آن‌ها شده است، زیرا در شرایط اکسیدان، بیوتیت‌ها از منیزیم غنی می‌شوند (Martino et al., 2009; Dziggel et al., 2009; Qian et al., 2013).

ژئوترموبارومتری

ترمومتری گارنت- بیوتیت

تبـادل Fe و Mg بیـن گارنـت و بیوتیـت تابع دما اسـت و از آنجائـی که تغییـرات حجمی صـورت گرفته در طـی تبادل‌هـای مـورد نظر، بسـیار کـم و تغییرات آنتروپی نسـبتاً زیاد اسـت، در نتیجه واکنش‌های تبادلی تا حد زیادی مسـتقل از فشـار عمل می‌کننـد و به‌عنوان دماسـنج مناسـب هسـتند (Whitney et al., 2008). در این محاسـبات، از بلورهای گارنـت با بالاترین محتوای Mg و بیوتیت‌هایی با بالاترین محتوای Ti، برای محاسـبه شرایط اوج دگرگونی استفاده شده است. بر این اساس، در گنیس‌های گ، شرایط دمایی اوج دگرگونی دمای ۶۰۰ تا ۶۱۰ درجه سانتی گراد برآورد می‌شود.



شـکل ۵. A) ترسیم ترکیب شـیمیایی پلاژیوکلازها و ارتوکلازها در دیاگرام مثلثی Ab-An-Or (Deer et al., 1992)، B) بیوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار مثلثی $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$، $Fe^{2+}+Mn$ و Mg (Foster، 1960)، در محدوده بیوتیت‌های منیزیم دار قرار می‌گیرند

دماسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت

دما بیشـــترین تاثیر را بر میـــزان Ti در بیوتیت دارد و بنابراین مقدار تیتانیوم در بیوتیت‌ها می‌تواند نشـــان‌دهنده دمای تشـــکیل آن‌ها باشـــد. بر اســـاس مقدار Ti و میزان نسبت Mg/(Mg+Fe) در ســـاختار بیوتیت (Henry and Guidotti، 2002؛ Henry et al.، 2005) و معادلـــه $T=([Ln_{Ti}-a-c(X_{Mg})^3]/b)^{0.333}$ می‌تـــوان دمـــای تشـــکیل بیوتیت در گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر را محاسبه نمود. در این محاسبات، ضرایب (2.3594-)a:، $b:(4.6482e^{-9})$ و (1.7283-) :c می‌باشـــند. دقت این دماسنج، محدوده دمائی ۲۴± درجه سانتی گراد برای گستره دماهای پایین و محدوده دمائی ۱۲± درجه ســـانتی گراد برای دماهای بالاتر اســـت (Henry et al.، 2005). در این محاســـبات، 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 سانتی گراد 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					
Point	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_2O_3	17.23	18.35	17.35	23.01	23.11	23.05	23.14	Al_2O_3	17.58	17.22	17.37	17.54	16.12	17.30
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.00	0.00	Cr_2O_3	0.07	0.00	0.00	0.03	0.02	0.06
V_2O_3	0.09	0.09	0.09	0.06	0.01	0.00	0.00	V_2O_5	0.12	0.17	0.14	0.20	0.08	0.22
Fe_2O_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_2O	0.01	0.07	0.07	9.97	9.85	9.48	9.57	Na_2O	0.24	0.23	0.26	0.28	0.11	0.11
K_2O	16.24	15.74	16.70	0.10	0.07	0.07	0.08	K_2O	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
Fe3+	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
Fe2+	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

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.

