

ژئوشیمی و خاستگاه کانی‌سازی منیتیت در روستای یاپل، شمال باختر دیواندره، استان کردستان

افشین اکبرپور^۱ و مسعود مصلحی^۲

^۱ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۷/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۳۱

چکیده

کانسار آهن یاپل در شمال باختری زون ساختمانی سنندج-سیرجان واقع شده است. مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی پالئوزویک شامل شیست سبز، میکاشیست، کلریت شیست با درجه دگرگونی رخساره شیست سبز همراه با اسکارن و مرمر در این محدوده رخنمون دارند. توده نفوذی لوکوگرانیته با سن ژوراسیک در شمال باختر کانی‌سازی یاپل با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر رخنمون دارد که مجموعه سنگ‌های پالئوزویک را قطع کرده است. کانی‌سازی آهن در این محدوده، غالباً به صورت منیتیت است که به شکل‌های عدسی، رگه‌ای، رگچه‌ای و دانه پراکنده است که در گارنت شیست‌ها و شیست‌های سبز و حد فاصل مرمرها تشکیل شده است. کانسار دارای بافت‌های پراکنده، توده‌ای، جانیشینی و شبکه‌ای است. هاله‌های دگرسانی شامل اپیدوتی، کلریتی، هماتی، آرژیلی و سیلیسی است. کانی‌های باطله بیشتر گارنت، کلریت، اکتینولیت، اپیدوت و کوارتز هستند که گاهی با کانی‌های رسی و کلسیت همراهی می‌شوند. حضور اپیدوت، اکتینولیت و ترمولیت که گاهی با گارنت نیز همراه است، نشانه یک فاز پیرو متاسوماتیسم تاخیری است که با کانی‌سازی منیتیت همراه است. در این کانسار عیار اکسید آهن در کانسنگ بین ۳۰ تا ۶۰ درصد تغییر می‌کند. عنصر آهن با عنصر گوگرد همبستگی منفی و با تیتانیم، منیزیم، منگنز و دیگر اکسیدهای اصلی همبستگی مثبت نشان می‌دهد. برپایه شیمی کانی منیتیت، تغییرات عناصر کبالت، نیکل، سیلیسیم، وانادیم و آلومینیم و الگوی پراکندگی عناصر کمیاب کانه‌زایی آهن یاپل شباهت زیادی با کانسارهای نوع اسکارنی دارد.

کلیدواژه‌ها: کانی‌شناسی، ژئوشیمی، اسکارن آهن، یاپل، کردستان

*نویسنده مسئول: افشین اکبرپور

E-mail: afshinakbarpour@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

محدوده آهن یاپل در شهرستان دیواندره استان کردستان بین مدارهای ۳۹۷۸۰۰۰ تا ۳۹۸۸۰۰۰ عرض شمالی و ۶۵۸۰۰۰ تا ۶۷۴۰۰۰ طول خاوری در شمال باختر زون سنندج-سیرجان قرار گرفته است. استان کردستان دارای تعداد زیادی کانسار سنگ آهن است که از جمله آنها در سقز (شمال صاحب، حسن سالاران، درگاه شیخان، قهرآباد)، باختر میروان (آسن آباد) باختر و شمال باختر دیواندره (آلیجان، توکلان و ظفرآباد)، شمال بیجار (شهرک، شریف‌کندی)، جنوب دهگلان) میمون آباد، کلکه (و خاور قروه) گلالی، باباعلی، خسروآباد، چرم‌له، هزارخانی، میمنت آباد، تکیه) را می‌توان نام برد (قربانی، ۱۳۸۷؛ زمانی، ۱۳۸۵؛ رستمی پایدار، ۱۳۸۸). کانه‌زایی‌های آهن در نواحی دیواندره، قروه، همدان به‌طور عمده به دو صورت آتشفشانی-رسوبی و اسکارنی رخ داده است. ماده معدنی اصلی در این تپ کانسارها منیتیت و هماتیت است (براتی، ۱۳۹۲). کانه‌زایی آهن یاپل از کانسارهای منیتیت، منطقه آهن دار همدان-سردشت در شمال زون سنندج-سیرجان است. مطالعه کانی‌شناسی، ژئوشیمی و چگونگی پیدایش کانسار آهن یاپل از اهداف پژوهش حاضر می‌باشد.

۲- روش مطالعه

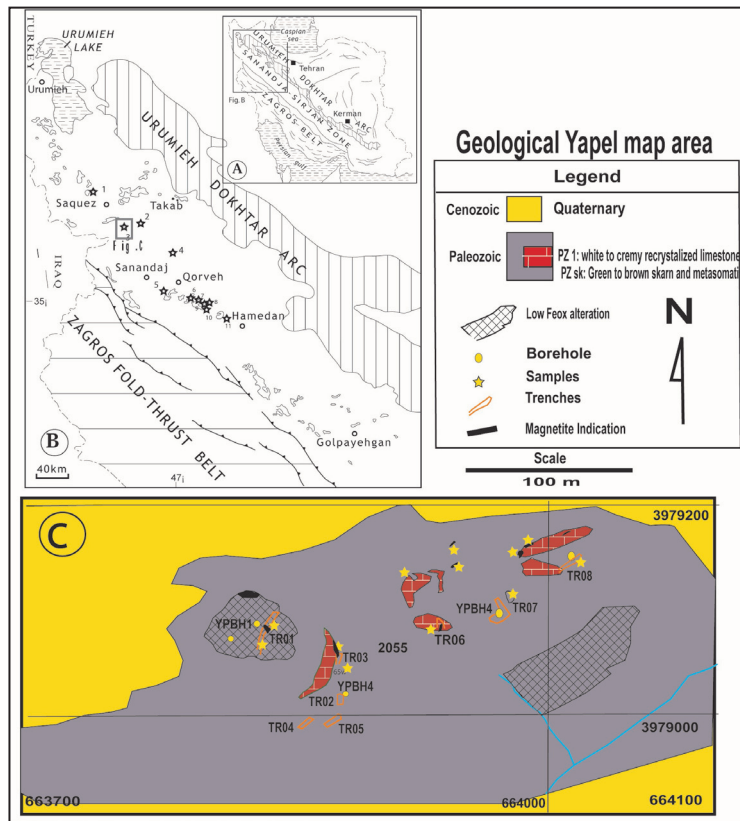
در این پژوهش، برای دستیابی به اهداف مورد نظر نمونه‌ها برای مطالعات سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و تجزیه‌های شیمیایی برداشت شده‌اند. در طی مطالعات صحرایی، تعداد ۱۲ نمونه از کانسنگ‌های آهن و ۱۵ نمونه از سنگ دربرگیرنده کانسار جهت مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری برداشت شده‌اند. تعداد ۱۸ نمونه برای تعیین غلظت اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی با استفاده از دستگاه (XRF) مدل SRS303 توسط آزمایشگاه شرکت زرآزما زنگان و تعداد ۸ نمونه برای تعیین غلظت عناصر اصلی و کمیاب با استفاده از دستگاه طیف‌سنجی پلاسما جفت شده القایی-نشر نوری (ICP.OES) مدل Varian در آزمایشگاه شرکت مطالعات مواد معدنی زرآزما زنگان تجزیه شده است.

۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه سنندج-سیرجان است. پهنه سنندج-سیرجان به همراه کمان ماگمایی ارومیه-دختر و پهنه زاگرس، بخش ایرانی کمربند کوهزایی تیس یا آلپ-همالیاست که در اثر باز و بسته شدن اقیانوس تیس جوان پدید آمده است. زون سنندج-سیرجان در تریاس و ژوراسیک حوضه‌ای رسوبی به موازات زاگرس بوده (معین وزیری و همکاران، ۱۳۸۷) که در بخشی از آن رسوبات پلیتی، پلیتی-آهکی و گاهی گری‌واک و در بخشی دیگر رسوبات آهکی و آذرآواری ته‌نشین می‌شده که گاهی با گدازه‌های آتشفشانی همراه بوده است (Braud and Bellon, 1974). سنگ‌های آتشفشانی از لحاظ حجمی بیشتر اسیدی و حدواسط و کمتر بازیک بوده‌اند. این سازندها در پایان ژوراسیک تحت تأثیر فاز کیمبرین پسین چین خورده و دگرگونی ناحیه‌ای ضعیف پیدا کرده‌اند (Azizi et al., 2011; Mohajjel et al., 2003; Azizi and Asaharac, 2013; Moinvaziri et al., 2014). در ژوراسیک پایانی و نیز در کرتاسه، زنجیری از توده‌های نفوذی با ترکیب کالک آلکان و آلکان شامل گابرو، دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت، گرانیت همراه با مونزونیت و سینیت به این زون تزریق شده (شکل ۱-۱) (Pearce, 2007) که موجب افزایش گرادیان زمین‌گرمایی منطقه و دگرگونی مجاورتی سنگ‌های اطراف شده‌اند (Baharifar et al., 2004). فازهای پلوتونیک به صورت متناوب عمل کرده‌اند به‌طوری‌که بعضی از تزریقات تا کرتاسه بالایی و پالئوسن ادامه داشته و یک گستره سنی از ژوراسیک تا کرتاسه بالایی و پالئوسن برای پلوتونیزم زون سنندج-سیرجان به دست آمده است (Braud and Bellon, 1974; Baharifar et al., 2004; Masoudi et al., 2002; Ahmadi khalaj et al., 2007; Shahbazi et al., 2010; Azizi et al., 2011). واحدهای زمین‌شناسی تشکیل دهنده کانی‌سازی آهن یاپل شامل موارد زیر است:

۳-۱. واحد دگرگونی Pz^۳

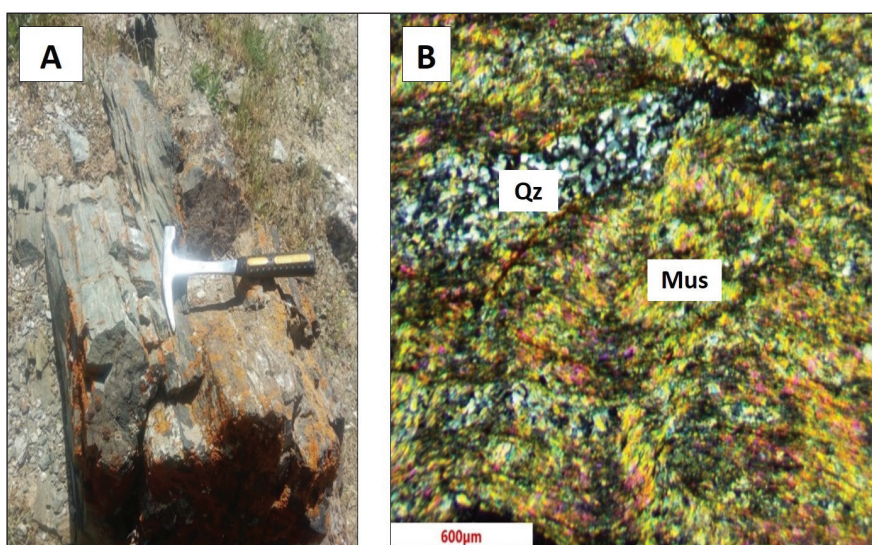
قدیمی‌ترین واحد سنگ چینه‌ای در محدوده مورد مطالعه، واحدهای دگرگونی پالئوزویک است، که در جنوب محدوده از تناوب سنگ‌های شیستی سبز رنگ تا خاکستری تشکیل شده است (شکل ۱-۱). (C)



شکل ۱- (A) جایگاه محدوده مورد مطالعه در نقشه ایران (Stocklin., 1968). (B) وضعیت محدوده مورد مطالعه در واحدهای زمین شناسی ساختمانی ایران (Stocklin., 1968). (C) نقشه ساده شده محدوده مورد مطالعه.

کلریت-اپیدوت وجود دارند که بر پایه آنها درجه دگرگونی در حد درجه پایین با رخساره شیست سبز می باشد. به نظر می رسد بر اساس مطالعات مقطع نازک، سنگ مادر و اولیه میکاشیست ها سنگ های رسوبی از جمله شیل بوده است (شکل ۲). لایه های سنگ آهک دگرگون شده و کانه زایی آهن توسط این واحد دگرگونی در بر گرفته شده است.

این واحدها تحت تأثیر نیروهای تکتونیکی قرار گرفته اند و تا حدودی حالت چین خورده دارند. کالک شیست، میکاشیست، گارنت شیست، اسکارن متاولکانیک ها از سنگ هایی هستند که در بین آنها کانه زایی آهن و دگرسانی اکسید آهن به وضوح و فراوانی قابل مشاهده است. این سنگ ها بافت های شیستوز یا گرانوبلاستیک دارند. در این سنگ ها پاراژنز کانی شناختی آلپیت-بیوتیت-مسکوویت-کلریت-کوارتز و



شکل ۲- (A) رخنمون واحد میکاشیست مربوط به پالئوزویک در محدوده مورد مطالعه. (B) مقطع میکروسکوپی میکاشیست از واحدهای دگرگونی پالئوزویک با کانی های مسکوویت (Mus) و کوارتز (Qz) در نور XPL.

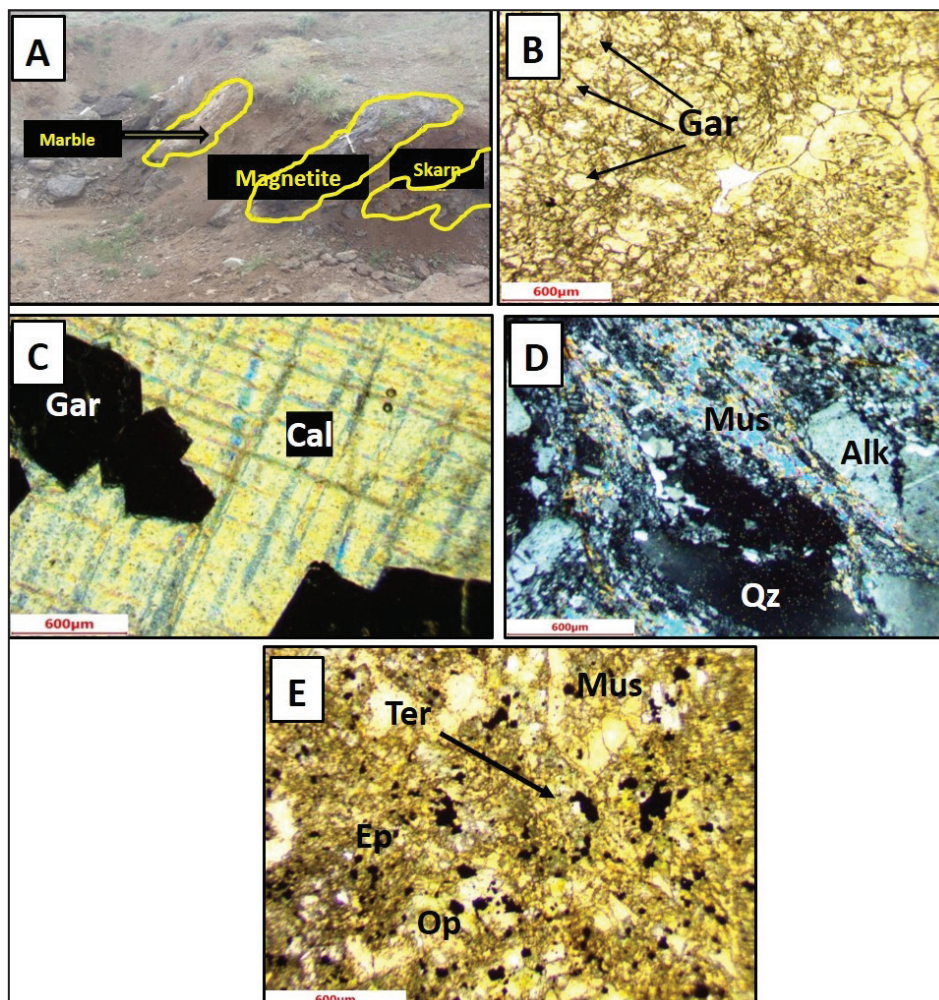
۲-۳. واحد اسکارنی Pz*

است (شکل ۳-۳). کلسیت به صورت بی‌شکل و با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد در مقطع دیده می‌شود. کانی‌های فرعی اپیک کمتر از ۵ درصد در مقطع وجود دارد (شکل ۳-۳).

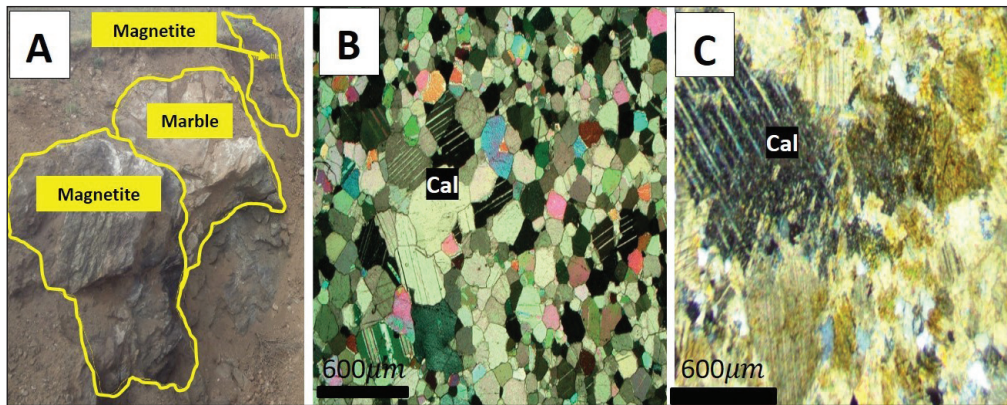
۳-۳. واحد سنگ آهک متبلور و مرمریتی Pz1

سنگ آهک‌های متبلور و مرمریتی که سفید تا خاکستری تیره رنگ بوده و در بیشتر نقاط به شکل توده‌ای و برشی شده رخمون دارند و به شکل محلی دارای لایه‌بندی متوسط تا ضخیم هستند (شکل ۳-۴). شکل ۴-B مقطع نازک از دگرگونی سنگ آهک‌های میکرواسپاریتی - اسپاریتی پدیدآمده است و به صورت محلی دارای گرهک‌های چرت و به ندرت گرهک‌های اکسید آهن است (شکل ۳-۴). کانه‌زایی آهن در مجاورت این واحد با واحدهای دیگر رخ داده است (شکل ۳-۴). در این واحد کرناته، فسیل مشخصی دیده نشد، از این رو، تنها برپایه تشابه سنگی و به دلیل وجود افق‌های لاتریتی در بالای آن زمان تشکیل به پرمین نسبت داده شده است.

