

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و پتانسیل فلزی اسکارن باقی‌آباد (جنوب تفت)

صغری قنبری^۱، فریماه آیتی^{۲*} و مریم آهنکوب^۳

۱- کارشناس ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

نویسنده مسئول: f.ayati@pnu.ac.ir *

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۱۸

دریافت: ۱۴۰۰/۷/۲۴

چکیده

اسکارن باقی‌آباد در جنوب شهرستان تفت (استان یزد) و در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. مجموعه‌های سنگی مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه شامل باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه، مرمرها و اسکارن‌ها هستند. در مجاورت بلافاصل توده نفوذی، زون کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز و سپس زون ملیلیت - فاسائیت و در دورترین فاصله از توده نفوذی، زون اسپینل - کلینوپیروکسن قرار گرفته است. انتهایی‌ترین زون هاله دگرگونی نیز مرمرهای بروسیت‌دار قرار دارند که پس از آن واحد سنگ‌آهک‌های مرمری و آهک‌های سازند تفت وجود دارند. دگرگونی همبری و متاسوماتیسم ناشی از جایگیری توده گرانیتوئیدی شیرکوه یزد درون سنگ‌های کربناته کرتاسه منجر به رخداد مجموعه کانی‌های ولاستونیت، کلینوپیروکسن، گارنت، وزویانیت، کلسیت، اپیدوت، کوارتز و تیتانیت شده است. بر اساس شواهد پتروگرافی، بافت غالب این سنگ‌ها، گرانوبلاستیک، بافت‌های جانشینی و پویکیلوبلاستیک می‌باشد. پیدایش اسکارن باقی‌آباد در طی دو گامه اصلی دگرگونی و دگرنهادی (پیشرونده و پسرونده) می‌باشد. دگرنهادی پیشرونده با پیدایش کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب ولاستونیت، پیروکسن، دیوپسید و گارنت و دگرنهادی پسرونده، با دگرسانی کانی‌های کالک‌سیلیکاته اولیه‌ی اسکارن (کلینوپیروکسن - گارنت) و پیدایش اپیدوت و وزوونیت آشکار می‌شود. اسکارن باقی‌آباد، یک اسکارن کلسیک - منیزیومی بوده و در چند مرحله تکامل یافته است (چندزادی) و با مقایسه ترکیب گازنت و کلینوپیروکسن‌های اسکارن منطقه با سایر اسکارن‌های معدنی جهان مشاهده می‌شود که ترکیب آن‌ها از لحاظ پتانسیل کانه‌زایی تا حدودی مشابه با اسکارن‌های قلع و تنگستن است.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی، دگرنهادی، اسکارن، شیرکوه، باقی‌آباد

پیشگفتار

بررسی‌های سنگ‌نگاری - کانی‌شناختی و زمین‌شناسی اقتصادی را به خود معطوف داشته‌اند. محدوده مورد بررسی از لحاظ ساختاری در زون ایران مرکزی (حاشیه شرقی نوار ماگمایی ارومیه دختر) قرار دارد. بر اساس مطالعات قربانی (۲۰۱۳) در این زون سنگ‌های با سن‌های مختلف (پرکامبرین تا کواترنری)، دوره‌های متعدد کوهزایی، دگرگونی و ماگماتیسیم قابل تشخیص می‌باشد. ایران مرکزی در شمال، شرق و جنوب - جنوب غرب به ترتیب توسط رشته کوه‌های البرز، بلوک لوت و زون سنندج سیرجان محدود می‌شود (اشتوکلین، ۱۹۶۸). گستره مورد مطالعه در جنوب شهرستان تفت در استان یزد در حاشیه شرقی کوهستان شیرکوه واقع شده است. حاشیه شرقی شیرکوه با وجود زمین‌شناسی ساده، جایگاه اسکارن‌ها و مرمرهای متنوعی است از جمله: اسکارن‌های کوه در، مرمر

فعالیت‌های ماگمایی گسترده در زون ارومیه - دختر در زمان سنوزوئیک، منجر به تزریق توده‌های نفوذی متعدد در امتداد این کمربند و در نتیجه در بسیاری از موارد باعث اسکارن‌زایی شده است. گسترش یک نوع خاص از اسکارن بستگی به محیط زمین‌شناسی محلی از قبیل ترکیب پروتولیت رسوبی و آذرین، عمق تشکیل و فوگاسیته اکسیژن و سولفور دارد (اینودی و برت، ۱۹۸۲؛ شیمازاکی، ۱۹۸۲؛ مینرت، ۱۹۹۵؛ سپدال و همکاران، ۲۰۰۰؛ سیوبانو و کوک، ۲۰۰۴؛ مینرت و همکاران، ۲۰۰۵؛ گرامانیکوپولوس و کلارک، ۲۰۰۶؛ کامونگ و زاو، ۲۰۰۹؛ لرمین و همکاران، ۲۰۰۹). از آنجا که اسکارن‌ها از متنوع‌ترین سنگ‌های دگرگونی مجاورتی هستند و میزبان نهشته‌های Sn, Mo, Zn, Cu, W, Au, Fe می‌باشند،

تا $31^{\circ} 30'$ و طول شرقی $54^{\circ} 00'$ تا $54^{\circ} 30'$ قرار دارد. باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه به عنوان بزرگ‌ترین توده آذرین منطقه، با وسعتی بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع در استان یزد واقع شده است (نبوی، ۱۳۵۱؛ امینی و کلانتری، ۱۳۷۶). ساختار چینه‌ای ناحیه، مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی را به نمایش می‌گذارد. قدیمی‌ترین واحد در جنوب غربی گستره مورد مطالعه بخشی از باتولیت شیرکوه با سن ژوراسیک میانی (فورستر، ۱۹۷۸) با ترکیب گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و تونالیت است که پی سنگ اصلی منطقه را تشکیل می‌دهد. قدیمی‌ترین سنگ‌ها در مجاورت این باتولیت، آهک جمال (پرمین) می‌باشد که با همبری گسلی در کنار هم قرار گرفته‌اند. بر روی باتولیت، سازند سنگستان (کرتاسه زیرین) و بر روی آن، سازند تفت (کرتاسه زیرین) قرار می‌گیرد. سنگ‌های رسوبی سازند تفت که به عنوان سنگ مادر (سنگ‌آهک ناخالص، سنگ‌آهک دولومیتی تا دولوستون)، بستر مناسبی را جهت تشکیل مجموعه‌های اسکارن فراهم کردند خود به چند دسته شامل بیومیکریت، میکروسپاریت، آهک‌های دولومیتی، دولومیت آهکی و دولوستون تقسیم می‌گردند. از دیگر واحدهای موجود در منطقه علاوه بر باتولیت شیرکوه می‌توان به پیکره‌های با ترکیب بازیک تا اسیدی (الیگومیوسن) و مجموعه‌های دگرگونی اشاره نمود. توده‌های نفوذی منطقه به صورت دایک، آپوفیز و توده‌های نفوذی کوچک با ترکیب مونزوگابروبی تا گرانودیوریتی احتمالاً بعد از کاهش فشارهای کوهزایی لارامید در پالتوسن یا ائوسن زیرین، در این منطقه نفوذ کرده‌اند. این فعالیت‌ها بر اساس سبزه‌ایی و همکاران (۱۳۶۵) از مائستریشتین شروع و بعد از آن در تمام دوره‌های پالتوسن، ائوسن، الیگوسن و میوسن ادامه یافته‌اند. دایک‌ها و آپوفیزهای با ترکیب بازیک که بسیار خرد شده و به حالت ماسه‌ای می‌باشند و گویای فرسایش‌پذیری و هوازدگی بیشتر از سنگ‌های مجاور آنهاست، عمدتاً در نزدیکی معدن سنگ چینی ده بالا مشاهده می‌گردد در حالی که بهترین رخنمون ساختارهای اسیدی در مجاورت معدن متروکه باقی‌آباد است و در این منطقه بخش بزرگی از توده نفوذی گرانودیوریتی برونزد دارد. از ساختارهای مهم زمین‌ساخت در منطقه می‌توان زون گسلی تفت، گسل شمالی - جنوبی تفت - ترزجان و گسل‌های وابسته به آن را نام برد. حرکات زمین‌ساختی بعد

اسکارن‌های ده‌بالا - باقی‌آباد و اسکارن‌های طزرجان. اولین مطالعه بر روی دگرگونی‌های همبری چهارگوش زمین‌شناسی یزد توسط نبوی (۱۳۵۷) انجام گرفت. سبزه‌ایی و همکاران (۱۳۶۵) به مطالعه مسائل زمین‌ساختی و سنگ‌شناختی مرمرها و اسکارن‌های منطقه ده بالا پرداختند. کوهساری (۱۳۸۰) کانی‌شناسی مرمهرهای بروسیت‌دار حاشیه شرقی باتولیت شیرکوه یزد را بررسی نموده است. مکی-زاده (۱۳۸۷) به مطالعه سنگ-نگاری و کانی‌شناسی بخشی از این مرمرها پرداخته است. قانع‌ی اردکانی و مکی‌زاده (۱۳۸۹) به مطالعه روابط بافتی همیافتی کلینتونیت-اسپینل-گارنت در اسکارن‌های ایران مرکزی و از جمله در شیرکوه یزد پرداخته‌اند. جدیدی (۱۳۹۶) به مطالعه کانی‌شناسی مرمرا، اسکارن و آلتراسیون هیدروترمال در باتولیت شیرکوه یزد پرداخت. از آنجا که در خصوص روابط پاراژنتیکی و بررسی پتانسیل کانه‌زایی منطقه باقی‌آباد مطالعه دقیقی صورت نگرفته است، لذا در این پژوهش به بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی، روابط پاراژنتیکی تشکیل کانی‌ها، نحوه تشکیل اسکارن باقی‌آباد و از طرفی بررسی پتانسیل اقتصادی منطقه با کمک شیمی کانی‌ها و مقایسه آن با سایر اسکارن‌های جهان، پرداخته می‌شود.

روش تحقیق

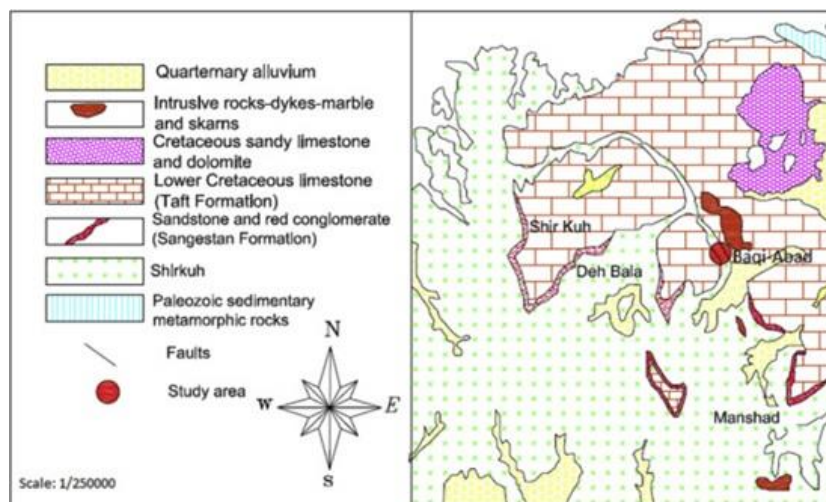
در نخستین مرحله، ضمن بررسی‌های صحرایی و تعیین ایستگاه‌های مناسب برای نمونه‌برداری تفصیلی و تشریح رخنمون‌های کانیایی، نمونه سنگ‌های آذرین و اسکارن برداشت و مقاطع نازک تهیه شد. سپس مطالعات کانی‌شناسی و تعیین روابط پاراژنتیکی کانی‌ها توسط میکروسکوپ پلاریزان عبوری BX-60 انجام شد. سپس چندین نمونه از گارنت‌ها و پیروکسن‌های مقاطع مورد بررسی برای شناسایی ترکیب دقیق کانی‌شناسی آن‌ها و تعیین پتانسیل اقتصادی منطقه، در دانشگاه اکلاهاسیتی کشور آمریکا با استفاده از دستگاه الکترون میکروپروب مدل Cameca SX 50 در شرایط ولتاژ ۱۵ kv و شدت جریان ۲۰ na مورد تجزیه قرار گرفتند.

