

پتروگرافی و پتروژنز اسکارن‌های هشت کوه خضرآباد یزد

جواد قانع اردکانی^{۱*}، حسین مهدی‌زاده شهری^۱، علی درویش‌زاده^۳ و محمدعلی مکی‌زاده^۴
^۱ گروه پتروولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۱۹۳۹۵-۴۶۹۷، ایران
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران
^۴ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

توده نفوذی گرانیتوئیدی خضرآباد در شمال غرب استان یزد و در کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. نفوذ این توده در سنگ میزبان آهکی کرتاسه (سازند تفت) باعث اسکارن‌سازی در هشت کوه با مجموعه کانیایی زیر شده است:

Garnet+Clinopyroxene+Epidote+Tremolite-Actinolite+Chlorite+Calcite+Quartz

مطالعه همیافتی کانی‌ها نشان می‌دهد که همیافت گارنت-پیروکسن با بیشترین فراوانی پایه کانیایی اسکارن را شکل داده، گارنت و پیروکسن از دیدگاه بافتی ارتباط تنگاتنگی با هم دارد. مطالعه دقیق روابط پاراژنتیک کانی‌های اسکارن به وضوح مراحل مختلف را در تکوین سامانه اسکارن نشان می‌دهد. به گونه‌ای که دو مرحله بنیادی در زایش کانی‌ها تشخیص داده شده است. بنابراین، می‌توان اسکارن هشت کوه را یک اسکارن چندزایی (polygenic) در نظر گرفت. شیمی کانی‌ها، گارنت را متمایل به قطب گروسولار و پیروکسن را از نوع اوژیت نشان می‌دهد و اوج دگرگونی، شکل‌گیری پیروکسن در گامه پیش‌رونده اسکارن را باعث شده و به دنبال آن تشکیل گارنت اتفاق افتاده است. وجود منطقه‌بندی در گارنت‌ها، جانشینی دوره‌ای $Al-Fe^{+3}$ موجود در سیال را حین تشکیل این کانی نشان می‌دهد. حاکم شدن شرایط اکسیدان طی تبلور سیال، سبب ناپایداری پیروکسن (پایین بودن فوگاسیته اکسیژن) و رشد گارنت‌های آندرادیت در سامانه اسکارنی در $T < 550$ درجه سانتیگراد شده است.

واژه‌های کلیدی: روابط پاراژنتیک، اسکارن چندزایی، گرانیتوئیدی خضرآباد، اسکارن هشت کوه

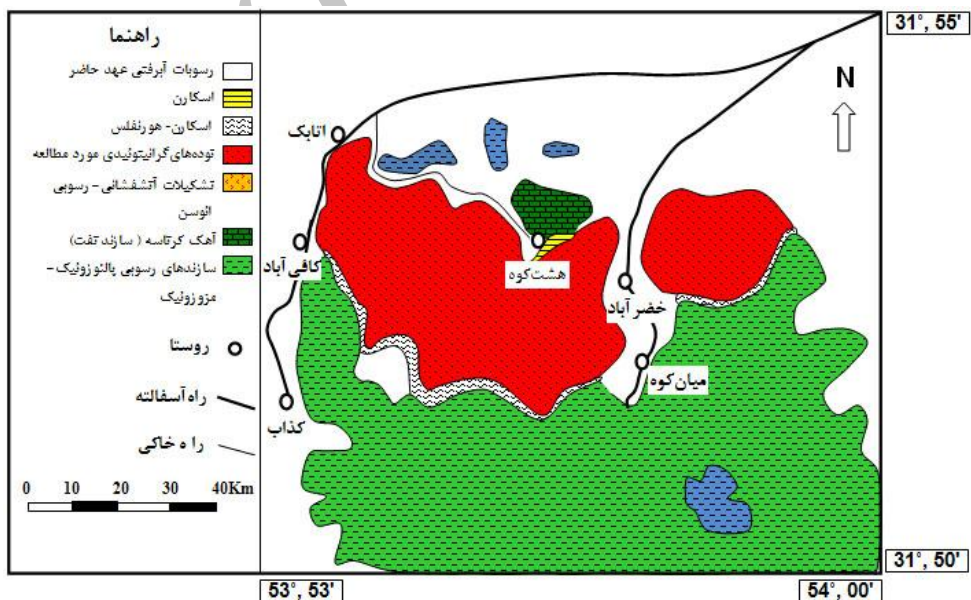
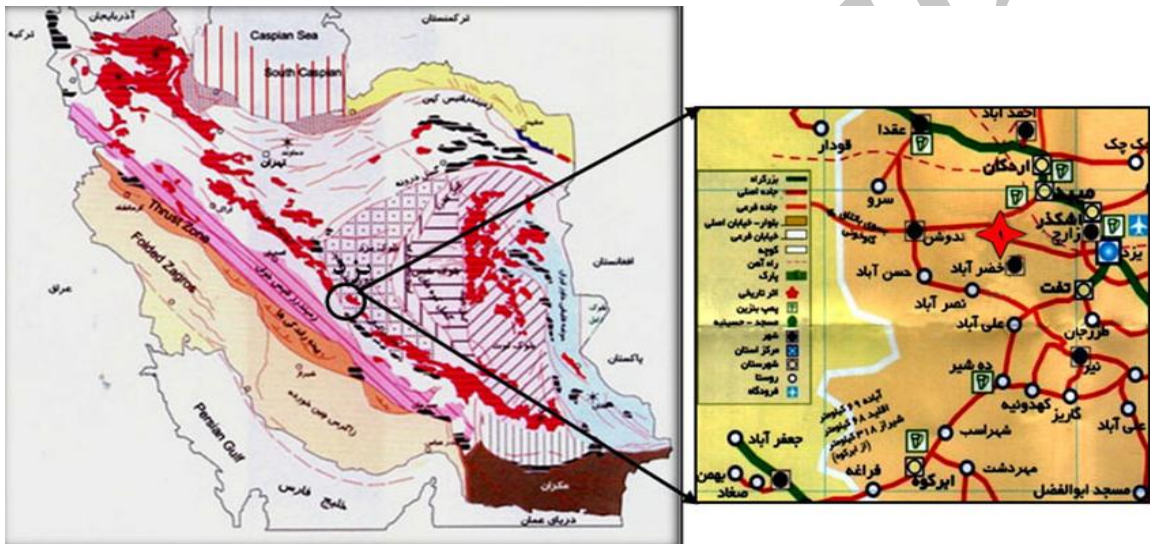
مقدمه

کمان واقع شده است (شکل ۱). توده نفوذی بزرگ خضرآباد از جنس آلکالی‌گرانیت تا گرانودیوریت تنها رخنمون توده آذرین در منطقه است که سازندهای رسوبی تخریبی-کربناته پالئوزوئیک و

کمان ماگمایی سنوزوئیک ایران مرکزی موسوم به ارومیه-دختر با امتداد NW-SE از استان یزد عبور می‌کند و منطقه بررسی شده نیز در این

(Ghanei and Mackizadeh, 2007) باقی‌آباد (Mackizadeh, 2007) و خوت (Zahedi and Mackizadeh, 2011) و ... انجام شده است، اما تاکنون (Boomeri, 2012) منبعی راجع به گزارش یا مطالعه اسکارن‌ها هشت‌کوه در اطراف توده خضرآباد مشاهده نشده است، بنابراین ضروری به نظر می‌رسد این رخداد اسکارن و کانی‌شناسی آن به ادبیات زمین‌شناسی ایران معرفی شود.

