

تعیین خاستگاه سیال کانه‌ساز در کانسار کبالت قمصر با استفاده از میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن

هادی محمد دوست^۱، مجید قادری^{۲*} و نعمت‌اله رشیدنژاد عمران^۳

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه پتروژئولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۴/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۲/۱۰

چکیده

کانسار کبالت قمصر در ۲۶ کیلومتری جنوب کاشان، در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است. واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه شامل آتشفشانی‌های ائوسن، نهشته‌های دریایی سازند قم و توده‌های نفوذی است. ترکیب توده‌های نفوذی منطقه، کوآرتز دیوریت تا گرانودیوریت و همچنین میکرودیوریت پورفیری است که درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و سنگ‌آهک‌های سازند قم تزریق شده‌اند. تزریق این توده‌های نفوذی، موجب تبلور دوباره و دگرگونی در واحدهای سازند قم شده و مجموعه‌ای از کانی‌های اسکارنی مانند گارنت، پیروکسن، خانواده اپیدوت، ترمولیت و اکتینولیت را پدید آورده است. سیمای این کانی‌سازی به شکل توده‌ای، رگه‌ای، برشی و پرکننده فضای خالی، افشان و رگه‌ای بوده و در بخش‌های درون‌اسکارن و برون‌اسکارن رخ داده است. مگنتیت، کانه اصلی موجود در کانسار است که کبالتیت، کالکوپیریت و پیریت، آن را همراهی می‌کنند. بر پایه مطالعات ریزدماسنجی میانبار سیال روی گارنت و پیروکسن مرحله اسکارن پیشرونده و کوآرتز مرحله دگرسانی پسرونده، در فاز پیشرونده دمای همگن‌شدگی ۴۰۰ تا بیش از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۲ تا ۲۰ درصد معادل وزنی نمک طعام و در فاز پسرونده دمای همگن‌شدگی در حدود ۱۸۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، و شوری ۵/۸ تا ۱۱/۹ درصد معادل وزنی نمک طعام است. دماسنجی ایزوتوپی برای جفت کانی‌های پیریت و کالکوپیریت، دمای میان ۲۴۱ تا ۵۲۸ درجه سانتی‌گراد و برای جفت کانی‌های کوآرتز و مگنتیت، دمای میان ۴۴۱ تا ۵۴۹ درجه سانتی‌گراد را ارائه می‌دهد. همچنین نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن، منشأ سیال ماگمایی و گرمایی همراه با آمیختگی با سیال‌های حوضه‌ای را برای این کانی‌سازی پیشنهاد می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: میکرودیوریت پورفیری، ایزوتوپ گوگرد، ایزوتوپ اکسیژن، میانبار سیال، اسکارن، کبالتیت، قمصر.

* نویسنده مسئول: مجید قادری

E-mail: mghaderi@modares.ac.ir

۱- پیش‌نویس

افزون بر فاز آتشفشانی ائوسن، تزریق توده‌های نفوذی در همه نقاط این ناحیه رخ داده است که با ایجاد دگرگونی پیرامون خود از اهمیت زیادی برای کانه‌زایی برخوردارند.

در منطقه مورد مطالعه، توالی سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن شامل توف و مارن‌های سبز و سرخ رنگ ژیبس‌دار، توف داسیتی، توف برش آندزیتی، گدازه‌های آندزیتی تا داسیتی و سنگ‌های آذرآواری است (شکل ۲). آتشفشانی‌های ائوسن در چهارگوش کاشان، از نوع کالک‌آلکانل، زیردریایی و با ماهیت سدیک هستند که به شکل گدازه‌های زیردریایی و گاه خشکی برونزد یافته‌اند (زاهدی، ۱۳۷۰؛ قربانی، ۱۳۸۱).

روی واحدهای ائوسن، سازند قم به صورت همیشگی قرار گرفته است که با توالی از شیل و مارن خاکستری رنگ و فسیل‌دار شروع می‌شود و به تدریج به سوی بالا به آهک‌های مرجانی نازک‌لایه و چرت‌دار خاکستری به سن الیگوسن میانی تبدیل می‌شود. در ادامه، آهک‌های میکربیتی سترلابه زرد رنگ با میان‌لایه‌هایی از مارن و لیتیک‌توف تا کریستال‌توف قرار گرفته است (شکل ۳). این ویژگی‌ها نشان می‌دهد سازند قم در یک محیط دریایی تا نیمه‌دریایی همراه با فوران‌های گاه و بی‌گاه آتشفشانی تشکیل شده است.

تزریق مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی درون واحدهای یادشده، موجب دگرگونی، اسکارن‌زایی و کانه‌زایی در پیرامون توده‌ها شده است که در ادامه به آنها پرداخته می‌شود.

۲-۱. توده‌های نفوذی و نیمه‌ژرف

مجموعه نفوذی برونزد یافته در منطقه به صورت یک استوک کشیده به طول تقریبی ۳ و عرض ۱ کیلومتر با ترکیب گرانودیوریت- مونزوگرانیت تا کوآرتز دیوریت و

کانسار کبالت قمصر با مختصات جغرافیایی ۴۸° ۳۳' عرض شمالی و ۵۱° ۲۴' طول خاوری، در ۷ کیلومتری شمال قمصر و ۲۶ کیلومتری جنوب کاشان و در کمان ماگمایی ارومیه- دختر (Urumieh-Dokhtar magmatic arc) قرار گرفته است (شکل ۱). این کانسار که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ کاشان قرار دارد، از دیرباز برای مردم منطقه شناخته شده و به نام معدن لاجورد مشهور است که از آن به‌عنوان منبعی برای تأمین رنگ آبی لاجوردی مورد نیاز در هنر کاشی‌کاری و رنگ‌آمیزی بهره‌برداری می‌شده است (زاوش، ۱۳۴۸). آثار معدنکاری کهن و واریزه تونل‌های حفر شده برای دسترسی به ماده معدنی در محل کانسار دیده می‌شود. این کانی‌سازی به صورت توده‌های نامنظم و رگه‌های کوچک و بزرگ، در مرز میان یک توده نیمه‌ژرف میکرودیوریت پورفیری و سنگ‌های آهکی سازند قم انجام شده که به صورت درون‌اسکارن و برون‌اسکارن دیده می‌شود. رگه اصلی کانه‌دار، در امتداد یک پهنه گسلی قرار گرفته است و در حدود ۲۰۰ متر امتداد دارد. هدف از پژوهش پیش رو، تعیین خاستگاه سیال‌های کانه‌ساز در کانسار کبالت قمصر با استفاده از مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن است.

۲- زمین‌شناسی

همان‌گونه که اشاره شد محدوده مورد مطالعه در کمان ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد؛ بنابراین شرایط زمین‌شناسی و زمین‌ساختی حاکم بر ارومیه- دختر در منطقه مورد مطالعه نیز اثرگذار بوده است. از مهم‌ترین مراحل فعالیت ماگمایی ارومیه- دختر در چهارگوش کاشان، مرحله آتشفشانی ائوسن است که به صورت انفجاری بوده و سبب زایی از سنگ‌های آذرآواری را تشکیل داده است (زاهدی، ۱۳۷۰).

قهوه‌ای در آن دیده می‌شود. کانی‌سازی مگنتیت (نسل II) به صورت عدسی‌های کوچک و بزرگ و نواری در زمینه این پهنه رخ داده است. کانی‌شناسی این اسکارن شامل گارنت، کوارتز، تورمالین، اسکاپولیت، ولاستونیت، مگنتیت و هماتیت است.

گارنت- پیروکسن اسکارن: گسترش این اسکارن در منطقه، بسیار محدود است و تنها در مجاورت توده نفوذی و به فاصله کمی از آن دیده می‌شود. این سنگ‌ها در رخنمون به رنگ خاکی و روشن هستند (شکل ۹-۹ الف) و در زیر میکروسکوپ، کانی‌های آنها بیشتر شامل گارنت، کلینوپروکسن (هدنبرژیت)، اپیدوت و کلسیت است. چنین به نظر می‌رسد که پیروکسن در ابتدای دگرگونی مجاورتی تشکیل شده و در مراحل بعدی مقدار زیادی از پیروکسن‌ها تبدیل به گارنت شده‌اند. در فوگاسیته بالای اکسیژن، تشکیل گارنت در نتیجه نابودی هدنبرژیت امکان‌پذیر است (Henderson et al., 2014; Grammatikopoulos et al., 2005). بلورهای گارنت شکل دار، نیمه‌شکل دار، ایزوتروپ و همراه با کانی‌سازی مگنتیت (نسل II) هستند (شکل ۹-ب).

آمفیبول اسکارن: گسترش این پهنه بیشتر در بخش درون‌اسکارن است و بخشی از آن در برون‌اسکارن و به ویژه در میان‌لایه‌های متاتوفی دیده می‌شود (شکل ۱۰). رنگ آن در رخنمون و نمونه دستی، سبز تیره بوده و بخش مهمی از کانه‌زایی مگنتیت- کبالتیت همراه با این رخساره دیده می‌شود. در زیر میکروسکوپ بیشتر این سنگ‌ها را بلورهای رشته‌ای و سوزنی ترمولیت، اکتینولیت و فرواکتینولیت تشکیل داده است. همراهی کانه‌های سولفیدی، مانند کبالتیت، کالکوپیریت و پیریت، با آمفیبول اسکارن، نشان‌دهنده ارتباط مستقیم کانه‌زایی سولفیدی با آن است. با توجه به این که کانی‌های خانواده آمفیبول در دمای حدود ۴۰۰ تا ۷۰۰ سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند (Mao & Bierline, 2005; Stakes et al., 1991)؛ می‌توان پذیرفت تبلور سولفیدها در دمای بالایی آغاز شده و تا مراحل پس‌رونده و کاهش دمای سامانه ادامه داشته است. مطالعات ریزدماسنجی و ایزوتوپ پایدار نیز این موضوع را تأیید می‌کنند. ولاستونیت، اپیدوت و کلسیت از دیگر کانی‌های موجود در این رخساره هستند. گاه درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند که به اپیدوت و کلسیت دگرسان شده‌اند.