زمین‌شناسی منطقه

محدوده مورد بررسی از لحاظ ساختاری در زون ایران مرکزی در استان یزد و در حاشیه شرقی کوهستان شیرکوه قرار دارد. این گستره در محدوده عرض شمالی $31^{\circ} 45'$

دولومیتی شده سازند تفت می‌باشد. بدینسان از توده نفوذی تا سنگ مادر می‌توان یک منطقه‌بندی از هاله دگرگونی را به صورت زیر مشاهده نمود: در مجاورت بلافصل توده نفوذی، بخش اندواسکارن (زون کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز) قرار دارد و در ادامه زون ملیلیت - فاسائیت (گاهی این زون در مجاورت بلافصل توده نفوذی قرار می‌گیرد) و در نهایت زون اسپینل - کلینوپیروکسن قرار گرفته است. انتهای‌ترین زون هاله دگرگونی، مرمراهی بروسیت‌دار می‌باشد که گاه همراهی آن‌ها با مرمراهی فورستریت‌دار مشاهده می‌شود. بعد از این زون به سنگ‌آهک‌های مرمری و سپس به آهک‌های سازند تفت می‌رسیم. اسکارن‌ها با توپوگرافی برجسته و با رنگ تیره‌تری از مرمراه، مورفولوژی خشن‌تری را به نمایش می‌گذارند در صورتی که مرمراه فرسودگی بیشتری را متحمل شده‌اند.

از کرتاسه بالایی موجب شکل‌گیری یک زون گسلی با روند شمالی - جنوبی (تفت - تنگ‌چنار) در حاشیه غربی باتولیت شده است. نکته‌ی حائز اهمیت رابطه بین فعالیت‌های ماگمایی و ساختار اصلی ناحیه می‌باشد. گسل شمالی - جنوبی تفت - ترزجان را می‌توان گذرگاهی دانست که ماگما از آن به سطوح بالایی پوسته راه می‌یابد. در امتداد گسل تفت- ترزجان و در مناطق باقی‌آباد- ده‌بالا در اثر نفوذ توده‌های نفوذی و فعالیت سیالات وابسته به آن‌ها، پدیده دولومیتی شدن در آهک‌های کرتاسه پایینی (سازند تفت) رخ داده است. در حقیقت پدیده دولومیتی شدن با فعالیت ماگمایی و گسل‌های بزرگ منطقه (تفت- تنگ‌چنار) ارتباط تنگاتنگی دارد. در دورترین فاصله از توده نفوذی، بخشی از آهک‌های سازند تفت تبلوری دوباره پیدا کرده و به مرمراهی ریز تا درشت بلور تبدیل گردیده‌اند و هاله دگرگونی همبری (مرمر و انواع اسکارن) در اطراف توده نفوذی به وجود آمده است (شکل‌های ۱ تا ۳). بوم اصلی برای تشکیل هاله دگرگونی و اسکارن، سنگ‌آهک



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه باقی‌آباد (ساده شده نقشه زمین‌شناسی یزد، نبوی، ۱۳۷۵؛ مکی‌زاده، ۱۳۸۷)

نفوذی کوچک زبانه مانند (معدن ده‌بالا) یا توده‌های بزرگ (معدن باقی‌آباد) می‌باشد (شکل ۲) که دارای ترکیب گرانیت تا گابرو و سرشت ماگمای کالک‌آلکان می‌باشند. عمده کانی‌های تشکیل‌دهنده این مجموعه سنگ‌ها، شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند، پیروکسن و ارتوکلاز به همراه کانی‌های فرعی تیتانیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر می‌باشند. کلریت و به مقدار کم، اپیدوت از کانی‌های دگرسانی هستند. اپیدوت متداول‌ترین محصول دگرسانی گارنت است که تقریباً در تمام اسکارن‌های

پتروگرافی

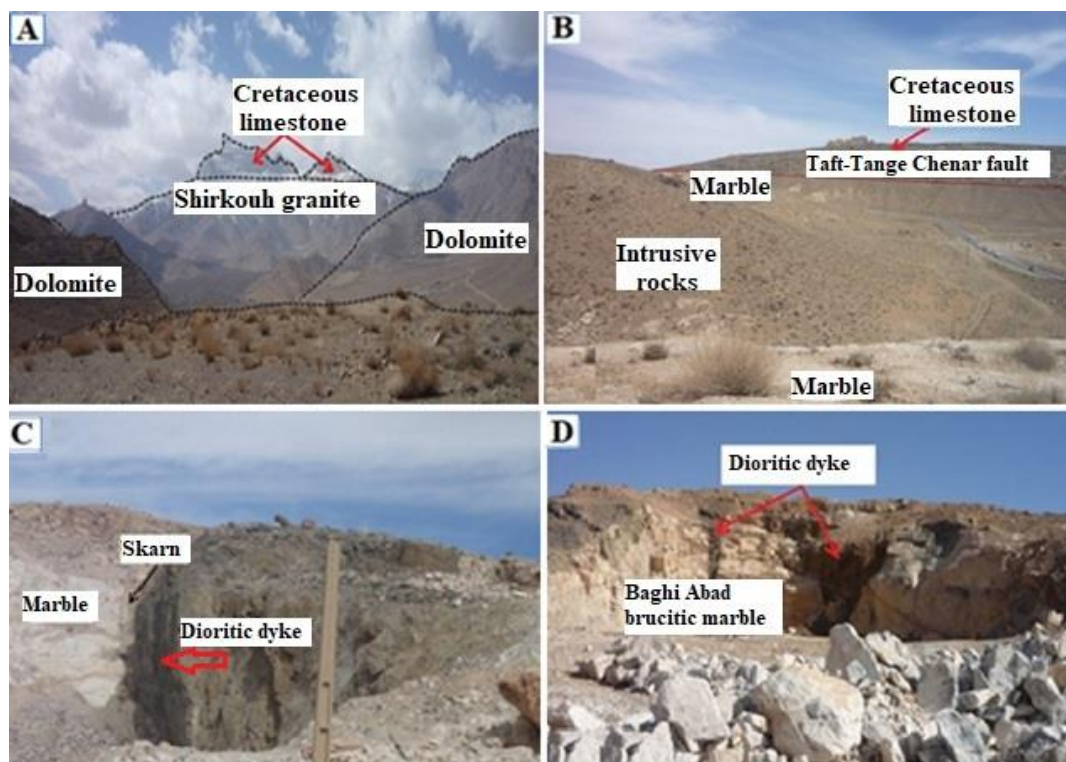
مجموعه‌های سنگی مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه شامل باتولیت گرانیتوئیدی، مرمراه و اسکارن‌ها (سنگ‌های دگرگونی گستره مورد مطالعه) می‌باشد که در زیر به توصیف پتروگرافی این واحدها پرداخته می‌شود.

واحدهای آذرین

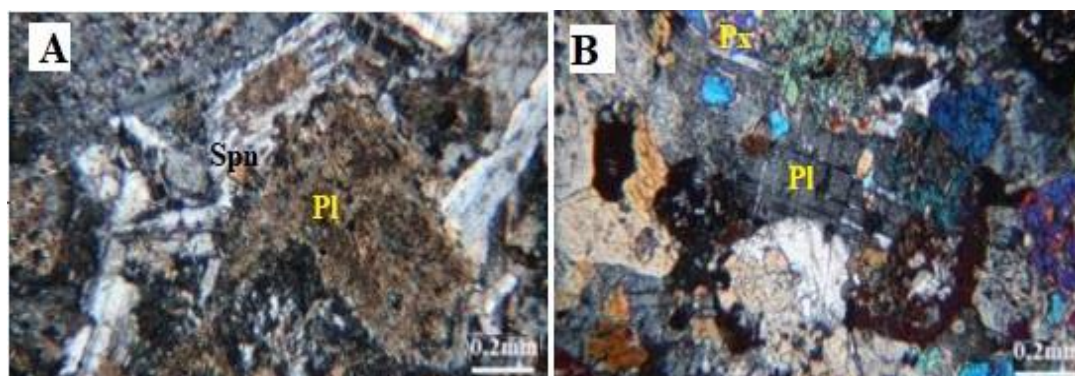
رخنمون سنگ‌های آذرین در منطقه علاوه بر باتولیت شیرکوه، عمدتاً به شکل دایک‌های تأخیری، توده‌های

سیالات داغ حاوی SiO_2 در امتداد شکستگی‌ها به درون سنگ میزبان دولومیتی و واکنش با آن، رخ داده است. فازهای جوان تر نفوذی (بعد از کرتاسه) سبب رویداد مرمر اسکارن‌سازی متنوع و پراکنده در امتداد زون گسلی به ویژه در ناحیه باقی‌آباد-ده بالا (شمال تزرجان) شده است. اسکارن‌ها به شکل حاشیه باریک (محدوده تقریبی ۵ تا ۵۰ سانتی‌متر) و با رنگی تیره دیده می‌شوند.

کلسیک یافت می‌شود (یاری، ۱۳۹۹). بافت سنگ‌ها عمدتاً گرانولر (دانه متوسط تا دانه‌ریز) و پورفیروئید می‌باشد. بافت پورفیروئید بیشتر در حواشی توده‌های نفوذی و بخش داخلی دایک دیده می‌شود (شکل ۳). گاهی رخداد سرپانتین به شکل دایک‌های پر پیچ و خم تا ضخامت ۱۰ سانتی‌متر دیده می‌شود که ظاهراً به شکل دایک تزریقی آذرین درون مرمرها می‌باشد ولی بر اساس مکی‌زاده (۱۳۸۷) این سرپانتینی شدن در حقیقت به دلیل نفوذ



شکل ۲. A: واحدهای زمین‌شناسی منطقه باقی‌آباد (دید به سمت غرب)، B: واحدهای سنگی و گسل تفت-تنگ چنار در منطقه ده‌بالا (دید به سمت شرق)، C: رخداد دایک‌های دیوریتی در مرمرهای بروسیت‌دار ده بالا و D: باقی‌آباد (نگاه به سمت شمال).

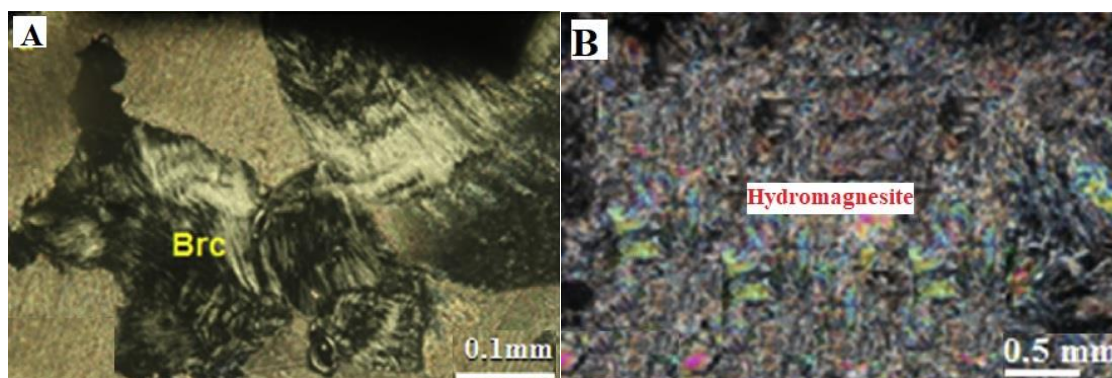


شکل ۳. تصویر میکروسکوپی از واحدهای آذرین منطقه باقی‌آباد، A: پلاژیوکلاز کلریتی و رسی شده به همراه ادخال تیتانیت، B: حضور پلاژیوکلازهای پرهینیتی شده همراه با پیروکسن فراوان (بافتی میان‌غریالی و سیمپلکتیت) و پیروکسن با ادخال پلاژیوکلازهای پرهینیتی شده (Pl): پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Spn: تیتانیت، مخفف نام کانی‌ها برگرفته از ویتنی و ایوانز، (۲۰۱۰).