کرتاسه را قطع کرده و سبب توسعه اسکارن-هورنفلس شده است (شکل ۱). اسکارن‌ها از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان برای بررسی‌های کانسارهای گرمایی بوده است (Pirajno, 1991; Robb, Lentz, 1998; Ray and Webster, 1997; Kamvong and Zaw, 2008; 2005). با وجود این که مطالعاتی در خصوص اسکارن‌های استان یزد از جمله: مناطق شرق شیرکوه (Ghanei and



شکل ۱- موقعیت اسکارن هشت‌کوه در ارتباط با نوار ماگماتیسیم ارومیه-دختر (Aghanabati, 1998). راه‌های دسترسی به توده گرانیتوئیدی خضرآباد (♦) و نقشه زمین‌شناسی ساده منطقه بررسی شده را نشان می‌دهد.

زمین‌شناسی منطقه

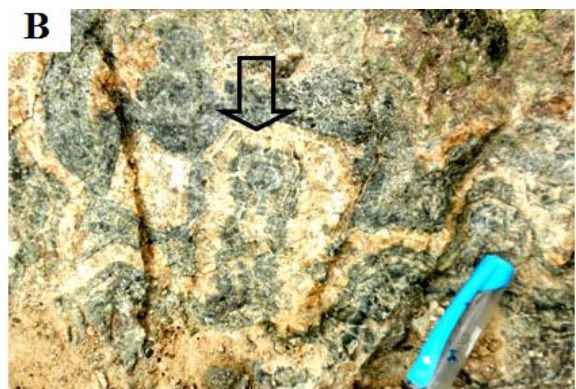
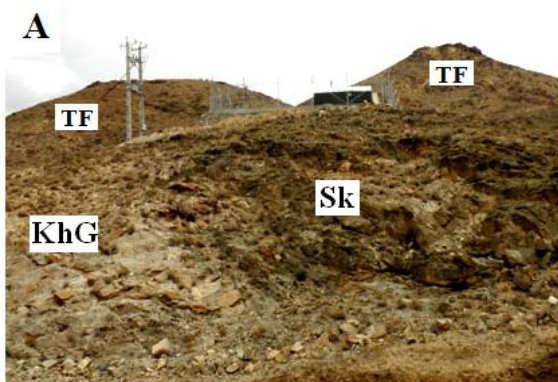
قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه خضرآباد سازند کهر است که پی‌سنگ منطقه را تشکیل داده و عموماً شامل: شیل، ماسه سنگ و سیلستون به رنگ سبز و سبز مایل به خاکستری است. به طور فرعی لایه‌های دولومیتی قهوه‌ای متمایل به زرد مجموعه سنگ‌های وابسته به سازند کهر را همراهی می‌نماید که توسط سنگ‌های دولومیتی چرت‌دار سازند سلطانیه پوشیده شده است (شکل ۱). توده‌های گرانیتوئیدی خضرآباد به جز در ناحیه علی‌آباد دامک که آهک‌های تریاس را دگرگون کرده و با گرانیت شیرکوه کنتاکت دارد در دیگر نواحی، درون سازند کهر و تفت نفوذ نموده و باعث اسکارن‌زایی و کانه‌زایی شده است (شکل ۱).

در جنوب مزرعه هشت کوه سنگ‌های اصلی برای تشکیل دگرگونی مجاورتی سنگ‌های آهکی توده‌ای اربیتولین‌دار سازند تفت است که در برخی نقاط دولومیتی نیز شده‌اند (شکل‌های ۱ و ۲-A). مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که بیشتر اسکارن‌ها ساخت توده‌ای دارد. همچنین، رخنمون محدودی از ساخت نواری (banded skarn) نیز تا حدودی محفوظ مانده است که شاید نشان از لایه بندی سنگ آهک اولیه بوده که بعد از دگرگونی هنوز حفظ شده است (شکل ۲-B).

اسکارن‌ها در امتداد تنها آبراهه بزرگ غربی-شرقی روستای هشت کوه به طور پراکنده و به شکل تپه‌های کم‌ارتفاع رخنمون دارد.

روش انجام پژوهش

مرحله نخست پیمایش صحرایی برای شناسایی محدوده اسکارنی شده انجام شد و در مرحله بعد چهار ایستگاه که شامل کامل‌ترین و ضخیم‌ترین رخنمون اسکارن بود برای بررسی‌های صحرایی دقیق‌تر و نمونه‌برداری انتخاب شد. بررسی‌های صحرایی شامل: بررسی‌های ارتباط اسکارن با توده نفوذی، بافت و ساخت در نمونه دستی، شناسایی پهنه‌های اسکارن و ارتباط آنها بوده است. از نمونه‌های برداشت شده تعداد ۳۲ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان Olympus مدل BX-60 مطالعه و تصاویر با دوربین Olympus مدل DP 70 تهیه شد. تحلیل‌های مایکروپروب توسط دستگاه Cameca مدل SX-100 در دانشگاه اوکلاه‌امای آمریکا انجام شد. در هنگام تحلیل‌ها، ولتاژ شتاب دهنده برابر با 15KV و شدت جریان 15nA بوده است. برای پردازش داده‌ها و رسم نمودارها از نرم‌افزار Minpet 2.02 استفاده شده است. برای تفکیک میزان Fe^{3+} از Fe^{2+} از روش پیشنهادی Droop (۱۹۸۷) استفاده شده است.



شکل ۲- تصاویر صحرایی از: (A) ارتباط توده گرانیتوئیدی خضرآباد (KhG) با سازند تفت (TF) و اسکارن‌زایی (Sk)؛ (B) ساخت نواری در اسکارن هشت کوه (غرب خضرآباد)

پتروگرافی

مجموعه کانیایی زیر در اسکارن هشت کوه دیده می‌شود:

Garnet+Pyroxene+Tremolite-
Actinolite+Epidote+Chlorite+Quartz+Calcite

بلورهای گارنت و پیروکسن (به ترتیب با ۵۰ و ۴۰ درصد حجمی) عمده سازنده اسکارن است و می‌توان گفت که بقیه کانی‌ها فرعی‌اند. بلورهای کلینوپیکروکسن نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بیشتر به شکل پوپی کیلوبلاست درون گارنت دیده می‌شود. بیشتر دانه‌ریزتر و پراکنده‌تر از گارنت هستند و در همیافتی نزدیک با گارنت است. هیچ موردی از رخداد پیروکسن به شکل بلورهای منفرد به دور از تجمعات گارنت دیده نمی‌شود (شکل ۳-۳). حواشی گردشده و انحلالی (resorbed margins) پیروکسن‌ها و شکل نامنظم و آمیبی آنها درون گارنت نشان‌دهنده تغییرات فیزیکوشیمیایی سیال کانی ساز ضمن تحول سامانه اسکارن است (شکل ۳-۳).

گارنت‌ها کانی عمده اسکارن هشت کوه را تشکیل داده‌اند. این کانی‌ها همسانگرد تا ناهمسانگرد است و با ماکل پیچیده و ساختار منطقه‌ای به‌وضوح دیده می‌شود و ادخال‌های پیروکسن درون آنها به مقدار زیاد است (شکل ۳-۳).