پیروکسن- اپیدوت- کلسیت اسکارن: این رخساره در اثر دگرگونی پس‌رونده در منطقه شکل گرفته و گسترش به نسبت زیادی دارد. شکستگی‌های بسیاری در سنگ دیده می‌شود و دگرسانی کلریتی و اپیدوتی گسترش پیدا کرده است. در زیر میکروسکوپ می‌توان کانی‌های اپیدوت، کلسیت، پتاسیم‌فلدسپار، کلینوپروکسن و کوارتز را تشخیص داد. فراوانی بلورهای اپیدوت سبب شده که سنگ‌ها به رنگ سبز روشن دیده شوند. رگه‌های کوچک و بزرگی از کانی‌سازی مگنتیت (نسل III) و سولفید همراه با این رخساره دیده می‌شود که گاهی کوارتز و کلسیت نیز آنها را همراهی می‌کند (شکل ۱۱). رگه‌های کوارتز با ستبرای چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر در این رخساره دیده می‌شود.

۴- کانه‌زایی

آشکارترین ژئومتری ماده معدنی به صورت رگه‌های کوچک و بزرگ است. همچنین توده‌هایی از ماده معدنی به صورت پراکنده در پیرامون منطقه مورد مطالعه دیده می‌شوند. ویژگی بیشتر رگه‌ها پیروی از روند دایک‌های منشعب از توده میکرودیوریت پورفیری است که خود این دایک‌ها به طور عموم منطبق بر گسل‌های منطقه هستند. رخداد کانه‌زایی در بخش‌های درون‌اسکارن و برون‌اسکارن دیده می‌شود.

کانه‌زایی اکسیدی در اسکارن پیش‌رونده، بیشترین گسترش را داشته است. کانی‌شناسی در این مرحله شامل مگنتیت، گارنت و پیروکسن، به همراه تبلور دوباره در کلسیت است. رگه‌ها و عدسی‌های این نسل از مگنتیت در مکان‌های مختلف

ماهیت کالک‌آلکانل و پرآلومین است (محمد دوست، ۱۳۸۹) که با راستای شمال باختری- جنوب خاوری درون آتشفشانی‌های ائوسن و سازند قم نفوذ کرده است (شکل ۴).

گرانودیوریت- مونزوگرانیت: به طور کلی ترکیب استوک نفوذی موجود در محدوده مورد مطالعه، گرانودیوریت تا مونزوگرانیت است. رخنمون و نمونه‌های دستی این سنگ سیمای دانه‌ای و رنگ خاکستری دارد و به خوبی می‌توان حضور مگنتیت را در فضای میان بلورها دید که توسط مغناطیس جذب می‌شوند. در زیر میکروسکوپ نیز کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، آمفیبول، پیروکسن، بیوتیت و مقدار زیادی مگنتیت است (شکل ۵) که نشان از یک ماگمای اکسیدان و غنی از آهن دارد. به صورت تدریجی و در بخش شمال باختری استوک ترکیب و بافت توده نفوذی تغییر می‌کند؛ به گونه‌ای که رنگ توده از خاکستری تیره تا سبز به خاکستری روشن تا صورتی متمایل و به طور محسوسی فلیسیک‌تر، درشت‌بلورتر و کاملاً دانه‌ای می‌شود. در زیر میکروسکوپ نیز میزان کوارتز و فلدسپار قلیایی افزایش محسوسی نشان می‌دهد و ترکیب سنگ به مونزوگرانیت تبدیل می‌شود.

دیوریت- کوارتز دیوریت: در حواشی استوک نفوذی و بیشتر در بخش جنوب خاوری آن، ترکیب سنگ به صورت دیوریت و کوارتز دیوریت است. سنگ‌های این بخش، در رخنمون و نمونه دستی به رنگ خاکستری تا سبز، ریزبلور تا متوسط بلور است. در زیر میکروسکوپ بافت میکروگرانولار نشان می‌دهند و کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز (در حد آندزین)، فلدسپار قلیایی و کوارتز و کانی‌های مافیک شامل هورنبلند، پیروکسن (اوژیت) و بیوتیت است (شکل ۶). مگنتیت نیز در فضاهای میان‌بلوری تشکیل شده است. گاهی پلاژیوکلاز به سرسیت، کلریت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده است.

نتایج بررسی ژئوشیمی نشان می‌دهد استوک نفوذی موجود در منطقه مورد مطالعه از نوع I-Type و پر آلومین است و در رده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرد (محمد دوست، ۱۳۸۹). همچنین به نظر می‌رسد این توده نفوذی طی یک فاز ماگمایی حاصل شده و تبلور تفریقی سبب تغییر در ترکیب آن شده است.

میکرودیوریت پورفیری: یک توده نیمه‌ژرف کوچک با ابعاد حدوداً ۴۰۰ در ۶۰۰ متر به صورت گنبدی، در مرز میان استوک نفوذی یاد شده و آهک‌های سازند قم تزیق شده است. رنگ آن در رخنمون و نمونه دستی خاکستری تا سبز تیره است. کانی‌های سازنده آن شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند، کوارتز، فلدسپار قلیایی، مگنتیت، بیوتیت، تورمالین و اسفن است. دگرسانی پروپلیتیک و کلریتی در آن گسترش دارد. زمینه ریزبلور یا میکروولیتی را به طور چیره کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل داده که دچار دگرسانی سوسوریتی و کلریتی شده‌اند. بافت پورفیریتیک با زمینه میکروولیتی از ویژگی‌های این سنگ است (شکل ۷). زبانه‌هایی از این توده به شکل دایک و در امتداد گسل‌ها نفوذ کرده است که گاهی ستبرای آنها به ۲ تا ۳ متر می‌رسد. بیشتر کانی‌سازی در واحد میکرودیوریت پورفیری انجام شده است (شکل ۸).

۳- اسکارن

اسکارن‌زایی در منطقه مورد مطالعه در دو بخش درون‌اسکارن و برون‌اسکارن رخ داده است که گسترش درون‌اسکارن میان ۱ تا بیشینه ۱۰ متر بوده و برون‌اسکارن تا چند ده متر گسترش یافته است. تبلور دوباره سنگ‌ها نیز تا فواصل دورتر ادامه پیدا کرده است. در یک نگاه کلی، پهنه‌های اسکارنی موجود در منطقه را می‌توان به صورت زیر تقسیم‌بندی کرد:

گارنت اسکارن: این اسکارن در مرحله پیش‌رونده تشکیل شده است و در هر دو بخش درون‌اسکارن و برون‌اسکارن دیده می‌شود. در نمونه دستی به رنگ خاکستری مایل به سبز تا قهوه‌ای تیره است و بلورهای گارنت از نوع آندرادیت خودشکل و به رنگ

بافت‌های این نسل از مگنتیت است. هوازگی مگنتیت سبب مارتیتی شدن و تشکیل هماتیت شده است.

کباتیت: در نمونه دستی، این کانی به صورت بلورهای ریز نقره‌ای رنگ و معمولاً خودشکل دیده می‌شود که به صورت بافت پرکننده فضای خالی، پراکنده و افشان در سنگ میزبان آمفیبولیت اسکارن و یا در رگه‌های مگنتیت نسل III دیده می‌شود. این کانی در زیر میکروسکوپ بیشتر خودشکل و دارای رنگ کرم مایل به صورتی و شبیه پیریت است؛ ولی از پیریت توسط رنگ مایل به صورتی، بازتابش کمتر، دو سری رخ عمود بر هم و چندرنگی ضعیف تمیز داده می‌شود (Ramdhor, 1982; Pracejus, 2008). بلورهای کاملاً خودشکل و کوییک کباتیت به صورت منفرد یا تجمع چندتایی در کنار یکدیگر رشد کرده‌اند. شکستگی زیاد و سیمای کلاستیک، یکی از ویژگی‌های آشکار کباتیت است (شکل ۱۴). حضور بلورهای خرد شده کباتیت درون رگچه‌های مگنتیت نسل III و حاشیه‌های خلیجی و خورده شده کباتیت (شکل ۱۴) نشان می‌دهد ابتدا تبلور کباتیت رخ داده و سپس مگنتیت متبلور شده و آن را با خود حمل کرده است. این کانی در اثر هوازگی برونزاد (سوپرن) تبدیل به کانی اریتریت (Erythrite) شده است که به رنگ ارغوانی در سطوح درزه‌ها، شکستگی‌ها، حفرات و رخنمون‌های در معرض هوازگی دیده می‌شود (شکل ۱۵).

کالکوپیریت و آرسنوپیریت: کالکوپیریت بیشترین فراوانی را در میان کانی‌های سولفیدی دارد. این کانی به صورت بلورهای پراکنده، رگچه‌های نازک و گاه به صورت پرکننده فضای خالی دیده می‌شود. روابط ساخت و بافتی نشان می‌دهد تبلور کالکوپیریت پس از کباتیت رخ داده است (شکل ۱۴). این کانی در اثر هوازگی تبدیل به کربنات‌های مس، هماتیت، گوتیت و لپیدو کروسیت شده است. آرسنوپیریت از کانی‌های سولفیدی است که در کانسار کبات قمصر فراوانی کمی دارد. این کانی به رنگ نقره‌ای تا خاکستری و به صورت بلورهای ریز منشوری و لوزی شکل و ساختار مونوکلینیک در این کانسار دیده می‌شود که دچار خردشدگی شده است. آرسنوپیریت می‌تواند تا ۹ درصد در شبکه خود Co داشته باشد که جانشین Fe در شبکه کانی می‌شود (Gammon, 1966; Bindi et al., 2012). با توجه به این که رنگ این کانی در کانسار کبات قمصر کمی غیرعادی بوده و متمایل به صورتی است، به نظر می‌رسد کمی Co در شبکه این کانی حضور داشته باشد. حاج‌علیلو (۱۳۶۸) به وجود یون کبات در شبکه آرسنوپیریت و پیریت اشاره کرده است. پیریت نیز به فراوانی حضور دارد که به صورت بلورهای ریز خودشکل تا بی‌شکل در متن سنگ پراکنده است و گاه به صورت بلورهای خرد شده درون رگه‌های مگنتیت نسل III دیده می‌شود.

کانی‌های ثانویه و برونزاد: در کانسار قمصر، کربنات‌های مس شامل ملاکیت و آزوریت هستند که در اثر هوازگی کالکوپیریت در نواحی اکسیدان تشکیل شده‌اند. هیدروکسیدهای آهن تحت تأثیر فرایندهای هوازگی و برونزاد روی کانی‌های پیریت و کالکوپیریت تشکیل شده‌اند. این کانی‌ها از سوی حاشیه یا مرز شکستگی بلورها، جانشین سولفیدها شده‌اند. توالی پاراژنزی کانسار در شکل ۱۶ ارائه شده است.

۶- ریزدماسنجی میانبارهای سیال

مطالعات ریزدماسنجی میانبار سیال در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تربیت مدرس و توسط دستگاه Linkam THMSG600 با کنترل‌کننده حرارتی TMS94 و سردکننده LNP انجام گرفته است.