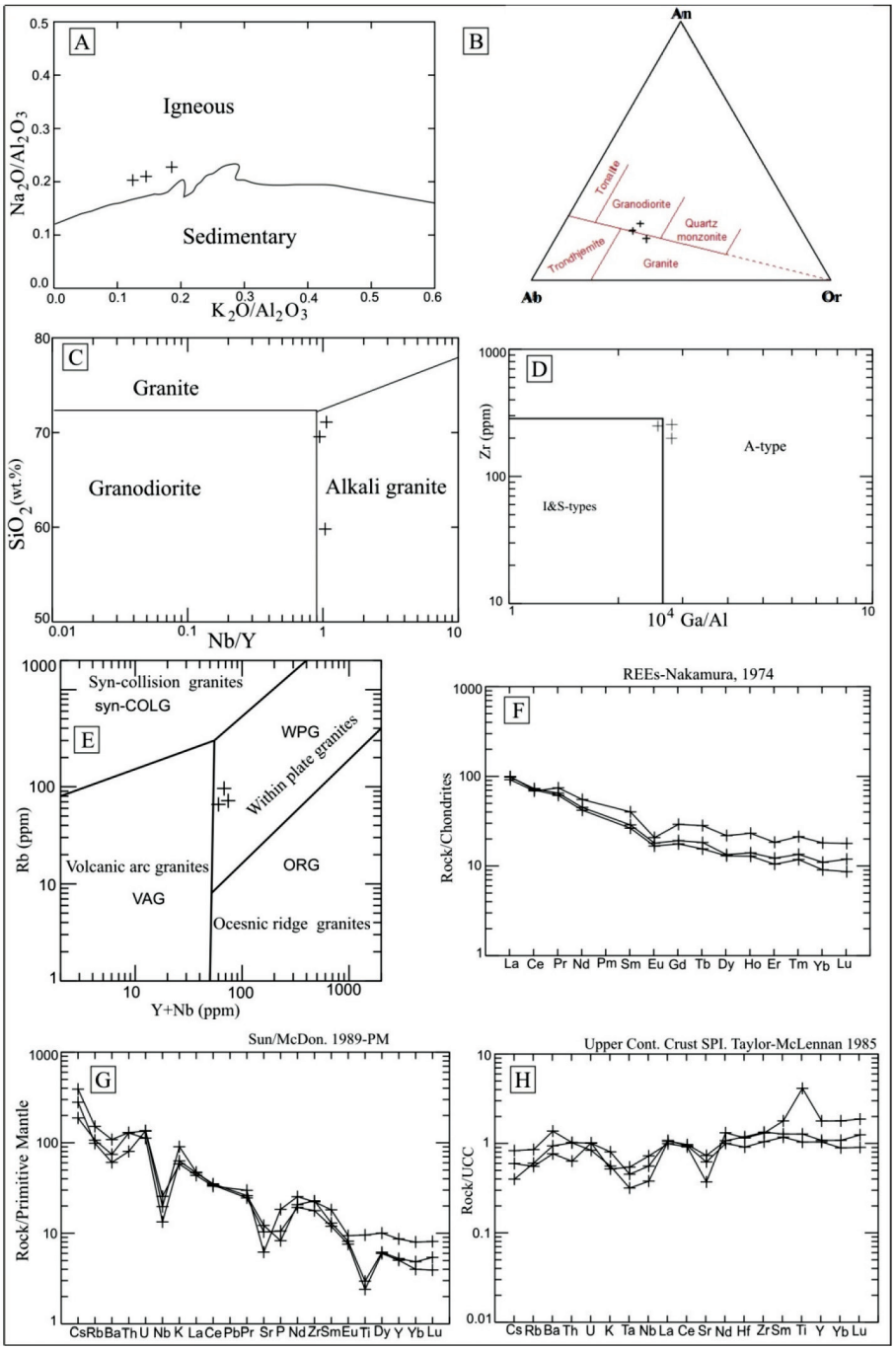
ژئوشیمی سنگ کل

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 صحرایی 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 تائید 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 $10^4Ga/Al$ 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) 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 تهی شدگی نمونه از HREE، نشان‌دهنده ویژگی‌های پوسته‌ای برای منشا 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 منشا 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 منشا است. روند مشابه و موازی نمونه‌ها در نمودار REE نشان‌دهنده منشا 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 Mc Lennan, 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