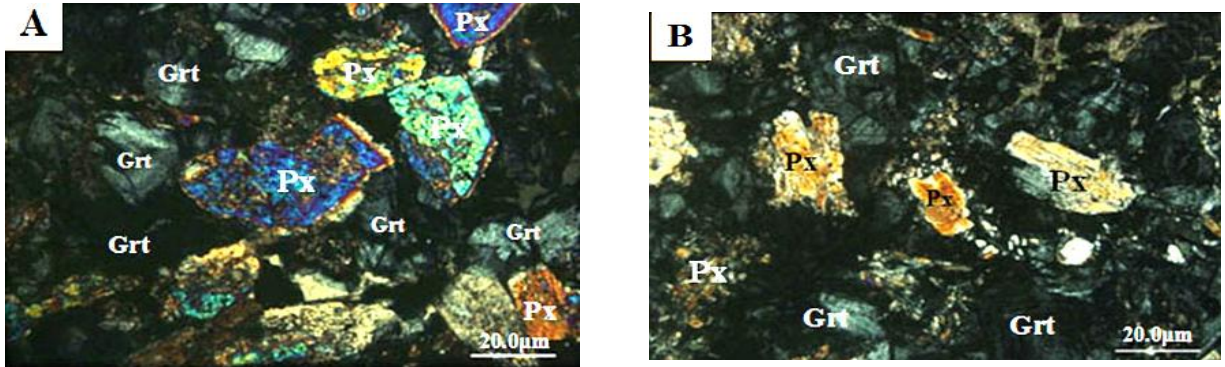
در برخی موارد ادخال‌هایی از کلسیت با حواشی گردشده نیز درون گارنت مشاهده می‌شود که به نظر می‌رسد بازمانده جذب نشده سنگ آهک مرمری شده میزبان باشد.

ترمولیت-اکتینولیت به عنوان کانی فرعی با رخداد محدود دیده می‌شود که با داشتن چند رنگی واضح سبز کم‌رنگ تا تیره و مایل به آبی کم‌رنگ (PPL) به نظر می‌رسد در آن عضو اکتینولیت غالب باشد. Deer و همکاران (۱۹۹۱) معتقدند در

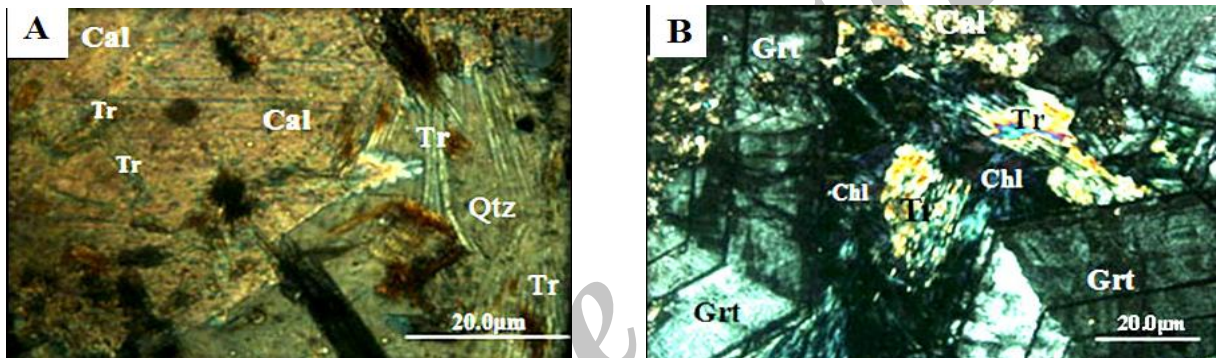
اکتینولیت و فرواکتینولیت شدت چند رنگی به میزان محتوی آهن بستگی دارد و بیشتر همراهی آن به شکل محدود با کوارتز و کلسیت است (شکل ۴-۴). در این مورد ادخال‌هایی از ترمولیت-اکتینولیت در کوارتز و کلسیت بافت پوپی کیلوبلاست را شکل داده و تداعی کننده مرمر ترمولیت-اکتینولیت‌دار است. یادآوری می‌شود این بافت بسیار محدود است و تنها در فضای خالی بین بلورهای پیروکسن-گارنت توسعه یافته است. این کانی در هنگام رخداد دگرگونی برگشتی در حال تبدیل به کلریت بوده که همیافتی نزدیک و مرز ناپایدار ترمولیت-اکتینولیت با کلریت گویای این رخداد است. علاوه بر این، کلریت‌ها به شکل دروغین (pseudomorph) ترمولیت-اکتینولیت‌ها را اشغال کرده‌اند (Delvigne, 1998) (شکل ۴-۳) و هنوز بقایای ترمولیت-اکتینولیت به شکل بازمانده (relict) در توده کلریت‌ها نیز دیده می‌شود.

کوارتز به شکل شکاف پر کن (filling) یا بافت روزنه‌ای (interstitial) با بلورهای گارنت، کلسیت و اپیدوت (کمتر) دیده می‌شود (شکل ۵-۳). همچنین، کوارتز به شکل رگچه‌ای شکستگی‌های گارنت را پر کرده یا این که پس از برشی شدن گسترده گارنت‌ها آنها را سیمانی نموده است. بدیهی است خاستگاه این کوارتز از سیلیس اضافی انتشار یافته در محیط اسکارن بعد از شکل‌گیری کانی‌های کالک‌سیلیکات است که در آخرین مرحله اسکارن متبلور شده است.

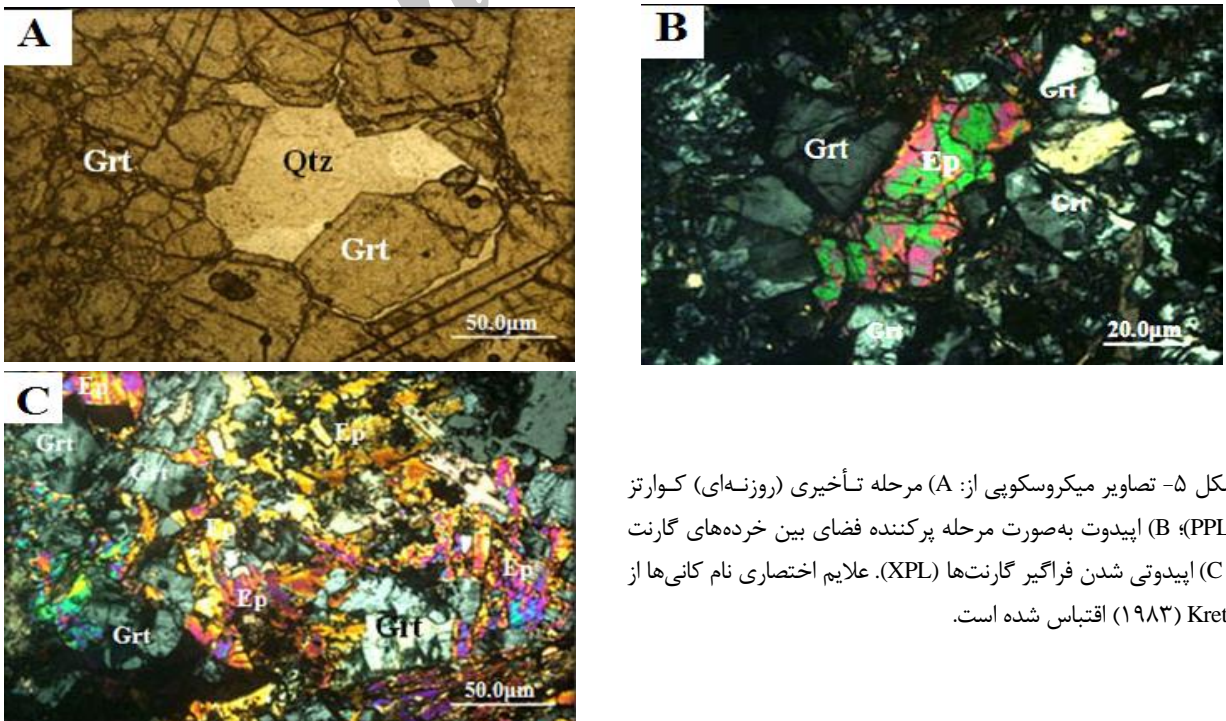
اپیدوت ارتباط تنگاتنگی با گارنت داشته و به صورت پوششی بر روی گارنت (over growth) و یا پُرکننده قطعات برشی گارنت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۵-۳). مرز ناپایدار آن با گارنت نشان می‌دهد که باید به خرج گارنت به وجود آمده باشد (شکل ۵-۳).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن هشت‌کوه: (A) رخداد پیروکسن‌های نیمه شکل‌دار در گارنت‌های نسل دوم (بافت پویی کیلوبلاستیک). مرز پیروکسن‌ها با گارنت میزبان تا حدودی واضح است و کمتر خورده شده است (XPL)؛ (B) پیروکسن‌ها درون گارنت به وضوح مرز ناپایدار نشان می‌دهد و خرده‌های تحلیل‌نرفته به شکل بازمانده (relict) دیده می‌شود (XPL). علائم اختصاری نام‌کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن هشت‌کوه: (A) ترمولیت-اکتینولیت درون کوارتز و کلسیت که این مجموعه به طور محلی گسترش دارد و پرکننده فضای خالی مجموعه کانی‌های اصلی اسکارن یعنی گارنت-پیروکسن است (PPL)؛ (B) ترمولیت-اکتینولیت به شکل بازمانده که از اطراف توسط کلریت احاطه شده است. در اینجا ترمولیت-اکتینولیت در ابتدا پرکننده فضای باز بین گارنت‌های ناهمسانگرد بوده است (XPL).



