

مراحل مختلف کانه‌زایی سولفیدی در کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد سرگز، شمال باختر جیرفت، سنندج - سیرجان جنوبی

زهرا بدرزاده^{۱*}، مسیب سبزه‌ئی^۲، ابراهیم راستاد^۱، محمد هاشم امامی^۲ و دومینگو خیمنو^۳

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

^۲ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

^۳ دانشگاه بارسلونا، بارسلونا، اسپانیا.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۲/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۱/۱۷

چکیده

کانسار سولفید توده‌ای سرگز، در شهرستان جیرفت (جنوب خاور استان کرمان) در پهنه سنندج - سیرجان جنوبی واقع است. بازالت‌های بالشی با سن احتمالی تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین و با گسترش حدود ۲ کیلومتر مربع، سنگ میزبان کانسار سولفید توده‌ای سرگز هستند. رخداد کانه‌زایی در درون سنگ‌های بازالتی تا آندزیتی بازالتی، وجود افق ژاسپیلیت و لایه‌های آهن - منگنز در بخش‌های جانبی کانسار، تشکیل منطقه کانی‌سازی رشته‌ای (Stringer Zone) به‌طور ناهم‌شیب با توده معدنی، وجود پیریت به عنوان کانی سولفیدی اصلی، وجود ساخت و بافت برشی و وجود منطقه‌بندی کانیایی در توده معدنی، همگی حاکی از این است که کانسار سرگز از نوع کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد است. کانی‌شناسی این کانسار، ساده و به‌طور عمده شامل کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و اسفالریت است. وجود نسل‌های مختلف کانی‌ها در توده معدنی، تفاوت در شکل، اندازه، رابطه متقابل بین کانی‌ها، تأخر و تقدم در رشد کانی‌ها، بافت‌های جایگزینی، تشکیل بافت‌های برشی گسترده و منطقه‌بندی کانیایی آن نشان‌دهنده تاریخچه تکامل پیچیده کانسار و حاکی از فرایندهای هم‌زمان و پس از نهشت کانسنگ است. براساس مطالعات کانی‌شناسی و ساخت و بافت، چهار مرحله اصلی کانه‌زایی تشخیص داده شد. مرحله اول عمدتاً همراه با تشکیل کانی‌های سولفیدی به صورت پیریت‌های غنی از As و مقادیر فرعی اسفالریت، کوآرتز و باریت است. پیریت فراموبیدال و پیریت و اسفالریت کولوفرم در این مرحله تشکیل شده‌اند. در این مرحله همچنین، ریزش دودکش سولفیدی، احتمالاً به واسطه انحلال زمینه انیدریتی، موجب تشکیل انباشت‌هایی از برش‌های سولفیدی شده است. مرحله دوم با تشکیل کانی‌های پیریت، اسفالریت، تنانتیت - تتراهدريت و گالن به صورت وجه‌دار و دانه‌درشت دنبال شده است که کانی پیریت نسبت به پیریت‌های مرحله اول دارای میزان کبالت بالاتری است. در مرحله سوم، سولفیدهای مرحله اول و دوم تحت تأثیر فرایند پالایش زونی (Zone Refining) و جایگزینی توسط کالکوپیریت قرار گرفته‌اند. در این مرحله، زون غنی از کالکوپیریت در بخش زیرین و زون غنی از اسفالریت، تنانتیت - تتراهدريت و مقدار کم گالن در بخش بالایی کانسار طی فرایند پالایش زونی تشکیل شده است. در مرحله چهارم، کالکوپیریت نه‌شست یافته در بخش زیرین کانسار، تحت تأثیر فرایند یادشده باز یافت (Over Refining)، شسته شده و همراه با کربنات جایگزین‌کننده باریت، زون غنی از اسفالریت و کالکوپیریت را در بخش بالایی کانسار تشکیل داده و زون غنی از پیریت را در بخش زیرین بر جای گذاشته است.

کلید واژه‌ها: سولفید توده‌ای، پالایش زونی، بازالت، سنندج - سیرجان، سرگز، ایران

E-mail: zahrabadrzadeh@yahoo.com

*نویسنده مسئول: زهرا بدرزاده

۱- مقدمه

سنگ‌نگاری بیش از ۳۰۰ مقطع نازک - صیقلی و صیقلی، تجزیه XRD، SEM و میکروپروپ در دانشگاه بارسلونا به دست آمده است. ترکیب شیمیایی کانی‌های سولفیدی موجود در بخش‌های مختلف سولفید توده‌ای سرگز با استفاده از دستگاه الکترون میکروپروپ ۵۰ CAMECA، در شرایط 20 KV و 20 nA تعیین شده و نتایج حاصل، در جدول ۱ آمده است. تجزیه شیمی کل نمونه‌های سنگی مربوط به ترکیب‌های سنگی مختلف نیز در دانشگاه بارسلونا کشور اسپانیا به روش ICP-MS و XRF-ICP انجام گرفته است.

۳- جایگاه زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه از نظر ساختاری، وابسته به زون سنندج - سیرجان جنوبی است و در انتهای جنوب خاوری این زون قرار گرفته است (شکل ۱). ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه بدین قرار است:

۱) مجموعه‌های دگرگونی پالئوزویک (شکل ۲) با سن کامبرین زیرین تا پرمین بالایی و تریاس زیرین که به‌صورت رخنمون‌های کوچک در خاور منطقه قرار دارند و در محدوده مورد مطالعه واقع نمی‌شوند. این مجموعه متحمل دگرگونی و دگرشکلی شدید شده و درجه دگرگونی آنها در حد رخساره شیبست سبز زیرین تا رخساره آمفیبولیت است. مرز زیرین این مجموعه‌ها رخنمون ندارد و مرز بالایی آنها با گدازه‌های بالشی دگرشیب است. این سنگ‌ها شامل شیبست‌های سبز، کالک‌شیبست