در نزدیک روستای یاپل، واحد اسکارن میزبان کانه‌زایی آهن است، که بیشتر به صورت رگه‌های منیپیت در مجاورت با مرمرهای نازک لایه تشکیل شده است. این واحد دارای بخش‌های متاسوماتیت و سنگ‌های دگرسان شده است که نشانه فعالیت شدید سیالات ماگمایی-گرمایی است (شکل ۳-۴). این سنگ‌ها حاصل متاسوماتیسم، تبادل یونی و دگرگونی مجاورتی سنگ‌های مجاور توده آذرین نفوذی می‌باشند. وجود سنگ‌های متاسوماتیتی کلید اکتشافی برای ردیابی ماده معدنی است (شکل ۳-۴). مطالعه سنگ‌نگاری آنها را در دسته سنگ‌های هورنفلسی و اسکارن قرار می‌دهد. سنگ‌های اسکارنی دارای بافت گرانو بلاستیک تا پورفیرو بلاستیک بوده و از ۵۰ تا ۶۰ درصد گارنت به صورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار تشکیل شده است. گارنت‌ها به صورت موزاییکی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۴) و دارای شکستگی‌های فراوان هستند و ابعاد آنها در حدود ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر است (شکل ۳-۴). گنیس یا میلونیت همراه با کوارتز چشمی که تحت فشار تشکیل شده



شکل ۳-۴ (A) سنگ‌های اسکارنی و کانی‌سازی آهن به شکل عدسی شکل در درون آنها (دید به سمت شمال باختر). (B) اسکارن با بافت گرانو بلاستیک تا پورفیرو بلاستیک و کانی‌های گارنت (Gar) همراه با کلسیت با کانی‌های فرعی اپیک وجود دارد. (C) کانی کلسیت (Cal) همراه با کانی گارنت (Gar) به صورت درشت دانه. (D) گنیس یا میلونیت معادل رخساره دگرگونی شیب سبز با بافت گرانوبلاستیک - سایه فشاری (Pressure shadow) (چشمی یا اوگن Qz) همراه با پلاژیوکلاز به مقدار کم و آلکالی فلدسپار (Alk) به صورت درشت بلور دیده می‌شود. (E) متاسوماتیت با بافت گرانولار و کانی‌های مسکوویت (Mus)، مقادیر اندکی ترمولیت (Ter) اکتینولیت و اپیدوت (Ep) و کانی‌های اپیک (Op) در مقطع دیده می‌شود (Whitney and Evans, 2010).



شکل ۴- (A) نمایی از سنگ مرمرهای نازک لایه در بخش مرکزی محدوده مورد مطالعه (دید به سمت شمال خاور). (B) نمونه مقطع نازک مرمر با بافت موزاییکی در نور PPL. (C) مرمرهای تشکیل شده و کانی‌های متبلور شده کلسیت بافت موزاییکی در نور PPL (Whitney and Evans, 2010).

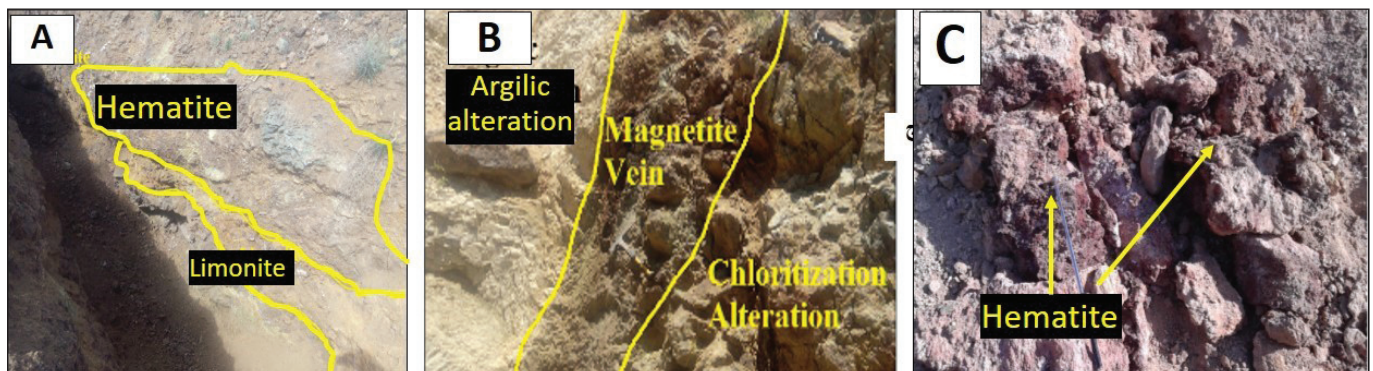
۴- دگرسانی

بررسی‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی نشان‌دهنده وقوع دگرسانی در این کانسار می‌باشد. مناطق دگرسانی شامل هماتی، کلریتی، اپیدوتی، سیلیسی و آرزلیک است. دگرسانی هماتی شامل کانی‌های هماتیت و مقدار کمی منیتیت است که بر اثر هوازدگی در بخش‌هایی تبدیل به لیمونیت و گوتیت شده است (شکل ۵- A, C). دگرسانی کلریتی همراه با کانی منیتیت است (شکل ۵- B). کانی کلریت کانه اصلی را تشکیل می‌دهد و از آنگیری و دگرگونی برگشتی آمفیبول در شیب‌های سبز محدوده حاصل شده است، کانی اپیدوت هم در این واحد تشکیل شده است. افزایش کانه‌زایی منیتیت با دگرسانی کلریتی افزایش می‌یابد. دگرسانی دیگری که در واحدهای سنگی این محدوده مشاهده شده حضور و همراهی کوارتز در بیشتر کانه‌زایی‌ها در این محدوده است. کوارتز در بیشتر نمونه‌ها به صورت پراکنده فضاهای خالی را پر می‌کند. وجود سیلیس در کانسنگ می‌تواند نشان‌دهنده آزاد شدن سیلیس در طول دگرسانی کانی‌های سیلیکاته در اثر تغییر و تحول آمفیبول‌ها و سیالات و محلول‌های آب‌دار گرمایی حاصل از انجماد توده‌های

نفوذی باشد که به صورت رگه و رگچه همراه با منیتیت یا بدون آن واحدهای سنگی را قطع نموده است (شکل ۵- B). آثار دگرسانی آرزلیک را می‌توان در حاشیه کانی‌سازی منیتیت مشاهده کرد (شکل ۵- B).

۵- کانی‌شناسی کانسار و توالی پاراژنری کانی‌ها

کانه‌زایی فلزی در منطقه مورد مطالعه با رخداد فرایندهای دگرگونی و اسکارنی مرتبط است. کانی‌شناسی کانسار ساده بوده و شامل دو دسته کلی کانی‌های فلزی و غیر فلزی (سیلیکاته و باطله) می‌باشد. کانی‌های معدنی شامل منیتیت (بیشتر) و هماتیت است که معمولاً با گارنت، کلسیت، کلریت و دیگر کانی‌های سیلیکاته همراهی می‌شود و به شکل‌های مختلف در داخل سنگ‌های میزبان با ترکیب میکاشیست، گرین شیست، گارنت شیست، متاولکانیک و اسکارن مشاهده می‌شوند. پیریت به مقدار کم تنها کانی سولفیدی کانسار است که در بعضی از نمونه‌ها دیده شده است.



شکل ۵- (A) ترانسه حفر شده در محدوده مورد مطالعه در زون اکسید آهنی و آثار هماتیت و لیمونیت در آن (دید به سمت شمال خاور). (B) دگرسانی کلریتی و آرزلیک و کانی‌زایی اکسید آهن در کنتاکت بین واحدهای کربناتی و شیستی در بخش جنوبی محدوده یاپل (دید به سمت شمال خاور). (C) دگرسانی هماتی و گسترش آن (دید به سمت شمال).