شـــکل۶.A) نمودار K_2O/Al_2O_3 در برابـــر Na_2O/Al_2O_3 (Garrels and MC Kenzie، 1971)، دلالت بر خاســـتگاه آذرین نمونه‌ها دارند، B) در نمودار مثلثـــی 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)، ماهیـــت آلکالـــی نمونه‌ها را نشـــان می‌دهد، D) در نمـــودار Ga/Al ۱۰۴ در برابر Zr (Whalen et al.، 1987)، نمونه‌ها تمایل به گرانیت‌های تیپ A را نشـــان 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 شـــدگی شـــدید نمونه‌ها از HREE در نمودار REE هنجار شـــده به کندریت (Nakamura، 1974)، G) نمودار عنکبوتی نرمالیز شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough، 1989) و H) نمودار عنکبوتی هنجارشده 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 Nb، Ti و P، نشـــانگر ویژگی‌های پوســـته‌ای و ماهیت درون قاره‌ای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشد

فوقانی اســـت. البته غنی‌شـــدگی جزئی در عناصر HFSE نســـبت به عناصر LILE در آن‌ها وجود دارد. تمرکز عناصر Th، Ba، Nd و Zr در نمونه‌ها تقریباً مشـــابه با فراوانی این عناصر در پوسته قاره‌ای است و نشانگر ویژگی‌های پوسته‌ای برای گنیس‌های مورد مطالعه می‌باشـــد. عدم تهی شدگی نمونه‌ها از عناصر HFSE از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های قاره‌ای و بیانگر مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Vernon، 2007؛ Nagudi et al.، 2003).

به‌طورکلی تشـــکیل ماگمای اســـیدی در مناطق کافتی محصول دو مکانیســـم اســـت: ۱- تفریق ماگمای بازالتی در آشـــیانه‌های ماگمایی و ۲- ذوب ترکیبات پوسته‌ای. ولی در بسیاری از حاشـــیه‌های کافتی بدون اینکه هیچ‌گونه ارتباط ژنتیکی و خویشاوندی بین ماگماتیسم بازی و اسیدی وجود داشته باشـــد، می‌توان این دو ماگماتیسم را همراه با یکدیگر مشـــاهده کرد. مطالعات Vernon (2007)، نشان می‌دهد که آشـــیانه‌های ماگمایی می‌توانند با ذوب مواد پوســـته‌ای، نقش مهمی در شـــکل‌گیری ماگمای اسیدی داشته باشند. به‌عنوان مثال خاســـتگاه سنگ‌های آتشفشـــانی 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 زایشی 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 بررســـی با فوران سنگ‌های بازیک می‌تواند دلیلی بر ایجاد این سنگ‌های اسیدی در نتیجه ذوب مواد پوسته‌ای باشد. به‌این‌ترتیب، می‌توان تشکیل حجم کم گنیس‌هـــای 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 غیرکوهزایی شده است.

جدول ۳. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل گنیس‌های کمپلکس گل‌گوهر

Rock Type	Gneiss		
Complex	Gol-e-Gohar		
Sample	GS-46	GG-95	GG-42
SiO_2(wt.%)	۶۹/۵۰	۵۹/۸۰	۷۱/۰۰
TiO_2	۰/۵۲	۲/۰۷	۰/۶۴
Al_2O_3	۱۴/۶۵	۱۴/۰۵	۱۳/۰۰
FeOt	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_2O	۳/۳۳	۲/۸۵	۲/۷۳
K_2O	۲/۷۲	۱/۷۵	۱/۸۹
Cr_2O_3	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
P_2O_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

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 ۶۰۰ تا ۶۱۰ درجه سانتی گراد و فشار ۸ تا ۱۰ کیلوبار قرار می‌گیرد، در رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت زیرین در اثر فاز کوهزایی سیمرین 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 تهی شدگی 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

- شفیعی بافتی، ش.، ۱۳۷۹. تکامل تکتونیکی سنگ‌های پالئوزوئیک-مزوزوئیک کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان، منطقه خبر. 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 disequilibration 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.

- 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.

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., Guereschi, 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 America n 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 (Sharyzhalgai 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, Springr-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.