برای این منظور ۴ نمونه از په‌نه‌های مختلف انتخاب شد تا دمای مراحل مختلف کانه‌زایی به دست آید:

(۱) گارنت نسل اول (مرحله همبری حرارتی و ایزو کمیکال)

(۲) گارنت نسل دوم (مرحله اسکارن پیشرونده و همراه با کانه‌زایی)

پراکنده هستند و درون سنگ‌های آهکی میزبان و همچنین درون توده‌های نفوذی منطقه دیده می‌شوند.

در مراحل میانی اسکارن پیشرونده، در کنار تبلور مگنتیت، ته‌نشست سولفیدها نیز آغاز می‌شود و تا مرحله دگرگونی پسرورنده ادامه می‌یابد. کانه‌های اصلی این مرحله شامل مگنتیت، کالکوپیریت، کباتیت، پیریت و آرسنوپیریت است که به صورت توده‌های نامنظم و رگه‌های مگنتیت-سولفید دیده می‌شوند.

گسل‌ها و شکستگی‌ها از مهم‌ترین کنترل‌کننده‌های ساختاری در این کانه‌زایی هستند و ارتباط ماده معدنی با گسل‌ها به خوبی در نقاط مختلف مشهود است. امتداد بیشتر رگه‌ها NE-SW و هم‌راستا با روند گسل‌های اصلی منطقه است (محمد دوست و همکاران، ۱۳۸۸). رگه اصلی کانه‌دار، در امتداد پهنه گسلی چپ‌گرد با راستای N15E/60SE قرار گرفته است (شکل ۱۲) و می‌توان رخنمون ماده معدنی را تا امتداد بیش از ۲۰۰ متر دنبال کرد که به سبب برای چند دسی‌متر تا ۸ متر برونزد دارد. در امتداد این رگه، تونل‌ها و ترانشه‌هایی برای برداشت ماده معدنی حفر شده است. به طور کلی، پهنه‌های اسکارنی و سنگ‌آهک‌های تبلور دوباره یافته میزبان ماده معدنی هستند؛ ولی می‌توان توده‌هایی از ماده معدنی را در پهنه درون‌اسکان و درون توده میکرودیوریتی دید. همچنین همان‌طور که پیش از این اشاره شد، بخش مهمی از کانه‌زایی در پهنه آمفیبولیت اسکارن رخ داده است. سیمای این کانه‌زایی به صورت رگه-رگچه‌های مگنتیت است که بلورهای کباتیت به صورت پراکنده درون رگه‌های مگنتیت و یا به صورت افشان در متن سنگ دیده می‌شوند (محمد دوست و همکاران، ۱۳۸۸).

۵- کانه‌نگاری

مگنتیت: مگنتیت فراوان‌ترین کانی فلزی موجود در کانسار است و بیشتر حجم کانسار را تشکیل می‌دهد. رگه‌ها و توده‌های کوچک و بزرگ زیادی از مگنتیت در محدوده کانسار دیده می‌شود که در ارتباط با مراحل مختلف تکامل کانی‌سازی شکل گرفته‌اند و با توجه به کانی‌شناسی و ساخت و بافت موجود، می‌توان آنها را به سه نسل تفکیک کرد.

مگنتیت نسل I که در توده‌های نفوذی منطقه دیده می‌شود. این نسل به طور مستقیم از ماگما متبلور شده و به صورت دانه پراکنده و بلورهای ریز خودشکل تا نیمه‌شکل دار فضای میان بلورها را پر کرده است.

مگنتیت نسل II بیشترین حجم کانسار را به خود اختصاص داده که در مرحله اسکارن پیشرونده تشکیل شده است. هجوم سیال‌های گرمایی داغ و ورود آنها به فضاها خالی، در امتداد گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌ها، سبب تشکیل رگه‌ها و عدسی‌های کوچک و بزرگی از مگنتیت شده است. بافت‌های پرکننده فضای خالی و برش گرمایی در اثر ورود این سیال‌ها به فضاها کم‌فشار و خردشدن سنگ میزبان به وجود آمده‌اند. مگنتیت نسل II متوسط بلور بوده و معمولاً خودشکل است. بافت‌های توده‌ای، رگه-رگچه، شبکه‌ای و تیغه‌ای از بافت‌های معمول در مگنتیت نسل II است و گاهی مارتیتی شدن نیز در آنها دیده می‌شود. منطقه بندی ترکیبی نیز در مگنتیت نسل II دیده می‌شود (شکل ۱۳) که در کانسارهای همبری متاسوماتیزم بسیار معمول است (Ramdhor, 1982). این نسل از مگنتیت بدون کانی‌های سولفیدی است.

تبلور مگنتیت نسل III از مراحل میانی اسکارن پیشرونده شروع شده و در مرحله دگرگونی پسرورنده ادامه یافته است. آشکارترین ویژگی مگنتیت نسل III، همراهی کانی‌های سولفیدی مانند کالکوپیریت، کباتیت، پیریت و آرسنوپیریت با آنها است (شکل ۱۴). مگنتیت نسل III، ریزبلور بوده و بافت‌های جانشینی و برشی شدن در آن بسیار فراوان است. کوارتز گرمایی و کلسیت این نسل از مگنتیت را همراهی می‌کنند. بافت‌های رگه-رگچه‌ای، توده‌ای، پرکننده فضای خالی و جانشینی از مهم‌ترین

به این دلیل باشد که اندازه‌گیری‌ها تنها روی رگه کوارتز- کلسیتی انجام گرفته و اندازه‌گیری روی کانی‌هایی مانند پیروکسن امکان‌پذیر نبوده است. رگه‌های کوارتز- کلسیتی در پایانی‌ترین مراحل تشکیل شده و سیال‌های جوی مهم‌ترین نقش را در تشکیل آنها داشته‌اند.

نمودار درجه شوری در برابر دمای همگن‌شدگی، روند کاملاً آشکاری را از رقیق شدن و سرد شدن سیال‌های از مرحله دگرگونی پیشرونده تا مرحله پسرونده نشان می‌دهد (شکل ۱۸). با توجه به این نمودار، سیال کانی‌ساز در مرحله متاسوماتیسم پیشرونده در یک محدوده شوری حدود ۱۲ تا ۲۰ درصد وزنی معادل NaCl قرار داشته و بسیار داغ بوده است که از جایگیری توده‌های نفوذی و آزاد شدن سیال‌های ماگمایی منشأ گرفته است؛ سپس با افزایش میزان آب‌های جوی نسبت به سیال‌های ماگمایی در مرحله پسرونده، و رقیق‌تر و سردتر شدن سیال‌ها، درجه شوری و دما به طرز محسوسی کاهش پیدا کرده است.

رسم داده‌های مربوط به شوری و دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال روی نمودار (Wilkinson 2001) نشان می‌دهد که همه داده‌های ریزدماسنجی بر ناحیه مربوط به کانسارهای اسکارنی منطبق هستند (شکل ۱۹).

۷-۱. ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن

مطالعات صورت گرفته روی کانسارهای اسکارنی، کاربرد تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار را در تعیین تنوع و منشأ سیال‌ها و برآورد درجه برهمکنش میان کانی‌های سازنده اسکارن و کربنات‌های سنگ دیواره اثبات کرده است. بر پایه این مطالعات پیشنهاد می‌شود که سیال‌های ماگمایی و/یا سیال‌هایی که با توده‌های نفوذی مجاور به حالت تعادل درآمده‌اند، در مراحل اولیه متاسوماتیسم تشکیل اسکارن، چیره هستند. اما مراحل بعدی کم‌دماتر، نشان‌دهنده افزایش در حجم آب‌های جوی است که آنها را به سیال‌های چیره در مراحل تأخیری تشکیل اسکارن تبدیل می‌کند (Bowman et al., 1994; White, 2005 & 2011).

۷-۱. ایزوتوپ پایدار گوگرد

مطالعات ایزوتوپ پایدار گوگرد می‌تواند راهنمای بسیار مناسبی برای تعیین منشأ سیال‌های کانه‌ساز و همچنین تعیین دمای کانی‌سازی و شناخت و درک بهتر از منشأ و شرایط تشکیل کانسارهای سولفیدی باشد (Hoefs, 2004; Faure & Mensing, 2005).

برای انجام مطالعات ایزوتوپی، ابتدا از نقاط مختلف رگه‌های کانه‌دار نمونه‌برداری انجام شد و پس از مطالعه میکروسکوپی، ۱۱ نمونه از سولفیدها برای انجام مطالعه ایزوتوپ پایدار گوگرد انتخاب شد. پس از خرد کردن، سولفیدها در زیر میکروسکوپ دوچشمی با خلوص بالای ۹۹ درصد از کانی‌های باطله جدا و در هاون آگاتی پودر شدند تا کنسانتره‌ای به میزان ۰/۵ گرم از کانی سولفیدی به دست آید. اندازه‌گیری مقادیر ایزوتوپی توسط طیف‌سنج جرمی Finnigan Delta Plus در دانشگاه آریزونا آمریکا انجام گرفت. در جدول ۱ نوع سولفیدها و مقادیر ایزوتوپی آنها نسبت به استاندارد ایزوتوپی (CDT) آمده است.

۷-۲. دماسنجی ایزوتوپی و منشأ سیال‌ها

هنگام ته‌نشست کانی‌های سولفیدی از سیال‌های کانه‌دار، تفاوت‌های کمی در میزان $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های همزاد در ارتباط با تعادل ایزوتوپی میان کانی‌ها، و میان کانی و سیال به وجود می‌آید. این تفاوت‌ها در ترکیب ایزوتوپی گوگرد موجود در زوج کانی‌های همزاد، می‌تواند بازتاب دمای تعادل ایزوتوپی در زمان ته‌نشست باشد (Hoefs, 2004; Faure & Mensing, 2005). بنابراین، می‌توان میزان $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی همزاد را برای تعیین دمای تشکیل مورد استفاده قرار داد.