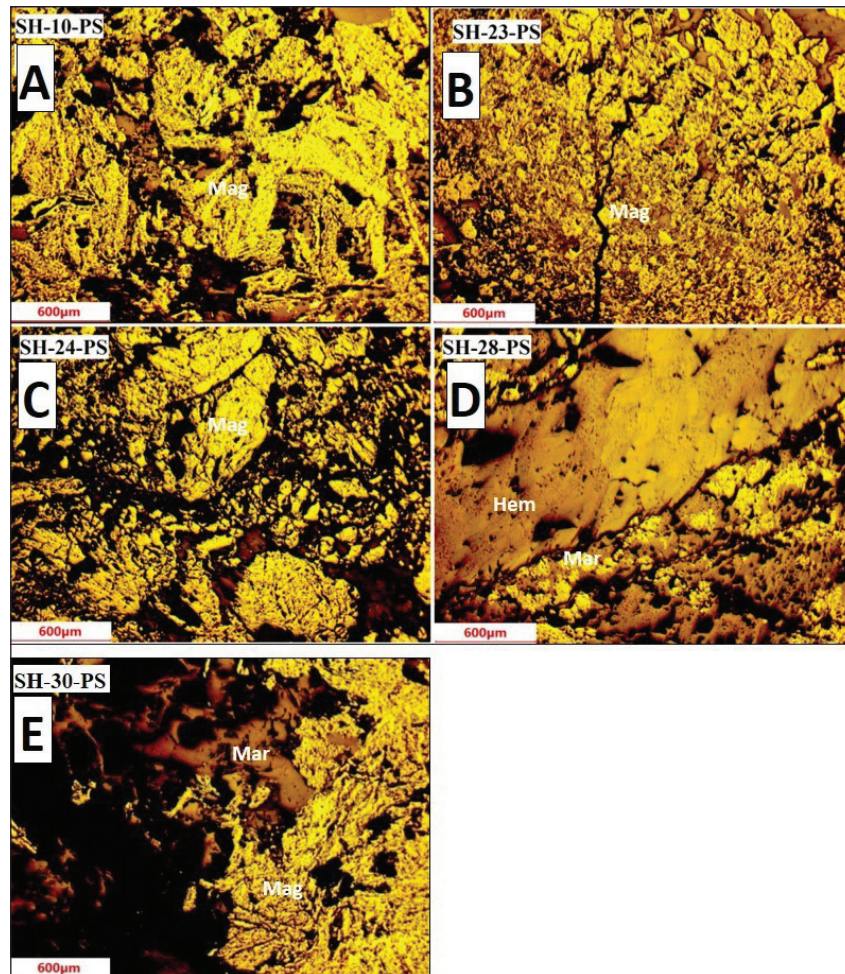
تا بی‌شکل بوده و آثار هوازدگی به طور مشخص به روی آن قابل مشاهده است (شکل ۶- A). منیتیت در نزدیک به سطح به راحتی اکسید شده و کانی‌هایی مانند هماتیت، گوتیت و دیگر اکسیدهای آهن را تشکیل می‌دهد (شکل ۶- B). در برخی نمونه‌ها منیتیت طی پدیده مارتیتی شدن در امتداد سطح کلیواژ {III} توسط هماتیت

منیتیت کانه اصلی کانسار آهن یا پلاست که با ساخت (structure) توده‌ای، رگه، رگچه‌ای و دانه‌ای خود را نشان می‌دهد. در جایی که ساخت توده‌ای است نمونه دستی به رنگ تیره و سیاه و بی‌شکل دیده می‌شود. بیشتر دانه‌های آن شکل دار

۵-۱. منیتیت

کلریت ± اپیدوت ± گارنت ± مسکوویت است. کانسنگ منیتیت در محدوده یاپل متفاوت است و از منیتیت تقریباً پرعیار تا گرین شیت های منیتیت دار تغییر می کند (شکل ۶-A, B). کانسنگ های فقیر از منیتیت (شکل ۶-E) محتوی مسکوویت، کلریت، اپیدوت همراه با مختصری پلاژیوکلاز ± کوارتز و گارنت هستند. منیتیت به صورت اجتماعات سوزنی دیده می شوند. هراجماعی از منیتیت شامل تعدادی بلور اوکتائدری منیتیت است که یک نوع اجتماع یا ماکل موازی ساخته اند (شکل ۶-C, A).

جانشین شده است (شکل ۶-D) و گاهی اوقات به طور کامل به مارتیت تبدیل می شود و آثاری از منیتیت اولیه در سطح سنگ قابل مشاهده شده است. در برخی نمونه ها منیتیت به وسیله رگه های هماتیته قطع شده است. این کانی در مقاطع میکروسکوپی بافت متنوعی را نشان می دهد که شامل بافت افشان و بافت جانیشینی (مارتیتزاسیون)، بافت کاتاکلاستیک (شامل بلورهای منیتیت به هم خرد شده) و بافت حاصل از عدم آمیزش (امولسیون) است (شکل ۶-D). در این محدوده اغلب گانگ همراه با منیتیت شامل آکتینولیت و کوارتز ±

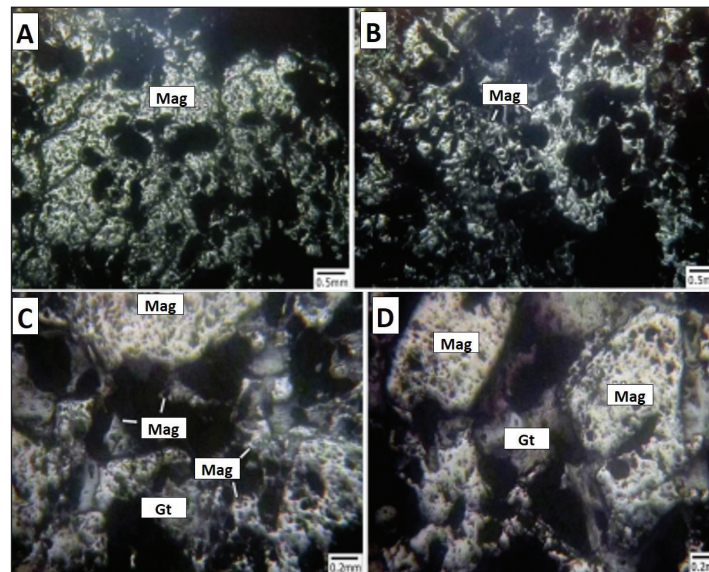


شکل ۵- (A) کانه منیتیت (Mag) با تجمعات شعاعی و سوزنی شکل که در بعضی بخش ها تبدیل به همایت (Mar) شده است. (B) ذرات کانی های ریز، عموماً خود شکل منیتیت (Mag) همراه با فرایند مارتیتی شدن (Mar) بسیار ضعیف. (C) نمونه از ۸۰٪ حجمی منیتیت (Mag) تشکیل شده است. (D) مارتیتی شدن منیتیت و همچنین رگه همایت (Hem) که کانه منیتیت (Mag) را به صورت ثانویه قطع کرده است. (E) منیتیت که در حاشیه به همایت تبدیل شده است (Whitney and Evans, 2010).

۲-۵. همایت

مقاطع میکروسکوپی بافت متنوعی از خود نشان می دهد که شامل بافت افشان، بافت جانیشینی و بافت جریانی است. گویتت بیشتر حاصل دگرسانی احتمالی کانی پیریت می باشد و با ترنگ خاکستری تا کدر خود در اطراف کانی منیتیت مشخص می شود (شکل ۷-C, D). این کانی با رنگ قرمز به صورت ریزرگچه هایی با ضخامت خیلی کم به شکل بافت های کلوفرمی می باشد که درز و شکستگی های بلورهای منیتیت را پر کرده است. وجود همایت و گویتت نشان دهنده اکسیداسیون است هر چند نبود تغییرات کامل کانی شناسی نشان دهنده اکسیداسیون پیشرفته نیست.