مرمرها

بی‌رفرنژانس ضعیف نیز در مقاطع قابل مشاهده می‌باشد که به خرج فورستریت و سرپانتین شکل گرفته است. کانی دیگر موجود در ممرها، بروسیت می‌باشد. بروسیت کانی ورقه‌ای با ترکیب شیمیایی هیدروکسید منیزیم $Mg_2(OH)_2$ و از گروه کانی‌های صنعتی می‌باشد. این کانی در طی واکنش‌های برگشتی ضمن آبیگری پریکلاز در ممرهای دما بالا بوجود می‌آید (بوچر و نورمین، ۱۹۸۲). این کانی در حالت نور طبیعی، بی‌رنگ و در حالت نور با آنالیزور، با رنگ تداخلی خاکستری سری اول، رخ‌های ضعیف و خاموشی موجی مشاهده می‌شود (شکل ۴). هیدرومنیزیت با ترکیب شیمیایی کربنات آبدار منیزیم $(Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O)$ به صورت رگچه‌های سفید رنگ با بافت شانهای از بلورهای سوزنی شکل دیده می‌شود. این بلورها در نور پلاریزه ساده، بی‌رنگ و در نور پلاریزه متقاطع با رنگ‌های تداخلی حداکثر تا اواخر سری اول مشاهده می‌شود. هیدرومنیزیت علاوه بر رخداد رگچه‌ای به صورت جانشین محلی در بروسیت در مجاورت رگچه‌ها نیز دیده می‌شود. بلورهای هیدرومنیزیت بر اساس مطالعات بافتی کانی‌ها می‌تواند به خرج کانی‌های دولومیت، بروسیت و حتی سرپانتین شکل گیرد.

دو کانی کلسیت و دولومیت از سازندگان اصلی ممرها می‌باشند که به صورت بی‌شکل تا شکل‌دار با برجستگی بالا و دو دسته رخ لوزوالوجهی مشخص می‌شوند. مطالعات میکروسکوپی همیافتی کانی‌های کلسیت، دولومیت، فورستریت، سرپانتین، تالک، بروسیت و هیدرومنیزیت را در ممرها نشان می‌دهد. فورستریت کانی ویژه اسکارن‌های منیزیمی می‌باشد. فورستریت به طور بخشی تا کامل به سرپانتین (محفوظ ماندن شیب اولیون-بافت شبی) دگرسان شده است. همچنین گاهی به صورت رگه‌های ثانویه ممرها را قطع می‌کند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی این سرپانتین‌ها اغلب کریزوتیل، آنتی‌گوریت (سوزنی و رشته‌ای) و لیزاردیت می‌باشند. سرپانتین علاوه بر جانشینی فورستریت، به صورت مستقل نیز تشکیل شده است. این کانی به صورت انتشاری در زمینه ممرها و یا به صورت رگچه‌ای و پرکننده فضاهای سطوح استیلولیتی نیز دیده می‌شود که بر اساس مطالعات تقی‌پور (۱۳۹۰) نشان از انتشار آبگون‌های داغ در راستای رگچه‌ها و فضاهای خالی دارد. آثاری از ورقه‌های تالک با



شکل ۴. A: بروسیت با بافت الیافی ورقه‌ای، B: هیدرومنیزیت با تجمع توده‌ای در ممرهای باقی‌آباد (Brc): بروسیت، مخفف نام کانی برگرفته از ویتنی و ایوانز، (۲۰۱۰)

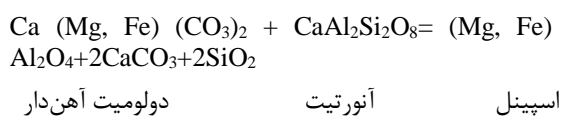
کانی‌شناسی اسکارن

کلینوپیروکسن - گارنت - وزوویانیت اسکارن. این اسکارن‌ها به ترتیب از توده نفوذی به سمت سنگ‌آهک دولومیتی قابل تشخیص هستند و نهایتاً به ممرهای پریکلاز-بروسیت‌دار می‌رسند. کانی‌شناسی پهنه‌های فوق به ترتیب در زیر آورده شده است:
۱- کلینوپیروکسن - پلاژیوکلاز اسکارن: این پهنه بخش مهمی از اسکارن‌های منطقه را در مجاورت با توده‌های

اسکارن‌های منطقه باقی‌آباد بر اساس دگرگونی پیش‌رونده مجموعه کانیایی و پاراژنز ویژه به چهار دسته تقسیم می‌شوند که تصاویر پتروگرافی آن‌ها در شکل‌های ۵ تا ۷ آورده شده است. این چهار دسته شامل ۱- کلینوپیروکسن - پلاژیوکلاز اسکارن، ۲- ملی‌لیت اسکارن (داوودی، ۱۳۷۷)، ۳- اسپینل- کلینوپیروکسن اسکارن و ۴-

گارنت، وزوویانیت، ژئولیت و کانی اپیک تشکیل شده است. بافت کلی این اسکارن گرانوبلاستیک و گزنوبلاستیک می‌باشد. ملیلیت‌های موجود شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و با کلسیت، مونتی‌سیلیت، پروسکیت، ولاستونیت و گارنت رابطه‌ای پایدار نشان می‌دهند. فاسائیت در این سنگ‌ها تقریباً حاشیه‌های منظم کلینوپیروکسن خود را از دست می‌دهند و حاشیه‌های کنگره‌ای پیدا می‌کنند. با توجه به روابط بافتی می‌توان گفت که ملیلیت با فاسائیت در این اسکارن رابطه‌ای تقریباً نامتعادلی دارد و به نظر می‌آید که تشکیل کلینوپیروکسن مقدم بر ملیلیت بوده است. رابطه فاسائیت و اسپینل نیز ناپایدار است زیرا که اسپینل‌ها جانشین فاسائیت گشته‌اند و گاه کاملاً شکل ایدیومورف فاسائیت را حفظ کرده‌اند. ملیلیت و اسپینل رابطه‌ای پایدار نشان می‌دهند.

۳- اسپینل کلینوپیروکسن اسکارن: عمده کانی‌های این زون شامل اسپینل، فورستریت، کلینوپیروکسن، گارنت، هیدروگراسولار، فلوگوپیت، کلسیت، ترمولیت، سرپانتین و کانی‌های اپیک می‌باشد. اسپینل‌ها به رنگ سبز و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و فورستریت‌ها به صورت دانه‌های درشت حضور دارند که گاهی اسپینل را همراهی می‌کنند. این دسته سنگ‌ها عمدتاً بافت موزائیکی و لپیدوبلاستیک دارند. فلوگوپیت با اسپینل رابطه‌ای ناپایدار داشته و بقایای اسپینل در فلوگوپیت‌ها مشاهده می‌گردد. در حقیقت بر اساس روابط بافتی مشخص است که فلوگوپیت به خرج اسپینل تشکیل شده است. از طرف دیگر گاهی ناپایداری کلینوپیروکسن و تبدیل آن به فلوگوپیت قابل مشاهده می‌باشد. با وجود آنکه اسپینل کانی مقاومی است و کمتر تحت تاثیر دگرسانی هیدروترمال قرار می‌گیرد با این وجود در بعضی موارد اسپینل‌ها از اطراف به کلریت تبدیل شده‌اند که گاهی این دگرسانی تمامی اسپینل را در بر می‌گیرد. از دیگر نمونه‌های دگرسانی در اسپینل‌ها آزاد شدن آهن در امتداد شکستگی‌ها و تشکیل مجموعه‌ای از اکسید آهن و مواد رسی در این شکستگی‌ها می‌باشد. تشکیل اسپینل‌ها با سنگ همبر دولومیتی می‌تواند در اثر هجوم سیالات ماگمایی حاوی کمپلکس ساختاری آنورتیت انجام پذیر باشد:



نفوذی تشکیل می‌دهند. این اسکارن که به دلیل نفوذ گرانودیوریت به صورت تکه‌تکه در آمده، دارای بافت گرانوبلاستیک می‌باشد و عمده کانی‌های تشکیل‌دهنده آن، دیوپسید + پلاژیوکلاز کلسیک + تیتانیت ± هدرنبرژیت ± پلاژیوکلاز سدیک ± اورتوکلاز ± کلسیت ± آپاتیت ± پرهنیت ± گارنت ± ولاستونیت می‌باشد. کلینوپیروکسن‌ها در این نوع اسکارن عمدتاً بی‌شکل و بسیار ریزبلور هستند. پلاژیوکلازها عمدتاً ریزبلور می‌باشند و گاهی به پرهنیت و کلسیت تجزیه شده‌اند. ولاستونیت‌های درشت نسل دوم نیز عمدتاً به صورت رگه‌ای در سنگ دیده می‌شود. تشکیل ولاستونیت در نتیجه واکنش بین کلسیت و کوارتز (در اثر نفوذ سیالات ماگمایی غنی از SiO₂ به درون درز و شکاف‌های سنگ‌های کربناته) می‌باشد که این، یک واکنش کربن‌زدایی است و برای پیشرفت آن CO₂ باید کاهش یافته و از محیط آزاد شود. فشارهای زیاد CO₂ سبب می‌شود ولاستونیت در دمای بالاتر تشکیل شود به این ترتیب که با افزایش مقادیر XCO₂ از ۵/۰ به ۱ دمای تشکیل ولاستونیت از حدود ۵۰۰ به حدود ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. در شرایط فشار کم معادل سطح زمین، ولاستونیت می‌تواند حتی در حرارتی کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد نیز شکل بگیرد. وجود ولاستونیت در نمونه‌های اسکارنی باقی‌آباد می‌تواند نشانگر تشکیل مجموعه گارنت و پیروکسن در دمای بین ۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد باشد. ولاستونیت‌ها با بی‌رفرنزانس ضعیف به شکل‌های ادخال مانند و با حواشی نیمه گرد شده در همراهی و یا در گارنت ایزوتروپ قرار دارند و تداعی کننده بافت پویکیلوبلاستیک هستند. این کانی به اشکال منفرد تا تجمعی دیده می‌شوند و از اطراف توسط گارنت یا وزوویانیت احاطه شده‌اند. تیتانیت‌ها، به شکل پراکنده، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و با مرز ناپایدار نسبت به پیروکسن و کوارتز دیده می‌شوند. این کانی در زمینه اپیدوت و یا کلسیت نیز مشاهده می‌گردد و به نظر می‌رسد انواع بی‌شکل آن بعد از تشکیل اپیدوت‌ها شکل گرفته‌اند چرا که به شکل روزنه‌ای و یا پوششی بر آن‌ها دیده می‌شوند.

۲- ملیلیت اسکارن: این زون، بخش مهمی از اسکارن‌های منطقه را به ویژه در مجاورت توده‌های نفوذی بازیک تشکیل می‌دهد. این اسکارن طبق بررسی‌های داوودی (۱۳۷۷) از تجمع کانی‌های کمیابی همچون ملیلیت، مونتی‌سیلیت، ولاستونیت، پروسکیت، اسپینل، فاسائیت،

از طرفی جانشینی اسپینل در اسکارن‌های کلینوپیروکسن‌دار به صورت زیر نیز نشان داده می‌شود:

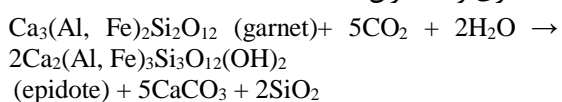
$$\text{Ca (Mg, Fe) Si}_2\text{O}_6 + \text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = (\text{Mg, Fe}) \text{Al}_2\text{O}_4 + 4\text{SiO}_2 + 2\text{CaO}$$

۴- کلینوپیروکسن-گارنت-وزوویانیت اسکارن: کانی‌های کلینوپیروکسن + کلسیت + گارنت + وزوویانیت + ولاستونیت ± اپیدوت ± پره‌نیت ± منیزیم - کلریت ± هیدروگارنت در این پهنه همیافت می‌باشند. بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک و پویی کیلوبلاستیک می‌باشد. در این دسته اسکارن‌ها کلینوپیروکسن (دیوپسید) غالباً به گارنت و وزوویانیت تبدیل گشته (شکل‌گیری گارنت به خرج کلینوپیروکسن‌ها) و به حالت بی‌شکل و با حاشیه‌های خرد شده و به صورت بقایایی در وزوویانیت یا گارنت قرار گرفته‌اند و بافت پویی کیلو بلاستیک دارند. بنابراین رابطه کلینوپیروکسن با این دو کانی به صورت ناپایدار می‌باشد. برای تشکیل گارنت به خرج کلینوپیروکسن، واکنش زیر را می‌توان پیشنهاد نمود:

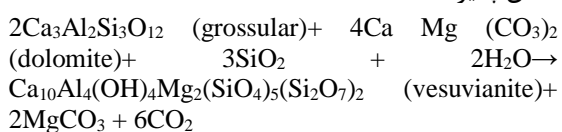
از طرفی جانشینی اسپینل در اسکارن‌های کلینوپیروکسن‌دار به صورت زیر نیز نشان داده می‌شود:

$$\text{Ca (Mg, Fe) Si}_2\text{O}_6 + \text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 = (\text{Mg, Fe}) \text{Al}_2\text{O}_4 + 4\text{SiO}_2 + 2\text{CaO}$$

