

مطالعات پتروگرافی، دگرسانی متاسوماتیک و ژنز اسکارن آهن و مس کمتال، شمال شرق خاروانا، آذربایجان شرقی

رسول فردوسی*، علی اصغر کلاگری، قادر حسین‌زاده، قهرمان سهرابی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز ۱۶۶۶۵، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۵/۲۵، پذیرش: ۱۳۹۰/۱۰/۱۱

چکیده

اسکارن کمتال در ۱۵ کیلومتری شمال شرق خاروانا در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. نفوذ استوک کوارتز مونوزونیتی کمتال به سن الیگوسن به داخل توالی رسوبی کرتاسه فوقانی (آهک رس‌دار، مارن و سیلتستون) باعث گسترش زون‌های دگرسانی متاسوماتیک قابل توجه و واحدهای دگرگونی مجاورتی در امتداد کنتاکت شده است. اسکارن کمتال از نوع کلسیک بوده و زون‌های اسکارنی هم به صورت اندواسکارن و هم اگزواسکارن متشکل از دو زون گارنت‌اسکارن و اپیدوت‌اسکارن در آن تکامل یافته‌اند. فرآیند اسکارنی شدن به دو مرحله اصلی (۱) پیشرونده و (۲) پسرونده تقسیم می‌شود. در مرحله پیشرونده، جایگیری توده نفوذی باعث دگرگونی ایزوکمیکال سنگ‌های درونگیر و تشکیل مرمر و هورنفلس شده است. تبلور توده نفوذی باعث تکامل فاز سیال هیدروترمال و نفوذ آن به داخل سنگ‌های درونگیر شده است. واکنش این سیالات با سنگ‌های دگرگون شده اولیه باعث ایجاد دگرسانی متاسوماتیک گسترده شده که توسط تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب نظیر گارنت و پیروکسن در درجه حرارتی حدود $420-550^{\circ}\text{C}$ و فوگاسیته اکسیژن 10^{-22} تا 10^{-25} مشخص می‌شود. در مرحله پسرونده با تغییر شرایط فیزیوشیمیایی نظیر کاهش دما ($<420^{\circ}\text{C}$) و افزایش $f\text{S}_2$ کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب به کانی‌های کالک‌سیلیکاته آبدار (اپیدوت و ترمولیت، اکتینولیت، سیلیکاته (کوارتز)، رسی (کلریت)، اکسیدی (مگنتیت و هماتیت)، سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت و تتراهدريت) و کربناته (کلسیت) دگرسان شده‌اند. در مقایسه‌ای که بین اسکارن کمتال و برخی از کانسارهای اسکارنی مشابه در سطح کشور و دیگر نقاط دنیا انجام گرفته، مشخص شده است که کانسار اسکارن کمتال از نظر خصوصیات زمین‌شناسی شباهت‌های زیادی به اسکارن انجرد و پهناور در استان آذربایجان شرقی دارد.

واژه‌های کلیدی: خاروانا، کمتال، اسکارن، آلتراسیون متاسوماتیک، شرایط فیزیوشیمیایی.

مقدمه

قولان و افتخارنژاد [۲] که مطالعات زمین‌شناسی ناحیه‌ای را در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش تبریز - پلدشت به انجام رسانده‌اند، اشاره کرد. همچنین علوی نائینی [۳] در ضمن اکتشافات ژئوشیمیایی کانی سنگین ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود مطالعات کاملی در خصوص کانی‌سازی موجود در متن و حاشیه دگرگونی باتولیت قره‌داغ و توده‌های نفوذی قولان و کمتال انجام داده و مهر پرتو [۴] مطالعات زمین‌شناسی ناحیه‌ای را در قالب تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش سیه‌رود انجام داده است. امینی‌فضل [۵] در رساله دکتری خود مطالعات کاملی راجع به ویژگی‌های کانی‌سازی، ژئوشیمیایی

منطقه کمتال در ۱۵ کیلومتری شمال شرق خاروانا در محدوده عرضهای شمالی $38^{\circ} 47' 18''$ تا $38^{\circ} 48' 32''$ و طولهای شرقی $45^{\circ} 11' 45''$ تا $46^{\circ} 13' 36''$ در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. این منطقه از نظر فلززایی متعلق به کمربند فلززایی قره‌داغ - سبلان است. توده نفوذی کمتال به سن الیگوسن در همبری با سنگ‌های کربناته ناخالص کرتاسه فوقانی باعث اسکارنزایی در این منطقه شده است. از مطالعات مقدماتی انجام گرفته بر روی این منطقه، می‌توان به موحد اول و ملاک‌پور [۱] که در مورد زمین‌شناسی عمومی کمتال، دوزال و

*مسئول مکاتبات: Ferdowsirasol@gmail.com

توده نفوذی گرانیتوئیدی الیگوسن: استوک گرانیتوئیدی کمتال که نقش مهمی در تشکیل اسکارن کمتال دارد، در بخش‌های نزدیک به محل کنتاکت با سنگ‌های کربناته ناخالص عمدتاً دارای ترکیب مودال در حد کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودپوریت است. نمونه‌های دستی این توده خاکستری رنگ و فانریتیک بوده و کانیهای قابل تشخیص در آن شامل فلدسپارها و کانیهای فرومنیزین می‌باشند. از نظر میکروسکوپی پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز به عنوان کانیهای اصلی و آمفیبول، پیروکسن، اسفن و تیره به عنوان کانیهای فرعی حضور دارند (شکل ۲-ب). این کانیها به طور عمده بافت گرانولار داشته و پلاژیوکلازها در برخی نمونه‌ها بافت پوئی‌کلیتیک نشان می‌دهند. مطالعات قبلی انجام شده [۷] نشان داده که توده نفوذی کمتال از نوع گرانیت‌های I-type، متاآلومینوس و جزو سری کالک‌آلکانل بوده که از نظر تکتونیکی متعلق به حواشی فعال قاره‌ای (Active Continental Margins) است.

توده اسکارنی: با توجه به این که لیتولوژی اولیه سنگ میزبان توده نفوذی یکنواخت نبوده (آهک رس‌دار، ماسه‌سنگ، مارن و سیلتستون) کانیهای کالک‌سیلیکاته متنوعی نسبت به دوری از مرز تماس تشکیل شده‌اند. زون اسکارنی توسط حضور کانیهایی مثل گارنت، کلینوپیروکسن، اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت مشخص می‌شود. این توده اسکارنی شامل دو زون اندواسکارن (درون‌اسکارن) و اگزواسکارن (برون‌اسکارن) می‌باشد.

اندواسکارن (درون‌اسکارن): این زون به ضخامت کمتر از یک متر در داخل توده آذرین تشکیل شده و بافت اولیه خود را تا حدود زیادی حفظ کرده است. در این زون کانیهای حاصله از فرآیند اسکارنیفیکاسیون (اسکارن‌زایی) مثل اپیدوت، کلریت، ترمولیت-اکتینولیت به صورت پراکنده در متن، جانیشینی و رگه‌چهای به همراه کانیهای آذرین اولیه دیده می‌شوند (شکل ۲-ج).