کانسار سولفید توده‌ای مس - روی سرگز در عرض جغرافیایی ۲۸°، ۴۴' و طول جغرافیایی ۲۱°، ۵۷' در جنوب خاور استان کرمان و ۴۰ کیلومتری شمال باختر شهرستان جیرفت قرار گرفته است. وجود مقادیر بسیار عظیم سرباره‌های ذوب مس و کنده کاری قدیمی حاکی از این است که این کانسار از دیرباز به عنوان یک منطقه معدنی مس مورد توجه بوده است. با توجه به این که رخنمون‌های شاخص و قابل توجهی از کانسار در منطقه دیده نمی‌شود، مجموعه‌ای از روش‌های اکتشاف مقدماتی شامل روش‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناختی در سال ۱۳۷۹ انجام گرفت (سبزه‌ئی و یوسفی، ۱۳۷۹؛ سبزه‌ئی و یوسفی، ۱۳۸۱؛ مهندسین مشاور خدمات زمین‌فیزیکی، ۱۳۸۰) و منجر به تعیین محل اولین چاه حفاری در موقعیت چاه شماره ۱ شد که در ژرفای ۲۲ متر به سولفید توده‌ای به ستبرای تقریبی ۳۰ متر برخورد کرد. ویژگی منطقه‌بندی کانیایی در این کانسار نشان از تشکیل کانسار، طی مراحل مختلف دارد. به منظور ارتباط منطقه‌بندی کانیایی دیده شده در کانسار سرگز با تکامل آن در زمان و مکان، لازم است اطلاعاتی در مورد توالی نه‌شست کانی‌ها و همبود (پاراژنز) آنها داشته باشیم. هدف نگارندگان از ارائه این نوشتار تعیین ویژگی‌های ساختاری و منطقه‌بندی کانیایی در بخش سولفید توده‌ای است.

۲- روش‌های تجزیه و داده‌ها

کانی‌شناسی و همبودهای کانسار براساس مطالعات مغزه‌های حفاری، مطالعه

و متاپلیت و متعلق به کمپلکس سرگز-آبشور هستند (Sabzehei, 1974).

۲) سنگ‌های خروجی با ظاهری تیره و سبزرنگ به صورت گدازه‌های بالشی و کمتر به صورت توده‌ای با ترکیب بازالتی در پایینی‌ترین بخش از توالی ژوراسیک (شکل ۲) قرار گرفته و بیشترین وسعت را در منطقه دارند. قاعده این سنگ‌ها رخنمون ندارد و براساس روابط صحرایی و با توجه به این که سنگ آهک کالپونلادار مربوط به ژوراسیک بالایی تا نئوکومین به صورت ناپیوسته و همشیب (Sabzehei, 1974)؛ شهرکی قدیمی، ۱۳۸۲) بر روی سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات نوع فلیش قرار گرفته است، این سنگ‌ها مربوط به پیش از ژوراسیک بالایی و به احتمال متعلق به تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین هستند. این گدازه‌ها پیروکسن-پلاژیوکلاز پورفیری هستند و بیشترین ستبرای آنها در محدوده معدن حدود ۱ کیلومتر است که به سمت خاور و جنوب خاور، ستبرای آنها افزایش می‌یابد و امتداد تقریبی آنها شمال باختر- جنوب خاور با شیب جنوب باختری است. گدازه‌های بالشی به شدت دگرسان شده‌اند، ضمن این که سپس تحت تأثیر سیال‌های حاصل از نفوذ توده‌های اسیدی با سن احتمالی ژوراسیک زیرین (شکل ۲) اپیدوتی نیز شده‌اند. اهمیت این واحد، وجود ذخایر سولفیدی در آن است. در منطقه زیر کانسار، این سنگ‌ها تحت تأثیر سیال‌های گرمایی دما بالا به شدت دگرسان شده‌اند و دارای رنگ و رگچه‌های استوکورک هستند. ۳) گدازه‌های بازالتی بالشی با تناوبی از آذرآواری‌ها و گدازه‌های پورفیری با ترکیب آندزیتی پوشیده شده‌اند که بیانگر شروع دوباره فاز آتشفشانی در ژوراسیک است. واحدهای آذرآواری به صورت متناوب با گدازه‌های آندزیتی قرار گرفته‌اند. ستبرای این واحد به ۱ کیلومتر می‌رسد.

۴) واحدهای بالا، با تناوبی از شیل، ماسه‌سنگ، گدازه و توف با ترکیب ریوداسیتی پوشیده می‌شوند. در درون این واحدها، افق‌های غنی از آهن- منگنز و چرت‌های لایه‌ای رادیولردار دیده می‌شود. این واحد در واقع شروع آتشفشانی اسیدی در منطقه است که با نفوذ گنبد‌های ریوداسیتی دنبال شده است. گنبد‌های اسیدی با حجم زیاد واحدهای آتشفشانی و آذرآواری‌های زیرین را قطع کرده‌اند (شکل ۲). با توجه به روابط صحرایی نفوذ گنبد‌های اسیدی در منطقه پس از تشکیل واحد آذرآواری آندزی بازالتی و توالی دوم آتشفشانی بوده است.

این واحدها ساخت منشوری در بخش میانه گنبد و ساخت‌های جریان‌ی در بخش‌های حاشیه آن دارند و دگرسانی وسیع اپیدوتی را در سنگ‌های آتشفشانی قدیمی باعث شده و در حاشیه تشکیل اپیدوت داده‌اند. در بخش جنوب خاوری منطقه، توده‌های گرانودیوریتی با ترکیب سدیمی که معادل درونی واحدهای ریوداسیت سدیمی هستند، در میان گدازه‌های بازالتی بالشی نفوذ کرده‌اند. ۵) واحدهای بالا توسط سنگ‌های رسوبی بسیار ستبر شامل شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و گاهی توف با رخساره فلیشی (واحد ۵، شکل ۲) پوشیده شده‌اند. این واحدها با شیب و امتداد موازی با واحدهای زیرین قرار گرفته‌اند.

۶) رسوبات نوع فلیش به‌طور ناپیوسته و همشیب توسط آهک‌های لایه‌ای خاکستری تا خاکستری تیره دارای سنگواره کالپونلای مربوط به ژوراسیک بالایی تا نئوکومین پوشیده می‌شوند (شکل ۲).

واحدهای بالا توسط یک سری دایک‌های مافیک و فلسیک (شکل‌های ۱ و ۲) با روند چیره خاوری- باختری قطع شده‌اند.