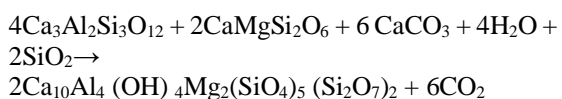
۴- کلینوپیروکسن-گارنت-وزوویانیت اسکارن: کانی‌های کلینوپیروکسن + کلسیت + گارنت + وزوویانیت + ولاستونیت ± اپیدوت ± پره‌نیت ± منیزیم - کلریت ± هیدروگارنت در این پهنه همیافت می‌باشند. بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک و پویی کیلوبلاستیک می‌باشد. در این دسته اسکارن‌ها کلینوپیروکسن (دیوپسید) غالباً به گارنت و وزوویانیت تبدیل گشته (شکل‌گیری گارنت به خرج کلینوپیروکسن‌ها) و به حالت بی‌شکل و با حاشیه‌های خرد شده و به صورت بقایایی در وزوویانیت یا گارنت قرار گرفته‌اند و بافت پویی کیلو بلاستیک دارند. بنابراین رابطه کلینوپیروکسن با این دو کانی به صورت ناپایدار می‌باشد. برای تشکیل گارنت به خرج کلینوپیروکسن، واکنش زیر را می‌توان پیشنهاد نمود:



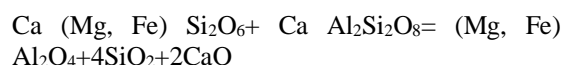
ولاستونیت‌ها نیز تحت تاثیر دگرسانی به کلسیت و کوارتز تبدیل می‌شوند که کوارتز به صورت محلول از سنگ خارج می‌شود و کلسیت به حالت پزودومورف ولاستونیت باقی می‌ماند. در برخی موارد گارنت به وزوویانیت نیز تبدیل شده است که در این صورت گارنت‌ها با این دسته از وزوویانیت رابطه‌ای نامتعادل و مرز تدریجی خواهند داشت و در برخی موارد ادخال‌هایی از گارنت در وزوویانیت دیده می‌شود. این امر بیانگر تقدم تشکیل گارنت بر وزوویانیت است. گارنت و وزوویانیت با کانی‌های دگرسانی نیز رابطه‌ای ناپایدار دارند. تشکیل وزوویانیت از گارنت توسط فرمول زیر امکان پذیر است:



برای انجام واکنش فوق می‌توان سنگ‌آهک یا مرمر میزبان را اندکی دولومیتی در نظر گرفت. این کانی گاه، کلینوپیروکسن‌ها را به شکل ادخال در بر گرفته است و در واقع بازمانده پیروکسن‌ها با حاشیه بازجذب درون وزوویانیت دیده می‌شود. با توجه به مطالب مذکور و بر اساس وینکلر (۱۹۶۷) چنین به نظر می‌رسد که رخداد وزوویانیت به صورت فرمول زیر صورت گرفته باشد:



از طرفی جانشینی اسپینل در اسکارن‌های کلینوپیروکسن‌دار به صورت زیر نیز نشان داده می‌شود:



۴- کلینوپیروکسن-گارنت-وزوویانیت اسکارن: کانی‌های کلینوپیروکسن + کلسیت + گارنت + وزوویانیت + ولاستونیت ± اپیدوت ± پره‌نیت ± منیزیم - کلریت ± هیدروگارنت در این پهنه همیافت می‌باشند. بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک و پویی کیلوبلاستیک می‌باشد. در این دسته اسکارن‌ها کلینوپیروکسن (دیوپسید) غالباً به گارنت و وزوویانیت تبدیل گشته (شکل‌گیری گارنت به خرج کلینوپیروکسن‌ها) و به حالت بی‌شکل و با حاشیه‌های خرد شده و به صورت بقایایی در وزوویانیت یا گارنت قرار گرفته‌اند و بافت پویی کیلو بلاستیک دارند. بنابراین رابطه کلینوپیروکسن با این دو کانی به صورت ناپایدار می‌باشد. برای تشکیل گارنت به خرج کلینوپیروکسن، واکنش زیر را می‌توان پیشنهاد نمود:

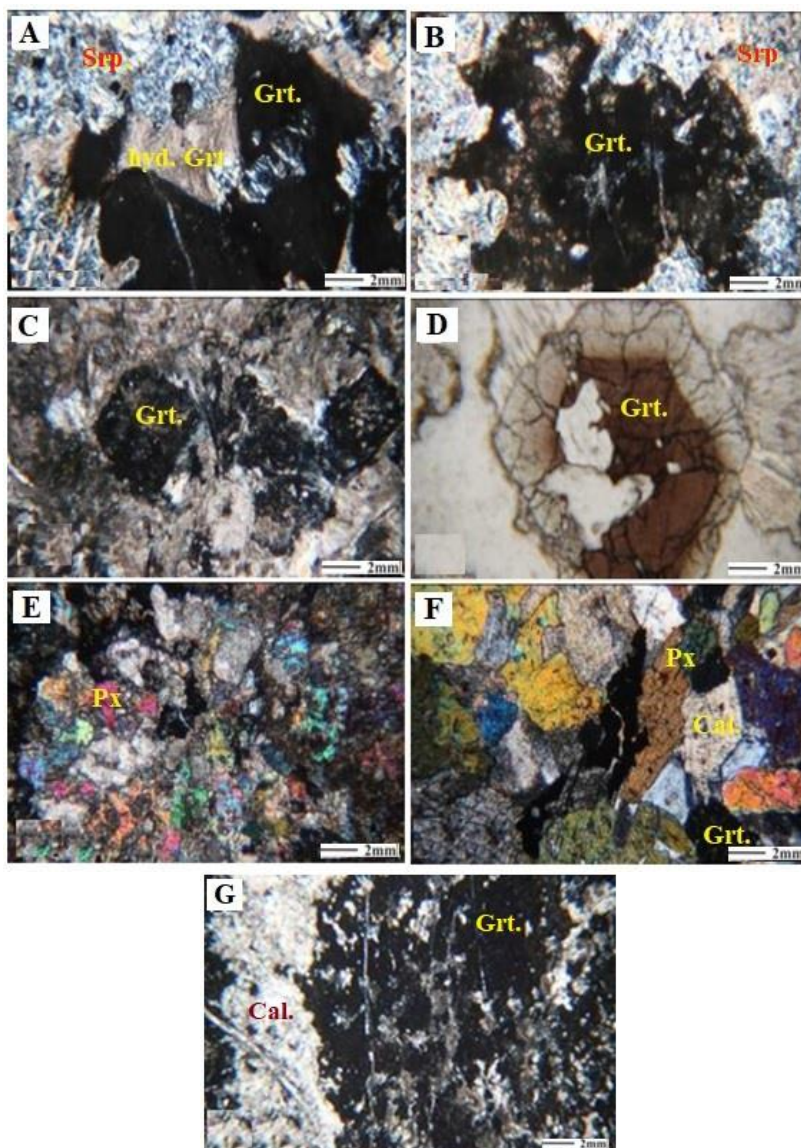


گراسولار دیوپسید آنورتیت

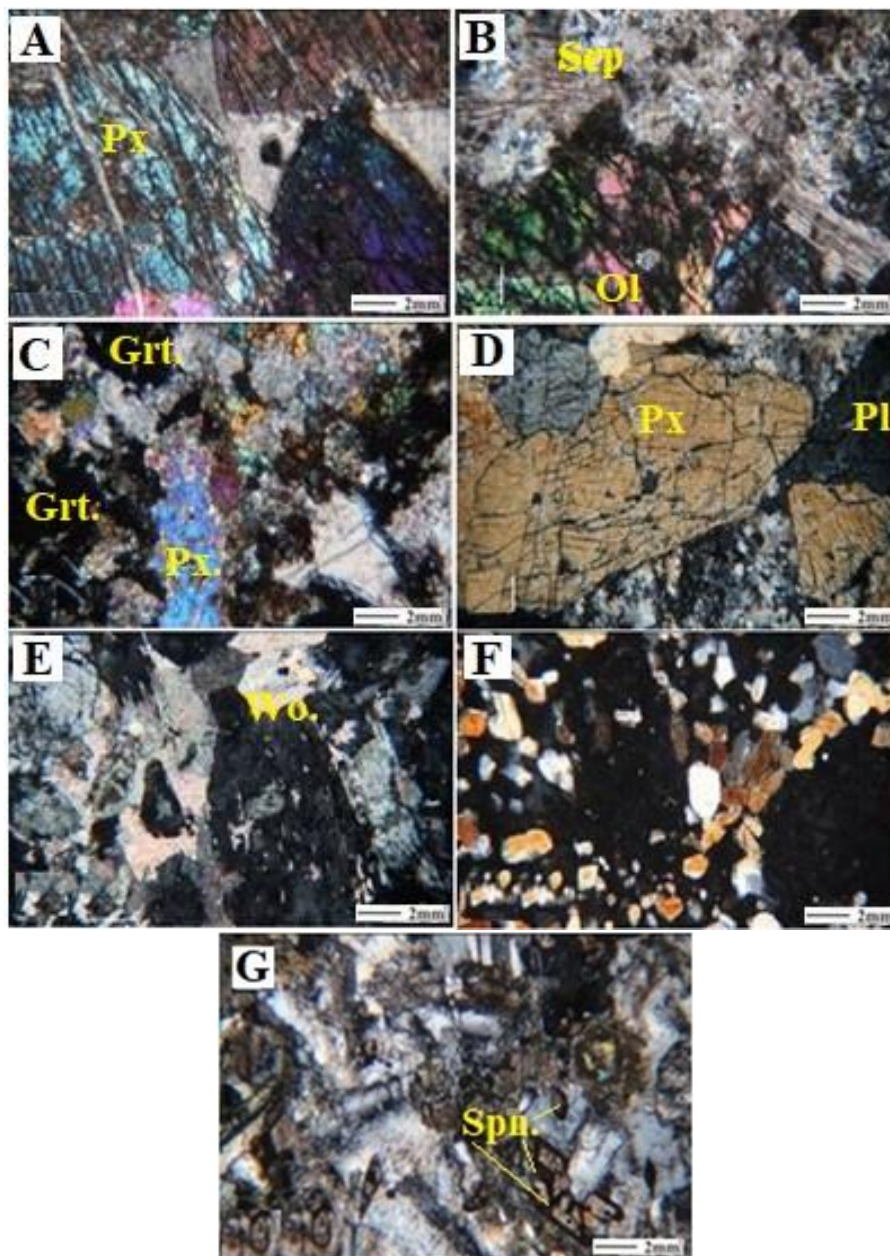
گارنت‌ها با ترکیب عمدتاً گروسولار عمدتاً در کنار کلسیت سطوح بلورین منظمی را نشان می‌دهند و عموماً بدون مرز واضحی بین بلورها قرار می‌گیرند. این کانی اکثراً ایزوتروپ و گاه در حواشی انیزوتروپی و ساختمان منطقه‌ای نشان می‌دهند. طبق نظر جامتویت و همکاران (۱۹۹۳)، یکی از دلایل اصلی برای منطقه‌بندی در گارنت، عوامل بیرونی است که عمدتاً در ارتباط با تغییر در ترکیب سیالات گرمایی است. پدیده ان‌ایزوتروپی در گارنت‌های کلسیک دگرگونی مجاورتی نسبتاً شایع است. بین انیزوتروپی و نسبت $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Al}$ رابطه برقرار است و با افزایش آهن ۳ بر پدیده ایزوتروپی افزوده می‌شود (گاسپار و همکاران، ۲۰۰۸). گاهی تبدیل گارنت به اپیدوت نیز در مقاطع مربوطه به چشم می‌خورد. این اپیدوت ثانویه که رایج‌ترین محصول دگرسانی مرحله پسروده است به صورت ادخال داخل گارنت مشاهده می‌شود. این گارنت در امتداد شکستگی‌ها که محل مناسبی برای عبور سیالات بوده است به هیدروگارنت و پره‌نیت تبدیل شده است که به صورت رگه‌های متعدد، این اسکارن را قطع نموده است. در امتداد این رگه‌ها کربنات حاصل از تبدیل گارنت به پره‌نیت و

این کانی در آزمایش‌های تجربی تا $X_{CO_2} < 0.01$ و در محاسبات ترمودینامیکی تا $X_{CO_2} < 0.03$ پایدار می‌ماند و با افزایش X_{CO_2} ناپایدار می‌شود. اگر دمای متوسط تشکیل گارنت‌های گراسولار در اسکارن‌ها را ۴۸۰ درجه سانتی‌گراد بدانیم (ترسی و فراست، ۱۹۹۱؛ رورداتو، ۱۹۷۳) می‌توان گفت کانی‌زایی وزوویانیت در اسکارن مورد مطالعه، در حرارت زیر ۴۸۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده و کاهش دما تا حداقل ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد ادامه یافته است و در این شرایط، همواره $X_{CO_2} < X_{H_2O}$ بوده است.