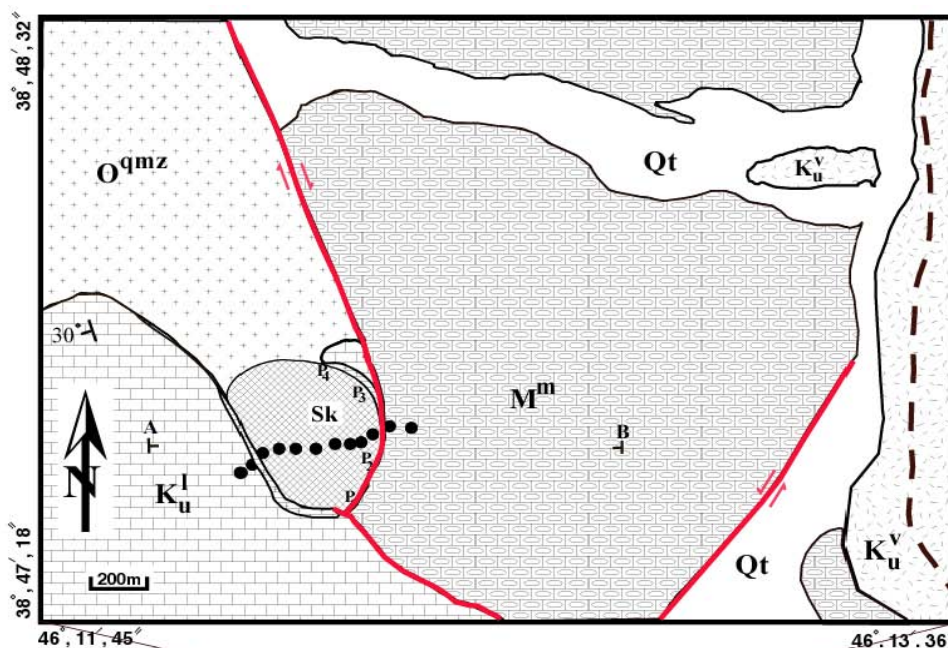
و پتروگرافی باتولیت قره‌داغ پرداخته است. سیاه چشم [۶] در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، مطالعات کاملی راجع به کانی‌شناسی، دگرسانی و تحولات متاسوماتیکی ذخیره اسکارن پهنار در رابطه با توده نفوذی قولان در شمال منطقه مورد مطالعه انجام داده و اخیراً مختاری [۷] در قالب رساله دکتری مطالعات پترولوژیکی ارزشمندی در مورد توده‌های نفوذی ناحیه انجام داده است. مطالعات جامعی در مورد دگرسانیهای متاسوماتیک و اسکارن‌زایی در منطقه کمتال صورت نگرفته بود. فردوسی [۸] مطالعات نسبتاً جامعی در خصوص پدیده‌های زمین‌شناسی از جمله پتروگرافی، مینرالوگرافی، دگرسانی و ژنز اسکارن کمتال و مقایسه آن با سایر کنسارهای اسکارنی مشابه در سطح ناحیه و دنیا در غالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد انجام داده و این نوشتار برگرفته از یافته‌های حاصل از آن می‌باشد.

زمین‌شناسی

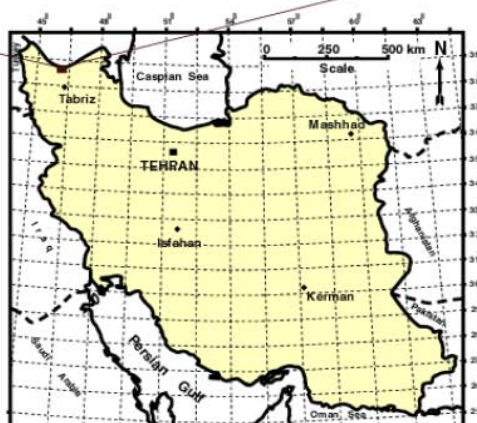
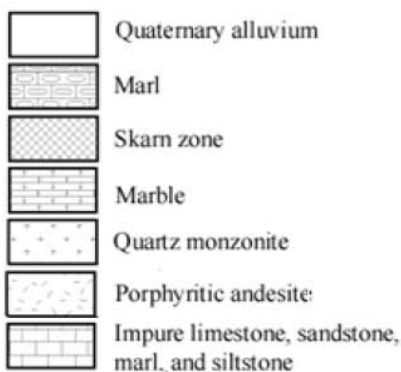
مهمترین واحدهای لیتولوژی در منطقه شامل سنگ آهک رس‌دار، ماسه‌سنگ، مارن و سیلتستون به سن کرتاسه فوقانی و مجموعه رسوبات مارنی به سن میو- پلیوسن [۵] می‌باشند. استوک گرانیتوئیدی کمتال به سن الیگوسن [۴] در داخل واحدهای کرتاسه بالایی نفوذ کرده و سبب ایجاد زون‌های دگرگونی- بای‌متاسوماتیک (دگرنهادی دوطرفه) قابل توجه (هورنفلس و مرمر) به ترتیب در کنتاکت با سنگ‌های پلیتیک و آهکی ناخالص شده است (شکل ۱).

پتروگرافی واحدهای سنگی

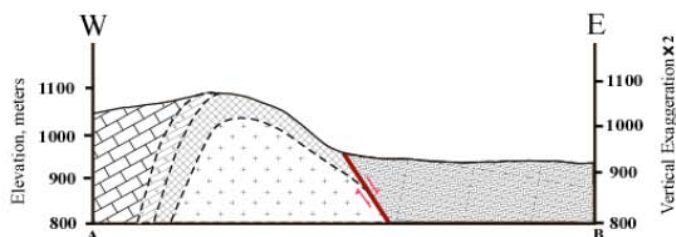
واحد کربناته ناخالص کرتاسه فوقانی: این واحد جزء قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه بوده و شامل تناوبی از سنگ‌های آهکی با میان‌لایه‌هایی از مارن، سیلتستون و ماسه‌سنگ می‌باشد. این واحد به عنوان پروتولیت اصلی توده اسکارنی بوده که در اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی در فواصل بیش از ۱۰۰ متر از مرز تماس متحمل تبلور مجدد شده و ساخت و بافت اولیه خود را از دست داده است. کانیهای تشکیل‌دهنده این واحد به طور عمده کلسیت به همراه مقدار اندکی کانیهای رسی و آپیک می‌باشد (شکل ۲-د).



Legend



Symbols



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی، نقشه راهنما و نیمرخ مربوطه در منطقه کمتال.

(حدود ۹۰٪) کانی تشکیل‌دهنده بخش گارنت اسکارن بوده به طوری که می‌توان این سنگها را گارنتیت نام‌گذاری کرد. گارنت‌ها به صورت بلورهای ریز (عمدتاً در ماتریکس) و درشت

اگزواسکارن (برون‌اسکارن): این زون شامل دو بخش (۱) گارنت اسکارن در نزدیکی کنتاکت توده نفوذی و (۲) اپیدوت اسکارن در فواصل دورتر از کنتاکت می‌باشد. گارنت فراوانترین

است (شکل ۲-f). این تغییر شکل به احتمال زیاد بعد از تشکیل درشت بلور گارنت رخ داده است.

واحد هورنفلس: این زون بسیار سخت و متراکم بوده و عمدتاً در مرز تماس با توده و زون مرمر قرار دارد. واحد یاد شده در اثر دگرگونی مجاورتی رسوبات پلیتیک به وجود آمده و مهمترین مشخصه آن وجود نوارهای تیره (غنی از پیروکسن) و روشن (غنی از کوارتز) بوده که می‌تواند به علت وجود تناوبی از لایه‌های رسی و ماسه‌ای در سنگ اولیه باشد.