مقادیر ایزوتوپی گوگرد در کانسار قمصر، بازه‌ای از ۱۳/۱+ (کالکوپیریت) تا ۲۴/۴+ (کبالتیت) را نشان می‌دهد. برای دماسنجی ایزوتوپی از زوج کانی‌های پیریت

(۳) پیروکسن نسل دوم (مرحله اسکارن پیشرونده و همراه با کانه‌زایی)

(۴) رگه‌های کوارتز- کلسیت (مرحله پسرونده)

مجموعه میانبارهای سیال (fluid inclusion assemblage) شامل گروهی از سیال‌های همزاد با ویژگی‌های سنگ‌نگاری مشابه است که در یک زمان و یا یک فرایند مشابه به‌دام افتاده‌اند (Diamond, 2003). پس از سنگ‌نگاری نمونه‌ها، سه گروه از میانبارهای سیال شامل اولیه، ثانویه و شبه ثانویه تشخیص داده شد (شکل ۱۷). با توجه به اهمیت میانبارهای سیال اولیه در تعیین شرایط تشکیل کانسار، مطالعه ریزدماسنجی روی آنها انجام گرفت. بر این اساس ابتدا میانبارهای سیال از دید فازهای به دام افتاده بررسی و چهار دسته تشخیص داده شد: (۱) دوفازی غنی از مایع (L+V)؛ (۲) دوفازی غنی از بخار (V+L)؛ (۳) تک‌فازی مایع؛ (۴) تک‌فازی گاز. همه اندازه‌گیری‌ها روی سیال‌های گروه ۱ (L+V) انجام شده است. لازم به یادآوری است به دلیل اینکه میانبارهای سیال نمونه شماره ۱ بسیار ریز بودند (کوچک‌تر از ۴ میکرون)، امکان تشخیص تغییرات فازها میسر نشد و اندازه‌گیری‌ها روی دیگر نمونه‌ها انجام گرفت.

۶-۱. تعیین شوری

برای تعیین میزان شوری، ابتدا میانبار سیال تا دمای ۱۱۰- درجه سانتی‌گراد سرد شد. سپس با یک روند یکنواخت و با نرخ ۱۰ درجه سانتی‌گراد در دقیقه، دمای اتاقک نمونه افزایش داده شد تا سیال از حالت جامد خارج شده و شروع به ذوب شدن کند. ابتدا دمای اوتکتیک (T_E) و سپس، با ادامه گرم کردن اتاقک نمونه، دمای ذوب پایانی یخ (T_{mic}) به‌طور دقیق خوانش شد که اعداد مربوط به آن در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است.

دمای اوتکتیک در نمونه‌های مربوط به متاسوماتیسم پیشرونده بیشترین فراوانی را در ۵۲- تا ۵۴- درجه سانتی‌گراد دارد که معادل با ترکیب سیال دارای NaCl، CaCl_2 و CO_2 است (Shepherd et al., 1985). حضور CO_2 نشان‌دهنده نقش سیال ماگمایی در این مرحله از کانی‌سازی است (Rasmussen & Mortensen, 2013; Bhattacharya et al., 2014). همچنین CO_2 سبب کاهش دمای ذوب اولیه یخ (T_E) به کمتر از ۵۴- درجه سانتی‌گراد می‌شود (Shepherd et al., 1985; Wilkinson, 2001; Rasmussen & Mortensen, 2013). کانسارهای زیادی، به ویژه آنهایی که در محیط‌های ماگمایی- گرمایی تشکیل می‌شوند، عموماً به میزان کمتر از ۳ درصد مولی از CO_2 غنی شده‌اند (Wilkinson, 2001; Rasmussen & Mortensen, 2013; Bhattacharya et al., 2014).

دمای پایین نقطه اوتکتیک، نشان‌دهنده حضور CaCl_2 و احتمالاً FeCl_2 به همراه NaCl در سیال است (Kodera et al., 2004; Ali et al., 2014; Mei et al., 2014). شوری به دست آمده برای میانبارهای سیال مربوط به مرحله متاسوماتیسم پیشرونده ۱۲/۳ تا ۲۰ درصد وزنی معادل نمک طعام را نشان می‌دهد و بیشترین فراوانی مربوط به شوری ۱۶ تا ۱۸ درصد وزنی معادل نمک طعام است. مطالعه ریزدماسنجی روی میانبارهای سیال مربوط به مرحله پسرونده دمای اوتکتیک میان ۱۳/۷- تا ۱۸- و درجه شوری میان ۵/۸ تا ۱۱/۹ را نشان می‌دهد که آشکارا نشان‌دهنده کاهش غلظت و شوری سیال است.

۶-۲. تعیین دمای همگن‌شدگی

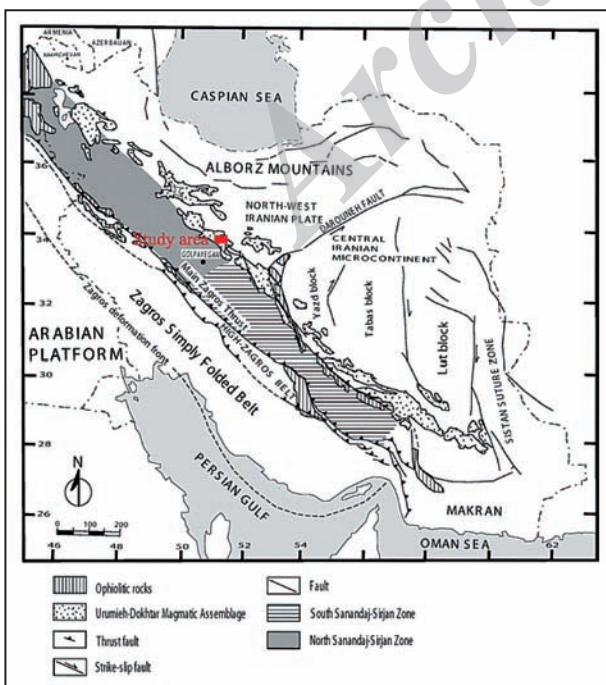
برای تعیین دمای همگن‌شدگی، میانبارهای سیال گرما داده شدند تا به یک فاز، همگن شوند. در نمونه‌های مورد مطالعه، همه میانبارهای سیال به فاز مایع همگن شدند. تغییرات دمای همگن‌شدگی در فاز پیشرونده، میان ۳۴۷ تا بیش از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. بیشترین فراوانی نیز مربوط به محدوده دمایی ۴۵۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد است. همچنین دمای همگن‌شدگی برای مرحله پسرونده نیز میان ۱۳۶ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و بیشترین فراوانی مربوط به محدوده دمایی ۱۸۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است. دمای پایین به دست آمده برای مرحله پسرونده می‌تواند

۸- نتیجه گیری

کانه‌زایی در کانسار کبالت قمصر در دو بخش درون اسکارن و برون اسکارن رخ داده است. تشکیل مقادیر فراوان مگنتیت در گارنت اسکارن و همچنین پاراژنز کانی‌های موجود به سبب حاکم بودن شرایط اکسیدان است.

میانبراهای سیال موجود در نمونه‌های کانسار کبالت قمصر در فاز اصلی کانه‌زایی شوری ۱۲ تا ۲۰ درصد معادل وزنی نمک طعام و دمای همگن‌شدگی میان ۴۰۰ تا بیش از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد دارند. مهم‌ترین لیگاندهای حمل‌کننده فلزات، NaCl و $CaCl_2$ بوده، همچنین مقادیری CO_2 در محلول‌ها حضور داشته است که به ماهیت ماگمایی سیال اشاره دارد. دمای همگن‌شدگی در فاز پسروده، در حدود ۱۸۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری ۵/۸ تا ۱۱/۹ درصد معادل وزنی نمک طعام است. بنابراین با افزایش ورود سیال‌های جوی به سامانه، میزان شوری سیال‌ها و دمای همگن‌شدگی کاهش پیدا کرده است.

مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد، نشان‌دهنده گستره ترکیب ایزوتوپی گوگرد در کانسار اسکارن قمصر از ۱۳/۱+ (کالکوپیریت) تا ۲۴/۴+ (کبالتیت) است که منشأ سیال ماگمایی به همراه آمیختگی با سیال‌های جوی یا فسیل را برای $\delta^{34}S$ پیشنهاد می‌کند. دماسنجی ایزوتوپی روی جفت کانی‌های پیریت-کالکوپیریت، دمای میان ۲۴۱ تا ۵۲۸ سانتی‌گراد را برای فاز سولفیدی ارائه می‌دهد که نشانگر شروع تبلور سولفیدها در دمای بالا و در مرحله اسکارن پیش‌رونده و ادامه آن تا مراحل پسروده است. ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن گستره‌ای از ۲- (مگنتیت) تا ۱۴/۴ (کوارتز) دارند و دماسنجی ایزوتوپی روی جفت کانی‌های کوارتز-مگنتیت و کلسیت-مگنتیت محدوده دمایی میان ۳۷۰ تا ۵۴۹ سانتی‌گراد را ارائه می‌دهد. با توجه به مقادیر ایزوتوپی اکسیژن کانی‌های مگنتیت، کوارتز، کلسیت و اپیدوت و همچنین محاسبه ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در سیال در حال تعادل با کانی‌های اکسیدی، منشأ سیال‌های ماگمایی همراه با آمیختگی با سیال‌های حوضه‌ای برای این کانی‌سازی پیشنهاد می‌شود. همچنین دگرسانی گرمایی-جوی در مرحله ساب‌سالدوس روی نسبت‌های ایزوتوپی تأثیرگذار بوده است که این موضوع با نتایج حاصل از کانی‌شناسی توده‌های نفوذی منطقه تأیید می‌شود.



شکل ۱- موقعیت کانسار کبالت قمصر، در کمان ماگمایی ارومیه- دختر (Ghasemi & Talbot, 2006).

و کالکوپیریت استفاده شده است. کانی‌های مزبور همراه و همزمان با یکدیگر متبلور و از یک نمونه جدا شده‌اند.

با استفاده از معادله ارائه شده توسط (Kajiwra & Krouse, 1971) دماهای ۲۴۱ تا ۵۲۸ درجه سانتی‌گراد برای کانی‌سازی سولفیدها به دست آمد (جدول ۳). این دما نشان‌دهنده شروع تبلور سولفیدها در دمای بالا و در اسکارن پیش‌رونده است که تا مرحله پسروده ادامه یافته است. اعداد یادشده همخوانی خوبی با دمای اندازه‌گیری شده توسط ریزدماسنجی میانبراهای سیال دارد. همچنین با توجه به اینکه در پاراژنز این کانسار، تشکیل سولفیدها همراه با تشکیل آمفیبول رخ داده، می‌توان پذیرفت که تبلور سولفیدها از دماهای بالا آغاز شده است.