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از: (A) مرحله تأخیری (روزنه‌ای) کوارتز (PPL)؛ (B) اپیدوت به صورت مرحله پرکننده فضای بین خرده‌های گارنت و (C) اپیدوتی شدن فراگیر گارنت‌ها (XPL). علائم اختصاری نام‌کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

رشد کند بلور گارنت می‌تواند شرایط لازم برای تأمین یون Al^{+3} را از تجزیه کانی‌ها آماده نماید. این گونه غنی‌شدگی آلومینیم در سیالات گرمایی شبیه به فرآیندهای دراز مدت آبشویی (leaching) کاتیونی سنگ‌های حاوی آلومینوسیلیکات‌ها در زمان زمین‌شناسی است.

سازه گروسولار در گارنت‌های پهنه اسکارن بررسی شده بیشترین حجم را دارد. همان‌گونه که گفته شد Al در میان عناصر موجود در سیالات گرمایی دارای کمترین پویایی است. برای تأمین Al مورد نیاز لازم است سنگ اولیه یک آهک مارنی بوده باشد. بنابراین، مواد مورد نیاز برای رشد گروسولار در محیط قابل تأمین است.

تبلور مجدد این سنگ آهک اولیه منجر به تشکیل مرمر با بافت گرانوبلاستیک یا پولی‌گونال خواهد شد. این تبلور مجدد شاید در ابتدای شوک حرارتی دگرگونی اتفاق افتاده باشد. انتشار در امتداد مرز دانه‌های کلسیت این مرمر به راحتی انجام می‌شود (Shelley, 1993). فرآیند انتشار موجب هسته‌زایی و رشد بلوری گارنت‌ها (nucleation and crystal growth) در امتداد اتصالات سه‌گانه دانه‌های زمینه کلسیتی با مدل Bard (۱۹۸۷) خواهد شد.

از شواهد فوق می‌توان نتیجه گرفت که: الف) سنگ‌های اطراف و میزبان اسکارن در رخنمون صحرایی مرمرها و سنگ‌های آهکی با تبلور مجدد بخشی است. ب) در مشاهدات میکروسکوپی همان‌گونه که ذکر شد بخش‌هایی از میزبان مرمر به شکل بازمانده (دانه‌های گرد شده) در گارنت دیده می‌شود. این گونه فرآیند معمولاً هنگام دگرسانی از نوع نشری (pervasive) روی می‌دهد. بنابراین، هر دو فرآیند انتشار و تراوش (infiltration) در انتقال مواد برای شکل‌گیری گارنت‌ها نقش داشته است (Orhan et al., 2011).

شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهد کلسیت در چند شکل متبلور شده است:

الف) به عنوان جانشینی که حاصل دگرسانی بخشی پیروکسن‌ها است. این گونه دگرسانی تا جانشینی کامل پیروکسن توسط کلسیت نیز در مواردی دیده شده است (شکل ۶-۱).

ب) کلسیت‌ها در بیشتر موارد درشت‌دانه بوده، مرحله روزنه‌ای تشکیل داده، با ماکل‌های واضح مشخص است (شکل ۶-۲).

ج) کلسیت فضای خالی خرده‌های برشی گارنت-کوارتز را نیز پر کرده است (شکل ۶-۳).

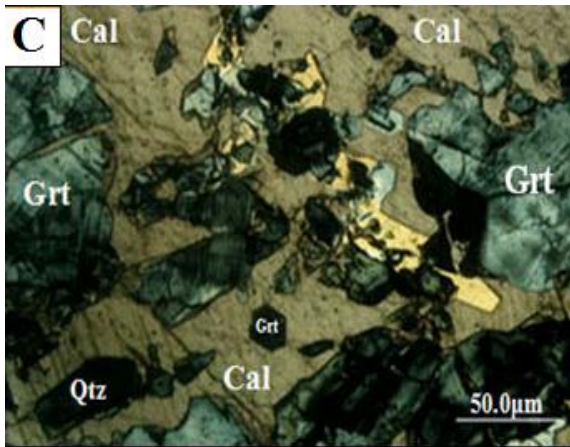
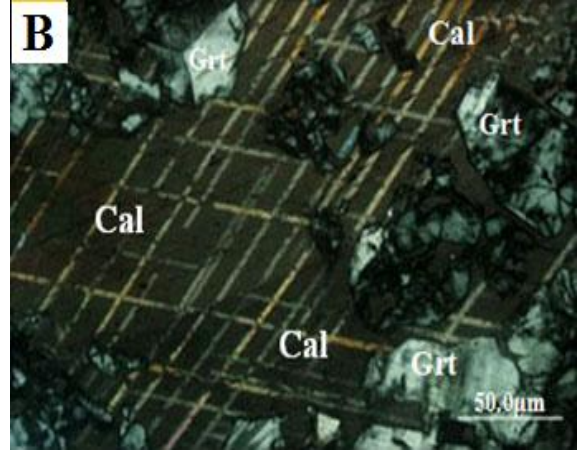
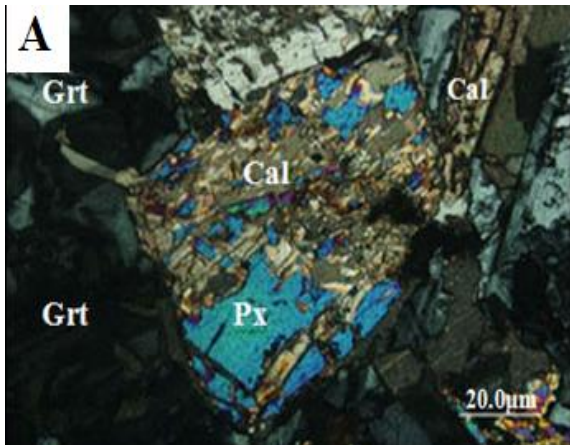
مینرال شیمی اسکارن

برای شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌های اساسی سازنده اسکارن از تحلیل‌های کمی (WDS) توسط دستگاه دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی استفاده شده است (جدول ۱). ترکیب شیمیایی گارنت‌ها نزدیک به قطب گروسولار است (شکل ۷-۱ و جدول ۱).