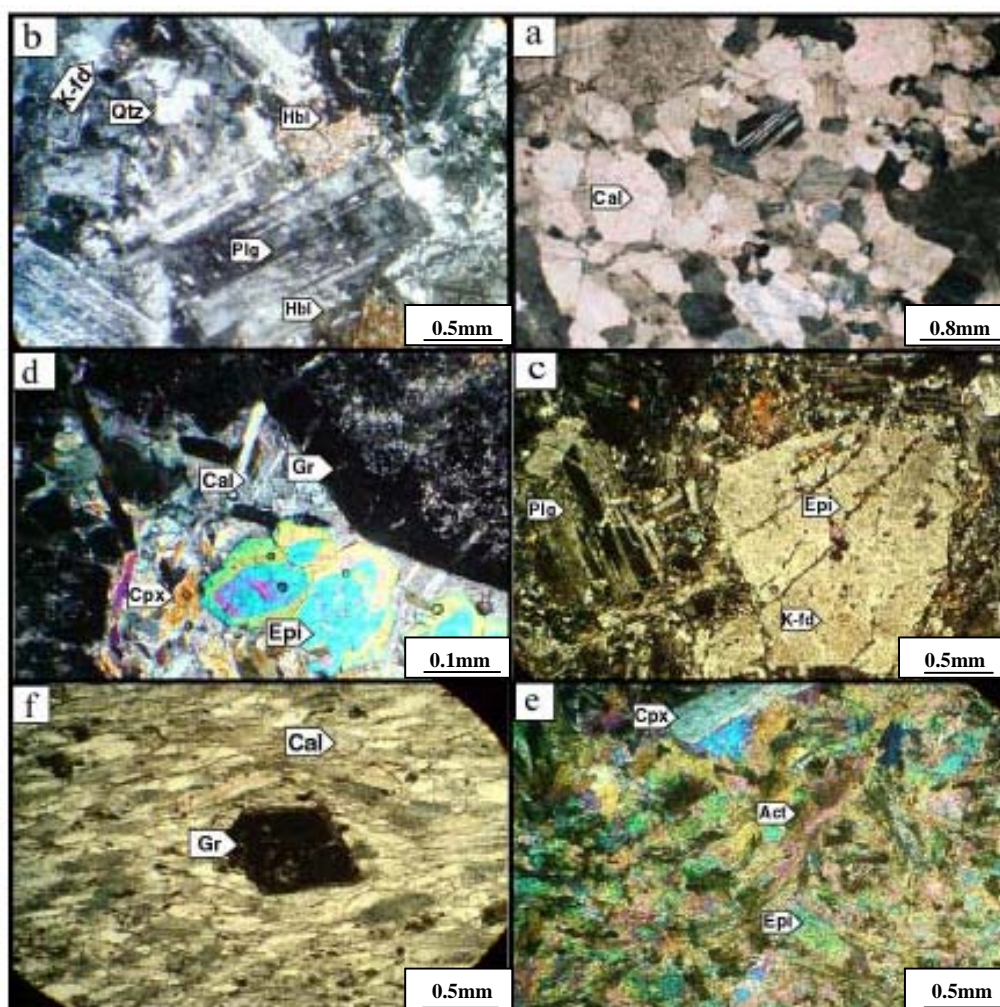
کانه‌زایی اکسیدی و سولفیدی

به طور کلی کانه‌زایی در اسکارن کمتال به صورت لکه‌های پراکنده بوده که عمدتاً در زون گارنت اسکارن رخ داده است. مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نشان داده که یک الگوی منطقه‌ای شامل کانی‌سازی مگنتیت + پیریت ± کالکوپیریت در نزدیکی کنتاکت و پیریت + کالکوپیریت ± مگنتیت در فواصل دورتر از آن وجود دارد. کانه‌زایی اسکارنی در کمتال عمدتاً به صورت افشان، رگه‌چهای و پرکننده فضاهای خالی در متن سنگ بوده و کانیهای آپک به طور عمده شامل مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت و تتراهدریت می‌باشند. مگنتیت مهمترین کانی آپک در اسکارن کمتال می‌باشد که به صورت رگه‌چهای در زون برشی (شکل ۳-a) و توده‌ای و بلورین در بخش گارنت‌اسکارن حضور دارد. مگنتیت به صورت حاشیه‌ای و تماماً جانشین گارنت شده به طوری که بعضاً جزایری از گارنت در داخل آن دیده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل مگنتیت بعد از تشکیل گارنت باشد. این کانی خود توسط سولفیدها جانشین شده است. در برخی نمونه‌ها مگنتیت در اثر ماریتیتی شدن به هماتیت تبدیل شده است (شکل ۳-c). پیریت در نمونه‌های دستی فراوانترین کانی سولفیدی در اسکارن کمتال است، که ارتباط بسیار نزدیکی با کلسیت‌های بلورین نشان می‌دهد (شکل ۳-b). پیریت عمدتاً توسط کالکوپیریت جانشین شده به طوری که در برخی نمونه‌ها به صورت ادخال‌هایی در داخل کالکوپیریت باقی مانده است. این کانی به صورت حاشیه‌ای و در امتداد شکستگیها توسط گوتیت جانشین شده است (شکل ۳-d). در برخی نمونه‌ها تتراهدریت این کانی را جانشین کالکوپیریت شده است.

(تا ۱۱ میلی‌متر) خودشکل و انیزوتروپ بوده و بعضاً زونینگ نیز نشان می‌دهند. آنالیزهای میکروپروب انجام شده بر روی گارنت‌های منطقه، نشان می‌دهد که این گارنت‌ها جزء سری گراندیت (گروسولار- آندرادیت) می‌باشند [۷]. این گارنت‌ها عمدتاً خاصیت انیزوتروپی از خود نشان می‌دهند. این ویژگی عمدتاً در اثر عواملی چون فشار تکتونیکی، اثرات سیال و جانشینی عناصر به وجود می‌آید [۹]. گارنت‌های زونه حاوی بخشهای ایزوتروپ و انیزوتروپی می‌باشند. زون‌های انیزوتروپ پایداری بیشتری نسبت به زون‌های ایزوتروپ در طی دگرسانی قهقه‌رایی از خود نشان می‌دهند. دیگر کانیهای تشکیل دهنده این بخش شامل دیوپسید، اپیدوت، کلسیت، کوارتز و کانیهای آپک می‌باشند (شکل ۲-d).

بخش اپیدوت اسکارن در فاصله دورتری از کنتاکت قرار گرفته و نمونه‌های دستی این زون، توده‌ای و سبز رنگ هستند. کانیهای گارنت، اپیدوت و ترمولیت. اکتینولیت در آنها قابل تشخیص هستند. در برخی نقاط اپیدوت بیش از ۹۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد که می‌توان آن را اپیدوسیت نامید. ترمولیت. اکتینولیت، کلسیت، دیوپسید، گارنت و کانیهای آپک از دیگر کانیهای موجود در این زون می‌باشند (شکل ۲-e).

واحد مرمر: واحد مرمر بین واحدهای آهکی مجدد تبلور یافته (ری‌کریستالیزه) کرتاسه فوقانی و زون اسکارنی قرار گرفته و در برخی نقاط پوششی از اکسیدهای آهن روی آن را فرا گرفته است. نمونه‌های دستی این واحد کرمی رنگ و توده‌ای بوده و وجود گارنت‌های درشت بلور گراسولاریت (گاهاً تا یک سانتیمتر) از ویژگیهای بارز آن به حساب می‌آید. علاوه بر گارنت، اپیدوت به صورت رگه‌های خیلی نازک و پرکننده شکستگی گارنت‌ها دیده می‌شود. از نظر میکروسکوپی کانیهای اصلی تشکیل دهنده این واحد شامل کلسیت (با بافت دیکاست)، گارنت (به صورت پورفیروبلاست) و به مقدار جزئی اپیدوت می‌باشد. گارنت‌های موجود در واحد مرمر خاصیت ایزوتروپی از خود نشان می‌دهند و تصوّر می‌شود در اثر آلتراسیون بای‌متاسوماتیک (دگرنهادی دو طرفه) به وجود آمده‌اند. این گارنت‌ها عمدتاً در اثر تغییر شکل متحمل چرخش شده و باعث بر هم زدن بافت نرمال سنگ شده

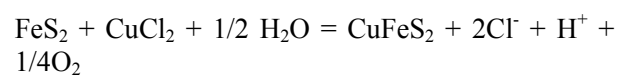


شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی (در نور Xpl) از واحدهای سنگی زون اسکارنی کم‌تال. (a) واحد آهک تبلور مجدد (ری کریستالیزه) (b) توده کوارتز مونوزونیتی با فنوکریست‌هایی از پلاژیوکلاز و هورنبلند. (c) آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز که توسط رگ‌چه‌های اپیدوت درون اسکارن قطع شده است. (d) گارنت، کلسیت، دیوپسید و سودومورف گارنت توسط اپیدوت در زون گارنت‌اسکارن. (e) بلورهای دسته جارویی اکتینولیت به همراه دیوپسید و اپیدوت در زون اپیدوت‌اسکارن. (f) بلور گارنت ایزوتروپ در داخل واحد مرمر. (Cal = کلسیت؛ Plg = پلاژیوکلاز؛ Hbl = هورنبلند؛ Cpx = کلینوپیروکسن؛ Qtz = کوارتز؛ K-fd = آلکالی فلدسپار؛ Ser = سرسیت؛ Act = ترمولیت-اکتینولیت؛ Gr = گارنت؛ Epi = اپیدوت).