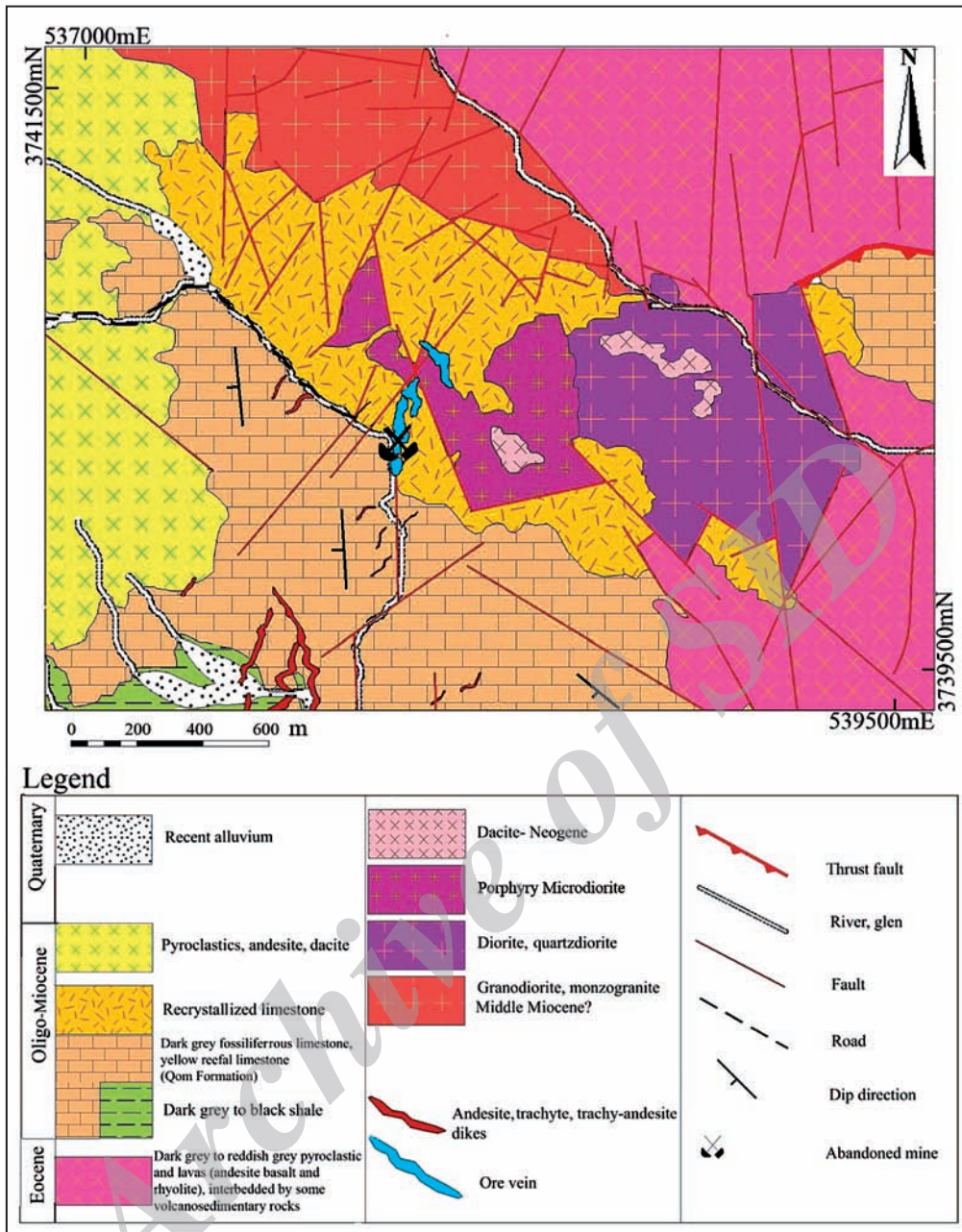
برای تعیین منشأ سیال، ابتدا با استفاده از میانگین دمای همگن‌شدگی ۵۲۰ سانتی‌گراد که توسط ریزدماسنجی میانبراهای سیال به دست آمده، و به کارگیری آن در فرمول $1000 \ln \alpha = A(10^6/T^2)$ نسبت ایزوتوپی H_2S سیال محاسبه شد. سپس محدوده تغییرات ایزوتوپ گوگرد روی نمودار نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد در محیط‌های مختلف (Hoefs, 2004) رسم شد (شکل ۲). همان‌گونه که دیده می‌شود این مقادیر مثبت‌تر از نسبت‌های ایزوتوپی محیط‌های گرانیتی و همانند مقادیر مربوط به محیط‌های تبخیری است. با توجه به وجود واحدهای شیل و مارن ژئوس دار در منطقه، احتمالاً تزریق توده‌های نفوذی و افزایش شیت زمین‌گرایی، موجب چرخش سیال‌های موجود در آنها و آمیختگی با سیال‌های ماگمایی شده و نسبت ایزوتوپی گوگرد را متأثر کرده است. بنابراین یک سیال ماگمایی که تا حد زیادی با سیال‌های رسوبات تبخیری، یا شوراب حوضه‌ای آمیختگی یافته، برای $\delta^{34}S$ پیشنهاد می‌شود.

۷-۳. ایزوتوپ پایدار اکسیژن

به منظور شناسایی منشأ سیال‌های کانه‌ساز، ۱۷ نمونه از توده‌های نفوذی و کانسنگ انتخاب شد و پس از خردایش، کانی‌های مگنتیت، اپیدوت، کوارتز و کلسیت در زیر میکروسکوپ دوچشمی با خلوص بالای ۹۹ درصد جدا و به‌طور جداگانه در هاون آگاتی پودر شدند تا کنسانتره‌ای به میزان ۰/۵ گرم به دست آید. تجزیه ایزوتوپ پایدار اکسیژن در دانشگاه Oregon ایالات متحده به روش جریان ممتد گاز و در طیف‌سنج جرمی MAT 253 انجام شد. نتایج حاصل از تجزیه این نمونه‌ها در جدول ۴ ارائه شده است. دامنه $\delta^{18}O$ میان ۰/۱ تا ۱۴/۴ بوده و تنها یک نمونه مگنتیت دارای $\delta^{18}O$ برابر با ۲- است.

کوارتز بیشترین و مگنتیت کمترین میزان $\delta^{18}O$ را در شبکه خود متمرکز می‌کنند (Hoefs, 2004)، بنابراین یکی از مناسب‌ترین جفت کانی‌ها برای دماسنجی ایزوتوپی هستند، بنابراین از زوج کانی‌های کوارتز-مگنتیت III و همچنین کلسیت-مگنتیت III که همزمان با سولفیدها ته‌نشست یافته‌اند، برای دماسنجی ایزوتوپی استفاده شد. دمای تعادلی برای این زوج کانی‌ها طبق فرمول (Valley, 2003) محاسبه شده است که برای جفت کانی‌های کوارتز-مگنتیت دمای میان ۴۴۱ تا ۵۴۹ درجه سانتی‌گراد و برای جفت کانی‌های کلسیت-مگنتیت دمای میان ۳۷۰ تا ۴۹۴ درجه سانتی‌گراد را به دست می‌دهد (جدول ۴).

برای تعیین منشأ سیال، پس از محاسبه ضریب تفکیک برای هر گروه از کانی‌ها، نسبت ایزوتوپی $\delta^{18}O$ سیال کانه‌دار به دست آمده است (جدول ۴). سپس نتایج به دست آمده روی نمودار (Hoefs, 2004) رسم شد (شکل ۲)، در اینجا نیز دیده می‌شود که این مقادیر با محدوده محیط‌های گرانیتی و تا حدی رسوبی همپوشانی دارند. بنابراین سیال‌های ماگمایی همراه با آمیختگی با سیال‌های حوضه‌ای برای منشأ کانه‌سازی اکسیدی پیشنهاد می‌شود. با توجه به اینکه محدوده سیال‌های جوی نیز تا حدی با محدوده نتایج این پژوهش همپوشانی دارد، باید اشاره کرد که این نسبت‌های ایزوتوپی تا حدی متأثر از دگرسانی گرمایی-جوی روی توده‌های نفوذی شده است.



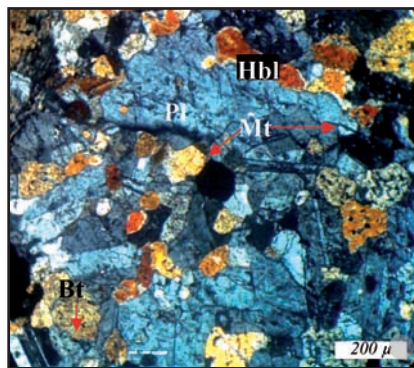
شکل ۲- نقشه زمین شناسی ۱:۲۰۰۰۰ محدوده کانسار کبالت قمصر (محمد دوست، ۱۳۸۹).



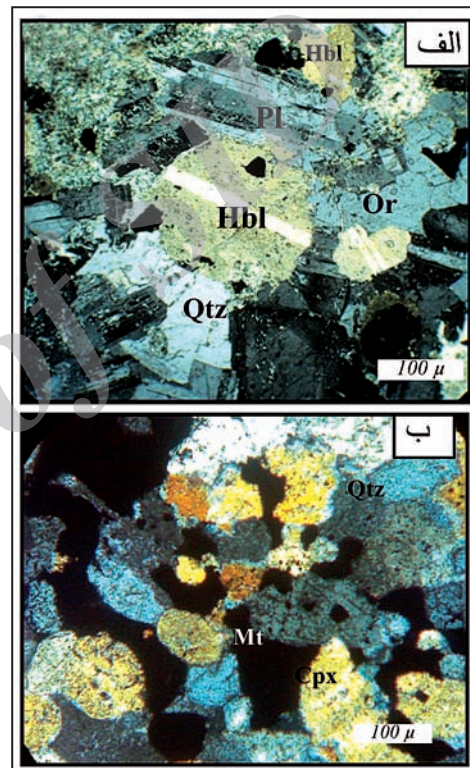
شکل ۳- سنگ آهک‌های خاکستری به سن الیگوسن میانی دارای عدسی‌های چرت که به تدریج به سوی بالا به آهک‌های زرد رنگ میکریتی تبدیل می‌شوند.