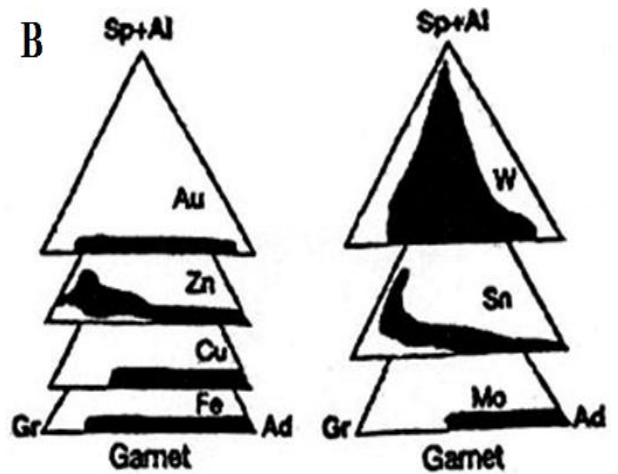
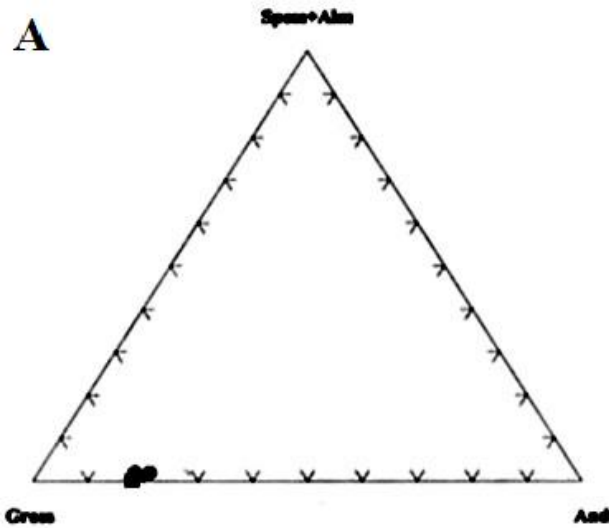
این گارنت‌ها نزدیک به میدان اسکارن‌های حاوی کانسار آهن (Meinert, 1998؛ Meinert et al., 2005) قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۲). داده‌های حاصل از تجزیه پیروکسن‌ها نیز در جدول ۲ آمده است. بر مبنای طبقه‌بندی Morimoto و همکاران (۱۹۸۸) پیروکسن‌ها در میدان اوژیت قرار می‌گیرد (شکل ۸).

Al^{+3} در ساختار گارنت‌های منطقه نقش عمده‌ای دارد. این عنصر، عضو گروه HFSE (High Field Strength Element) است. در سیالات گرمایی این عنصر به سختی قابل انتقال است. بنابراین، برای تأمین آن می‌توان یک منشأ محلی و نزدیک را در سنگ میزبان اسکارن (کانی‌های آلومینیم‌دار نظیر: رس‌ها یا سنگ آهک مارنی) در نظر گرفت (Masudy et al., 2005).

نسبت بالای آب به سنگ (water/rock) و نرخ



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از: (A) جانشینی بخشی یک پیروکسن توسط کلسیت؛ (B) رخداد کلسیت با ماکل‌های واضح ضربدری؛ (C) بافت برشی از خرده‌های کوارتز (کمتر) و گارنت در زمینه کلسیت که ناشی از مرحله برشی شدن نهایی و آنگاه تشکیل کلسیت است (XPL). علائم اختصاری نام‌کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.



شکل A-V نمودار توزیع ترکیب تجزیه‌های نقطه‌ای الکترون میکروپروب گارنت‌های هشت‌کوه خضرآباد؛ (B) مقایسه آن با اسکارن‌های معدنی جهان (Meinert, 1998).

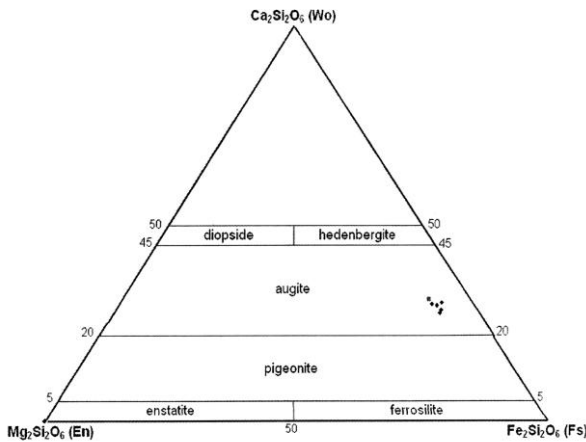
جدول ۱- تحلیل دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی از ۱۰ نمونه گارنت در اسکارن هشت کوه و محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۱۲ اکسیژن

Sample	S1-1	S1-2	S1-3	S1-4	S1-5	S2-1	S2-2	S2-3	S2-4	S2-5
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	rt	Grt
SiO ₂	37.72	37.85	37.61	37.67	37.35	37.67	37.79	37.45	37.86	37.78
TiO ₂	0.77	0.59	0.56	0.68	0.53	0.20	0.17	0.16	0.15	0.01
Al ₂ O ₃	15.36	15.77	15.82	15.70	15.75	16.03	16.20	15.97	15.67	16.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Fe ₂ O ₃	0.81	0.79	0.80	0.79	0.79	0.23	0.80	0.82	0.82	0.83
FeO	9.36	9.04	9.18	9.13	9.09	9.84	9.20	9.41	9.41	9.55
MnO	0.78	0.79	0.84	0.88	0.81	0.79	0.81	0.84	0.86	0.86
MgO	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
CaO	34.50	34.43	34.40	34.12	34.46	34.46	34.44	34.43	34.42	34.34
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	99.31	99.32	99.26	98.99	98.80	99.22	99.43	99.09	99.39	99.18
Si	2.943	2.948	2.931	2.946	2.923	2.934	2.935	2.921	2.947	2.943
Ti	0.045	0.035	0.033	0.040	0.031	0.012	0.01	0.009	0.009	0.006
Al	1.412	1.447	1.453	1.447	1.453	1.471	1.483	1.468	1.438	1.474
Cr	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe(3+)	0.612	0.588	0.619	0.582	0.639	0.638	0.626	0.667	0.652	0.629
Fe(2+)	0.051	0.005	0.031	0.068	0.008	0.016	0.023	0.000	0.024	0.026
Mn	0.052	0.052	0.055	0.058	0.054	0.052	0.053	0.055	0.057	0.057
Mg	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
Ca	2.884	2.873	2.873	2.859	2.890	2.875	2.866	2.878	2.871	2.866
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
%XPy	0.04	0.08	0.04	0.04	0.04	0.04	0.08	0.08	0.04	0.05
%XGr	65.89	66.91	65.98	66.63	65.84	65.62	65.90	64.60	64.52	65.66
%XAlm	1.73	1.85	1.06	2.27	0.27	0.61	0.80	0.00	0.81	0.89
%XSp	1.73	1.75	1.89	1.96	1.84	1.79	1.83	1.92	1.94	1.94
%XAndr	30.56	29.34	30.86	29.05	31.80	31.72	31.14	33.15	32.47	31.27

جدول ۲- تحلیل دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی از ۷ نمونه پیروکسن در اسکارن هشت کوه و محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۶