(Intergrowth) با حاشیه‌های شارپ در داخل کالکوپیریت مشاهده شده است (شکل ۳- e). به طور کلی سولفایدها (پیریت و کالکوپیریت) رابطه نزدیکی با مگنتیت و کانیه‌های کالک‌سیلیکاته (گارنت، کلینوپیروکسن و آمفیبول) نشان می‌دهند.

کانیه‌های سوپرژن: توده اسکارنی در اثر فرسایش سنگهای روباره در معرض آلتراسیون سوپرژن قرار گرفته است. کانیه‌های سوپرژن

این کانی احتمالاً در اثر افزایش pH و کاهش فوگاسیته اکسیژن مطابق با واکنش زیر تشکیل شده است [۱۰]:



کالکوپیریت در سطح برون‌زدها به طور بخشی توسط مالاکیت و آزوریت جانشین شده است. تتراهدریت به صورت هم‌رشدی

مواد فرآر صورت نگرفته و باعث دگرگون شدن سنگها شده است. هیچ نوع کانی‌سازی اکسیدی و سولفیدی در این مرحله انجام نگرفته است.

ب) زیر مرحله متاسوماتیک پیش‌رونده (prograde metasomatic substage): این مرحله باعث شکل‌گیری زون گارنت اسکارن در نزدیکی مرز همبری توده نفوذی با واحدهای کربناته شده است. این مرحله احتمالاً پس از جای‌گیری و انجماد بخش عمده‌ای از توده نفوذی و تکامل سیالات هیدروترمال و نفوذ آنها به داخل سنگهای درون‌گیر آغاز شده و باعث تشکیل کانیهای دانه‌درشت کالک‌سیلیکاته بی‌آب مانند گارنت و پیروکسن (سری دیوپسید- هدرنبرژیت) در زون اگزواسکارن (برون‌اسکارن) گردیده است. گارنت‌های تشکیل شده در این مرحله (گارنت‌های متاسوماتیک) دانه درشت‌تر از گارنت‌های تشکیل شده در زیر مرحله قبلی (دگرگونی- بای‌متاسوماتیک) بوده و حتی بعضاً در روی گارنت‌های از قبل تشکیل شده رشد (Overgrowth) کرده‌اند. بازه دمایی تشکیل کانیهای کالک‌سیلیکاته بی‌آب در این مرحله احتمالاً در حدود 400°C - 600°C بوده است [۱۱].

۲) مرحله پس‌رونده: در طی دگرسانی پس‌رونده در اثر کاهش دما و احتمالاً ورود آبهای جوی به چرخه سیستم اسکارنی، کانیهای آب داری نظیر اپیدوت و ترمولیت- اکتینولیت از دگرسانی کانیهای بی‌آب تشکیل شده در مرحله پیش‌رونده (گارنت و کلینوپروکسن) به وجود آمده و زون اپیدوت اسکارن را تشکیل داده‌اند. بر اساس مطالعات بافتی و کانی‌شناسی مقاطع نازک میکروسکوپی این مرحله را می‌توان به دو زیر مرحله تقسیم کرد: الف) زیر مرحله پس‌رونده آغازین: در طی این مرحله در اثر دگرسانی کالک‌سیلیکات‌های بی‌آب مرحله پیش‌رونده، کالک‌سیلیکات‌های آب‌دار (اپیدوت و اکتینولیت)، سولفیدها (پیریت و کالکوپیریت) و کربنات (کلسیت) در امتداد شکستگیها تشکیل شده‌اند. این مجموعه کانیها می‌بایست در دمای بین 200°C - 400°C و یا کمتر تشکیل شده باشند [۱۱].

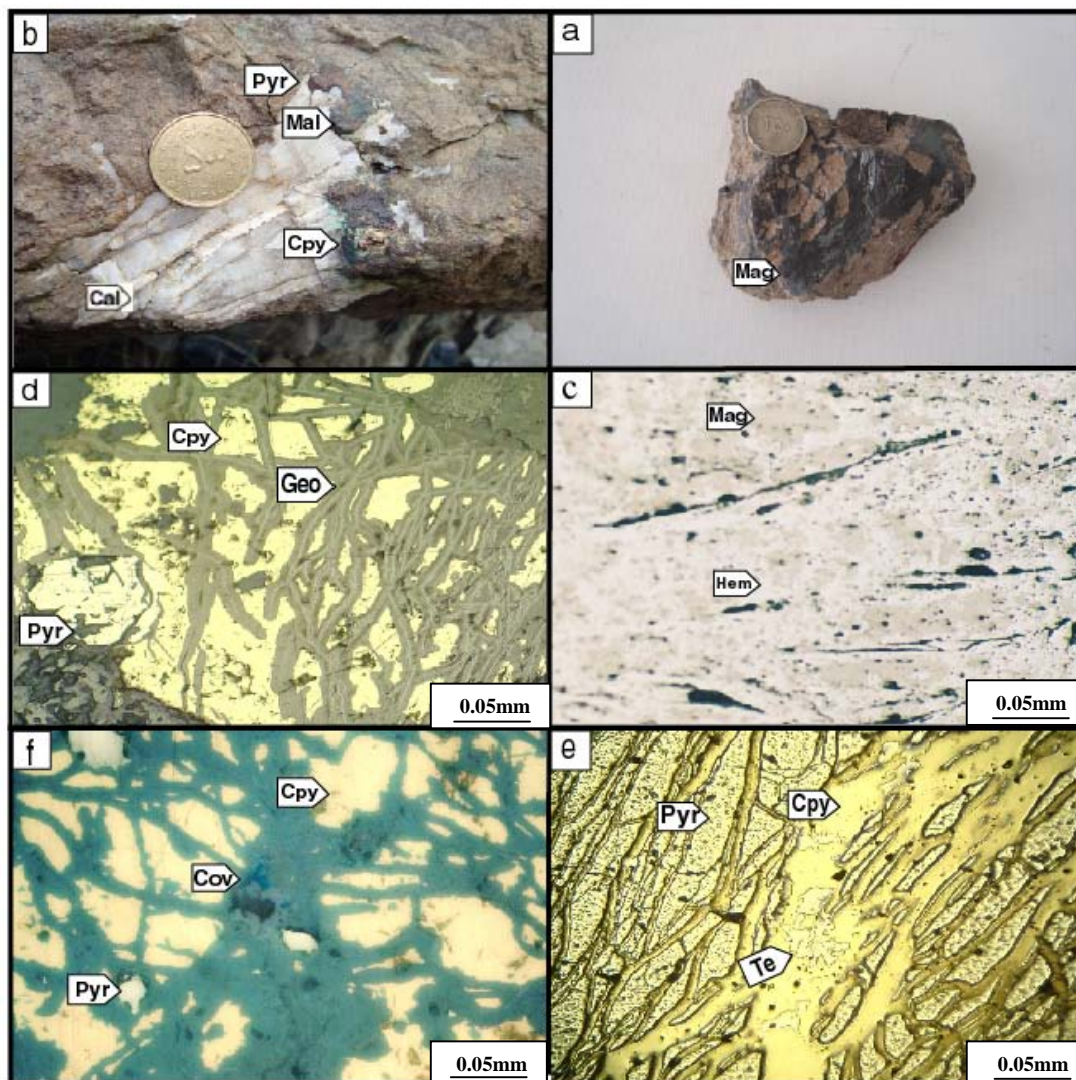
در دو زون مجزای اکسیدان و احیا حضور دارند. در زون اکسیدان مجموعه کانیهای اکسیدی و هیدروکسیدی ثانویه آهن (هماتیت و گوتیت) و کربناتی مس (مالاکیت و آزوریت) دیده می‌شوند. گوتیت به عنوان محصول دگرسانی سوپرژن زون اکسیدان اغلب به صورت حاشیه‌ای جانشین پیریت و کالکوپیریت شده و بعضاً در شکستگیهای این کانیها مشاهده می‌شود. در زون احیای سوپرژن، کوولیت (به مقدار جزئی) جانشین سولفیدهای هیپوژن اسکارنی (پیریت و کالکوپیریت) شده است (شکل ۳-۴f).