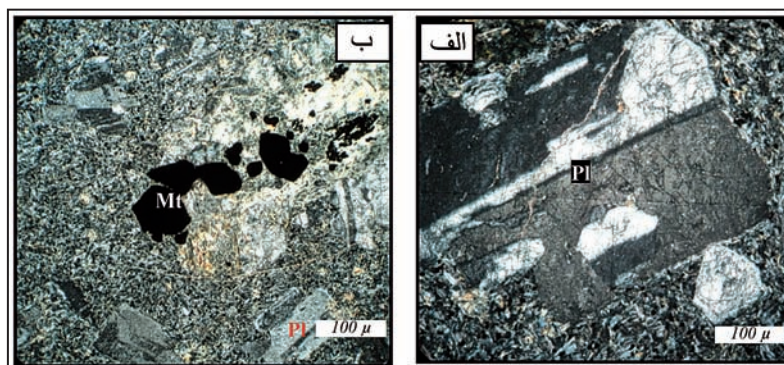
شکل ۴- نمایی از منطقه مورد مطالعه و واحدهای مختلف موجود در آن. در بخش میانی تصویر، مجموعه نفوذی قرار گرفته است. تغییر تدریجی ترکیب و رنگ توده از حدواسط (دیوریت- کوارتزدیوریت) تا فلسیک (گرانودیوریت) از سوی چپ تصویر به سوی راست کاملاً آشکار است. آهک‌های متبلور سازند قم روی توده نفوذی قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در جلو و سنگ‌های آذرآواری نوژن در پشت تصویر دیده می‌شوند. فلش سرخ رنگ موقعیت کانسار را نشان می‌دهد (سوی دید S30W). di: دیوریت- کوارتزدیوریت؛ gd: گرانودیوریت؛ OMq: سازند قم؛ E_v: آتشفشانی‌های ائوسن؛ Ng_v: نوژن.



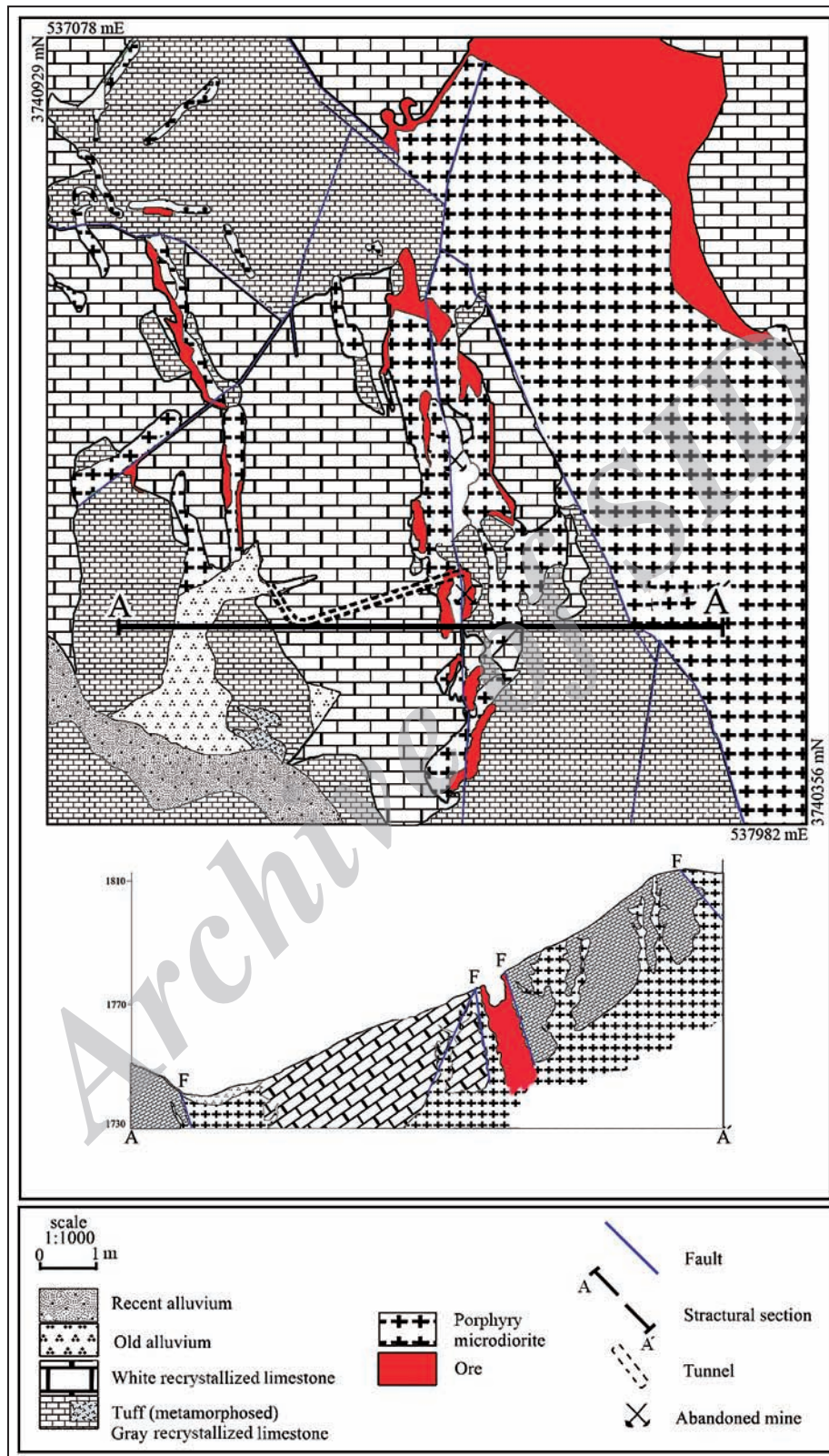
شکل ۶- تصویر میکروسکوپی از دیوریت. Pl: پلاژیو کلاز؛ Hbl: هورنبلند؛ Bt: بیوتیت؛ Mt: مگنتیت.



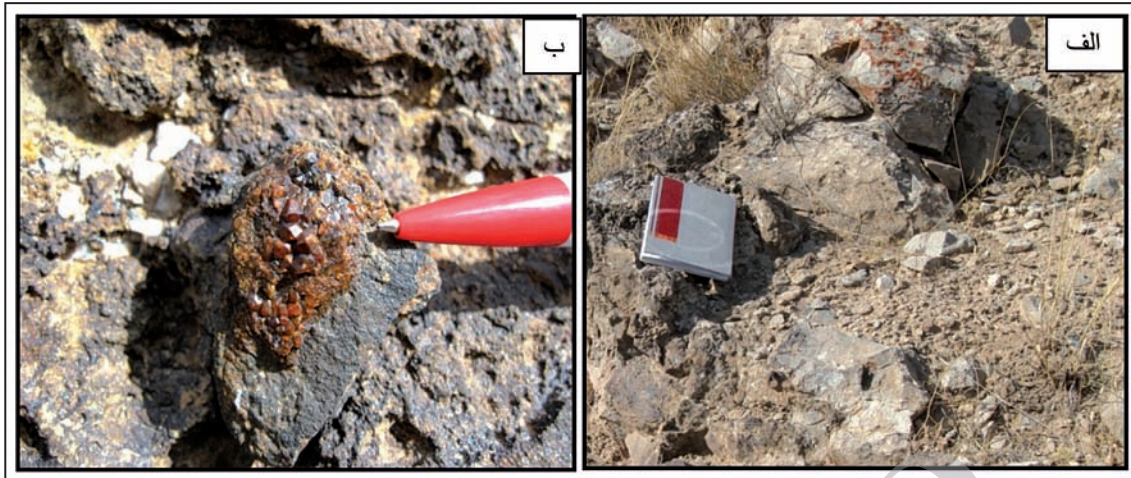
شکل ۵- تصویر میکروسکوپی از گرانودیوریت. الف) تبلور کانی‌ها به صورت بافت گرانولار؛ ب) تشکیل مگنتیت در فضای میان بلورها. Mt: مگنتیت؛ Hbl: هورنبلند؛ Pl: پلاژیو کلاز؛ Qtz: کوارتز؛ Or: ارتوز.



شکل ۷- تصویر میکروسکوپی از میکرودیوریت پورفیری. الف) یک درشت‌بلور پلاژیو کلاز با ماکل کارلسباد که بلور کوچک‌تری از پلاژیو کلاز را دربر گرفته است؛ ب) بافت پورفیریتیک با درشت‌بلورهای پلاژیو کلاز و زمینه ریزبلور. یک بلور هورنبلند به اکتینولیت، کلریت و مگنتیت دگرسان شده است. Pl: پلاژیو کلاز؛ Mt: مگنتیت.



شکل ۸- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ محدوده کانسار کبالت قمصر (زینعلی و اکرمی، ۱۳۶۶ با تغییرات).



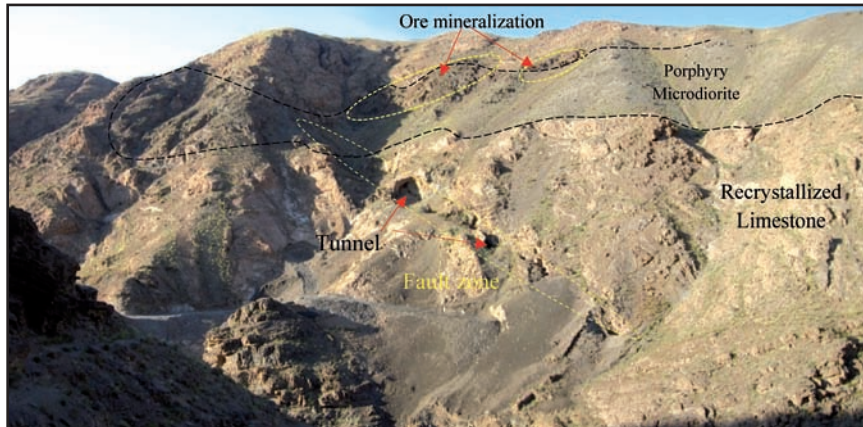
شکل ۹- الف) نمای رخمون از گارنت- پیروکسن اسکارن؛ ب) بلورهای خودشکل آندرادیت در همراهی با مگنتیت.