این کانی بعد از منیتیت فراوان ترین کانی اکسید آهن در منطقه مورد مطالعه می باشد و به صورت ثانویه در منطقه تشکیل شده است. همایت ثانویه طی پدیده مارتیتزاسیون از منیتیت اولیه به وجود آمده است که فراوان ترین نوع همایت می باشد. بلورهای منیتیت در خیلی مواقع در حاشیه و مرکز در حال تبدیل شدن به همایت هستند. تبدیل منیتیت به همایت (مارتیت) یک دگرسانی معمول است که در دماهای پایین و عمق کم رخ می دهد (کمتر از ۵۰ متر) (شکل ۷-A, B). همایت در



شکل ۷-۸) نمای کلی از سطح مقطع صیقلی که جانشینی بلورهای منیتیت (Mag) را در یک زمینه غیر فلزی به رنگ تیره نشان می دهد. (B) نمای دیگری از تجمعات توده ای از بلورهای بی شکل-نیمه شکل دار منیتیت که توسط رگچه های هیدروکسید آهن ثانویه قطع شده است. (C) نمای نزدیک از جانشینی رگه گوتیت (Gt) درون زمینه منیتیتی. کانی منیتیت به صورت بلورهای درشت نیمه شکل دار تشکیل شده است. نواربندی کلوفرمی ظریف در توده گوتیت ثانویه دیده می شود. (D) بلورهای منیتیت که کم و بیش توسط ترکیبات هیدروکسید آهن ثانویه آهسته آهسته جانشین شده است. بخش هایی از بلورهای منیتیت اولیه در زمینه توده های گوتیت ثانویه برجای مانده است (Whitney and Evans, 2010).

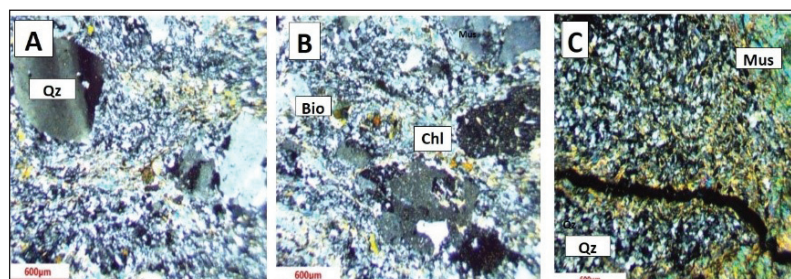
۳-۵. کانی های باطله

مهم ترین کانی های باطله در کانسار مورد نظر کانی های کوارتز، گارنت، کلسیت می باشند. کوارتز فراوان ترین کانی سیلیکاته باطله می باشد (شکل ۸-۸) که به صورت رگه ای و شکاف پرکن (شکل ۸-۸) در درز و شکاف سنگ های منطقه قرار گرفته است. خاموشی موجود و مرز دانه های مضرسی (شکل ۸-۸) در طی تنش های زمین ساختی و تنش در کوارتزها ایجاد شده است. گارنت از کانی های باطله همراه با کانی سازی است که در رخساره شیبست سبز همراه با منیتیت یافت می گردد این کانی با بافت موزاییکی و خرد شده در واحدهای سنگی دگرگونی دیده می شود. کلسیت

نیز به صورت باطله در منطقه به صورت ثانویه ناشی از فعالیت های گرمایی در درز و شکاف های سنگ های دگرگونی و نیمه آتشفشانی تشکیل شده است، که ارتباطی با فعالیت کانی زایی در منطقه ندارد. از دیگر کانی های ثانویه موجود می توان به کلریت، اپیدوت، اشاره کرد که در اثر دگرسانی از کانی های سیلیکاته حاصل شده اند (شکل ۸-۸).

۴-۵. توالی پاراژنتی

توالی های پاراژنتیکی کانی های مهم درگیر با کانه زایی در جدول ۱ نشان داده می شود.



شکل ۸-۸) کوارتزهای (Qz) درشت بلور به صورت بی شکل و در قسمت هایی به صورت چشمی وجود دارد. (B) اپیدوت، بیوتیت (Bio) و مسکوویت (Mus) به صورت جهت یافته دیده می شود که در مواردی بیوتیت ها به کلریت (Chl) دگرسان شده اند. (C) کوارتز به صورت رگه ای (Whitney and Evans, 2010)

جدول ۱- ستون پارازنتیک کانی‌های اصلی و مهم در کانسار آهن پاپل.

کانی‌های مرحله هوازگی	کانی‌های اسکارن تاخیری	کانی‌های اسکارن پیش‌رونده	کانی‌های مرحله دگرگونی	کانی‌های اصلی
		-----		منیتیت
		-----	-----	گارنت
		-----		ترمولیت
	-----			هماتیت
	-----	-----	-----	کوارتز
	-----			اپیدوت
	-----	---		کلریت
	-----			کلسیت
	---			گوتیت
	---			لیمونیت

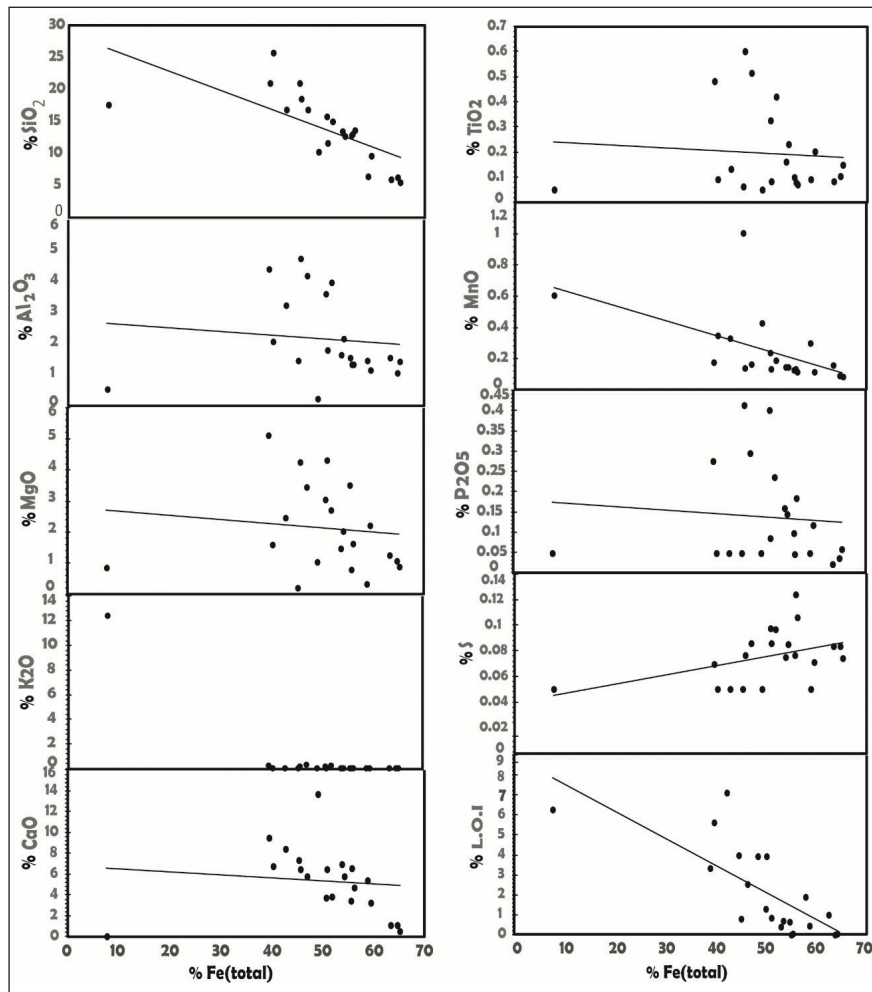
۶- ژئوشیمی کانسار

نمونه‌های کانسنگ منیتیت نیز تجزیه شده است. در شکل ۹ روند تغییرات اکسیدها و همچنین عناصر مهم دیگر نسبت به $Fe(t)$ مورد مقایسه قرار گرفته است. روند تغییرات گوگرد دارای شیب مثبت و روند تغییرات اکسیدهای اصلی دارای شیب منفی نسبت به تغییرات عنصر آهن است. مقدار تغییرات سیلیس نسبت به آهن از ۵ تا ۲۶ درصد متغیر است. تغییرات اکسید آلومینیم از ۱ تا ۴/۵ درصد نسبت به آهن در حال تغییر است. مقدار اکسید کلسیم از ۱ تا حدود ۱۳ درصد در حال تغییر است. مقدار اکسید پتاسیم و سدیم دارای تغییرات ناچیز بوده و میزان آنها در نمونه‌های منیتیت در حدود ۱ و کمتر از ۱ درصد هستند. اکسید منیزیم از ۱ درصد تا حدود ۳ درصد در نمونه‌ها تغییر می‌کند که این موضوع نشان‌دهنده مقدار کم کانی‌های منیزیم‌دار در نمونه هاست (کلریت، اپیدوت و اکتینولیت). مقدار اکسید منگنز با عیار کمتر از ۱ درصد نشان‌دهنده منشأ غیر رسوبی برای کانه‌زایی در این محدوده است. تغییرات مقدار فسفر و گوگرد در نمونه‌ها کمتر از ۰/۵ درصد است و این موضوع بر اهمیت کانی‌سازی آهن در این محدوده می‌افزاید هر چند مقدار گوگرد با افزایش عنصر آهن افزایش می‌یابد که می‌تواند نشان‌دهنده افزایش کانی‌های سولفیدی باشد. مقدار کم عناصر کربالت، نیکل و وانادیم نشان‌دهنده عدم ارتباط کانه‌زایی با نوع‌های ماگمایی است (شکل ۹). کاهش مقدار عناصری از جمله سریم و لانتانیم نشان‌دهنده عدم وجود کانی‌های آپاتیت یا مونازیت با این نوع کانی‌سازی است که کم بودن مقدار فسفات نیز این موضوع را اثبات می‌نماید (شکل ۱۰).