اسکارن زایی (Skarnification)

بر اساس مطالعات پتروگرافی، مینرالوگرافی و شواهد صحرایی، دو مرحله دگرسانی عمده (۱) پیش‌رونده و (۲) پس‌رونده در کم‌تال قابل تشخیص است که به قرار زیر می‌باشند:

۱) مرحله پیش‌رونده (Prograde): در این مرحله عمدتاً یک سری کانیهای کالک‌سیلیکاته بدون آب توسط فرآیندهای بای‌متاسوماتیک (دگرنهادی دوطرفه) و متاسوماتیک (دگرنهادی) شکل گرفته‌اند. این مرحله خود شامل دو زیر مرحله مجزا (الف) دگرگونی- بای‌متاسوماتیک (دگرنهادی دوطرفه) و (ب) متاسوماتیک (دگرنهادی) می‌باشد.

الف) زیر مرحله دگرگونی- بای‌متاسوماتیک (دگرنهادی دوطرفه) (Metamorphic-bimetasomatic sub stage): این مرحله همزمان با جای‌گیری توده نفوذی در سنگ میزبان بوده که تأثیر جریان حرارتی توده سبب دگرگونی ایزوشیمیایی سنگهای در برگیرنده می‌شود. تناوب ناخالصی‌های رس و ماسه در سنگ میزبان کربناته به عنوان منبع تأمین Al, Si, Mg عمل کرده و باعث به وجود آمدن گارنت ایزوتروپ و پیروکسن ریزدانه در زون‌های پروکسیمال (مبدائی) و اپیدوت در زون‌های دیستال (دور از مبدأ) نسبت به مرز تماس شده‌اند. تشکیل این کانیها معمولاً با واکنشهای کربن زدایی همراه بوده که باعث یک کاهش جزئی در حجم و ایجاد درزه‌ها و ریز درزه‌ها در سنگ میزبان شده و سهمی در زمینه‌سازی برای تشکیل اسکارن در مراحل بعدی داشته‌اند. در این مرحله انتقال عناصر به جز خروج



شکل ۳. تصاویر ماکروسکوپی، صحرایی و میکروسکوپی (در نور Xpl) از کانی‌سازی اسکارن کمتال. (a) تصویر نمونه دستی کانی‌سازی رگه‌ای مگنتیت در زون برشی شده. (b) تصویر صحرایی از پیریت یوهدرال همراه با کلسیت بلورین و کالکوپیریت. (c) مارتیتی شدن مگنتیت در اثر فرآیندهای سوپرژن در محیط اکسیدان. (d) جانشینی پیریت توسط کالکوپیریت، و دگرسانی کالکوپیریت به گوتیت از محل شکستگی‌ها. (e) کانی تتراهدريت در داخل کالکوپیریت. (f) کانی کوولیت در داخل شکستگی‌های کالکوپیریت. (Mag = مگنتیت؛ Hem = هماتیت؛ Geo = گوتیت؛ Pyr = پیریت؛ Cpy = کالکوپیریت؛ Cov = کوولیت؛ Te = تتراهدريت؛ Mal = ملاکیت؛ Az = آزوریت).

کلینوپیروکسن‌های اولیه می‌بایست عمدتاً هدنبریتی بوده باشند. (ب) زیر مرحله پس‌رونده تأخیری: در این مرحله کالکسیلیکات‌های آب‌دار و بدون آب تشکیل شده در مراحل قبلی اسکارن‌زایی، توسط سیالات دما پایین متحمل دگرسانی شده و مجموعه‌های ریزدانه شامل کلریت، کلسیت و کوارتز ایجاد

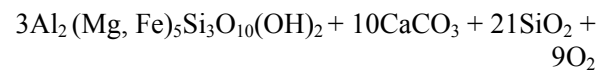
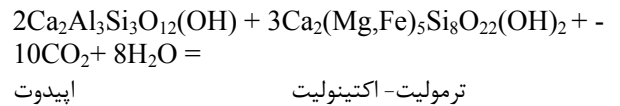
جانشینی مجموعه کلسیت-کوارتز-مگنتیت به جای آندرادیت واکنش پس‌رونده مهمی است که در حالت سولفیدآسیون نسبتاً پایین در اسکارن‌های غنی از آندرادیت صورت می‌گیرد [۱۲]. در صورت زیاد بودن هدنبریت در کلینوپیروکسن‌ها، اکتینولیت و در صورت زیاد بودن مقدار دیوپسید، ترمولیت تشکیل می‌شود [۱۳]. از این رو با توجه به حضور اکتینولیت در نمونه‌ها،

فوغاسیته سولفور به کمتر از 10^{-6} ، سیالات متاسوماتوز کننده آندرادیت را به مجموعه‌ای مانند کوارتز، کلسیت و مگنتیت دگرسان می‌کنند [۱۶]. با افزایش fS_2 پیریت یا پیرویت نسبت به مگنتیت پایدارتر می‌شوند، همچنین با افزایش زیادتر fO_2 مگنتیت به جای پیریت تشکیل می‌شود. در دمای $420^\circ C$ که دمای شروع آلتراسیون آندرادیت به مجموعه کلسیت، کوارتز و مگنتیت و پایداری پیریت می‌باشد می‌توان گفت که fS_2 در این دما مابین 10^{-6} تا 10^{-7} متغیر است. در شرایط fS_2 بیش از 10^{-7} دیگر آندرادیت نمی‌تواند به طور همزیست با سولفیدها پایدار باشد. به همین دلیل در اسکارن کمتال کانی‌سازی سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) همزمان با تشکیل گارنتیت‌ها صورت نگرفته بلکه سولفیدها جوانتر بوده و اغلب شکستگیها و حفرات گارنتیت‌ها را پر می‌کنند. نبود انیدریت در نمونه‌های اسکارن کمتال را احتمالاً می‌توان به دلیل کمبود سولفور کل و یا مقادیر نسبتاً کم fS_2 و fO_2 دانست که سبب ناپایداری انیدریت نسبت به کلسیت در محیط کربناته و در زیر دمای $400^\circ C$ شده است.