۴- زمین‌شناسی کانسار

با توجه به نبود برنزندهای مناسب از کانسار در منطقه، بررسی موقعیت ساختاری کانسار و سنگ‌های میزبان آن به بررسی روابط صحرایی، وجود افق ژاسپیلیت و مطالعه مغزه‌های حادری محدود می‌شود. افق ژاسپیلیت به صورت یک لایه شاخص

در محدوده معدن بین گدازه‌های بالشی زیرین و گدازه‌ها و آذرآواری‌های بالایی (شکل ۲)، در بخش‌های جانبی کانسار تشکیل شده است. گسترش این واحد به ۵۰۰ متر و ستبرای آن بیشینه به حدود ۳ متر می‌رسد که در برخی موارد در نتیجه عملکرد گسل، ناپدید شده است. گسترش این افق بیشتر در منطقه معدن است (شکل ۱).

گدازه‌های بازی با سن تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰)، میزبان کانسار سرگز هستند. این سنگ‌ها در نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) در درون محدوده بازالت تا آندزیت/بازالت‌های نیمه‌قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۳). این گدازه‌ها که در توالی چینه‌شناسی منطقه، واحدهای قدیمی و اصلی توالی را تشکیل داده‌اند، به‌طور چیره، ساخت بالشی دارند. در منطقه دور از کانسار، این سنگ‌ها دگرسان و به‌طور بخشی تا کامل، به مجموعه کلریت، اپیدوت، آلپیت، اکتینولیت، کوارتز، کربنات، اسفن، لوکوکسن تبدیل شده‌اند و دارای مقادیر فرعی پیریت به‌صورت افشان و دانه‌ریز هستند. این سنگ‌ها که مجموعه کانی‌های ثانویه مشابه با همبودهای رخساره شیبست سبز دگرگونی ناحیه‌ای را نشان می‌دهند، در واقع ناشی از دگرسانی گرمایی هستند که به دگرگونی کف اقیانوس معروف است و متفاوت از دگرسانی شدیدی است که در منطقه بی‌فاصله کانه‌زایی رخ داده است. در این بخش‌ها، دگرسانی چندان شدید نیست و ساخت و بافت اولیه سنگ به‌طور کامل حفظ شده است. با این حال، در بخش‌های نزدیک به کانسار سولفید توده‌ای، رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌هایی با رنگ سبز روشن در بین سنگ‌های بازالتی میزبان دیده می‌شود که اپیدوزیت نام دارند. اپیدوزیت‌ها در واقع سنگ‌های بازالتی اولیه بوده‌اند که بافت اولیه خود را از دست داده‌اند و بافت گرانوبلاستیک نشان می‌دهند. این سنگ‌ها شامل مجموعه کانی‌های اپیدوت، کوارتز و مقدار کمی کلریت هستند. اپیدوزیت‌های منطقه نیز همانند اپیدوزیت‌های همراه با دیگر کانسارهای سولفید توده‌ای (Seyfried & Bischoff, 1981; Alt, 1999)، در نتیجه عملکرد سیال‌های گرمایی دما بالا، نسبت به سنگ‌های بازالتی میزبان به شدت از عناصر مس و روی تهی شده‌اند. گدازه‌های بالشی بازالتی میزبان کانسار سولفید توده‌ای، بافت اینترسرتال پورفیری و بادامکی (آمیگدالوئیدال) دارند، دانه‌ریز و به رنگ سبز تیره هستند. با توجه به بافت‌ها و قالب کانی‌های حفظ شده، این گدازه‌ها دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و جه‌دار با قطر حدود ۵-۲ میلی‌متر و پیروکسن با قطر ۳-۰/۵ میلی‌متر بوده‌اند که در زمینه‌ای دانه‌ریز دارای میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و زمینه بین‌دانه‌ای کلریتی شده به همراه اسفن قرار داشته‌اند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به‌طور محلی گلمروپورفیریتیک هستند که در نتیجه دگرگونی کف اقیانوس، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و نیز میکروولیت‌ها به‌طور کامل توسط آلپیت جایگزین شده‌اند. درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن نیز به‌طور کامل تبدیل به کلسیت، کلریت و اپیدوت شده‌اند. فازهای کدر که بیشتر تیتانومگنتیت \pm مگنتیت هستند نیز تبدیل به کانی شبه‌اسفن شده‌اند. لکه‌هایی از کلریت و اکتینولیت در زمینه سنگ وجود دارد که از تبدیل شیشه زمینه حاصل شده‌اند. کانی‌های اپیدوت و کلسیت نیز هم در زمینه و هم در آمیگدال‌ها دیده می‌شوند. به‌طور کلی آمیگدال‌ها توسط کلسیت، کلریت، کوارتز و اپیدوت به نسبت‌های متغیر پر شده‌اند. تمامی این ویژگی‌ها و مجموعه کانی‌ها، مشخصه مجموعه کانیایی رخساره شیبست سبز ناشی از دگرگونی کف دریا است (Humphris & Thompson, 1978; Honnorez, 2003). با توجه به مقادیر پایین نسبت Nb/Y و داده‌های عناصر کمیاب، سنگ‌های منطقه ماهیت نیمه‌قلیایی داشته و ویژگی‌های تولیتی تا انتقالی (ترانزیشنال) دارند (شکل ۳). با توجه به دگرسانی شدید سنگ‌های منطقه، تعیین ویژگی این سنگ‌ها براساس نمودارهای عناصر اصلی منطقی نیست؛ از این رو تعیین ماهیت این سنگ‌ها براساس عناصر کمیاب نامتحرک انجام گرفته است. روش بسیار ساده طبقه‌بندی سنگ‌ها با استفاده از عناصر کمتر متحرک استفاده

دارند و نسبت سیمان سیلیسی به قطعات سولفیدی به بیش از ۴۰٪ می‌رسد. این بخش از برش‌های سولفید-کوارتز توسط رگه و رگچه‌های کالکوپیریت-پیریت قطع شده‌اند.