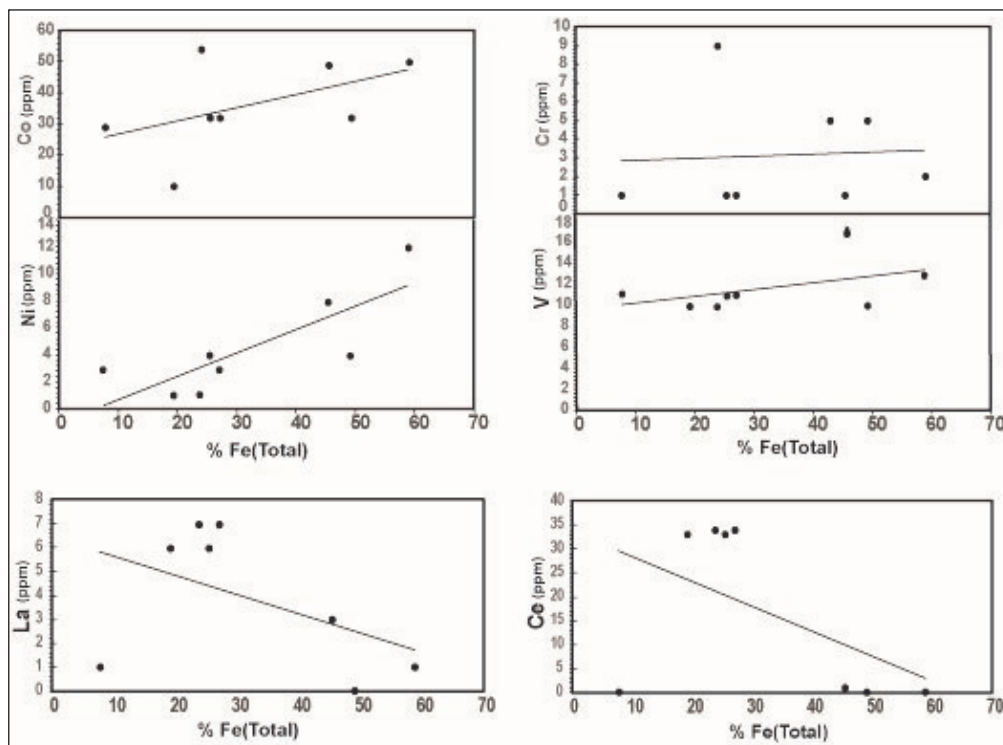
۷- کانی‌سازی آهن در محدوده پاپل

کانسار آهن پاپل شامل تعداد زیادی رخنمون پراکنده است. سنگ‌های دربرگیرنده این کانسار را واحدهای دگرگونی و رسوبی پالئوزویک همراه با توده نفوذی گرانیتی ابراهیم آباد (با فاصله ۲ کیلومتری شمال محدوده) تشکیل می‌دهد. کانی‌سازی آهن به صورت عدسی‌هایی منقطع با اندازه‌های متفاوت و دارای روند شمال خاور- جنوب باختر و ضخامت‌هایی از ۰/۵ تا ۳ متر در طول ۲۰۰ متر با عیار ۳۰ تا ۶۰ درصد اکسید آهن بوده که در محدوده‌ای به وسعت ۰/۱۲ کیلومتر مربع پراکنده است. آثار لایه‌بندی را می‌توان در تعدادی از این عدسی‌ها مشاهده کرد. منیتیت بیشتر به صورت میان لایه و پرکنده فضاهای خالی یا آغشته کننده سنگ‌های درونگیر است (شکل‌های ۴ و ۵).

به صورت رگه‌ای همراه باسیلیس نیز می‌توان کانی‌سازی منیتیت را مشاهده کرد. نمونه‌هایی از کانی‌سازی منیتیت در بخش‌هایی از این کانسار نشان‌دهنده نوع اسکارنی است دلیل این موضوع را می‌توان در شکل ۳ با حضور کانی گارنت در اسکارن مشاهده کرد. شواهدی از همراهی پیروکسن که در مرحله متاسوماتیسم پیش‌رونده بایستی با گارنت وجود داشته باشد دیده نشده است، یا شواهدی که نشان‌دهنده همراهی کانی‌های گرانیت همراه با گارنت باشد برای اثبات اندو اسکارن بودن پیدا نشده است. با ورود محلول‌های گرمایی به درون سنگ‌های درونگیر، کانی‌شناسی سنگ‌ها تغییر کرده و موجب پیدایش کالک سیلیکات‌های آب‌دار مانند آمفیبول شده است. آثاری از متاسوماتیسم پس‌رونده با تشکیل شدن آمفیبول و همراهی منیتیت نشان‌دهنده کانی‌سازی در این مرحله است. بخش زیادی از کانی‌های کلریت، کلسیت، فیلسیلیکات‌های میکا و کانی‌های رسی تحت تأثیر قرارگیری کالک سیلیکات‌های آب‌دار و بدون آب تشکیل شده در مراحل بعد اسکارن‌زایی، توسط سیالات حرارت پایین در نزدیکی واحدهای مرمر به وجود آمده است. تشکیل کانی منیتیت در مرحله متاسوماتیسم پیش‌رونده شروع شده و در مرحله پس‌رونده آغازین به اوج خود می‌رسد. پیدایش منیتیت در دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد است (Niranen et al., 2005; Zavaritsky., 1950). این مسئله نشان‌دهنده تشکیل منیتیت همراه با گارنت-اسکارن (۵۵۰ درجه سانتی‌گراد) بوده و در مراحل متاسوماتیسم پیش‌رونده است. عدم وجود ولاستونیت نکته‌ای است که سبب می‌شود این فرضیه که دمای تشکیل کانی‌سازی بیشتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد است با مشکل روبرو شود. شواهد مناسب دیگری از وجود متاسوماتیسم پیش‌رونده به دلیل عدم وجود پیروکسن و همراهی آن با گارنت در محدوده مشاهده نشده است. جهت ته‌نشینی بهتر منیتیت از محلول کانه‌دار، می‌بایست محلول کانه‌دار که به نسبت اسیدی است، خنثی شود. این عمل توسط کانی‌های مصرف‌کننده کلسیت، پیروکسن و گارنت صورت می‌گیرد. طبق مطالعات میکروسکوپی، کانی‌سازی اکسیدی متاسوماتیک در کانسار پاپل، پس از تشکیل کالک سیلیکات‌های بی‌آب اولیه و در طول تغییرات بعدی آنها صورت گرفته است. همراهی کانی‌های ترمولیت، اکتینولیت با منیتیت نشان‌دهنده کانی‌سازی آهن در مرحله متاسوماتیسم پس‌رونده است و جانشینی کانی آمفیبول توسط منیتیت و پرکردن فضاهای خالی واحد مرمری هم تأییدی بر این موضوع می‌باشد.



شکل ۹- نمودار تغییرات مقادیر اکسیدهای اصلی در مقابل آهن در کانه‌زایی.

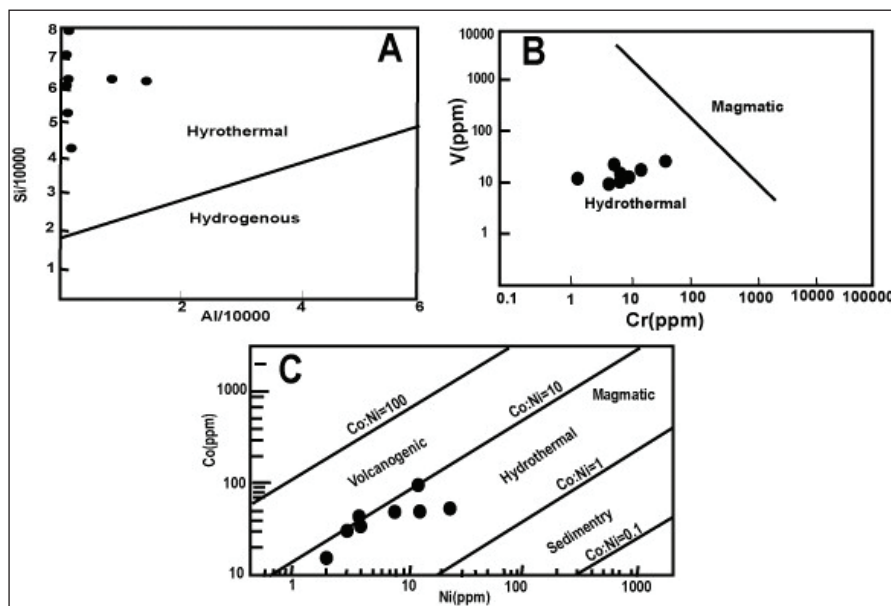


شکل ۱۰- تغییرات مقدار عناصر کبالت، کروم، نیکل، وانادیم با شیب تغییرات مثبت و لانتانیم، سریم را با شیب تغییرات منفی نسبت به درصد