مقایسه اسکارن کمتال با سایر کانسارهای اسکارنی

به منظور مقایسه شباهتها و تفاوت‌های مابین اسکارن کمتال و سایر کانسارهای اسکارنی موجود در منطقه و دنیا، ویژگیهای زمین‌شناسی چندین کانسار اسکارنی از جمله خصوصیات مربوط به سنگ میزبان، توده نفوذی، نوع دگرسانی و کانه‌زایی و نظایر آن جمع‌آوری و در جدول (۱) فهرست شده است. به طور کلی می‌توان گفت شباهتهای کلی از نظر زایشی و کانی‌شناسی بین کانسار اسکارن کمتال و سایر کانسارهای اسکارنی از این نوع در منطقه و دنیا وجود دارد. اسکارن کمتال از نظر سن و ترکیب توده نفوذی، تیپ‌های دگرسانی و کانه‌زایی شباهت زیادی با کانسارهای اسکارنی موجود در منطقه آذربایجان (انجرد و پهناور) دارد، پس می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً ماگماتیسم تقریباً همزمان در منطقه باعث به وجود آمدن کانسارهای اسکارنی با ویژگیهای زمین‌شناسی تقریباً مشابه شده است.

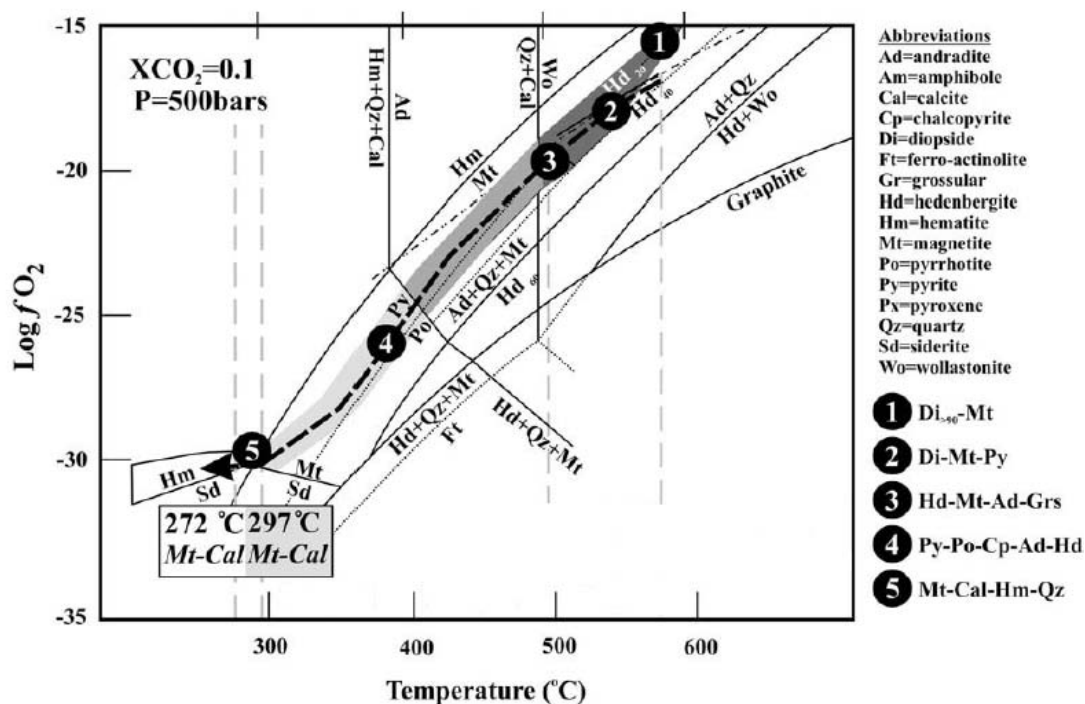
شده‌اند. دیر و همکاران [۱۴] واکنش زیر را برای مرحله پس‌رونده تأخیری پیشنهاد کرده‌اند:



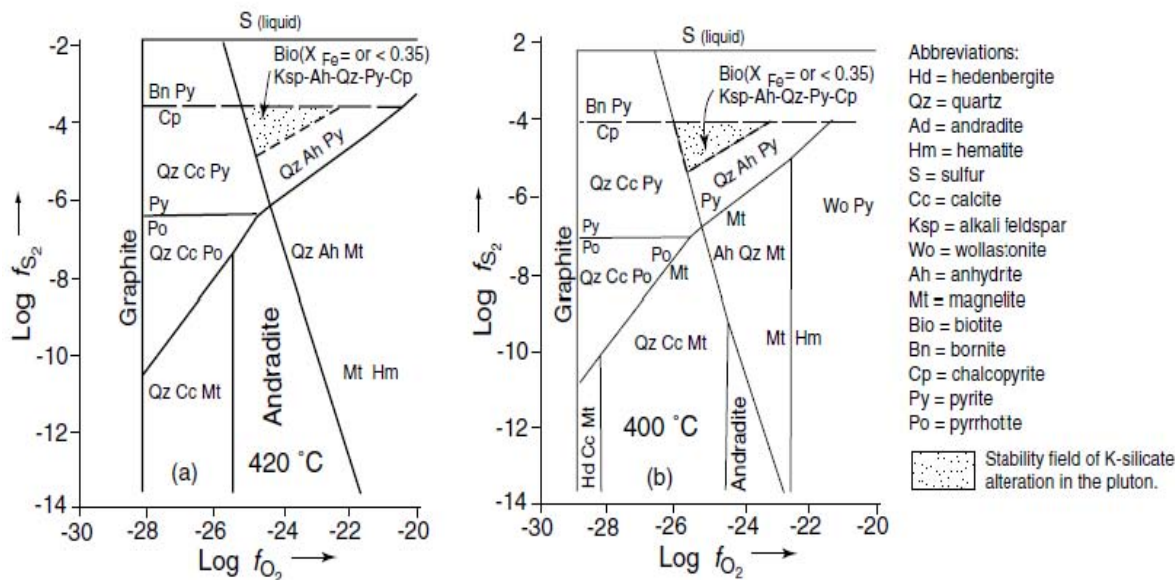
کوارتز کلسیت کلریت
در این واکنش کوارتز، کلریت و کلسیت احتمالاً توسط فرآیند کربن‌گیری از اپیدوت و اکتینولیت تشکیل شده‌اند. توسعه کانیهای آلتراسیون پس‌رونده پسین امکان دارد در اثر تداوم فرآیندهای فاکچرینگ (خرد شدگی) بوده باشد [۱۵].

شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل اسکارن

باتوجه به مطالعات پتروگرافی و مینرالوگرافی تمام کانیهای مطالعه شده در سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H قرار می‌گیرند. پس می‌توان از نمودار $\log fO_2$ -T در فشار ۵۰۰ bar و $XCO_2 = 0/1$ که محدوده پایداری کانیهای اسکارنی را نشان می‌دهد جهت تعیین شرایط احتمالی تشکیل اسکارن استفاده نمود (شکل ۴). نبود ولاستونیت در نمونه‌های اسکارنی کمتال می‌تواند شاهی بر تشکیل مجموعه آندرادیت و هدنبرژیت در دمای کمتر از $550^\circ C$ باشد. همچنین وجود مرزهای شارپ ما بین گارنت و کلینوپیروکسن در مقاطع میکروسکوپی مربوط به نمونه‌های اگزو اسکارن نشانگر تشکیل همزمان این کانیها در محدوده دمایی $450^\circ C - 550^\circ C$ و فوغاسیته اکسیژن بیش از $10^{-20} - 10^{-23}$ می‌باشد. در دماهای کمتر از $450^\circ C$ آندرادیت در محدوده فوغاسیته اکسیژن $10^{-21} - 10^{-24}$ به مجموعه کانیائی کوارتز، کلسیت و مگنتیت و در فوغاسیته اکسیژن بیش از 10^{-21} به مجموعه کوارتز، کلسیت و هماتیت تبدیل می‌شود [۱۳]. با توجه به شکل (۵) آندرادیت در دمای بیش از $430^\circ C$ و شرایط سولفیداسیون بالا پایدار می‌باشد ولی در دمای پایین‌تر از $430^\circ C$ و فوغاسیته سولفور بیش از 10^{-6} این کانی به مجموعه کوارتز، کلسیت و پیریت دگرسان می‌شود و با کاهش



شکل ۴. نمودار T-LogfO₂ (تغییر یافته بعد از [۱۶] که محدوده پایداری کانیهای کالکسیلیکاته اسکارنی، اکسیدها، سولفیدها و کانیهای کربناته را نشان می‌دهد [۱۹].