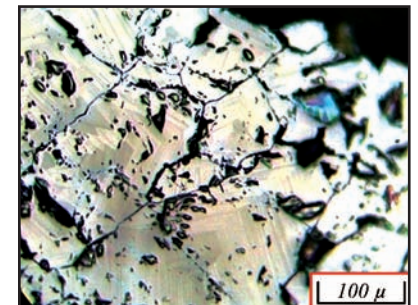
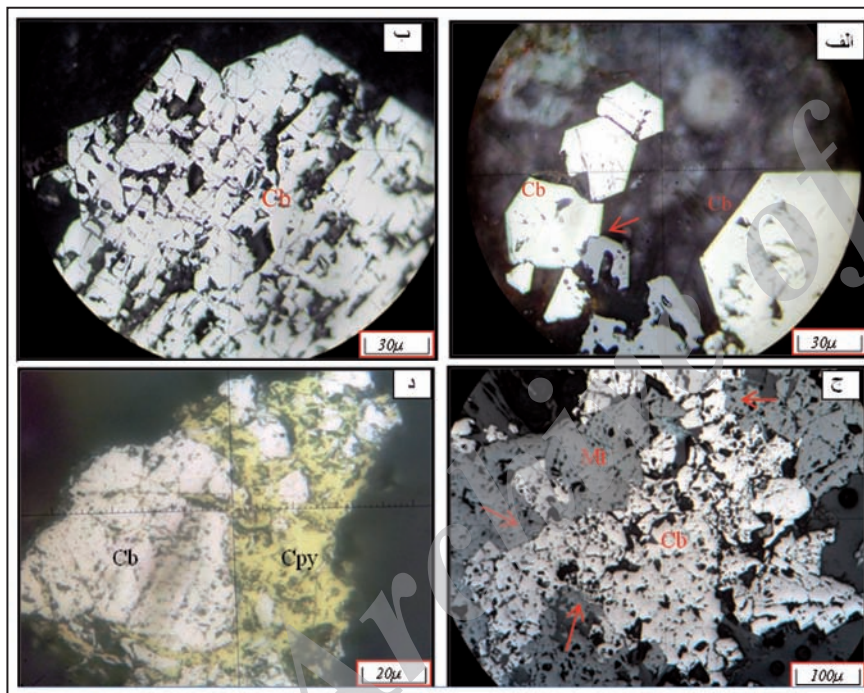
شکل ۱۰- نمایی از رخمون آمفیبولیت اسکارن و نمونه دستی آن.



شکل ۱۱- همراهی کوارتز و کلسیت با مگنتیت نسل III.



شکل ۱۲- کانی‌سازی رگه‌ای در امتداد گسل چپ‌گرد و در واحدهای آهک دگرگون شده. تونل‌های حفر شده در امتداد رگه و واریزه‌های ماده معدنی در تصویر به‌خوبی مشخص است (سوی دید N35E).



شکل ۱۳- منطقه‌بندی در بلورهای مگنتیت.

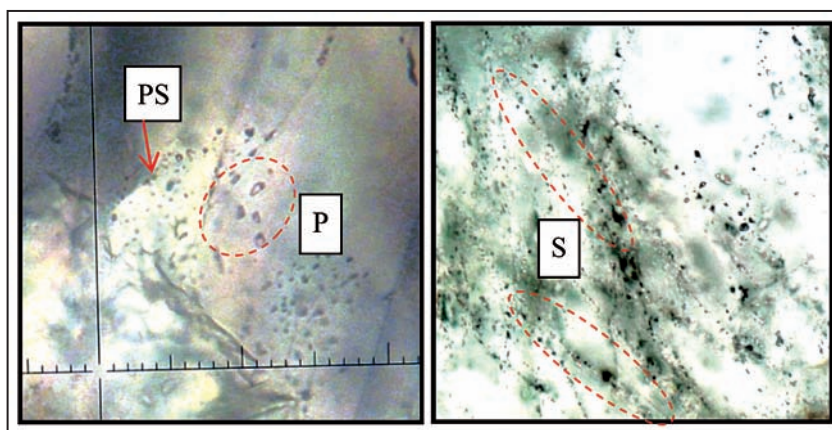
شکل ۱۴- الف) بلورهای خودشکل کبالتیت در زمینه باطله آمفیبول. بلور کوچکی از مگنتیت در حال هضم بخشی از کبالتیت است (محل فلش)؛ ب) دو سری رخ عمود بر هم در تک‌بلور کبالتیت؛ ج) شکستگی‌های فراوان در کبالتیت و حاشیه‌های خلیجی که در اثر جانشینی مگنتیت به‌جای کبالتیت ایجاد شده است (محل فلش)؛ د) جانشینی کالکوپیریت به‌جای کبالتیت از حاشیه و شکستگی‌ها. Cb: کبالتیت؛ Mt: مگنتیت؛ Cpy: کالکوپیریت.



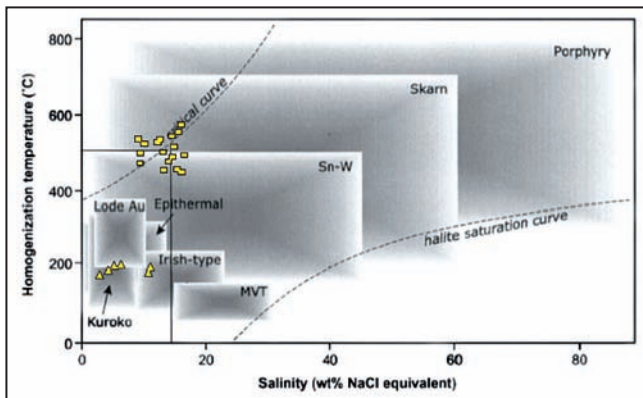
شکل ۱۵- تشکیل کانی اریتریت روی سطوح هوازدگی.

Mineral Phase	Injection and crystallization of igneous body	Thermal metamorphism	metasomatism		supergene
			prograde	retrograde	
Magnetite I	—				
Magnetite II			—		
Magnetite III				—	
Hematite I				—	
Cobaltite				—	
Pyrite				—	
Arsenopyrite				—	
Chalcopyrite				—	
Chalcocite				—	
Erythrite				—	
Lepidocrosite				—	
Geotite				—	
Limonite				—	
Hematite II				—	
Malachite- Azurite				—	
Hornblende	—				
Plagioclas	—				
K- feldspar	—				
Quartz	—			—	
Biotite	—				
Pyroxene I	—				
Pyroxene II		—			
Pyroxene III			—		
Garnet I (grossular- Andradite)		—			
Garnet II (grossular- Andradite)			—		
Epidote				—	
Tremolite				—	
Actinolite				—	
Calcite				—	
Chlorite				—	

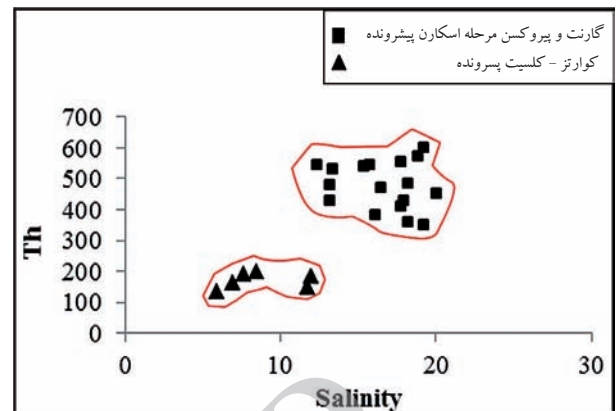
شکل ۱۶- توالی پاراژنتیک در کانسار کبالت قمصر.



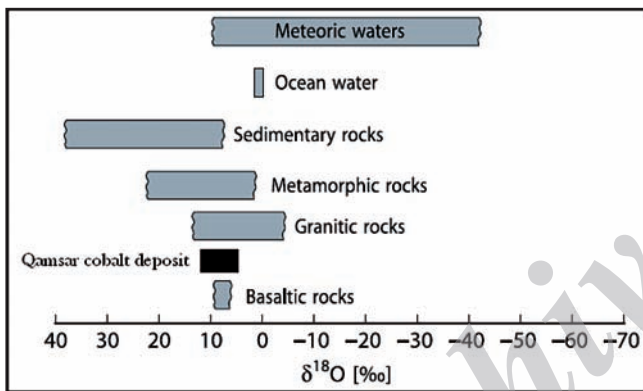
شکل ۱۷- انواع میانبارهای سیال موجود در کانسار کبالت قمصر: اولیه (P)؛ ثانویه (S)؛ شبه ثانویه (PS).



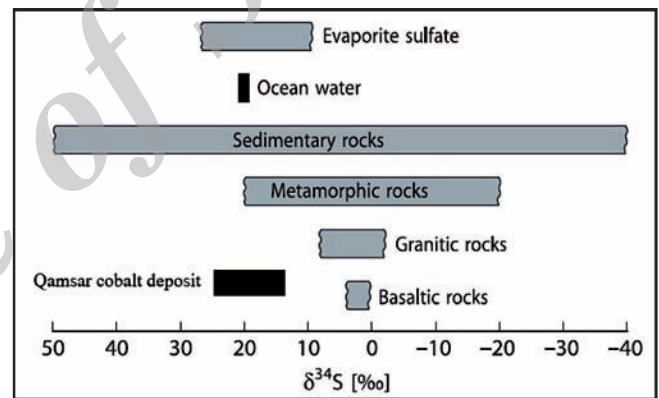
شکل ۱۹- نمودار درجه شوری در برابر دمای همگن‌شدگی که محدوده شاخصی را برای میانبرهای سیال در انواع کانسارها نشان می‌دهد (Wilkinson, 2001) و موقعیت داده‌های مربوط به کانسار کبالت قمصر که در محدوده اسکارن قرار می‌گیرند.



شکل ۱۸- نمودار شوری در برابر دمای همگن‌شدگی.



شکل ۲۱- مقادیر $\delta^{18}O$ در محیط‌های زمین‌شناسی (Hoefs, 2004) و محدوده $\delta^{18}O$ کانسار کبالت قمصر.



شکل ۲۰- مقادیر $\delta^{34}S$ در محیط‌های مختلف (Hoefs, 2004) و محدوده $\delta^{34}S$ کانسار کبالت قمصر.

جدول ۱- نتایج ریزدماسنجی مربوط به فاز پیش‌رونده.

No.	Mineral	Type	Size	T_E (°C)	T_{mice} (°C)	Th	Salinity
1	Garnet	L+V	4 μ	-65	-11.8	546	15.76
2	Garnet	L+V	4 μ	-54	-9.3	430	13.17
3	Garnet	L+V	6 μ	?	-12.2	480	16.14
4	Garnet	L+V	8 μ	-65	-14	530	17.78
5	Garnet	L+V	6 μ	-48	-15.7	> 600	19.2
6	Garnet	L+V	2 μ	-52	-14.5	538	18.21
7	Garnet	L+V	4 μ	-44	-12.6	546	16.52
8	Garnet	L+V	8 μ	-58	-9.3	380	13.17
9	Pyroxene	L+V	6 μ	-55	-16.8	> 600	20.07
10	Garnet	L+V	10 μ	-46	-14	468	17.78

No.	Mineral	Type	Size	T_E (°C)	T_{mice} (°C)	Th	Salinity
11	Pyroxene	L+V	8 μ	-49	-15.7	> 600	19.2
12	Pyroxene	L+V	2 μ	?	-14.5	553	18.21
13	Garnet	L+V	10 μ	-54	-13.8	410	17.61
14	Garnet	L+V	4 μ	?	-14.2	430	17.95
15	Garnet	L+V	6 μ	-49	-8.6	360	12.39
16	Pyroxene	L+V	8 μ	-61	-12.3	485	16.24
17	Pyroxene	L+V	4 μ	-53	-11.4	570	15.37
18	Pyroxene	L+V	4 μ	-54	-15.3	600	18.88
19	Garnet	L+V	6 μ	-42	-9.5	347	13.39
20	Garnet	L+V	8 μ	-47	-10.9	450	14.87

جدول ۲- نتایج ریزدماسنجی مربوط به فاز پسرونده.