وزوویانیت، بی‌شکل و به میزان کم به منیزیم کلریت دگرسانی شده است. در شکل ۸B، شرایط تشکیل وزوویانیت در محیطی حاوی آب خالص و فاقد مواد آلكالی در فشارهای بین ۰/۴۵ تا ۲/۷ و دمای ۳۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفته شده است (هوچلا و همکاران، ۱۹۸۲). همچنین مطالعات تجربی انجام شده توسط (پلیوسینا و لیخویدو، ۱۹۹۳) واکنش‌های پیدایش وزوویانیت را در فشار ۲ کیلوبار و دمای ۴۲۰ تا ۴۷۵ درجه سانتی‌گراد نشان داده است. نامبردگان پایداری این کانی را نسبت به X_{CO_2} بسیار حساس می‌دانند به طوری که



شکل ۵. تصاویر پتروگرافی از مجموعه اسکارن باقی‌آباد A-C: گارنت و هیدروگراسولار (گارنت‌های تجزیه شده) در زمینه سرپانتین، D: گارنت‌های غنی از تیتانیوم، E, F: همراهی پیروکسن با گارنت (ایزوتروپ) و کلسیت، G: حضور گارنت با ادخال فراوان تیتانیت و رگه کلسیت مشاهده شده است (دگرگونی پسروده) (Grt: گارنت، Cal: کلسیت، Srp: سرپانتین، مخفف کانی‌ها برگرفته از ویتنی و ایوانز، ۲۰۱۰).



شکل ۶. تصاویر پتروگرافی از مجموعه اسکارن باقی‌آباد A, B: پیروکسن فراوان (دارای زونینگ) همراه با اولیوین (بافت پرفیرو بلاستیک) و سربانتین، C: (زون آندو اسکارن) حضور فراوان پیروکسن و پلاژیو کلازبه همراه اپک، گارنت و تیتانیت متاسوماتیکی D: (آندو اسکارن) پلاژیوکلاز (تجزیه شده) همراه با پیروکسن و آمفیبول، E: حضور پیروکسن، گارنت و ولاستونیت، F: حضور پیروکسن (ولاستونیت فراوان) به همراه کلسیت و مقدار اندکی کلینوپيروکسن، G: حضور تیتانیت فراوان (Grt): گارنت، Spn: تیتانیت، Wo: ولاستونیت، Ol: الیوین، مخفف کانی‌ها برگرفته از ویتنی و ایوانز، ۲۰۱۰)

بحث و بررسی

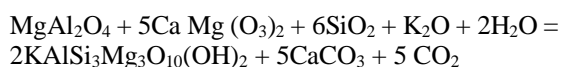
گامه‌های اسکارن‌زایی و روابط پاراژنتیکی در اسکارن باقی‌آباد

مشاهدات صحرائی، بررسی‌های میکروسکوپی زون‌های مختلف اسکارن و مطالعه مجموعه‌های کانیایی و روابط متقابل کانی‌ها نشان می‌دهد که فرآیندهای اسکارن‌زایی در منطقه طی دو گامه اصلی و مشخص دگرگونی

پیش‌رونده و پس‌رونده رخ داده است و دو دسته پارازنز خشک و آبدار تشخیص داده شد. هر دسته پارازنز نمایانگر یک مرحله ویژه اسکارن‌زایی می‌باشد. نخستین گامه اسکارن‌زایی، تشکیل دسته پارازنز کانی‌های بی‌آب (مانند کلینوپيروکسن و گارنت)، منطبق بر گامه اول دگرگونی همبری-متاسوماتیزم می‌باشد. این گامه تحت تاثیر حرارت و سیالات ماگمایی ماگمای بازیک رخ می‌دهد و با توجه به

طبق بررسی‌های انجام شده در زون کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز اسکارن، کلینوپیروکسن گامه اول تحت تاثیر گامه دوم اسکارن‌زایی به نوعی دیگر از کلینوپیروکسن تبدیل شده است. پلاژیوکلاز تا حد آلبیت و ارتوز پیش می‌رود و پره‌نیت نیز به فراوانی در این اسکارن‌ها تشکیل می‌شود و در مراحل پیش‌رونده، اسکارن کلسیک گارنت - کلینوپیروکسن جایگزین اسکارن مذکور می‌گردد. در اسکارن کلینوپیروکسن - پلاژیوکلاز با توجه به مجموعه کانیایی و روابط متقابل کانی‌ها دو دسته پاراژنز مشخص می‌گردد. پاراژنز اولیه شامل کانی‌های کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز کلسیک + تیتانیت می‌باشد که در طی فرایندهای همبری - متاسوماتیزم گامه اول ایجاد شده‌اند و پاراژنز ثانویه از کانی‌هایی همچون پلاژیوکلاز سدیک + آپاتیت + ولاستونیت + اورتوکلاز + سریسیت + پره‌نیت + کائولینیت + کانی‌های اپک تشکیل شده است که متعلق به گامه‌های میانی و پایانی دگرگونی همبری-متاسوماتیزم می‌باشد. در این اسکارن می‌توان توالی موجود در شکل ۹ را برای کانی‌های موجود پیشنهاد نمود. بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط داوودی (۱۳۷۷) در زون ملیلیت نیز عمدتاً اسکارن گارنت- وزویانیت- ولاستونیت جانشین اسکارن پیشین می‌شود و ملیلیت اسکارن با رنگ خاکستری تیره در گامه دوم اسکارن‌زایی با توجه به میزان دگرگونی و تبدیلاتی که حاصل کرده است با رنگ‌های متنوعی ظاهر می‌شود. عمده‌ترین دگرسانی، تبدیل میلیلیت به وزویانیت است که در این حالت، سنگ خاکستری به سنگی سبز رنگ تبدیل می‌شود. گارنت‌های آندرادیتی به صورت لکه‌های ریز تا درشت قهوه‌ای رنگ و ولاستونیت به شکل بلورهای کشیده سفید و براق نمایان می‌باشند. در زون اسپینل- کلینوپیروکسن در گامه دوم اسکارن‌زایی، فلوگوپیت جایگزین اسپینل و یا کلینوپیروکسن می‌شود. اسکارن کلسیک وزویانیت- گارنت- کلینوپیروکسن نیز جایگزین این گروه از اسکارن‌ها می‌شود.

برای تشکیل فلوگوپیت در این اسکارن‌ها واکنش زیر می‌تواند پیشنهاد گردد:

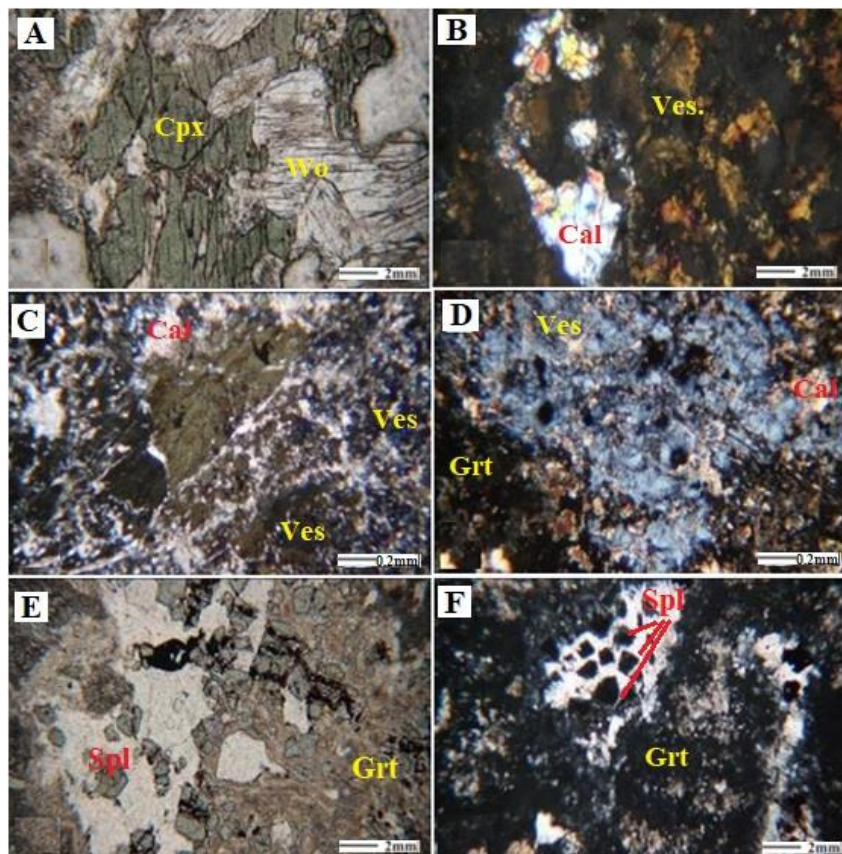


فلوگوپیت دولومیت اسپینل

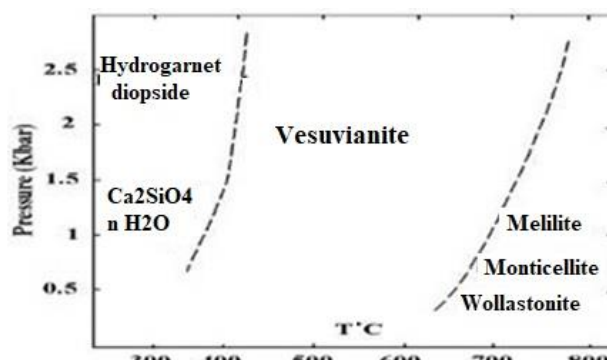
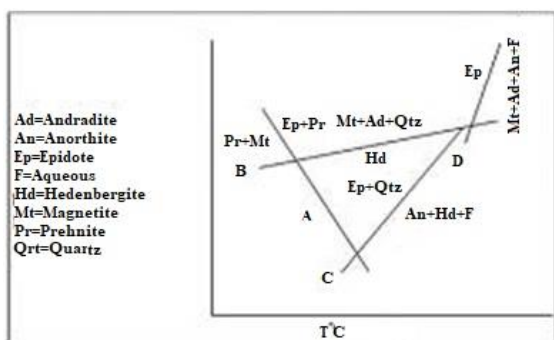
مجموعه کانی‌های تشکیل شده در این مرحله می‌تواند دمایی بیش از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای آن بیان نمود. در این حالت اسکارن‌های کلینوپیروکسن - پلاژیوکلاز، ملیلیت + اسپینل - کلینوپیروکسن، کلسیت‌های درشت بلور و مرم‌های پریکلازدار پدید می‌آیند. گامه دوم اسکارن‌زایی بعد از نفوذ ماگمای اسیدی رخ داده که در این حالت، سیالات ماگماتیک و هیدروترمال ماگمای اسیدی بر روی همان اسکارن‌های پیشین اثر گذاشته و آن‌ها را به دسته‌ای دیگر از اسکارن‌ها با پاراژنزی متفاوت (کانی‌های آبدار) تبدیل می‌نمایند. مرحله دگرگونی پس‌رونده شامل دو مرحله جداگانه است، مرحله پس‌رونده‌ی پیشین و مرحله پس‌رونده‌ی پسین. مرحله پیشین که در آن کانی‌های بدون آب تشکیل شده در مرحله قبل، به کانی‌های آبدار مانند فلوگوپیت و وزویانیت تبدیل شده‌اند که این مرحله و کانی‌زایی وزویانیت در دمای کمتر از ۴۷۰ درجه رخ می‌دهد. در ادامه این مرحله و پس از رخداد گامه دوم دگرگونی همبری - متاسوماتیزم در حرارت بالا، گامه سوم دگرگونی همبری - متاسوماتیزم (مرحله پس‌رونده پسین) در حرارت‌های پایین و در شرایط دگرسانی هیدروترمال سطحی پدید می‌آید. در این مرحله مجموعه کانی‌های آبدار و بدون آب دچار دگرسانی شده و در محدوده دمایی ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد به کانی‌هایی چون اپیدوت و کلریت تبدیل می‌شوند. شایان ذکر است که واکنش‌های کربن‌زدایی جزو واکنش‌های مهم در تکوین و تکامل اسکارن باقی‌آباد می‌باشد. XCO_2 بالا سبب توقف واکنش یا رخداد واکنش‌های برگشتی خواهد شد. بی‌گمان می‌بایست CO_2 به گونه‌ای از محیط اسکارن خارج شود که این مورد با خروج CO_2 از طریق درزه‌ها و شکاف‌ها یا رقیق شدن توسط H_2O و سایر مواد فرار ممکن خواهد بود. در نهایت می‌توان گفت در محدوده مورد بررسی به ازاء هر فاز ماگمایی یک مرحله اسکارن‌زایی وجود دارد و لذا اسکارن باقی‌آباد یک اسکارن از خاستگاه چندزادی (پلی‌ژنتیک) می‌باشد. با توجه به حضور کانی‌های منیزیم‌دار مانند فلوگوپیت، دیوپسید و کانی‌های کلسیم‌دار مانند وزویانیت و گارنت در اسکارن باقی‌آباد، سنگ میزبان از نوع دولومیتی - کلسیتی بوده و لذا این اسکارن در رده منیزیم - کلسیمی قرار می‌گیرد. مدل فرضی شکل ۱۱ در خصوص تکامل اسکارن‌زایی در منطقه باقی‌آباد پیشنهاد شده است (برگرفته از مکی‌زاده، ۱۳۸۷).