۵-۲. زون سولفید توده‌ای

زون سولفید توده‌ای دارای ساخت‌های برشی و توده‌ای است و منطقه‌بندی کانی‌شناسی به نمایش می‌گذارد. ویژگی منطقه‌بندی کانیایی در کانسار سرگز از قاعده کانسار به سمت بالای توده معدنی با تشکیل زون غنی از پیریت توده‌ای در قاعده توده معدنی، زون توده‌ای غنی از پیریت-کالکوپیریت، زون غنی از کالکوپیریت-اسفالریت و زون لایه‌ای غنی از اسفالریت در بخش جانبی کانسار نمود یافته است. و از پایین به بالا شامل بخش‌های زیر است:

(۱) زون پیریت توده‌ای که شامل پیریت‌های دانه‌درشت تا دانه‌متوسط است (شکل ۵-ا).
(۲) زون پیریت-کالکوپیریت با بافت توده‌ای که شامل پیریت‌های دانه‌درشت به همراه کالکوپیریت است. کالکوپیریت در بین پیریت‌ها، آثار تحرک دوباره را نشان می‌دهد (شکل ۵-ب).

(۳) برش‌های سولفیدی، شامل قطعات ریز و درشت زاویه‌دار تا گردشده پیریت در سیمانی از پیریت‌های ماسه‌ای است. سیمان پیریتی بیش از ۳۰٪ حجم سنگ را تشکیل داده است. به سمت قاعده این زون، بعضی از قطعات پیریت به‌طور کامل توسط کالکوپیریت جایگزین شده‌اند (شکل ۵-د و ۵-د).

(۴) برش پیریت-کربنات (شکل ۵-ه) که شامل قطعات درشت نیمه زاویه‌دار تا گردشده پیریت است که در سیمان کربناتی قرار دارند. اندازه هر کدام از قطعات به ۱۰ سانتی‌متر می‌رسد (این اندازه بیانگر اندازه قطعات به‌دست‌آمده از مغزه‌های حفاری است و ممکن است اندازه واقعی آنها متفاوت باشد). سیمان میان پیریت‌ها، عمدتاً کربنات به همراه اندکی پیریت دانه‌ریز است. سیمان، بیش از ۲۰٪ حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. قطعاتی از سنگ دیواره کانسار نیز که دگرسانی شدید سریستی دارند، در این بخش قابل مشاهده است.

(۵) زون غنی از کالکوپیریت - اسفالریت که در بخش بالایی کانسار دیده می‌شود. این زون غنی از اسفالریت و نیز غنی از کالکوپیریت است.

(۶) زون لایه‌ای غنی از اسفالریت، این زون با بافت لایه‌ای و توده‌ای و نیز به‌صورت برشی در زمینه دارای کربنات و باریت، بیشتر در بخش جانبی کانسار تشکیل شده است (شکل ۵-ف).
(۷) رگه‌های کربنات دارای مقداری کالکوپیریت که بخش‌های مختلف زون سولفید توده‌ای را قطع می‌کنند (شکل‌های ۵-ا و ۵-ب).

برش عرضی زمین‌شناسی نمادین از کانسار سرگز که نشان‌دهنده منطقه‌بندی در توده معدنی و در هاله دگرسانی زیر کانسنگ است، در شکل ۴ و ۶ آورده شده است.

۶-۶. کانی‌شناسی کانسار و پارائز

در این بخش ویژگی‌های بافتی، ژئوشیمی و روابط کانیایی بین کانی‌های اصلی کانسار سرگز توصیف خواهد شد.

۶-۱. پیریت

در سیستم سولفید توده‌ای سرگز، پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی است و به شکل‌های دانه ریز و اسفرولیتی (شکل‌های ۷-ا و ۷-ب)، وجه‌دار دانه‌درشت و گرد شده دیده می‌شود (شکل ۹-ا). رشد دانه‌های پیریت با بافت فراموبیدال، سریع‌تر از رشد اسفالریت دانه‌ریز است، به‌طوری که طی رشد پیریت، اسفالریت به اطراف دانه‌های پیریت رشد کرده، رانده شده است (شکل ۷-ع). پیریت‌های فراموبیدال، رورشدی (Overgrowth) پیدا کرده و بقایایی از بافت‌های کلورم در بخش مرکزی پیریت‌های دانه‌درشت دیده می‌شود (شکل ۷-ف). پیریت‌های دانه‌درشت در توده معدنی و نیز در زون استرینگر دیده می‌شوند.

از مقادیر TiO_2 در برابر مقادیر Zr است. در نمودار شکل ۴، سنگ‌های موجود در منطقه به‌طور آشکار دارای پراکندگی دوگانه (Bimodal) هستند، گروهی که دارای مقادیر بالای Zr/TiO_2 هستند و گروه دیگری که دارای مقادیر پایین نسبت Zr/TiO_2 هستند. سنگ‌های میزبان کانسار، ترکیب بازالتی و آندزیتی دارند. سنگ‌های فلسیک منطقه در گروه سنگ‌های ریوداستیتی قرار می‌گیرند.

۵-۵. کانه‌زایی

بر اساس اطلاعات به‌دست آمده از چاه‌های حفاری، ستبرای بخش سولفید توده‌ای از ۱ تا ۳۵ متر متغیر است. گسل خوردگی موجب تغییر در ریخت توده کانسنگ شده است و این ستبراهای ممکن است ستبرای اولیه چینه‌شناسی آن نباشند. کانی‌شناسی کانسنگ سولفید توده‌ای، به‌نسبت ساده و بیشتر شامل پیریت و کالکوپیریت است. دیگر سولفیدهای اولیه شامل اسفالریت، گالن و سولفوسالت‌های تنانتیت-تراهدریت است. کوارتز، کلسیت، باریت، کلریت، سریسیت و همتایت، معمول‌ترین کانی‌های باطله هستند. سه زون اصلی (شکل ۴) در سیستم سولفید توده‌ای سرگز قابل تشخیص است که از پایین به بالا عبارتند از:

(۱) زون رشته‌ای که شامل برش‌های سیلیسی شده سنگ دیواره به همراه برش‌های بازالتی سریستی شده و کلریتی شده در بخش‌های ژرف‌تر آن است.

(۲) زون سولفید توده‌ای

(۳) افق ژاسپیلیت به همراه افق باریت-کربنات در زیر آن.