No.	Mineral	Type	Size	T _E (°C)	T _{mice} (°C)	Th	Salinity
1	Quartz	L+V	4μ	-18	-8	150	11.69
2	Quartz	L+V	4μ	-14	-3.6	136	5.86
3	Quartz	L+V	2μ	-17	-8.2	185	11.93
4	Quartz	L+V	6μ	-13.7	-4.3	164	6.88
5	Quartz	L+V	4μ	-13.6	-4.8	193	7.58
6	Quartz	L+V	8μ	-16	-5.4	200	8.41

 جدول ۳- مقادیر ایزوتوپی δ³⁴S در کانسار کبالت قمصر نسبت به CDT.

Sample No.	Mineral	Description	δ ³⁴ S (‰)	δ ³⁴ S H ₂ S (‰)	T (°C) (calculated)
S-101	cobaltite	رگچه مگنتیت- سولفید	+24.0	---	
S-102	chalcopyrite	برش هیدروترمالی (مگنتیت- کوارتز- سولفید)	+13.7	+13.62	241
S-103	Pyrite	برش هیدروترمالی (مگنتیت- کوارتز- سولفید)	+15.4	+14.76	
S-104	Pyrite	آمفیبولیت اسکارن (سولفید به صورت بافت افشان)	+15.3	+14.66	528
S-105	chalcopyrite	آمفیبولیت اسکارن (سولفید به صورت بافت افشان)	+15.8	+15.82	
S-106	chalcopyrite	رگچه مگنتیت- سولفید- کوارتز- کلسیت	+13.1	+13.02	
S-107	cobaltite	آمفیبولیت اسکارن (سولفید به صورت بافت افشان)	+18.0		
S-108	chalcopyrite	رگه مگنتیت- سولفید- کوارتز- کلسیت	+15.2	+15.12	
S-109	cobaltite	برش هیدروترمالی (مگنتیت- کوارتز- سولفید)	+22.7	---	
S-110	Pyrite	رگچه مگنتیت- سولفید- کوارتز- کلسیت	+16.7	+16.06	433
S-111	chalcopyrite	رگچه مگنتیت- سولفید- کوارتز- کلسیت	+15.8	+15.72	
S-112	cobaltite	رگچه مگنتیت- سولفید	+24.4	---	

 جدول ۴- مقادیر ایزوتوپی δ¹⁸O در کانسار کبالت قمصر نسبت به SMOW.

Sample No.	Mineral	Description	δ ¹⁸ O (‰)	1000ln α	δ ¹⁸ O/ ¹⁶ O Fluid (‰)	T (°C) (calculated)
O-101	Magnetite	رگه مگنتیت III - کوارتز- کلسیت- سولفید	2.9	-7.02	9.93225	549
O-102	Quartz	رگه مگنتیت III- کوارتز- کلسیت- سولفید	11.62	1.43	10.19	
O-103	Magnetite	مگنتیت I از سنگ میکرودیوریت پورفیبری	1.0	-7.02	8.01725	
O-104	Magnetite	آمفیبولیت اسکارن (رگچه مگنتیت III- سولفید)	2.7	-7.02	9.68525	
O-105	Epidote	آمفیبولیت اسکارن	6.3	-1.12	7.41725	
O-106	Magnetite	رگه مگنتیت II- گارنت	2.4	-7.02	9.37125	
O-107	Magnetite	رگه مگنتیت II- گارنت	1.5	-7.02	8.47825	
O-108	Magnetite	مگنتیت I از سنگ میکرودیوریت پورفیبری	3.4	-7.02	10.42325	
O-109	Quartz	رگه مگنتیت III- کوارتز	14.4	2.58	11.82925	441
O-110	Magnetite	رگه مگنتیت III- کوارتز	2.1	-7.02	9.12625	
O-111	Magnetite	مگنتیت I از سنگ گرانودیوریت	0.1	-7.02	7.072	
O-112	Magnetite	مگنتیت I از دایک داسیتی	2.9	-7.02	9.939	
O-113	Magnetite	آمفیبولیت اسکارن (رگچه مگنتیت III- سولفید)	1.9	-7.02	8.953	
O-114	Magnetite	رگه مگنتیت III- کلسیت	-2.0	-7.02	5.013	370
O-115	Calcite	رگه مگنتیت III- کلسیت	11.24	1.43	9.81	
O-116	Calcite	رگه مگنتیت III- کلسیت	11.24	1.43	9.81	494
O-117	Magnetite	رگه مگنتیت III- کلسیت	1.9	-7.02	8.903	

کتابنگاری

- حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۶۸- بررسی پتانسیل‌های معدنی منطقه قمصر کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت معلم. زاوش، م.، ۱۳۴۸- کانی‌شناسی در ایران باستان، انتشارات بنیاد فرهنگ ایران.
- زاهدی، م.، ۱۳۷۰- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش کاشان مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- زینعلی، ح. و اکرمی، م.، ۱۳۶۶- گزارش اکتشاف نیمه‌تفصیلی بر روی کانسار کبالت قمصر کاشان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م.، ۱۳۸۱- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور.
- محمددوست، ه.، ۱۳۸۹- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئز کانسار کبالت قمصر، جنوب کاشان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس.
- محمددوست، ه.، قادری، م. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۸۸- مطالعه کانی‌شناسی، دگرسانی و ساخت و بافت در کانسار کبالت قمصر، جنوب کاشان. بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

References

- Ali, E., Hadj-Kali, M. K., Mulyono, S., Alnashef, I., Fakeeha, A., Mjalli, F. & Hayyan, A., 2014- Solubility of CO₂ in deep eutectic solvents: Experiments and modelling using the Peng–Robinson equation of state. *Chemical Engineering Research and Design* 92(10): 1898-1906.
- Bhattacharya, S., Mruganka, K., Panigrahi, M. K. & Jayananda, M., 2014- Mineral thermobarometry and fluid inclusion studies on the Closepet granite, eastern Dharwar craton, south India: Implications to emplacement and evolution of late-stage fluid. *Journal of Asian Earth Sciences* 91: 1-18.
- Bindi, L., Moëlo, Y., Léone, P. & Suchaud, M., 2012- Stoichiometric arsenopyrite, FeAsS, from La Roche-Baluc Quarry, Loire-Atlantique, France: Crystal structure and Mössbauer study. *Canadian Mineralogist* 50: 471-479.
- Bowman, J. R., Willett, S. D. & Cook, S. J., 1994- Oxygen isotope transport and exchange during fluid flow. *American Journal of Science* 294: 1-55.
- Diamond, L. W., 2003- Glossary: Terms and symbols used in fluid inclusion studies. In: *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation* (I. Samson, A. Anderson, D. Marshall, eds.) Mineralogical Association of Canada Short Course Series 32: 363-372.
- Faure, G. & Mensing, T. M., 2005- *Isotopes: Principles and Applications*. 3rd edition, John Wiley & Sons, 897 p.
- Gammon, J. B., 1966- Some observations on minerals in the system CoAsS - FeAsS. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 46(4): 405-426.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26(6): 683-693.
- Grammatikopoulos, T. A., Clark, A. H., Pearce, T. H. & Archibald, D. A., 2005- Genesis of the Olden wollastonite skarn, Sharbot Lake domain, Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, southeastern Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Science* 42: 1401-1417.
- Henderson, C. M. B., Hamilton, D. L. & Waters, J. P., 2014- Phase equilibria in NaAlSiO₄-KAlSiO₄-SiO₂-H₂O at 100 MPa pressure: equilibrium leucite composition and the enigma of primary analcime in blairmorites revisited. *Mineralogical Magazine* 78(1): 171-202.
- Hoefs, J., 2004- *Stable Isotope Geochemistry*. 6th edition, Springer-Verlag, 244 p.
- Kajiwra, Y. & Krouse, H. R., 1971- Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 1397-1408.
- Kodera, P., Lexa, J., Rankin, A. H. & Fallik, A. E., 2004- Fluid evolution in a subvolcanic granodiorite pluton related to Fe and Pb-Zn mineralization, Banská Štiavnica ore district, Slovakia. *Economic Geology* 99: 1745-1770.
- Mao, J. & Bierlein, F. P., 2005- *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Proceedings of the Eighth Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18–21 August 2005. Volume 1.
- Mei, W., Lü, X., Cao, X., Liu, Z., Zhao, Y., Ai, Z., Tang, R. & Abfaua, M. M., 2014- Ore genesis and hydrothermal evolution of the Huanggang skarn iron–tin polymetallic deposit, southern Great Xing’an Range: Evidence from fluid inclusions and isotope analyses. *Ore Geology Reviews* 64: 239-252.
- Pracejus, B., 2008- *The Ore Minerals Under the Microscope: An Optical Guide*. Elsevier, 895 p.
- Ramdhor, P., 1982- *The Ore Minerals and Their Intergrowths*. 2nd edition, v. 2, 892 p.
- Rasmussen, K. L. & Mortensen, J. K., 2013- Magmatic petrogenesis and the evolution of (F:Cl:OH) fluid composition in barren and tungsten skarn-associated plutons using apatite and biotite compositions: Case studies from the northern Canadian cordillera. *Ore Geology Reviews* 50: 118-142.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. & Alderton, D. H., 1985- *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie and Sons, Glasgow. 239 p.
- Stakes, D., Mével, C., Cannat, M. & Chaput, T., 1991- Metamorphic stratigraphy of Hole 735B. In Von Herzen, R. P., Robinson, P. T., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 118: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 153-180.
- Valley, J. W., 2003- Oxygen isotopes in zircon, in Hanchar, J. M. & Hoskin, P. W. O. (eds.), *Zircon*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53: 343-385.
- White, W. M., 2005- *Geochemistry*. John-Hopkins University Press, 701 p.
- White, W. M., 2011- *Geochemistry*. Cornell University, Online textbook collected from: <http://www.imwa.info/white-geochemistry.html>
- Wilkinson, J. J., 2001- Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55: 229-272.