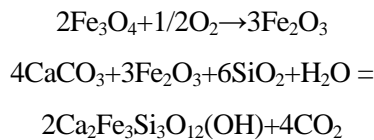
اکسیژن

Sample	Cpx1	Cpx3	Cpx4	Cpx6	Cpx7	Cpx8	Cpx9
Mineral	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite	Augite
SiO ₂	45.81	45.45	43.2	45.63	46.51	47.66	44.47
TiO ₂	0.22	0.16	0.24	0.27	0.19	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	6	6.82	7.98	4	4.18	2.64	5.49
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.02	0.05	0.07	0.07	0.02
Fe ₂ O ₃	0.80	3.12	3.09	3.16	3.20	3.07	3.05
FeO	9.24	28.08	27.02	28.45	28.77	27.63	27.14
MnO	1.13	0.87	0.91	1.31	1.32	1.90	1.17
MgO	1.91	2.12	1.71	2.07	2.27	2.39	2.35
CaO	11.32	11.36	11.50	10.99	10.81	11.97	12.20
Na ₂ O	0.54	0.41	0.47	0.35	0.28	0.14	0.25
K ₂ O	0.26	0.33	0.43	0.23	0.19	0.20	0.23
Total	98.34	98.73	97.37	97.33	97.79	97.77	96.43
Si	1.893	1.868	1.805	1.913	1.938	1.984	1.879
Ti	0.007	0.005	0.008	0.009	0.006	0.003	0.003
Al	0.292	0.330	0.393	0.238	0.205	0.130	0.273
Cr	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001
Fe(3+)	0.000	0.000	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(2+)	1.075	1.073	1.036	1.108	1.114	1.069	1.066
Mn	0.040	0.030	0.032	0.047	0.047	0.067	0.042
Mg	0.118	0.013	0.106	0.129	0.141	0.148	0.148
Ca	0.501	0.500	0.515	0.494	0.483	0.534	0.552
Na	0.043	0.033	0.038	0.028	0.023	0.011	0.020
K	0.014	0.017	0.023	0.012	0.010	0.011	0.120



شکل ۸- توزیع ترکیب تجزیه‌های نقطه‌ای الکترون مایکروپروپ و پیروکسن‌های هشت کوه خضرآباد در نمودار سه گوش ولاستونیت (Wo)، انستاتیت (En) و فروسیلیت (Fs) (Morimoto et al., 1988).

تشکیل گارنت آندرادیت، بلکه برای تشکیل اپیدوت نیز شرکت کند:



اپیدوت

در ادامه، با کمتر شدن فوگاسیته اکسیژن شرایط برای نهشت ترمولیت-اکتینولیت و کلریت مهیا شده است.

بحث و نتیجه‌گیری

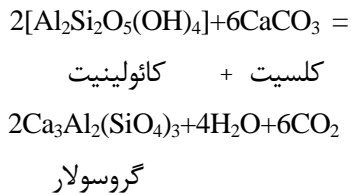
بر مبنای مشاهدات بافتی کانی‌ها، شکل، ارتباط مرزهای دانه ای بلوری (مرزهای تعادل یا عدم تعادل) می‌توان گفت: واکنش‌های اسکارن‌سازی به شکل زنجیروار و در چند مرحله انجام شده است. بنابراین، روابط پاراژنتیک کانی‌ها به شکل جدول ۳ قابل طرح است. به طور کلی، اسکارن‌های منطقه با دو گونه دگرسانی اصلی مشخص است که بر مبنای تقدم و تأخر نهشت سیلیکات‌ها است:

الف) همیافتی کانیایی پیشرونده (early prograde assemblage) که با گارنت و پیروکسن مشخص است؛ ب) همیافتی کانیایی پسین (late retrograde assemblage) که با شکل‌گیری اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت و کلریت مشخص است.

برای جانمایی دو گانه $\text{Al}^{+3} \leftrightarrow \text{Fe}^{+3}$ در محلول جامد گارنت‌ها می‌توان نظر Yardley و همکاران (۱۹۹۱) را در نظر گرفت. آنها بر این باورند که جریان سیال گرمایی به شکل متناوب با فرآیند جوشش همراه است که این فرآیند سبب رخداد اکسایش در محلول می‌شود و شرایط را برای حضور Fe^{+3} مستعدتر می‌نماید. با افزایش نسبت اکتیوخته یون‌ها ($\text{aFe}^{+3}/\text{aAl}^{+3}$) عضو انتهایی آندرادیت در محلول جامد افزایش می‌یابد. در گارنت‌های اوگراندیت پایداری آندرادیت با نرخ سریع رشد و جریان تند سیالات گرمایی هماهنگ است.

به طور کلی، Jamtveit و همکاران (۱۹۹۳) و Deer و همکاران (۱۹۹۱) برای بالا بودن آندرادیت در محلول جامد اوگراندیت، افزایش XCO_2 ، $f\text{O}_2$ و شوری بالای سیالات را در نظر گرفته‌اند. در اسکارن‌های منطقه وجود ساخت برشی در بخش‌های توده‌ای و سطوح لایه‌بندی در بخش‌های نواری، فراهم کننده جریان تند و آسان سیالات گرمایی بوده است که این پدیده در پایداری آندرادیت مؤثر بوده است. علاوه بر این، شرایط اکسیدان در سیال گرمایی نیز نهشت آندرادیت را فراهم می‌کند یا به عبارت دیگر می‌توان گفت فوگاسیته بالای اکسیژن باعث شده که آهن موجود در سیال ابتدا به Fe^{+3} اکسید شده و نه تنها برای

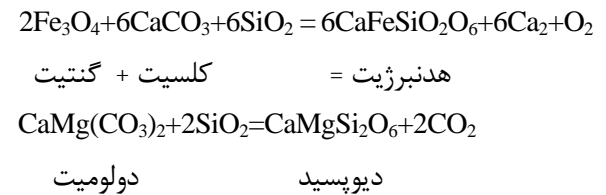
شکل گیری آنورتیت به وجود می آید یعنی آنورتیت و ولاستونیت در دماهای بالا پایدار است (شکل ۹) از سویی منطقی است که واکنش تشکیل گروسولار در اسکارن های منطقه به خرج کائولینیت و کلسیت یعنی سنگ های آهکی میزبان مارنی در نظر گرفته شود (Casillas et al., 2011):



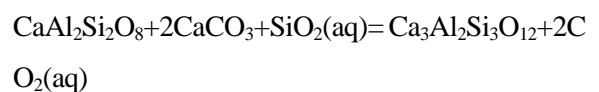
این واکنش شکل گیری گارنت را در اثر هسته زایی به خرج کانی های زمینه سنگ را توجیه می نماید. Deer و همکاران (۱۹۹۱) نشان داده اند که برای تشکیل گروسولار از مخلوط واکنشی کائولین، CaO ، $CaCl_2$ ، SiO_2 ، بهترین شرایط دمایی ۹۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۲۰۰۰ اتمسفر است. اما در مخلوطی از سیلیس، کلسیت و اکسید آلومینیم با نسبت های Al_2O_3 ، $3CaCO_3$ ، $3SiO_2$ ، ولاستونیت و گروسولار در ۵۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل می شود.

شکل ۹ نمودار واکنش دماهای ۳۸۰ تا ۵۳۰ درجه سانتیگراد را برای تشکیل گروسولار نشان می دهد. Miyashiro (۱۹۹۴) اعتقاد دارد که مجموعه کوارتز و گروسولار تحت شرایط فشار کم CO_2 پایدار می ماند و با افزایش دما واکنش تشکیل ولاستونیت + آنورتیت انجام می گیرد.

در مرحله پیشرونده پیروکسن پایه ای ترین و تنها کانی اسکارن است. بر مبنای واکنش های زیر رخداد این کانی قابل توجیه است.