حال به بررسی ویژگی‌های دیده شده در بخش‌های مختلف سیستم سولفید توده‌ای سرگز از پایین به بالا می‌پردازیم:

۵-۱. زون استرینگر

زون استرینگر که نشانگر مسیر عبور سیال‌های کانه‌داری است که توده معدنی را تشکیل داده‌اند (Davis et al., 1992; Nehlig et al., 1994; Tivey et al., 1995)، شامل شبکه‌ای نامنظم از رگه و رگچه‌های سولفیدی در زمینه‌ای از برش‌های کانه‌زایی شده است. زون استرینگر حدود ۸۰ متر زیر زون سولفید توده‌ای ادامه می‌یابد و در ژرف‌ترین بخش زون استرینگر و بخش‌های جانبی آن، بازالت‌های با دگرسانی بیشتر، اپیدوتی و کلریتی (شکل ۳) که مربوط به دگرسانی کف دریا هستند وجود دارند، که ناشی از فرایندهای دگرسانی دور از مرکز و دور از زون‌های بالارونده سیال‌های گرمایی است. سولفیدهای موجود در زون استرینگر بیشتر پیریت با مقادیر کمتری اسفالریت، کالکوپیریت و گالن است. در درون زون استرینگر، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن شکستگی‌های پیریت را پر می‌کنند. نسبت سولفیدها، تعداد و چگالی رگه‌های سولفیدی از پایین به سمت بالای زون استرینگر افزایش یافته ضمن این که میزان کالکوپیریت نیز بالا رفته است.

زون استرینگر منطقه‌بندی (زونینگ) آشکاری از کانی‌های دگرسانی، نشان می‌دهد که این دگرسانی‌ها ناشی از فرایندهای نزدیک به مرکز و متمرکز بوده و در نزدیکی مجرای اصلی تخلیه سیال‌های گرمایی رخ داده است. ژرف‌ترین بخش از زون استرینگر، زون‌های با قطعات بازالتی برشی شده با دگرسانی به‌طور چیره کلریتی و کوارتزی هستند. به سمت بالا، دگرسانی کلریتی به‌طور تدریجی توسط دگرسانی سریستی جایگزین می‌شود، به‌طوری که در زون میانی، دگرسانی کلریتی در هسته قطعات برش بازالتی با رنگ سبز تیره و دگرسانی سریستی در اطراف قطعات بازالت با رنگ بسیار مشخص خاکستری روشن دیده می‌شود. زون‌های با شدت دگرسانی بالا، زون‌های شسته شده و سیلیسی شده سنگ‌های بازالتی میزبان را درست در زیر کانسار تشکیل داده‌اند. در بالایی‌ترین بخش از زون استرینگر سیلیسی، زون برشی سولفید-کوارتز تشکیل شده است. در این بخش قطعات دانه‌درشت و زاویه‌دار پیریت در سیمان دارای کوارتز و پیریت قرار

پیریت‌های دانه‌ریز و بی‌وجه تشکیل شده است. هم‌زمان با پیریت، اسفالریت، گالن، تنانتیت، تراهدریت و کالکوپیریت؟ به صورت فرعی تشکیل شده‌اند.

بافت‌های اسفرولیتی کولوفرم و فراموبیدال براساس مقایسه با کانسارهای VMS امروزی بیانگر کانه‌زایی اولیه برون‌دیمی هستند (Hannington et al., 1995) و می‌توانند به صورت ته‌نشست‌های کلوییدی (Ramdohr, 1980)، تبلور سریع ناشی از آمیختگی سیال گرمایی و آب دریا (Xu & Scott, 2005; Eldridge et al., 1983)، تبلور از محلول‌های فوق اشباع (Roedder, 1968) و یا تبلور سریع و رشد بلوری محدود (Herzig and Hannington, 1995) به وجود آیند.

بافت‌های اولیه در زون رشته‌ای، زون سولفید توده‌ای و به‌طور ویژه در زون لابه‌ای غنی از اسفالریت و کربنات بالای زون سولفید توده‌ای دیده می‌شوند.

مرحله ۲

مرحله دوم کانه‌زایی، مرحله اصلی تشکیل کانی‌های نیمه و جه‌دار تا بی‌وجه پیریت، اسفالریت، گالن، کوارتز و باریت است. کانی‌های مرحله دوم به‌طور معمول، بر روی کانی‌های مرحله اول ته‌نشست کرده‌اند. بافت‌های منطقه‌بندی رشدی در دانه‌های پیریت معمول است. میزان پایین آهن در اسفالریت‌ها، به احتمال قوی وابسته به فاز دما پایین سیال (Tivey et al., 1995) و نیز فوگاسیته بالای سولفور (Scott & Kissin, 1973) است. پیریت‌های مرحله دوم، میزان Co بالاتری دارند که ته‌نشست آنها را در دماهای بالاتر نشان می‌دهد (Tivey et al., 1995; Huston et al., 1995).

مرحله ۳

مرحله سوم کانه‌زایی و دگرشکلی، مرحله توسعه بافت‌های جایگزینی و دگرشکلی است. وجود دانه‌های گردشده پیریت، اسفالریت و گالن در داخل کالکوپیریت به احتمال قوی ناشی از خوردگی آنها توسط سیال‌هایی است که کالکوپیریت را ته‌نشست داده‌اند (شکل‌های a-9، b، c). پیدایش کالکوپیریت به‌صورت قطع‌کننده و پرکننده فواصل عدم تبلور در پیریت‌های مرحله دوم (شکل b-9) و به‌صورت شکل‌های دروغین پیریت‌های کولوفرم اولیه، همگی به عنوان بافت‌های جانشینی انتخابی در نظر گرفته می‌شوند.

مرحله ۴

این مرحله با انحلال کالکوپیریت تشکیل شده در قاعده کانسار و ته‌نشست آن در بخش‌های بالایی تر همراه است. به‌طوری که در این مرحله کالکوپیریت‌های تشکیل شده در قاعده کانسار، توسط سیال گرمایی شسته شده و در بخش‌های بالاتر، در جایی که اسفالریت تشکیل می‌شده است، ته‌نشست یافته‌اند. این مرحله با هجوم سیال غنی از کربنات دارای مس که توده معدنی را قطع می‌کند، دنبال شده است (شکل ۵). در این مرحله، کالکوپیریت، بخش بالایی کانسار را که اسفالریت در حال ته‌نشینی بوده است، تحت تأثیر قرار می‌دهد و همراه با کربنات در بخش بالایی به همراه اسفالریت‌هایی که اکنون در حال جایگزینی توسط این سیال‌ها هستند ته‌نشست می‌یابد (شکل e-9 و f). به دلیل این که جایگزینی اسفالریت در بخش بالایی (فرایند بازیافت زونی؛ zone refining) به‌طور کامل صورت نگرفته است، در این بخش به همراه کالکوپیریت، اسفالریت نیز به مقدار فراوان دیده می‌شود و نیز به دلیل این که در بخش زیرین، انحلال کالکوپیریت (فرایند فوق بازیافت؛ over refining) به‌طور کامل صورت نگرفته است، زون‌های دارای پیریت و کالکوپیریت (شکل c-5) نیز در بخش پایین تر کانسار قابل دیدن است.