شکل (۵). نمودار LogfS₂-LogfO₂ برای میدان پایداری گارنت نوع آندرادیت در محدوده حرارتی ۴۰۰-۴۲۰ درجه سانتیگراد [۲۹] بر گرفته از [۲۴].

جدول ۱. مقایسه ویژگی‌های اسکارن کمتال با سایر کانسارهای اسکارنی مشابه در سطح منطقه و دنیا.

پژوهشگر	کانه‌های فلزی	کانیهای متاسوماتیک پس رونده	کانیهای متاسوماتیک پیش رونده	نوع آنتراسیون	زون‌های اسکارنی	توده نفوذی مرتبط	سنگ میزبان	کانسار
Mollai et al., 2009 [۱۸]	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، بورنیت و غیره	اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز، کلسیت، کلریت و رس	گارنت و پیروکسن	بای‌متاسوماتیک، متاسوماتیک و سوپرژن	اندو و اگزواسکارن - زون کانه‌دار	گرانودیوریت (الیگوسن)	سنگهای کربناته و متا ولکانیک (کرتاسه)	مزرعه (ایران)
حسین زاده ۱۳۷۸ [۲۰]	پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، مگنتیت و مولیبدنیت	اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز، کلسیت، کلریت و رس	گارنت و پیروکسن	متاسوماتیک، سرسیتی، کلریتی و سلیمی شدن و سوپرژن	اندو و اگزواسکارن	کوارتز مونزونیت (الیگوسن)	سنگهای کربناته، پلیتی و ساب ولکانیک (کرتاسه فوقانی)	انجرد (ایران)
سیاه چشم ۱۳۸۱ [۶]	مگنتیت، پیریت، مارتیت و گوتیت	اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز، کلسیت، کلریت و رس	گارنت و پیروکسن	بای‌متاسوماتیک، متاسوماتیک و سرسیتی شدن	اندو و اگزواسکارن	کوارتز دیوریت (الیگوسن)	آهک و آهکهای مارنی (کرتاسه فوقانی)	پهناور (ایران)
Xu et al., 2010 [۲۱]	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت و پیرویت	آمفیبول، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز	گارنت، پیروکسن، آلپیت، اسکاپولیت و آیاتیت	متاسوماتیک	اگزواسکارن	گرانیت و تونالیت (هرسی‌نین)	سنگهای کربناته و ولکانیک (دوینین)	Mengku (چین)
Oyman, 2010 [۱۹]	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، مولیبدنیت والکتروم	اپیدوت، آمفیبول، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، کلسیت و کلریت	دیوپسید، گارنت و اسکاپولیت	متاسوماتیک و سوپرژن	اگزواسکارن	گرانودیوریت	لنزهای کربناته و هورنفلس	Ayazmant (ترکمه)
فردوسی ۱۳۹۰ [۸]	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت و تتراهدريت	اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز، کلسیت و کلریت	گارنت و پیروکسن	بای‌متاسوماتیک، متاسوماتیک و سوپرژن	اندو و اگزواسکارن	کوارتز مونزونیت (الیگوسن)	کربناته ناخالص و سنگهای تخریبی (کرتاسه فوقانی)	کمتال (ایران)

نتیجه‌گیری

(کرتاسه فوقانی) که تأثیرات حرارتی ناشی از آن، سبب دگرگونی ایزوشیمیایی سنگ درون‌گیر و تشکیل مرمر و هورنفلس و آنتراسیون بای‌متاسوماتیک شده است. طبق نظر [۱۷] دمای توده نفوذی و سنگ میزبان در این مرحله بیش از 400°C یعنی در محدوده رفتار شکننده (brittle) سنگها می‌باشد. رخساره دگرگونی به دما و عمق توده نفوذی بستگی داشته و کنترل کننده آن ترکیب سنگ میزبان است.

مرحله دوم: با شروع تبلور توده نفوذی، سیالات هیدروترمال حاوی Fe، Si، Mg و مواد فرار و یون‌های فلزی دیگر از توده جدا شده و به داخل سنگهای میزبان تراوش نموده‌اند. در اثر واکنش این سیالات داغ و نسبتاً اسیدی با سنگ درون‌گیر کربناته و همچنین خروج مواد فرار (CO_2 , H_2O)، فشار سیال افزایش یافته و سبب ایجاد حفرات و شکستگیهای بیشتر و در نتیجه افزایش نفوذپذیری شده‌اند. در این مرحله فاز سیال رها

این پژوهش نشان می‌دهد که اسکارن کمتال از نوع اسکارن‌های کلسیمی بوده که دو زون اندو و اگزواسکارن در آن قابل تفکیک است. گسترش زون گارنتی (گارنتیت) به همراه کانیهای بی‌آبی مثل پیروکسن نشانگر مرحله متاسوماتیک پیش‌رونده با کانه‌زایی اکسیدی (مگنتیت) بوده و گسترش زون اپیدوتی در بخش اگزواسکارن به همراه گارنت آلتره و ظهور کانیهای ترمولیت، اکتینولیت، کلریت، کلسیت، با کانه‌زایی سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و تبدیل مگنتیت به هماتیت نشانگر متاسوماتیسم دما پایین و پس‌رونده می‌باشد. از نظر زایشی روند تکاملی اسکارن کمتال را می‌توان به چهار مرحله مشخص و پیوسته تقسیم کرد:

مرحله اول: این مرحله با جایگزینی توده نفوذی کوارتز مونزونیتی (الیگوسن) در داخل سنگهای کربناته ناخالص

سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت و تتراهدریت) شده است. طبق نظر مینرت و همکاران [۱۷] سیالات مرتبط با آلتراسیون پس‌رونده حرارتی در حدود (۳۵۰-۴۰۰) C دارند. در طول مرحله متاسوماتیک پس‌رونده علاوه بر عناصر اصلی (Fe, Si و Mg)، بخشی از عناصر فرعی کانی‌ساز نظیر Cu همراه با مواد فرآر مانند CO₂ و H₂S نیز توسط سیال وارد سیستم اسکارنی شده‌اند. این واکنشها سبب جانیشینی مقادیر قابل‌توجهی از کانیهای کالک‌سیلیکاته آب‌دار، اکسیدی و سولفیدی به جای کانیهای کالک‌سیلیکاته بدون آب شده‌اند. با توجه به مطالعات مینرالوگرافی، کانی‌سازی سولفیدی جواتر از کانی‌سازی اکسیدی بوده و کانیهای سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) عمدتاً مگنتیت و گارنت‌ها را جانشین کرده‌اند. تأخیری‌ترین پی‌آمد در دماهای کمتر از ۳۰۰ °C رخ داده که عبارت از دگرسانی کالک‌سیلیکاته‌های بی‌آب و آب‌دار تشکیل شده در مراحل دگرسانی قبلی توسط سیالات دما پایین ولی با fO₂ نسبتاً بالا به مجموعه دانه‌ریز کلریت، کلسیت و کوارتز می‌باشد. آخرین رویداد که بعد از ظاهر شدن اسکارن کمتال به سطح زمین رخ داده، دگرسانی سوپرژن است. که باعث تشکیل کانیهایی چون مالاکیت، آزوریت و گوتیت از کانیهای هیپوزن اولیه در زون‌های اکسیدان و کولیت در زون احیا شده است. در حالت کلی بررسیهای فیزیکی‌وشیمیایی محلولهای متاسوماتوز کننده، دمای تشکیل اسکارن کمتال را در حدود ۴۰۰°C تا ۵۵۰°C همچنین مقادیر fO₂ را در حدود ۱۰^{-۲۵} - ۱۰^{-۲۲} و مقادیر fS₂ را در حدود ۱۰^{-۷} - ۱۰^{-۶} نشان می‌دهند.