شامل فلوگوپیت + سرپانتین + منیزیم - کلریت + ترمولیت + هیدروگروسولار می‌باشد. شکل ۱۰ روابط پاراژنتیکی این اسکارن را نشان می‌دهد. در مرمرها به عنوان انتهایی‌ترین زون هاله دگرگونی، پریکلز گامه اول در اثر آگیری در گامه دوم به بروسیت تبدیل می‌شود به گونه‌ای که در این زون عمدتاً مرمرهای بروسیت‌دار قابل مشاهده هستند.

در اسپینل کلینوپیروکسن اسکارن نیز دو دسته پاراژنز اولیه و ثانویه که با هم رابطه ناپایدار دارند تشخیص داده شد. پاراژنز اولیه که مربوط به گامه نخستین دگرگونی همبری - متاسوماتیزم می‌باشد از کلسیت + اسپینل + فورستریت تشکیل یافته و پاراژنز ثانویه که در گامه‌های بعدی دگرگونی همبری - متاسوماتیزم بوجود آمده است



شکل ۷. A: حضور ولاستونیت همراه با دیوپسید دارای یک دسته رخ، B: پیروکسن همراه با گارنت، وزوویانیت (رسی شده)، کلسیت و هیدروگراسولار (قطع شده توسط رگچه‌های کلسیت) که همگی در کنار هم پایدارند، C, D: همراهی وزوویانیت با گارنت (ایزوتروپ) و پیروکسن و مقدار اندکی کلسیت. E, F: اسپینل و گارنت‌های ایزوتروپ در اسکارن منبزمین منطقه باقی‌آباد (Grt): گارنت، Spl: تیتانیت، Ves: وزوویانیت، Wo: ولاستونیت، Cal: کلسیت، Spl: اسپینل، مخفف کانی‌ها برگرفته از ویتنی و ایوانز، (۲۰۱۰).



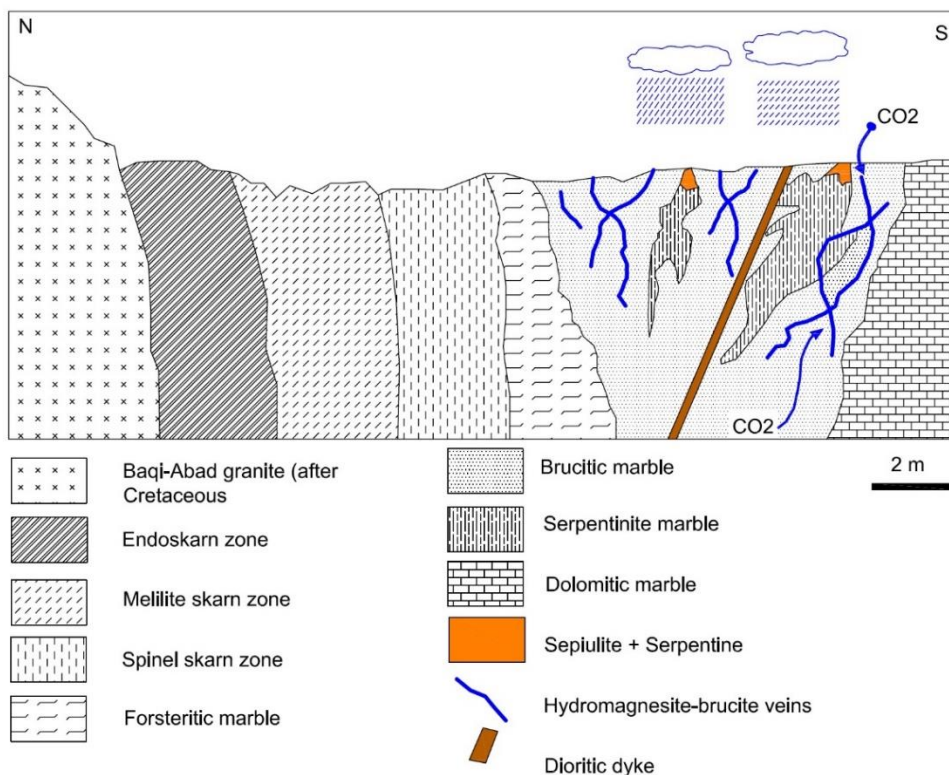
شکل ۸. A: نمودار ارتباط شماتیک بین T و FO_2 برای اپیدوت (شیمازاکی، ۱۹۸۲)، B: منحنی فشار-دما برای تشکیل وزوویانیت در محیطی حاوی آب خالص و فاقد مواد آکالی.

Minerals	→		
	First stage (progressive skarn)	Middle stage (retrograde skarn)	Final stage
Plagioclase (Calcic)	██████████		
Low Fe Clinopyroxene	██████████		
Sphene	██████████		
Plagioclase (Acidic)		██████████	
High Fe Clinopyroxene		██████████	
Orthoclase		██████████	
Apatite		██████████	
Prehnite		-----	██████████
sericite			██████████
Kaolinite			██████████
Calcite		-----	██████████
Hematite		-----	██████████

شکل ۹. توالی پاراژنتیک کانی‌ها در زون کلینوپیروکسن - پلاژیوکلاز اسکارن منطقه باقی‌آباد

Minerals	→			
	First stage (Progressive skarn)		Middle stage (Retrograde skarn)	Final stage
	I	II		
Fassaite	██████████			
Spinel		██████████		
Forsterite		██████████		
calcite	██████████	██████████	██████████	██████████
phlogopite		██████████		
Klintonite		██████████		
Serpentine			-----	██████████
Mg-Chlorite			-----	██████████
Tremolite		██████████		
Hydrograsolar			-----	██████████
Hematite			-----	██████████

شکل ۱۰. توالی پاراژنتیک کانی‌ها در اسپینل - کلینوپیروکسن اسکارن منطقه باقی‌آباد



شکل ۱۱. مدل فرضی پیشنهادی و تکامل اسکارن‌زایی در منطقه باقی‌آباد-ده بالا (اقتباس از مکی‌زاده، ۱۳۸۷)

گروسولار - پیروپ + اسپسارتین + آلماندین به سمت گراسولار نیز تایید می‌گردد (شکل ۱۲ الف) در شکل ۱۲ ب، جایگاه ترکیب گارنت‌ها و نتیجه مقایسه آن با جایگاه ترکیبی گارنت‌ها در سایر اسکارن‌های دنیا نشان داده شده است. شایان ذکر است که بین تغییرات ترکیب گارنت با نوع کانه‌زایی فلزی انطباق وجود دارد و ترکیب گارنت می‌تواند نشان‌دهنده نوع فلز اصلی نهشته‌های اسکارن باشد (کریم‌زاده ثمرین، ۲۰۰۴). براساس (مینرت، ۱۹۹۲) رابطه بین نوع کانی‌زایی در اسکارن و نوع گارنت نشان می‌دهد که اسکارن‌های آهن، مس و مولیبدن بیشتر در نزدیکی قطب آندرادیت و اسکارن‌های طلا، روی و قلع بیشتر در نزدیکی قطب گراسولار قرار دارند. بر همین اساس و با کمک دیگرام ۱۲ ب، ترکیب گارنت‌های اسکارن منطقه عمدتاً با اسکارن‌های حاوی کانه‌زایی قلع و روی تشابه نشان می‌دهد.

شیمی گارنت: برای شناسایی ترکیب شیمیایی گارنت در اسکارن‌های مورد بررسی از آنالیزهای ریزکوالکترونی (جدول ۱) و دیگرام‌های مربوطه استفاده گردید. بر مبنای نتایج تجزیه ریزکوالکترونی، در این گارنت‌ها، SiO_2 بین ۳۷.۳۵ تا ۳۸.۱۲ درصد، TiO_2 بین ۰.۱۵ تا ۰.۲۲ درصد، Al_2O_3 بین ۱۴.۶۶ تا ۱۶.۰۵ درصد و MnO ، FeO^* و MgO به ترتیب بین ۹.۳۱-۱۰.۳۸، ۰.۰۸-۰.۸۸ و ۰.۰۱ تا ۰.۶۹ درصد و میزان CaO بین ۳۴.۱۲ تا ۳۵.۱۸ درصد در نوسان می‌باشد. گارنت‌های مورد مطالعه از گروه گارنت‌های کلسیم‌دار - کانی متداول اسکارن‌های کلسیک - می‌باشند و فرمول ساختاری آن $(\text{Ca}_{2.88}\text{Fe}^{2+}_{0.54}\text{Mg}_{0.01}\text{Si}_{12.93}\text{O}_{12})\text{Mn}^{2+}_{0.04}$ می‌باشد. میزان گراسولار بین ۷۹.۹۲ تا ۸۱.۲۶ درصد در نوسان می‌باشد. این موضوع توسط تمایل نمونه‌ها در نمودار سه گوش آندرادیت -

جدول ۱. نتایج تجزیه ریزکوالکترونی گارنت اسکارن باقی‌آباد.