قابل یادآوری است که در تمامی مراحل بالا، کانی‌های اصلی شکل گرفته در هر مرحله مورد نظر بوده و مسلماً همراه با کانی‌های اصلی مقادیر فرعی از کانی‌های دیگر سولفیدی نیز تشکیل شده است.

مراحل بالا، بیانگر طیفی از تشکیل سولفیدهای با بافت‌های اولیه تا سولفیدهای با بافت جایگزینی است که توسط محلول‌های گرمایی دما بالای بعدی تشکیل شده‌اند.

پیریت‌ها، مقادیر متفاوتی از عناصر فرعی شامل Te و Ni ، Co ، Se ، Sb ، As دارند. پیریت‌های کولوفرم و فراموبیدال (پیریت‌های مرحله اول)، بالاترین میزان As را نسبت به پیریت‌های مرحله دوم دارند (شکل ۸). پیریت‌های وجه‌دار میزان Co بالاتری دارند. میزان Co در پیریت‌ها معمولاً بیشتر از Ni است. پیریت‌ها دارای نسبت Co/Ni بین ۰/۷ تا ۱۲ هستند و میانگین آنها در حدود ۵ است (شکل ۸).

۲-۶. اسفالریت

اسفالریت، دارای ریخت و اندازه دانه متغیر است. اسفالریت‌های با رشد کولوفرم، بی‌وجه و دانه‌ریز (شکل c-7) که با تنانتیت و تراهدریت به‌صورت هم‌رشدی شعاعی دیده می‌شوند (شکل d-7)، اسفالریت‌های دانه درشت و اسفالریت‌های گرد شده در زمینه دارای کالکوپیریت که بیانگر جایگزینی اسفالریت توسط کالکوپیریت هستند (شکل c-9). اسفالریت‌ها، فقیر از آهن هستند به‌طوری که درصد مولی FeS اسفالریت دامنه محدودی نشان می‌دهد و میان ۷/۰۲ - ۰/۵۶ متغیر است. اسفالریت‌های کولوفرم و بی‌وجه، کمترین میزان آهن (۱/۰۴ - ۰/۵۶) و بالاترین میزان Cd را دارند (شکل ۸). اسفالریت‌های موجود در زون‌های قاعده‌ای کانسار (اسفالریت‌های دانه‌درشت) دارای Cd کمتری نسبت به اسفالریت‌های موجود در زون‌های بالایی کانسار (کولوفرم) هستند.

۳-۶. کالکوپیریت

کالکوپیریت کمتر به صورت وجه‌دار ظاهر می‌شود و به صورت بی‌وجه تشکیل شده است. در زون کالکوپیریت - اسفالریت که میزان اسفالریت به نسبت کمتر و میزان کالکوپیریت بالاتر است، کالکوپیریت، اطراف دانه‌های گرد شده اسفالریت را احاطه کرده است (شکل c-9) و نیز به‌طور بخشی دانه‌های پیریت را جایگزین کرده است (شکل a-9 و b). به این ترتیب کالکوپیریت پس از این کانی‌ها ایجاد شده است. تجزیه میکروپروب کالکوپیریت نشان‌دهنده مقادیری Zn (تا حدود ۰/۷ درصد وزنی) و Cd (تا ۰/۳ درصد وزنی) است.

۴-۶. باریت و کربنات

باریت و کربنات، کانی‌های باطله اصلی در زون سولفید توده‌ای است و به سمت بخش بالایی زون غنی از اسفالریت، بالاترین مقادیر را دارند. باریت‌ها در اشکال مختلف دیده می‌شوند. باریت‌های دانه‌ریز، غیر وجه‌دار و یا فیبری (شکل a-7) و باریت‌های تیغه‌ای شکل و یا شعاعی. رگه‌هایی از کربنات عدسی سولفیدی را قطع می‌کند. این رگه‌ها به رنگ سفید تا صورتی مایل به سرخ بوده و بیشتر دارای پیریت و کالکوپیریت به مقدار فرعی هستند. کالکوپیریت با کربنات، هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل e-9 و f) که این مسئله بیانگر رشد هم‌زمان این دو کانی از سیال و نیز منشأ گرمایی کربنات است. کربنات‌ها، تیغه‌های باریت را جایگزین کرده‌اند (شکل d-9) که بیانگر رشد تأخیری کربنات نسبت به باریت است.