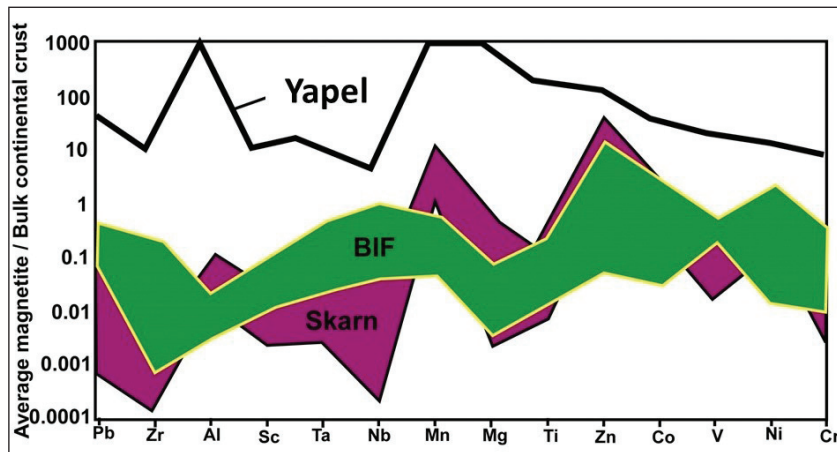
۸- بحث

رخمون‌هایی از اسکارن همراه با ترمولیت و اکتینولیت و گارنت ناشی از عملکرد دگرگونی مجاورتی نشان‌دهنده کانی‌سازی اسکارن در این کانسار است. مطالعات ژئوشیمی کانه‌زایی منیبت و همچنین تغییرات عناصر کمیاب نشان‌دهنده احتمالی نوع کانی‌سازی آهن اسکارنی در این منطقه است. از نظر ژئوشیمی نسبت کبالت به نیکل در کانسارهای آهن می‌تواند عاملی برای شناخت منشأ آنها باشد (Bajwa et al., 1987). محلول‌های گرمایی توانایی حمل مقدار بالایی از Ni و Co را ندارند بنابراین مقدار پایین آنها در کانسنگ دلیلی بر حمل محلول کانه‌دار با سیالات گرمایی پایین است (Meinert, 1995). کانسارهای آهن با منشأهای مختلف دارای نسبت کبالت به نیکل متفاوتی هستند (شکل ۱۱- A). حضور این دو عنصر در کانسارهای آهن به دلیل خویشاوندی شیمیایی آنها با آهن است (Ohmoto, 2003). در سیالات گرمایی نسبت Co/Ni بین ۰/۲ تا ۷ است، که یک خاصیت در کانسنگ آهن با منشأ گرمایی است (Williams et al., 2005; Nadoll et al., 2012). طی تفریق ماگمایی در سیالات گرمایی نسبت کبالت به نیکل افزایش می‌یابد. بر اساس محاسبه کبالت به نیکل تغییرات مقدار این نسبت در کانسار یاپل حد فاصل ۱/۳ تا ۹/۶ را نشان می‌دهد که بیانگر منشأ گرمایی برای کانه‌زایی است (شکل ۱۱- A). مقدار پایین عنصر وانادیم و کروم در کانسار آهن یاپل، منشأ ماگمایی را برای آن مردود می‌سازد (شکل ۱۱- B). در شکل ۱۲ الگوی پراکندگی بیشتر عناصر کمیاب و فرعی که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند، آورده شده‌اند (Singoyi et al., 2006). طبق آنچه در نمودار مشاهده می‌شود، نمونه‌های مربوط به کانسار یاپل غنی‌شدگی در عناصری مثل Al, Mn, Zn و تهی‌شدگی از عناصری مانند V, Sc, Ti, Nb, Mg را نشان می‌دهند که مطابق شکل ۱۲ از ویژگی‌های کانسارهای اسکارن است.

پراکندگی کانسارهای زون سنندج - سیرجان به سه بخش تقسیم می‌شود (قربانی، ۱۳۸۷). بخش جنوبی از سیرجان تا اصفهان که به داشتن کروم در اولترامافیک‌های اسفندقه فاریاب، آهن، آهن منگنز در گل‌گهر، هنشک، بافت، سرب - روی، مس، در چاه‌گز، قنات مروان که توسط گسل درونه از بخش میانی جدا می‌شود. بخش میانی خود به دو نوار کوچک‌تر شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود و از نظر کانی‌سازی در مقایسه با بخش‌های شمالی و جنوبی پرمایه‌تر است. بخش شمالی این زون دارای کانی‌سازی‌های آهن همه‌کسی (شمال همدان)، شمال سنقر، گلالی قروه، ظفرآباد دیواندره، صاحب سقز، شهرک (بیجار)، طلا، آنتیموان (ساری‌گونای قروه) و کانه‌های آلومینیوسیلیکاتی را می‌توان نام برد. بر اساس نظر Momenzadeh (1978) کانی‌سازی‌های آهن در این زون بیشتر دارای منشأ رسوبی هستند اما پژوهشگران دیگری مانند (Zamanin, 2016) براتی (۱۳۹۲)، رستمی پایدار (۱۳۸۸) برای کانی‌سازی‌های پیربابعلی همدان، گلالی قروه منشأ اسکارنی و گرمایی را مطرح نموده‌اند. با توجه به نزدیکی کانه‌زایی آهن یاپل به دیگر کانه‌زایی‌های آهن منطقه دیواندره (ظفرآباد) و قرارگیری آن با فاصله در حاشیه توده نفوذی گرانیتهی ابراهیم آباد ممکن است منشأ اسکارنی برای این کانسار فرض شود. در کانسار یاپل، منیبت، به صورت عدسی شکل با واحدهای دگرگونی و آغشته کننده سنگ بستر، دیده می‌شود. خصوصیات میکروسکوپی کانسنگ در بخش‌های مختلف کانی‌سازی متفاوت است. ترکیب کانی‌شناسی از منیبت پرعیار در حاشیه رخمون‌های مرمر محدوده تا گارنت شیست منیبت‌دار و و گرین شیست منیبت‌دار تغییر می‌کند. مشاهده حالات حد واسط بین کانسنگ‌های فقیر و سرشار از منیبت نشان می‌دهد که عملکرد سیالات داغ آهن‌دار تولید شده از توده‌های نفوذی منطقه و همچنین حضور



شکل ۱۱- A) نمودار نسبت Co در برابر Ni و چگونگی قرارگیری نمونه‌های کانسنگ منیبت و تعیین منشأ کانسار که نشان‌دهنده نوع کانی‌سازی منیبت در سیستم گرمایی می‌باشد (Bajwa et al., 1987). B) نسبت V در برابر Cr که نشان‌دهنده قرارگیری و شکل‌گیری نوع کانی‌سازی گرمایی است. C) تغییرات نسبت Si به Al و قرارگیری بیشتر نمونه‌ها در محدوده کانسار آهن با منشأ گرمایی است (با توجه به تعداد بیشتر نمونه‌هایی که فقط از آنالیز شیمی تر برخوردار بوده اند از این نمودار استفاده شده است) (Beaudoin and Dupuis, 2011).



شکل ۱۲- الگوی پراکندگی عناصر کمیاب در کانسنگ آهن یاپل نسبت به کانی سازی اسکارن و BIF (Oksuz and Koc, 2009).

۹- نتیجه گیری

نشان دهنده عملکرد و تأثیر سیال در آنها است. منیتیت بیشتر به صورت میان لایه ای و یا آغشته کننده سنگ های درونگیر و پرکننده فضاهای خالی دیده می شود که چنین نشانه هایی همراه با شواهد ژئوشیمیایی کانی منیتیت و تغییرات عناصر نادر خاکی در آنها نشان دهنده منشأ ثانویه برای کانی سازی آهن یاپل و تشکیل احتمالی این کانسار با منشأ اسکارنی است. بدین معنی که منشأ آهن توسط سیالات داغ حاصل از توده های نفوذی با توجه به وجود گارنت و واحدا اسکارنی منطقه و دیگر شواهد کانی شناسی موجود حاصل شده است.