منابع

- [1] Movahhed A., Mellakpour M. A., khoi k., "Geological Prospecting in Dozal- Gulan area" Geology report, Geological Survey of Iran (1972).
 [2] Eftekharnzhad J., "Geological Map of Tabriz - Poldasht, 1:250000", Geological Survey of Iran (1989) No B₁ & B₂.
 [۳] علوی‌نائینی م. ح. "اكتشافات ژئوشیمیایی کانیهای سنگین در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰: سیه رود"، گزارش سازمان زمین‌شناسی کشور شماره ۷۶ (۱۳۷۱) ۱۸۸ ص.

شده از توده نفوذی به داخل شکستگیها و ریز درزه‌های موجود در مرمر، هورنفلس و اسکارنوئید تشکیل شده در مرحله اول نفوذ می‌کند. واکنش این سیال با کانیهای سنگ میزبان باعث تشکیل کانیهای کالک‌سیلیکاته بی‌آب (گارنت و کلینوپیروکسن) و آلتراسیون متاسوماتیک پیش‌رونده شده است. همزمان با ورود عناصر Fe, Si و Mg از توده نفوذی به سنگ میزبان، عنصر Ca نیز از سنگ میزبان وارد توده نفوذی شده و باعث تشکیل بخش اندواسکارن در داخل توده نفوذی شده است. در این مرحله فرآیند تبادل عناصر به صورت دوطرفه (Mutual) انجام گرفته است. بر اساس مطالعات شرایط فیزیکی‌وشیمیایی اسکارن کمتال عدم وجود ولاستونیت و گرافیت در اسکارن کمتال که در دمای بالای ۵۵۰ °C پدیدارند، نشان می‌دهد که کالک‌سیلیکاته‌های بی‌آب مرحله اول اسکارنی شدن، در گستره دمایی ۴۲۰-۵۵۰ C تشکیل شده‌اند.

مرحله سوم: با توجه به روابط بافتی میان مگنتیت و گارنت می‌توان گفت که مرحله بعدی تکامل اسکارن کمتال جانیشینی آندرادیت و دیگر سیلیکاته‌ها توسط مگنتیت می‌باشد که در اواخر مرحله پیش‌رونده و بعد از آن صورت گرفته است. اگرچه امکان دارد بخش دیگری از این کانی‌سازی در دماهای پایین و در طی مراحل آلتراسیون پس‌رونده ایجاد شود. این امر می‌تواند نشان‌دهنده مراحل چندگانه نفوذ سیال در ژنز اسکارن کمتال باشد. جای‌گزینی آندرادیت توسط مگنتیت نقطه اوج تشکیل اسکارن پیش‌رونده را نشان می‌دهد. که توسط کاهش دما و شروع تغییرات پس‌رونده دنبال می‌شود [۱۸].

مرحله چهارم: در این مرحله با تغییر شرایط فیزیکی‌وشیمیایی و نفوذ آبهای جوی حرارت پایین، اولین مرحله دگرسانی پس‌رونده در دمای ۳۰۰-۴۵۰ C صورت می‌گیرد. طی این مرحله گارنت و پیروکسن به فازهای کانیایی دما پایین شامل کالک‌سیلیکاته‌های آب‌دار با کلسیم کمتر (اپیدوت و ترمولیت- اکتینولیت)، کلسیت، کوارتز و کانیهای اپک تبدیل شده‌اند. در این مرحله کاهش دما و مصرف H⁺ توسط هیدرولیز کانیهای کالک‌سیلیکاته بی‌آب و کانیهای کربناته (کلسیت) باعث ناپایداری کمپلکس‌های کلریدی و بی‌سولفیدی آهن و مس شده و سبب نهشت کانه‌های اکسیدی (مگنتیت و هماتیت) و

- [13] Einaudi M. T., "General features and origin of skarn associated with porphyry copper plutons, southwestern North America", In Titley, S. R., ed., *Advances in Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press (1982b) 185-210.
- [14] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman Scientific & Technical (1996).
- [15] Calagari A. A., Hosseinzadeh G., "The mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the Sungun-Chay river, East-Azarbaidjan, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 28 (2005) 423-438.
- [16] Einaudi M. T., "Description of skarn associated with porphyry copper plutons, southwestern North America", University of Arizona Press (1982a) 139-184.
- [17] Meinert L. D., Hedenquist J. W., Satho H., Matsuhisa Y., "Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids", *Economic Geology* 98 (2003) 147-156.
- [18] Mollai H., Sharma R., Pe-Piper G., "Copper mineralization around the Ahar (NW Iran): evidence for evolution and the origin of the skarn ore deposit", *Ore Geology Reviews* 35 (2009) 401-414.
- [19] Oyman T., "Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe-Cu skarn deposition in Ayvalik, (Balikesir), Turkey", *Ore Geology Reviews* 37 (2010) 175-201.
- [۲۰] حسین‌زاده ق، "بررسی کانسار مس تیپ اسکارنی انجرد، شمال غرب اهر"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تبریز، (۱۳۷۸) ۱۱۸ صفحه.
- [21] Xu G., Lin X., "Geology and geochemistry of the Changlongshan skarn iron deposit. Anhui province, China", *Ore Geology Reviews* 16 (2000) 91-106.
- [۴] مهرپر تو، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آسیه رود"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۶).
- [۵] امینی‌فضل‌ع، "مطالعه پترولوژی، مینرالوژی و ژئوشیمی توده‌ی نفوذی قره‌داغ (گرانیت اردوباد) - شمال غرب ایران"، رساله دکتری، آکادمی علوم جمهوری آذربایجان (۱۳۷۳) ۲۵۸ ص.
- [۶] سیاه‌چشم ک، "مطالعه کانی‌شناسی، دگرسانی و تحولات متاسوماتیکی ذخیره اسکارن پهناور (شرق سیه‌رود)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۸۱) ۱۳۹ ص.
- [۷] مختاری ع. ا، "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز باتولیت قره‌داغ (خاور سیه‌رود - آذربایجان شرقی) و هاله اسکارنی آن، با نگرشی بر کانی‌سازی مرتبط با توده‌نفوذی"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۷) ۳۰۳ ص.
- [۸] فردوسی ر، "بررسی دگرسانی‌های متاسوماتیک در اطراف توده گرانیتوئیدی کمتال، خاروانا - آذربایجان شرقی". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۹۰) ۱۲۳ ص.
- [9] Phillips W. R., Griffin D. T., "Optical mineralogy the non-opaque minerals", *Shahdara*. CBS publication and Distributors, Oxford University press New York (1986) 550 p.
- [10] Zotov A. V., Kudrine A. V., Levine K. A., Shikina N. D., Varyash L. N., "Experimental studies of the solubility and complexing of selected ore elements (Au, Ag, Cu, Mo, As, Sb, Hg) in aqueous solution", *Chapman and Hall, London* (1995) 323 p.
- [11] Rose A.W., Burt D. M., "Hydrothermal alteration. In Barnes, H.L., (ed), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*", 2nd ed., John Wiley and Sons, New York (1979) 798 p.
- [12] Beane R. E., "The magmatic-metoric transition", *Geothermal Resources Council, Reports* (1982) 13 245-253.