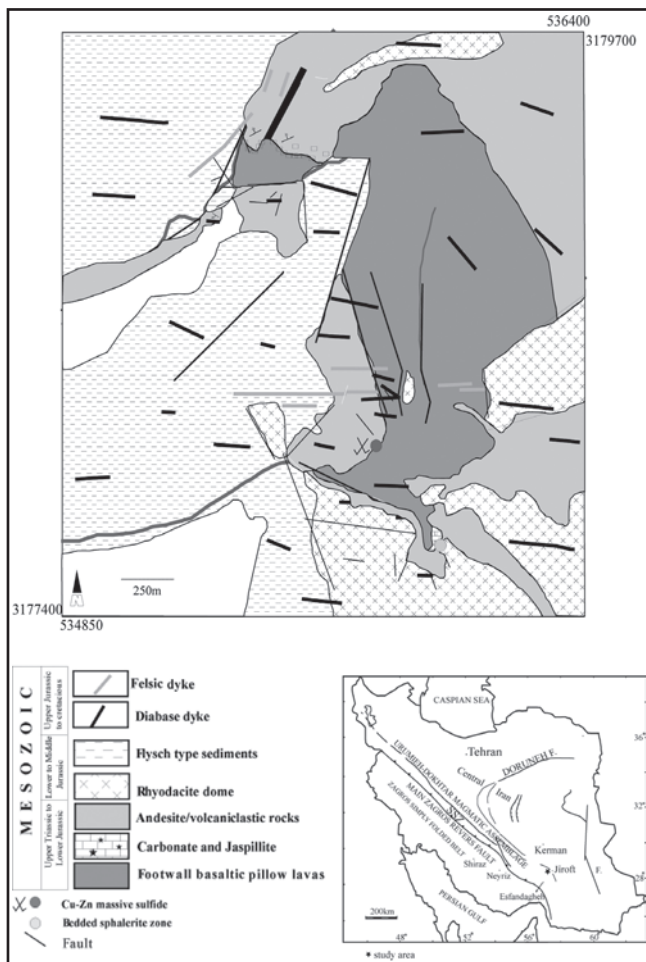
۷- بحث

وجود نسل‌های مختلف کانی‌ها در توده معدنی و در زون رشته‌ای گواهی بر رخداد کانسنگ در چند مرحله است. تفاوت در شکل، اندازه، ترتیب زمانی رشد کانی‌ها و بافت‌های جایگزینی، متغیرهایی هستند که می‌توانند بیانگر فعالیت چند مرحله‌ای سیال‌های گرمایی باشند. بر این اساس، چهار مرحله اصلی کانه‌زایی در بخش سولفید توده‌ای شناسایی شد که در زیر به توصیف این ویژگی‌ها می‌پردازیم. قابل یادآوری است که فعالیت سیال گرمایی به احتمال به‌صورت متوالی صورت گرفته و بین مراحل مختلف ته‌نشست کانه‌ها به احتمال، یک همپوشانی زمانی وجود داشته است.

مرحله ۱

قدیمی‌ترین مرحله کانه‌زایی شناخته شده با تشکیل سولفید برون‌دیمی مشخص می‌شود. پیریت به‌صورت اسفرولیت‌های کولوفرم و فراموبیدال اولیه و یا به‌صورت

یافته و در بخش بالایی که در تماس با آب دریا است، به صورت بافت‌های اولیه رشد کرده‌اند و سیال‌های دما بالا که به طور مداوم با بالا رفتن دمای سیال از پایین به درون توده اضافه می‌شدند، کانی‌های دما پایین‌تر را جایگزین کرده و زون غنی از پیریت و کالکوپیریت را در بخش‌های زیرین تشکیل داده‌اند. فرایند انحلال-تشنشست مداوم که به فرایند بازیافت زونی معروف است، اولین بار توسط Knuckey et al. (1982) برای کانسارهای VMS آرکنن و Eldridge et al. (1983) برای کانسارهای کروکو میوسن معرفی شد و بر مبنای همبودهای کانیایی دیده شده در کانسار سرگز می‌تواند در مورد سازوکار تشکیل زونینگ در سرگز نیز به کار برده شود. تهی شدن تدریجی عناصر از بخش‌های زیرین و مهاجرت آنها به بخش‌های بالا، منجر به باقی گذاشتن پسمانده‌ای از پیریت توده‌ای عقیم در کانسار سرگز شده است. بدین ترتیب که در این مرحله، سیال گرمایی به علت درجه حرارت بالا کالکوپیریت را از بخش‌های پایین شسته و در بخش‌های بالاتر تشنشست داده است که این مسئله با وجود رگه‌های کربنات دارای کالکوپیریت که تمامی بخش توده معدنی را قطع می‌کند و حتی به درون سنگ‌های کمر بالا نفوذ می‌کند، تأیید می‌شود. این فرایند که به فرایند فوق بازیافت (over refining) شهرت دارد، در کانسار سولفید توده‌ای ترودوس و نیز در برخی کانسارهای امروزی مانند کانسار TAG در اقیانوس اطلس رخ داده است (Hannington et al., 1998).



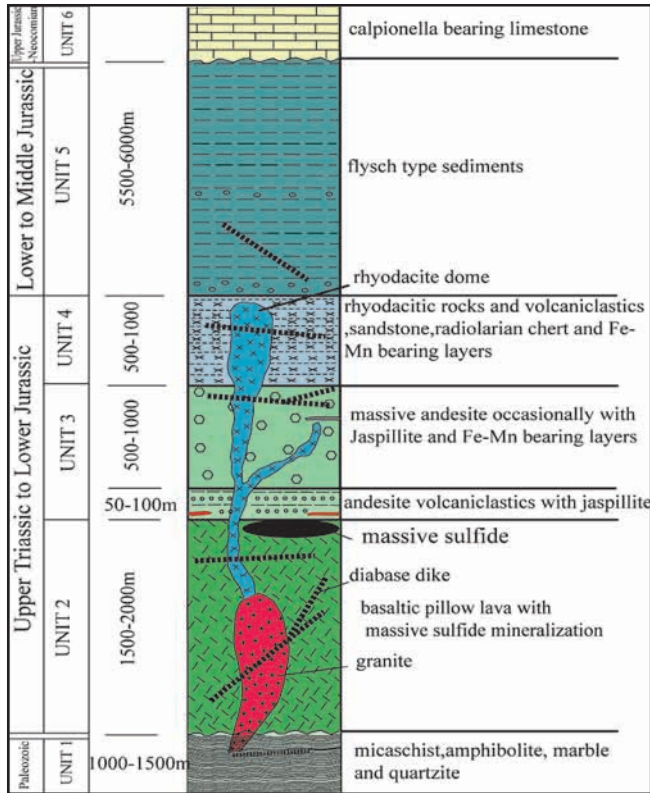
شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در بهینه‌بندی ساختاری ایران و نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه سرگز با شبکه‌بندی UTM، برگرفته از نقشه ۱:۲۰۰۰ منطقه سرگز و زاغو (بدرزاده و آقازاده، ۱۳۸۵)

نمودار توالی پاراژنتیکی برای کانی‌های موجود در کانسار در شکل ۱۰ آورده شده است.