وجود سنگ های کربناته آهن دار به عنوان سنگ میزبان برای تأمین آهن در واکنش بالا لازم است و به احتمال زیاد آهن مورد نیاز می تواند از منشأ ماگما نیز دریافت شود. در ارتباط با ترکیب شیمیایی پیروکسن برای تأمین Mg، کربنات های میزبان اسکارن اندکی دولومیتی است. از طرفی، Al موجود در ساختار پیروکسن می تواند از سنگ میزبان مارنی یا این که از ماگما تأمین شود. برای پیدایش گروسولار واکنش زیر توسط Tracy و Frost (۱۹۹۱) پیشنهاد شده است:

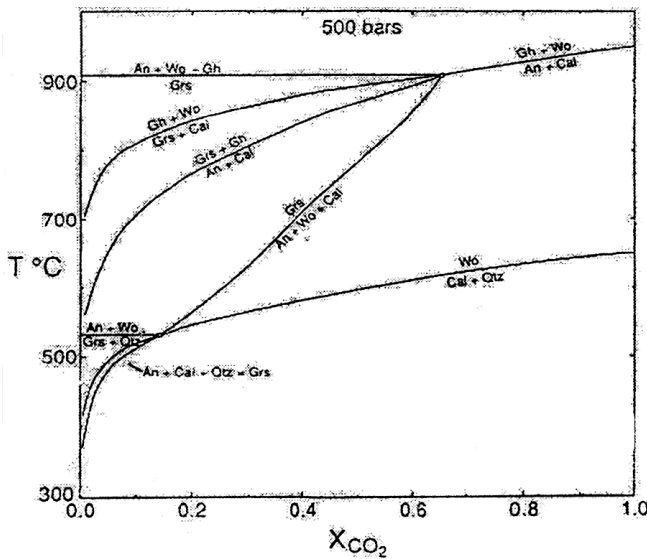


برای تشکیل گارنت مطابق واکنش بالا آنورتیت لازم است و آنورتیت در سنگ های آهکی منطقه وجود ندارد. بنابراین، می توان $CaAl_2Si_2O_8$ را به شکل بسته های ساختاری و کلونیدی در سیالات ماگماتیک در نظر گرفت که برای شکل گیری گارنت گروسولار لازم است.

ولاستونیت از واکنش کوارتز و کلسیت قبل از

جدول ۳- روابط پارازنتیک کانی ها بر مبنای شواهد بافتی

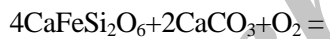
گامه کانی	پیشرونده	پسرونده
پیروکسن	██████████	
گارنت		██████████
اپیدوت		██████████
ترمولیت-اکتینولیت		██████████
کلریت		██████████
کلسیت	██████████	
کوارتز		██████████



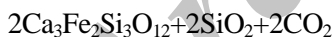
شکل ۹- نمودار T-XCO₂ در ۵۰۰ بار در سیستم (H₂O-CO₂) محاسبه شده در Geo-Cal (Tracy and Frost, 1991).

می‌دهد که CaO ترکیب ضروری برای واکنش‌ها است که از دیدگاه اسکارن‌سازی نیز منطقی است چرا که بالا رفتن پتانسیل شیمیایی CaO در محیط اسکارن (تجزیه کربنات‌ها) خود سبب پیشرفت سایر واکنش‌های مراحل تأخیری اسکارن‌سازی است.

شکل‌گیری سازه آندرادیت در گارنت‌های سری اوگراندیت منطقه را می‌توان با واکنش زیر توجیه نمود (Rose and Burt, 1979):



پیروکسن



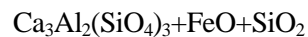
گارنت

مطالعات تجربی Rose و Burt (۱۹۷۹) نشان داده است که Fe²⁺ می‌تواند در ساختار پیروکسن (هدنبرژیت) نقش پایین آورنده فوگاستیه اکسیژن سیالات را بازی نموده و در پیدایش آندرادیت تأخیری شرکت نماید. در خصوص منشأ اکسیژن می‌توان گفت شاید ناشی از ورود آب‌های جوی سرشار از اکسیژن به سامانه اسکارن بوده باشد. واکنش بالا از این رهگذر در سامانه‌های اسکارنی نیز قابل توجه است. اکسیژن‌زدایی سیالات (تبدیل Fe²⁺ در هدنبرژیت به Fe³⁺ در آندرادیت) توسط

پس از پیدایش گارنت‌هایی که با پیروکسن همیافت نیست، پیدایش نسل دوم گارنت به خرج فروپاشی پیروکسن‌ها است. تحلیل رفتن حاشیه پیروکسن‌ها توسط گارنت در گارنتیت-اسکارن را می‌توان در واقع هجوم CaO فعال در محیط اسکارن به پیروکسن میزبان دانست:



هدنبرژیت آنورتیت



گارنت

با در نظر گرفتن محتوی Al پیروکسن‌ها واکنش

بالا به شکل زیر نیز قابل پیشنهاد است:



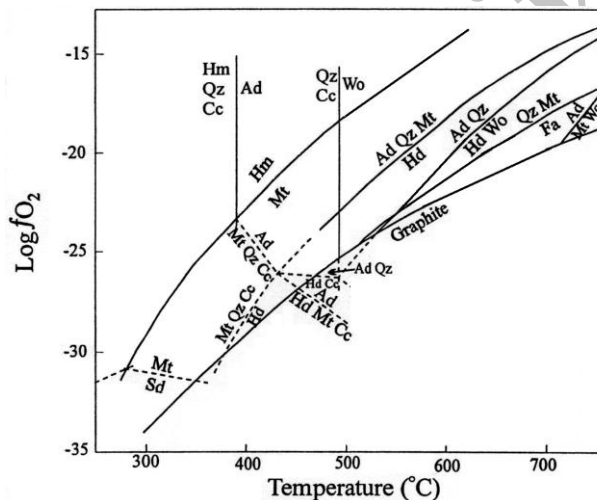
پیروکسن



گارنت

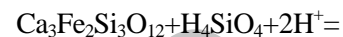
برای هر دو واکنش بالا شواهد میکروسکوپی دلالت بر وجود مرزهای انحلالی و نامتعادل گارنت-پیروکسن دارد. علاوه بر این، بافت‌های بازمانده‌ای (relict textures) از پیروکسن جانشین شده توسط گارنت نیز دلیل دیگری بر وقوع واکنش‌های فوق است (Kato, 1991). نگاهی به دو واکنش فوق نشان

نفوذی، رخداد کم و بیش بافت پرفیروئید در سنگ‌ها و ساختمان منطقه‌ای در پلاژیوکلازها می‌توان گفت جای‌گیری توده به صورت نیمه‌عمیق بوده است. علاوه بر آن، واحدهای رسوبی موجود در منطقه به عنوان سربار توده نفوذی نزدیک به ۱۰۰۰ متر ضخامت دارد. بنابراین، برآورد فشار تقریبی ۰/۵ کیلو بار دور از واقعیت نیست. همان طور که دیده می‌شود میدان پایداری آندرادیت از ۳۹۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد است و فوگاسیته اکسیژن ۲۶- تا ۱۵- را نشان می‌دهد. آندرادیت توسط ولاستونیت+مگنتیت در $T < 700$ درجه سانتیگراد و هدنبرژیت+ولاستونیت در $T < 500$ درجه سانتیگراد در حضور کوارتز جانشین می‌شود. از آنجا که همیافتی کانیاپی بالا در اسکارن منطقه مشاهده نشده است، بنابراین، گارنت‌سازی به‌عنوان شاخص اسکارن منطقه در $T < 550$ درجه سانتیگراد رخ داده است.