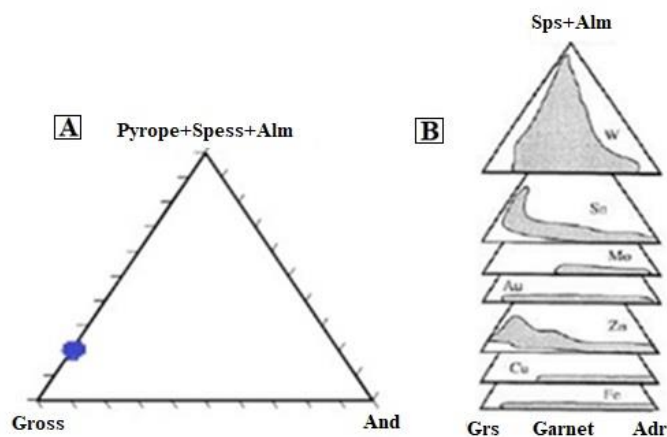
Sample	Gar1-1	Gar1-2	Gar1-3	Gar1-4	Gar1-5	Gar2-1	Gar2-2	Gar2-3	Gar2-4	Gar2-5	S16	S16-1
SiO_2	37.72	37.85	37.6	37.67	37.35	37.67	37.79	37.45	37.86	37.78	38.12	37.8
TiO_2	0.77	0.59	0.56	0.68	0.53	0.2	0.17	0.16	0.15	0.1	1.71	2.2
Al_2O_3	15.36	15.77	15.82	15.7	15.75	16.03	16.2	15.97	15.67	16.05	14.64	14.66
FeO^*	10.17	9.87	9.98	9.93	9.88	10.07	10	10.23	10.38	10.05	9.31	9.17
Fe_2O_3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.78	0.79	0.84	0.88	0.81	0.79	0.81	0.84	0.86	0.86	0.1	0.08
MgO	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.55	0.69
CaO	34.5	34.43	34.4	34.12	34.46	34.46	34.44	34.44	34.42	34.34	35.18	35
Na_2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0
Total	99.51	99.49	99.52	99.31	99.11	99.34	99.63	99.22	99.59	99.33	99.7	99.67
TSi	2.943	2.948	2.932	2.946	2.924	2.934	2.936	2.922	2.948	2.943	2.96	2.936
TAI	0.057	0.052	0.068	0.054	0.076	0.066	0.064	0.078	0.052	0.057	0.04	0.064
Al^{VI}	1.354	1.395	1.385	1.392	1.376	1.404	1.418	1.389	1.385	1.415	1.299	1.278
Fe_3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.045	0.035	0.033	0.04	0.031	0.012	0.01	0.009	0.009	0.006	0.1	0.129
Fe_2	0.664	0.643	0.651	0.649	0.647	0.656	0.65	0.667	0.676	0.655	0.605	0.596
Mg	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0	0.002	0	0.001	0	0.064	0.08
Mn	0.052	0.052	0.055	0.058	0.054	0.052	0.053	0.056	0.057	0.057	0.007	0.005
Ca	2.884	2.873	2.874	2.859	2.891	2.876	2.867	2.879	2.872	2.866	2.927	2.913
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.002	0	0
And	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gross	80.10	80.47	80.24	80.13	80.46	80.24	80.25	79.92	79.64	80.07	81.26	81.05
Pyrope	0.032	0.065	0.032	0.033	0.032	0	0.065	0	0.032	0	1.768	2.223
Spess	1.432	1.46	1.549	1.634	1.495	1.454	1.492	1.541	1.573	1.585	0.183	0.146
Alm	18.43	18.00	18.17	18.2	18.00	18.30	18.18	18.53	18.74	18.29	16.78	16.57

MgO به ترتیب بین ۴.۷۴ تا ۱۰.۱۵، ۰.۲-۰.۰۹ و ۱۱.۴۳ تا ۱۴.۶ درصد نوسان دارند. میزان CaO نیز بین ۲۲ تا ۲۵.۴ درصد متغیر است و ترکیب پیروکسن‌های مذکور عمدتاً دیوپسید با فرمول ساختاری $\text{Ca}_{0.93}\text{Na}_{0.02}\text{Fe}^{2+}_{0.23}(\text{Al}_{0.14}\text{Mg}_{0.69}\text{Mn}_{0.005}(\text{Fe}^{3+}_{0.05}\text{Ti}_{0.02})(\text{Si}_{1.88},\text{Al}_{0.15})\text{O}_6$ می‌باشد. با قرار دادن نمونه‌های آنالیز شده بر روی نمودار تعیین نوع پیروکسن، نمونه‌ها در محدوده Quad (پیروکسن‌های کلسیم،

شیمی پیروکسن: پیروکسن یکی از مهمترین کانی‌های مرحله پیش‌رونده اسکارن است و از طریق ویژگی‌های ترکیبی و شیمیایی آن می‌توان به ماهیت اسکارن پی برد (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۷). نتایج آنالیزهای انجام شده بر روی کلینوپیروکسن‌ها در جدول ۲ آورده شده است. همانگونه که از نتایج مشخص می‌باشد، میزان SiO_2 بین ۴۷.۸۱ تا ۵۱.۰۱ درصد، TiO_2 بین ۰.۴۹ تا ۱.۲۱ درصد، Al_2O_3 بین ۱.۶۱ تا ۳.۹ درصد، میزان MnO ، FeO^* و

دیوپسید و غنی از ژوهانسیت و در اسکارن‌های قلع، در محدوده بین هدرنیرژیت-دیوپسید هستند. در اسکارن سرب- روی، پیروکسن غنی از منگنز و در اسکارن‌های مولیبدن از نوع هدرنیرژیت می‌باشد. از طرفی در اسکارن‌های طلا، پیروکسن‌ها در محدوده هدرنیرژیت-دیوپسید می‌باشند. مقایسه ترکیب پیروکسن‌های مورد مطالعه با اسکارن‌های جهان نشان می‌دهد که اسکارن‌های منطقه مورد بررسی اغلب با اسکارن‌های قلع و کم و بیش مس و تنگستن تطابق نشان می‌دهد (شکل ۱۴ ب، ج).

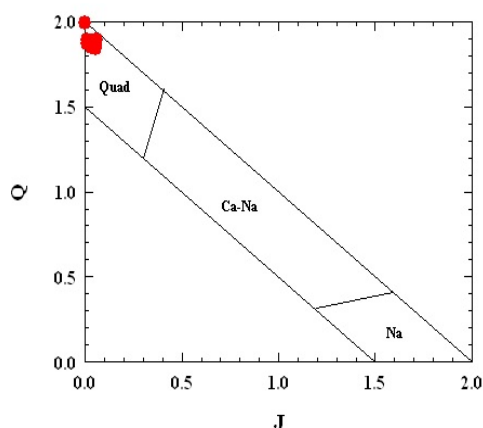
منیزیم و آهن‌دار) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳) در دیگرام مذکور، $J=2Na$ و $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ تعریف شده است. بر اساس نتایج آنالیزها، ترکیب این کلینوپیروکسن‌ها در نمودار سه گوش انستاتیت-ولاستونیت-فروسالیت (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸) اغلب در میدان دیوپسید قرار گرفته است (شکل ۱۴ الف). بر اساس مینرت (۲۰۰۰)، در اسکارن آهن، پیروکسن از نوع غنی از هدرنیرژیت و در اسکارن آهن منیزیم‌دار از نوع دیوپسید است. در اسکارن‌های مس پیروکسن از نوع دیوپسیدی است. در اسکارن تنگستن، ترکیب پیروکسن بین هدرنیرژیت-



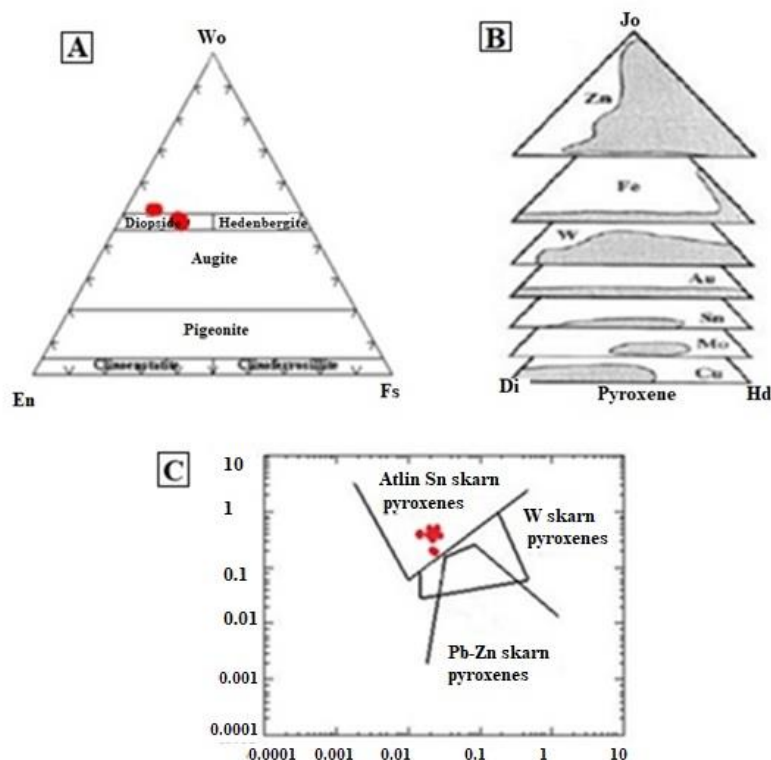
شکل ۱۲. A: ترکیب شیمیایی گارنت‌های اسکارن باقی‌آباد در نمودار سه گوش در مقایسه با B: با ترکیب شیمیایی گارنت در اسکارن‌های معدنی جهان (مینرت، ۱۹۹۲)

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کلینوپیروکسن اسکارن باقی‌آباد

Sample	Cpx-1	Cpx-2	Cpx-3	Cpx-4	Cpx-5	Cpx-6	Cpx-7	Cpx-8	Cpx-9	Cpx-10	Px-1	Px-2
SiO ₂	49.02	48.58	48.64	47.81	48.82	48.61	48.63	49.24	50.59	50.48	51.68	51.01
TiO ₂	0.77	1.05	1.08	1.21	1.06	1.03	1.07	1.07	0.57	0.57	0.49	0.64
Al ₂ O ₃	3.12	3.44	3.43	4.04	3.14	3.18	3.64	3.11	1.53	1.61	3.3	3.91
FeO*	9.64	9.26	9.22	9.28	9.32	9.88	10.15	9.73	10.7	10.85	5.52	4.74
MnO	0.11	0.16	0.14	0.14	0.14	0.15	0.17	0.19	0.19	0.2	0.09	0.09
MgO	11.61	11.83	11.9	11.66	11.88	11.59	11.43	12.01	12.05	11.88	14.2	14.6
ZnO	0	0.03	0	0.04	0.01	0.02	0.02	0	0	0	0	0.01
CaO	22.36	22.47	22.34	22.47	22.3	22.23	22.32	22.28	22	22.26	25.4	25.4
BaO	0.01	0	0.01	0.03	0	0	0.03	0.02	0	0.02	0	0.02
Na ₂ O	0.37	0.29	0.31	0.22	0.36	0.34	0.38	0.38	0.39	0.38	0.07	0.07
K ₂ O	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0.01	0	0	0	0.01
Total	97.0	97.1	97.1	96.9	97.0	97.0	97.9	98.0	98.0	98.2	100	100
Si	1.896	1.876	1.878	1.852	1.886	1.882	1.870	1.884	1.942	1.935	1.894	1.867
Ti	0.022	0.031	0.031	0.035	0.031	0.030	0.031	0.031	0.016	0.016	0.014	0.018
Al	0.142	0.157	0.156	0.184	0.143	0.145	0.165	0.140	0.069	0.073	0.143	0.169
Fe+3	0.049	0.052	0.048	0.057	0.051	0.056	0.062	0.058	0.044	0.052	0.048	0.067
Cr+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe+2	0.263	0.247	0.249	0.244	0.250	0.264	0.264	0.254	0.300	0.295	0.122	0.078
Mn	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.006	0.006	0.006	0.006	0.003	0.003
Mg	0.669	0.681	0.685	0.673	0.684	0.669	0.655	0.685	0.689	0.679	0.776	0.797
Ca	0.927	0.930	0.924	0.933	0.923	0.922	0.919	0.914	0.905	0.914	0.997	0.996
Na	0.028	0.022	0.023	0.017	0.027	0.026	0.028	0.028	0.029	0.028	0.005	0.005
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
H	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Wo	49.84	50.04	49.73	50.42	49.70	49.71	50.01	49.31	47.77	48.41	52.64	53.24
En	36.00	36.66	36.86	36.40	36.84	36.06	35.63	36.98	36.40	35.95	40.94	42.58
Fs	14.16	13.30	13.41	13.17	13.46	14.23	14.35	13.70	15.83	15.64	6.42	4.18



شکل ۱۳. موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن‌های منطقه باقی‌آباد بر روی نمودار Q-J (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸)



شکل ۱۴. A. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های باقی‌آباد بر روی نمودار ۳ تایی و B, C: مقایسه آن‌ها با ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های اسکارن‌های معدنی جهان (بر گرفته از موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸ و مینرت، ۱۹۹۲)

نمود: در مجاورت بلافاصل توده نفوذی، بخش اندواسکارن (زون کلینوپیروکسن - پلاژیوکلاز) قرار دارد و در ادامه زون ملیت - فاسائیت و نهایتاً زون اسپینل - کلینوپیروکسن قرار گرفته است. انتهای ترین زون هاله دگرگونی، مرم‌های بروسیت‌دار می‌باشد که گاه همراهی آن‌ها با مرم‌های فورستریت‌دار مشاهده می‌شود. بعد از این زون به سنگ آهک‌های مرمی و سپس به آهک‌های سازند تفت می‌رسیم. در گستره مورد مطالعه با توجه به مشاهدات صحرایی و با در نظر گرفتن مجموعه‌های کانیایی و روابط متقابل کانی‌ها دو گامه اسکارن‌زایی و دو دسته پاراژنز

نتیجه‌گیری

گستره مورد مطالعه در جنوب شهرستان تفت در استان یزد در حاشیه شرقی کوهستان شیرکوه و از لحاظ ساختاری در زون ایران مرکزی (حاشیه شرقی نوار ماگمایی ارومیه دختر) قرار دارد. مجموعه‌های سنگی مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه شامل باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه، پیکره‌های با ترکیب بازیگ تا اسیدی (الیگومیوسن) و مجموعه‌های دگرگونی (مرم‌ها و اسکارن‌ها) می‌باشد. از توده نفوذی تا سنگ مادر می‌توان یک منطقه‌بندی از هاله دگرگونی را به صورت زیر مشاهده

قانعی اردکانی، ج. و مکی‌زاده، م. ع (۱۳۸۹) روابط بافتی همیافتی کلینتونیوت-اسپینل-گارنت در اسکارن‌های ایران مرکزی به عنوان شاهدهی در زایش کلینتونیوت. مجله پترولوژی، شماره ۴، سال اول، ص ۶۵-۷۲.