گسترش و پراکندگی، عدم تبعیت از چینه شناسی و تغییرات عیار منیتیت و نزدیکی آنها با نمودارهای کانسار آهن اسکارنی و نبود وجود شباهت با کانسارهای رسوبی و نوع ماگمایی تا حدودی فرضیه اسکارنی بودن کانسار یاپل را اثبات می نماید. وجود منیتیت با مقدار کم کانی های سولفیدی در گمانه و ترانسه های محدود و مورد مطالعه (پیریت) و کوارتز، آکتینولیت، کلریت، آلپیت، گارنت و کلسیت که آن را همراهی می کنند و ناشی از عملکرد دگرسانی توسط سیالات ماگمایی هستند و تغییرات مقدار و اندازه بلورهای منیتیت در مرمر و واحدهای شیبست دگرگونی کانسار یاپل

کتابنگاری

- براتی، م.، ۱۳۹۲- کانی شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسار آهن ظفرآباد کردستان با استفاده از داده های عناصر جزئی و نادر خاکی کانی منیتیت، مجله زمین شناسی اقتصادی، جلد ۵، شماره ۲، ص. ۲۳۵-۲۵۴. <https://doi.org/10.22067/econg.v5i2.31799>
- رستمی، ق.، لطفی، م.، قادری، م.، امیری، ا.، وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۸۸- یافته های جدید کانه نگاری و کریستال شیمی منیتیت و پیریت در کانسنگ آهن باباعلی و گلالی، باختر همدان، ایران، فصلنامه علوم زمین، سال بیستم، شماره ۷۷، ۱۲۱-۱۳۰ ص.
- قربانی، م.، ۱۳۸۷- متالوژنی ایران. انتشارات آراین زمین.
- معین وزیری، ح.، عزیزی، ح. ح.، مهربانی، ب.، ایزدی، ف.، ۱۳۸۷- پلوتونیسیم اولیگوسن در زون تراست زاگرس: دور دوم فرورانش در پالئوژن. مجله علوم دانشگاه تهران، شماره ۱.

References

- Ahmadi-Khalaj, A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007- Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29: p. 859-877. DOI: 10.1016/j.jseas.2006.06.005.
- Azizi, H. and Asaharac, Y., 2013- Juvenile granite in the Sanandaj-Sirjan Zone, NWIran: Late Jurassic-Early Cretaceous arc-continent collision, *International Geology Review*. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.782959>.
- Azizi, H., Asaharab, Y., Mehrabi, B. and Chungd, S.L., 2011- Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of High-K granite from the Suffiabad area, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. *Chemie der Erde* 71, 363-376. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2011.06.005>.

- Baharifar, A.A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Piqué, A., 2004- The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. *C.R. Geoscience* (in review). DOI 10.1016/j.crte.2004.09.014.
- Bajwah, Z.U., Secombe, P.K. and Offler, R., 1987- Trace element distribution, Co: Ni ratios and Genesis of the Big Cadiairon-copper deposit, New South Wales, Australia, *Mineralium deposita*, 22:292-300. <https://doi.org/10.1007/BF00204522>.
- Beaudoin, G. and Dupuis, C., 2011- Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types, *Mineralium Deposita*, 46:319-335. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0334-y>.
- Braud, J. and Bellon, H., 1974 – Donnees nouvelles sur le demaine metamorphique du Zagros (zone de Sanandah- Sirjan) au niveau de Kermanshah- Hamadan (Iran): nature age et interpretation des series metamorphiques et des intrusions: evolution structurale. *Rapport Universite Paris- Sud*.
- Masoudi, F., Yardley, B.W.D. and Cliff, R.A., 2002- Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran. *Islamic Republic of Iran Journal of Sciences* 13 (3), 249–254.
- Meinert, L. D., 1995- Igneous petrogenesis and skarn deposits, *Geological Association of Canada, Spacial paper*, 40: 569-583.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003- Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397–412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4).
- Moinvaziri, H., Akbarpour, A. and Azizi, H., 2014- Mesozoic magmatism in the northwestern Sanandaj - Sirjan zone as an evidence for active continental margin. *Arabian journal of geosciences* 8, 3077-3088. <https://doi.org/10.1007/s12517-014-1309-y>.
- Momenzadeh, M., 1978- Pb and Zn Mineralization in cretaceous carbonate Malyier-Isfahan trend, Ph.D thesis's, Haidelberg university, Germany. p.286.
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Hayes, T.S., Koenig, A.E. and Box, S.E., 2012- Geochemistry of Magnetite from Hydrothermal Ore Deposits and Host Rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States, *Economic Geology*, 107: 1275-92. <http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.107.6.1275>.
- Niranan, T., Manttari, I., Poutianen, M., Oliver, N. and Miller, J.A., 2005 – Genesis of Paleoproterozoic iron skarns in the Misi region, Northern Finland, *Mineralium Deposita*, 40(2): 192-217. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-005-0481-0>.
- Ohmoto, H., 2003- Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems. *Economic Geology* 98(1): 157-161. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.157>.
- Oksuz, N. and Koc, S., 2009- Examination of sarikaya (Yozgat-Turkey) iron mineralization with rare earth element(REE) method, *Journal of rare Earths*, 28(1):143-149. [https://doi.org/10.1016/S1002-0721\(09\)60068-5](https://doi.org/10.1016/S1002-0721(09)60068-5).
- Pearce, T. H., 2007- petrology. *Oxford journals*. org First published online: October 25, 2007/petrology/egm062 Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th–Co Discrimination Diagram. *Oxford Journal of Petrology*, vol. 48 no. 12, 2341- 2357. <https://doi.org/10.1093>.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M. Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Vousoughi Abedini. M., 2010- Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, p. 668–683. <https://doi.org/10.1016/j.jseaeas.2010.04.014>.
- Singoyi, B., Danyushevsky, L., Davidson, G.J., Large, R. and Zaw, K., 2006- Determination of trace elements in magnetites from hydrothermal deposits using the LA-ICP MS technique, *SEG 2006: Wealth creation in the Minerals industry: Keystone*, Society of Economic Geologists.
- Stocklin, J., 1968- Structure history and tectonics of Iran: A review: *Am. Assoc. Petrol. B.* V. 52, n. 7, P. 1229- 1258.
- Whitney, D. L. and Evans, B.W., 2010- “Abbreviations for names of rock-forming minerals”, *American mineralogist*, 95(1) (2010) 185-187.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D. A., Fontbote, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S. and Marschik, R., 2005- Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology*, 100:371-405. Doi: <https://doi.org/10.5382/AV100.13>.

Zamanian, H., 2016- Geochemistry of rare earth elements in the Baba Ali magnetite skarn deposit, western Iran – a key to determine conditions of mineralization, *Geologies* 22, 1 (2016): 33–47. DOI: 10.1515/logos-2016-0003.

Zavaritsky, A. N. ,1950- Metasomatism and metamorphism in the pyrite deposits of the Urals. *Int. Geol. Congr.*

Geochemistry and mineralization origin of magnetite in Yapal, Northwest of Divandareh, Kurdistan province

A. Akbarpour^{1*} and M. Moslehi²

¹Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Tehran, Iran

²M.Sc., Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Received: 2019 October 21

Accepted: 2020 May 20

Abstract

Yapal iron ore body is located in northwest of Sanandaj-Sirjan zone. A complex of Paleozoic metamorphed rocks including green schist, mica schist, chlorite schist with green schist facies degree, plus skarn and marble outcrop in this area. There is a Jurassic locogranite outcrop in NW Yapal mineralization and it is cutted green schist Paleozoic facies. Iron mineralization generally occurs as magnetite with the shapes of lentoid, veins, veinlets and dots in garnet schist and greenschist and near marble outcrop in area. Ore textures are observed as dispersed, stock, replacement and network like. Alteration halos include epidotization, chloritization, hematite, argillic and silicic. Gangue minerals are generally chlorite, actinolite, epidote, garnet and quartz accompanied by clay minerals and calcite in some cases. The presence of epidote and actinolite, sometimes with garnet paragenesis suggests a pyro metasomatism phase with magnetite mineralization. The iron oxide grade varies between 30 to 60 percent. Iron element negatively correlates with sulfur and positively correlates with titanium, magnesium, manganese and the other main oxides. Based on the relation between cobalt and nickel, this ore body is located within hydrothermal-originated category. Some samples are located in the hydrothermal-volcanogenic boundary. The vanadium amount in studied samples varies between 9 to 18 ppm. Low amounts of chromium, vanadium and cobalt in Yapal iron ore, rejects the magmatic origin of mineralization. Also the amounts of lower than 1 percent Mn and the relation of Si to Al, doubt the sedimentary origin of this ore body. Total amounts of rare earths La and Ce varies between 30 to 60 ppm. Based on distribution patterns of rare earth elements, Yapal iron ore has more similarities with skarn type mineralizations. Geochemical evidences of magnetite and the variations of cobalt, nickel, silica and aluminum suggest the skarn origin for Yapal iron ore. That means the iron has been mobilized by the hot fluids originated by intrusive stocks and precipitated in contact of metamorphic and marble units.

Keywords: Fe mineralization, Geochemistry, Hydrothermal, Skarn, Yapal, Divandareh, Kurdistan

For Persian Version see pages 191 to 202

*Corresponding author: A. Akbarpour; E-mail: afshinakbarpour@gmail.com