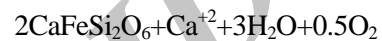


معاونت پژوهشی دانشگاه‌های صنعتی شاهرود و پیام نور کمال تشکر و قدردانی نمایند.

هدنبرژیت می‌تواند یک محیط احیا را برای سیال اسکارن ساز یا کانه‌ساز فراهم نماید. بنابراین، سیالات سولفیددار می‌توانند فلزات خود را در مرز محیط‌های احیا-اکسیدان نهشت نمایند. همراهی نزدیک و نامتعادل گارنت-پیروکسن بنا به نظر Einaudi و Burt (۱۹۸۲) می‌تواند بیانگر تغییرات دمایی و پویایی Ca^{2+} ، H^+ و SiO_2 در شرایط اکسیدان باشد:



آندرادیت



هدنبرژیت

از آنجا که تمام کانی‌های سازنده اسکارن هشت‌کوه در سامانه Ca-Fe-Si-C-O-H جای می‌گیرد، بنابراین، از نمودار شکل ۱۰ برای تخمین شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل این اسکارن استفاده شده است. نمودار بالا بر پایه $X_{\text{CO}_2} = 0/01$ بنا شده است. با در نظر گرفتن مورفولوژی زبانه مانند توده

شکل ۱۰- نمودار $T-f\text{O}_2$ در ۵۰۰ بار که میدان‌های عمده پایداری کانی‌های سیلیکات، اکسید و سولفید در اسکارن‌ها را نشان می‌دهد (Einaudi and Burt, 1982).

سپاسگزاری

نگارندگان لازم می‌دانند که از حمایت مالی

منابع

- Aghanabati, A. (1998) Major sedimentary and structural units of Iran (map). Geosciences 7, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Bard, J. P. (1987) Microtextures of igneous and metamorphic rocks. Dordt Reidel publishing Company, Holland, Dordrecht.
- Casillas, R., Demeny, A., Nagy, G., Ahijado, A. and Fernandez, C. (2011) Metacarbonatites in the Basal complex of Fuerteventura (Canary islands), The role of fluid/rock interactions during contact metamorphism and anatexis. Lithos 125:503-520.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock forming minerals. Seventeenth impression, Longman, London.
- Delvigne, J. (1998) Atlas of Micromorphology of mineral alteration and weathering. The Canadian Mineralogist special publication 3. Orstom wditions, Berlin.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine 51: 431-435.
- Einaudi, M. T. and Burt, D. M. (1982) Introduction terminology, classification, and composition of skarn deposits. Economic Geology 77: 745-754.
- Ghanei, J. and Mackizadeh, M. A. (2007) Occurrences of brucite, serpentine, forsterite and hydromagnesite bearing marbles, east of Shirkuh, Yazd. Petrology 25(3): 39-49 (in Persian).
- Ghanei, J. and Mackizadeh, M. A. (2011) Textural assemblage relationships between clintonite-spinel-garnet in the central Iranian skarns as evidence of clintonite genesis. Petrology 1(4): 65-72 (in Persian).
- 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, K. (2008) 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 32: 961-980.
- Kato, Y. (1991) Textural and compositional changes of clinopyroxene replaced by garnet in the Mozumi deposit, Kamioka mine, Japan. In: Skarns, their genesis and metallogeny (Ed. Barto-Kyriakidis, A.). Theophrastus publications States America, California.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming mineral. American Mineralogist 68: 227-279.
- Lentz, D. R. (1998) Mineralized intrusion-related skarn systems. vol. 26. Mineralogical Association of Canada, Ottawa.
- Masudy, F., Mehraby, B. and Faraydel, F. (2005) Type of zoning structure of garnet from Ghohrud skarn, south of Khashan. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 13(1): 43-60.
- Meinert, L. D. (1998) Application of skarn zonation models to mineral exploration. Exploration and Mining Geology 6(2): 185-208.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M. and Nicolescu, S. (2005) World skarn deposits. In: Economic geology (Eds. Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J. and Richards, J. P.) 100th Anniversary Volume: 299-336. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA.
- Miyashiro, A. (1994) Metamorphic petrology. University College London, London.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J.,

- Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes, subcommittee on pyroxenes, commission on new minerals and mineral names. *International Mineralogical Association Mineralogy and Petrology* 39: 55-76.
- Orhan, A., Mutlu, H., E. and Fallick, A. (2011) Fluid infiltration effects on stable isotope systematic of the Susurluk skarn deposit, NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 40: 550-568.
- Pirajno, F. (1991) *Hydrothermal mineral deposits*. Springer-Verlag, London.
- Ray, G. E. and Webster, I. C. L. (1997) *Skarns in British Columbia*. Ministry of Employment and Investment, British Columbia, Victoria, Canada.
- Robb, L. (2005) *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Oxford.
- Rose, A. W. and Burt, D. M. (1979) Hydrothermal alteration In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (Ed. Barnes, H. L.) Hoboken 173-235. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations*. Chapman and Hall, London.
- Tracy, R. J. and Frost, B. R. (1991) Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks and iron formation. In: *Contact metamorphism* (Ed. Kerrick, D. M.) *Reviews in Mineralogy* 26: 207-289.
- Yardley, B. W. D., Rochelle, C. A., Barn coat, A. C. and Lloyd, G. E. (1991) Oscillatory zoning in metamorphic minerals, an indicator of infiltration metasomatism. *Mineralogical magazine* 55: 357-365.
- Zahedi, A. and Boomeri, M. (2012) Mineralogy and geochemistry of Khut copper deposit West of Taft, Yazd provinc. *Petrology* 2(8): 21-38 (in Persian).

Archive of SID

Petrography and petrogenesis of Hasht-kuh Khezrabad of Yazd skarns

Javad Ghanei Ardakanei ^{1,2 *}, Hossein Mehdizadeh Shahri ¹, Ali Darvishzadah ³
and Mohammad Ali Mackizadeh ⁴

¹ Department of Petrology, School of Geosciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

² Department of Geology, University of Payame Noor, 19395-4697, Tehran, Iran

³ Department of Geology, Islamic Azad University, Lahijan Branch, Lahijan, Iran

⁴ Departments of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The Khezr-Abad granitoid intrusive body is located in the north-west of Yazd province within Urumia-Dokhtar magmatic arc. The intrusion of this body into the Cretaceous carbonate rocks (Taft Formation), gave rise to Hasht-kuh skarn mineralization with the following mineral assemblage:

Garnet+ Clinopyroxene+ Epidote+ Tremolite-Actinolite+ Chlorite+ Calcite+ Quartz

Mineral associations studies show that pyroxene- garnet occurrence have most relations and are widespread in skarn. A detailed study of paragenetic relationships of skarn minerals clearly demonstrate that there are two stages in skarn evolution system, so the Hasht-kuh skarn can be considered as a polygenic skarn. On the basis of mineral chemistry data the garnet tends to be grossular and pyroxene is augite in composition. The peak temperature of contact metamorphism episode is accompanied by pyroxene crystallization in the early stage followed by overprinting of garnet formation. Due to presence of Al/Fe⁺³ periodic changes in fluids during garnet precipitation, zoning structure in some garnets was developed. The prevailing oxidation conditions during crystallization of fluids caused the instability of pyroxene (reducing fO_2) and the growth of andradite garnet could be occurred at T<550°C in skarn system.

Key words: Paragenetic relationships, Polygenic Skarn, Khezr-Abad granitoid, Hasht-kuh Skarn