کوهساری، ا. ح (۱۳۸۰) کانی‌شناسی مرمهای بروسیت‌دار، حاشیه شرقی باتولیت شیرکوه (غرب استان یزد). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، سال نهم، ص ۱۱۷-۱۲۵.

مکی‌زاده، م. ع.، (۱۳۸۷) بررسی کانی‌شناسی و پترولوژیکی اسکارنهای ایران مرکزی - استان یزد. پایان‌نامه دکترا، دانشگاه شهیدبهشتی. ۳۵۰ ص.

نبوی، م. ح. (۱۳۵۱) نقشه زمین‌شناسی چهارگوش یزد. مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی ایران.

هوشمندزاده، ع (۱۳۷۱) پتروژنز سنگ‌های دگرگون، تالیف هلموت. جی. ف. وینکلر، انتشارات دانشگاه شیراز، ۴۰۸ ص.

یاری، ف.، زرین‌کوب، م. ح. و محمدی، س. س. (۱۳۹۹) زمین‌شناسی، پتروگرافی، مینرال شیمی و مطالعات سیالات درگیر در اسکارن آهن کلاته شب (شرق سریش، خراسان جنوبی). نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۴، سال دوازدهم، ص ۵۶۳-۵۸۴.

یوسفی، ا. مکی‌زاده، م. ع. و آیتی، ف (۱۳۹۷) کانی‌شناسی و بررسی روابط پاراژنتیکی اسکارن بوئین میاندشت، پهنه سندانج سیرجان. مجله علوم زمین خوارزمی، شماره ۲، سال چهارم، ص ۲۶۳-۲۸۶.

Berberian, M (1981) Active faulting and tectonics of Iran. In: H.K. Gupta, F.M.D., ed., Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution. Washington D. C., American Geophysical Union, 33-69.

Berberian, M. and King, G. C. P (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210-265.

Bucher, K. and Nurminen, K (1982) On the mechanism of contact aureole formation in dolomitic country rock in the Adamello intrusion (north Italy). American Mineralogist, 67: 110-117.

Cepedal, A., Martín-Izard, A., Reguilón, R., Rodríguez-Pevida, L., Spiering, E. and González-Nistal, S., 2000. Origin and evolution of the calcic and magnesian skarns hosting the El Valle-Boinás copper-gold deposit, Asturias (Spain). Journal of Geochemical Exploration, 71: 119-151.

Ciobanu, C. L. and Cook, N. J (2004) Skarn textures and a case study: The Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania. Ore Geology Review 24: 315-370.

خشک و آبدار تشخیص داده شد. هردسته پاراژنز نمایانگر یک مرحله ویژه اسکارن‌زایی می‌باشد. کانی‌های بدون آب در گامه اول دگرگونی همیری-متاسوماتیسم (در مرحله اول اسکارن‌زایی) و تحت تأثیر توده نفوذی بازیک حاصل شده‌اند. پاراژنز کانی‌های آبدار در گامه دوم دگرگونی و مرحله دوم اسکارن‌زایی بر اثر نفوذ توده‌های اسیدی سرشار از سیالات پدید آمده است. نفوذ سیالات غنی از CO₂ به درون اسکارن‌ها موجب پدیداری اپیدوت، کلسیت و کوارتز به خرج برخی از کانی‌های دو پاراژنز قبلی گردیده و گامه سوم دگرگونی را باعث شده است. بر مبنای بافت‌های کانی‌ها و ارتباط متقابل آن‌ها، اسکارن مورد مطالعه یک اسکارن پلی‌ژنیک (چندزادی) است و در چند مرحله تکامل یافته است. کلینوپیروکسن و گارنت از جمله فراوان‌ترین کانی‌های کالک‌سیلیکاته در این اسکارن می‌باشند. بر مبنای نتایج آنالیز ماکروپروپ و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها ترکیب شیمیایی گارنت‌ها عمدتاً دارای ترکیب گروسولار و ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها عمدتاً دیوپسید می‌باشد. با مقایسه ترکیب گارنت و کلینوپیروکسن‌های اسکارن منطقه با سایر اسکارن‌های معدنی جهان مشاهده می‌شود که ترکیب آن‌ها از لحاظ پتانسیل کانه‌زایی کم و بیش مشابه با اسکارن‌های قلع، تنگستن و روی می‌باشد.

منابع

امینی، ص. و کلانتری سرچشمه، م. ر (۱۳۷۶) مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد. اولین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۹۹-۱۰۳.

تقی‌پور، ب (۱۳۹۰) خاستگاه کانی‌های صنعتی منیزیم‌دار (بروسیت - هیدرومنیزیت) در مرمهای چندزادی باقی‌آباد، یزد. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۷، سال ششم، ص ۶۱-۷۱.

جدیدی، س (۱۳۹۶) مطالعات کانی‌شناسی مرم، اسکارن و آلتراسیون هیدروترمال در باتولیت شیرکوه یزد. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۰۶ ص.

داوودی، ف (۱۳۷۷) پژوهش‌های سنگ‌شناختی اسکارنهای منطقه شیرکوه استان یزد. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه اصفهان.

سبزه‌ائی، م.، روشن‌روان، ج.، ناظم‌زاده شعاعی، م. و علائی مهابادی، س (۱۳۶۵) گزارش اکتشافات فلدسپات و کائولن در منطقه یزد. مدیریت زمین‌شناسی منطقه جنوب خاوری مرکز کرمان.

- Meinert, L. D., Dipple, G. M., and Nicolescu, S (2005) World skarn deposits. *Economic Geology*, 299–336.
- Meinert, L. D (1992a) Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada* 19: 145 - 162.
- Meinert, L. D (1995) Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineralogical Association of Canada. Short Course Series*, 23:401-418.
- Morimoto, N., Fabrise, J., Ferguson. A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gotardi, G (1988) Nomenclature of Pyroxene. *Mineralogical Magazine*, 52: 535-550.
- Øvereng, O (2000) Granasen, a dolomite-brucite deposit with potential for industrial development. *Norges Geologiske Undersokelse Bulletin*, 436:75-84.
- Plyusnina, L. P. and Llkhoidov, G. G (1993) Vesuvianite stability in water and water – carbon dioxide fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 5: 644-654 (in Russian).
- Ray, G. E., Webster, I. C. L., and Ettlinger, A. D (1995) The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks. *Economic Geology*, 90: 920-937.
- Reverdatto, V (1973) The facies of contact metamorphism (Translated by D. A. Brown, 1973) *David Alexander Brown*, 262p.
- Rodehorst, U., Charlesa, Geiger, Ch. and Armbruster, Th (2000) The crystal structures of grossular and spessartine between 100 and 600 K and the crystal chemistry of grossular-spessartine solid solutions. *American Mineralogist*, 87:542–549.
- Shimazaki, H (1982) The sasano hastingsite bearing copper skarn deposit formed in aluminous sediment at the Yoshuoka mine, Japan. *Economic Geology*, 4: 868 - 876.
- Smirnov, V (1976) *Geology of mineral deposits*. Mir. Publishers, Moscow, 520p.
- Stöcklin, J (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Tracy, R. J., Frost, B. R (1991) Phase equilibria and thermometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks and iron formation, In D.M., Kerrick, E.d., *Contact Metamorphism*, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 26: 207-289.
- Winkler, Helmut, G. F (1967) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, 237p.
- Whitney, D., L. and Evans, B. W (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95: 185-187.
- Einaudi, M. T. and Burt, D. M (1982) Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 77: 745–754.
- Forster, H (1978) Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran. *Journal of the Geological society of London*, 135: 443-445.
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L. D and Moretti, R (2008) Ree in skarn system: A LA-ICP-MS study of Garnet from the Crown Jewel gold deposit. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 72: 1209-1264.
- Ghorbani, M (2013) *Economic Geology of Iran, Mineral deposits and natural resources*. Springer Geology, 569p.
- Grammatikopoulos, T. A. and Clark, A. H (2006) A comparative study of wollastonite skarn genesis in the Central Metasedimentary Belt, southeastern Ontario, Canada. *Ore Geology Review*, 29: 146–161.
- Henry, D. A (1999) Cuspidine bearing skarn from Chesney Valey, Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, 46: 251-260.
- Hochella, M. F., Liou, J. G., Keskinen, M. J. and Kim, H. S (1982) Synthesis and Stability relations of magnesium idocrase. *Economic Geology*, 77: 798-808.
- Jamtveit, B., Wogelius, R. A. and Fraser, D. G (1993) Zonation patterns of skarn garnets, records of hydrothermal system evolution. *Geology*, 21: 113 - 116.
- Kamvong, T. and Zaw, Kh (2009) The origin and evolution of skarn-forming fluids from the Phu Lon deposit, northern Loei Fold Belt, Thailand: Evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies. *Journal of Asian Earth Sciences* 34: 624-633.
- Karimzadeh Somarin, A (2004) Garnet composition as an indicator of Cu mineralization Evidence from skarn deposits of NW Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 81: 47- 57.
- Lehrmann, B., Oliver, N. H., Rubenach, M.J. and Georgees, C (2009) The association between skarn mineralisation and granite bodies in the Chillagoe region, North Queensland, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 101(1): 58-58.
- Moody, J. B (1976a) Serpentinization: a review. *Lithos*, 9: 125-138.
- Mokhtari, M. A. A., Ebrahimi, M. and Ghorbani, M. R (2017) Mineralogy and skarnification processes at the Avan Cu-Fe Skarn, northeast of Kharvana, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 8: 359-380.
- Meinert, L. D (2000) Gold skarns related to epizonal plutons. *Review Economic Geology*, 13: 347–375.

Mineralogy, geochemistry and ore metal potential of the Baghi-Abad skarn deposit (south Taft)

S. Ghanbari¹, F. Ayati^{2*} and M. Ahankoub³

1-M. Sc., Dept., of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

2- Assoc. Prof., Dept., of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

3- Assist. Prof., Dept., of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

* f.ayati@pnu.ac.ir

Received: 2021/10/16 Accepted: 2022/1/8

Abstract

The Baghi-Abad skarn deposit is located south of Taft, Central Iran. Shirkuh granitoid batholite, marble and skarns are the most unit rocks in this area. The outstanding metamorphic zones are pyroxene-plagioclase skarn, melilite-fasaiite zone and finally spinel-clinopyroxene zone. The last zone of metamorphic halo is brucite marble. After this zone, marble limestone and then limestone of Taft Formation can be seen. The metamorphism and metasomatism caused by intrusion of the Shirkuh granitoid into the cretaceous carbonate rocks caused formation of calcite, wollastonite, clinopyroxene, garnet, vesuvianite, epidote, quartz and titanite. The main texture of these rocks is granoblastic, replacement and reaction, and poikiloblastic. Investigations confirm that the Baghi-Abad skarn is polygenetic in origin and evolved in two major stages, metamorphism and metasomatism (progressive and retrogressive). Prograde metamorphism characterized by anhydrous calc-silicates minerals such as wollastonite, diopside, pyroxene and garnets. The retrograde stage is revealed by the alteration of the calc-silicate minerals, the first skarn (clinopyroxene-garnet) and were formed epidote, vesuvianite. The Baghi-Abad skarn is a calcic- dolomitic and polygenic skarn and based on chemistry of clinopyroxene and garnet is comparable with Sn-W-Zn world mineralized skarns.

Keywords: Alteration, Metamorphic, Skarn, Shirkuh, Baghi-Abad