۸- نتیجه‌گیری

با توجه به روابط چینه‌شناسی و زمین‌شناسی، به نظر می‌رسد کانسار سولفید توده‌ای سرگز در زمان تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین تشکیل شده است. تمام شواهد نشان از آن دارد که این کانسار از نوع کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد است. وجود افق ژاسپیلیت در بخش‌های جانبی و در حد فاصل بین سنگ‌های کمرپایین و کمربالای کانسار و لایه‌های آهن-منگنز در بین سنگ‌های کمر بالای کانسار که به عنوان افق نشانگر (marker horizon) یا افق مساعد (favorable horizon) توسط Sharpe (1968) نامگذاری شده‌اند، وجود شبکه‌ای گسترده از رگه و رگچه‌های سولفیدی به همراه دگرسانی کلریتی و سریسیتی سنگ‌های کمرپایین بازالتی به طور ناهمبیشب در زیر توده معدنی، تشکیل کانی پیریت به عنوان سولفید اصلی به همراه مقادیر فرعی از کانی‌های سولفیدی دیگر مانند کالکوپیریت و اسفالریت، وجود ساخت و بافت‌هایی ویژه در درون کانسار مانند ساخت‌های توده‌ای به همراه ساخت‌های برشی و منطقه‌بندی مشخص کانیایی در توده معدنی، همگی حاکی از این است که کانسار سرگز از نوع کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد است. انواع مختلف بافت و ساخت‌های دیده شده در کانسار سرگز حاکی از دوره‌های مختلف فعالیت گرمایی همراه با فعالیت‌های دینامیکی است. برش‌های سولفیدی که شاهد وقوع بسیار گسترده آنها در کانسار سرگز هستیم، می‌تواند اطلاعات بیشتری در ارتباط با تکامل کانسار ارائه کنند. طبق نظر Hannington et al. (1998) به نظر می‌رسد که انحلال انیدریت به همراه تنش‌های گسترده طی حوادث دینامیکی مانند زمین‌لرزه، سازوکار مهمی در تشکیل کانسارهای برشی در کانسارهای سولفیدی کف دریاست. تشکیل این برش‌های سولفیدی در کانسارهای امروزی و نیز در کانسارهای قدیمی مانند سرگز می‌تواند کلیدی بر حضور اولیه خمیره (ماتریکس) غنی از انیدریت باشد که برای مدت طولانی حفظ نشده است. کانسار سولفید توده‌ای سرگز دارای زون‌های سولفیدی با ساخت برشی در بخش مجرای اصلی سیال گرمایی است. در مورد تشکیل این زون‌های برشی می‌توان گفت که سولفیدها از راه شبکه‌ای از رگه‌ها توسط جریان سیال‌های داغ گرمایی به کف دریا می‌رسیدند و انیدریت در درون زون بالا رونده به دلیل داغ شدن تدریجی آب دریا که به سمت پایین به درون عدسی سولفیدی حرکت می‌کرده، تشکیل شده است و دودکش‌های سولفیدی مادامی که سیال گرمایی درجه بالا تداوم داشته است، در حال رشد بوده‌اند. ولی با توجه به این که جریان درجه حرارت بالا طی تشکیل کانسار دوره‌ای بوده است، دودکش‌ها در بخش مرکزی به طور دوره‌ای در نتیجه انحلال انیدریت، ریزش پیدا می‌کرده‌اند. طی دوره‌های نبود فعالیت، نفوذ آب دریای سرد به درون کانسار، باعث انحلال انیدریت به جای تشنشست آن به دلیل کاهش دما در هسته عدسی سولفید توده‌ای شده است و ریزش دودکش و برشی شدن را به دنبال داشته است.

یکی از ویژگی‌های بسیار آشکار در کانسار سرگز، وجود منطقه‌بندی کانیایی در بخش سولفید توده‌ای است. با تمرکز بر روابط بین کانی‌ها و ریخت آنها، می‌توان تفسیر مناسبی برای رخداد این پدیده ارائه کرد. بدین ترتیب که تشکیل کانی‌های پیریت، اسفالریت، گالن، تراهدریت و تنانتیت با بافت‌های اولیه مانند اسفرولیت‌های کولوفرم و فرامبوئیدال در بالاترین بخش توده معدنی و در زون غنی از اسفالریت، بیانگر تشنشست سولفیدها در مراحل اولیه و در دماهای پایین‌تر سیال است. همان‌طور که دمای سیال افزایش یافته است، محلول‌های غنی از Cu، زون استرینگر و زون سولفید توده‌ای شکل گرفته در بستر دریا را مورد هجوم قرار داده‌اند و بدین ترتیب توده معدنی را دو مسیر حرکت کرده است، کانی‌های درجه حرارت پایین‌تر انحلال

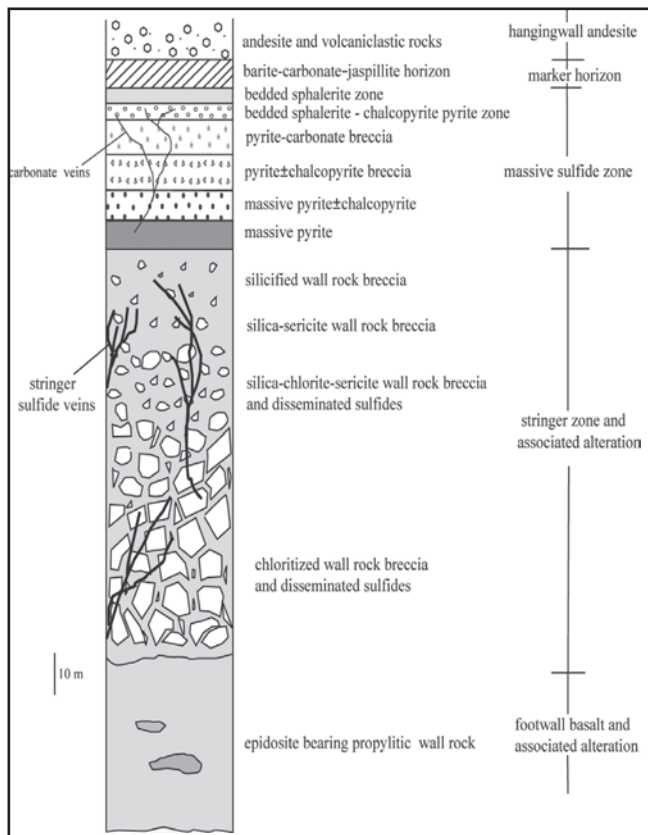


شکل ۲- ستون چینه‌شناسی واحدهای سنگی منطقه و موقعیت کانسار سولفید توده‌ای سرگز

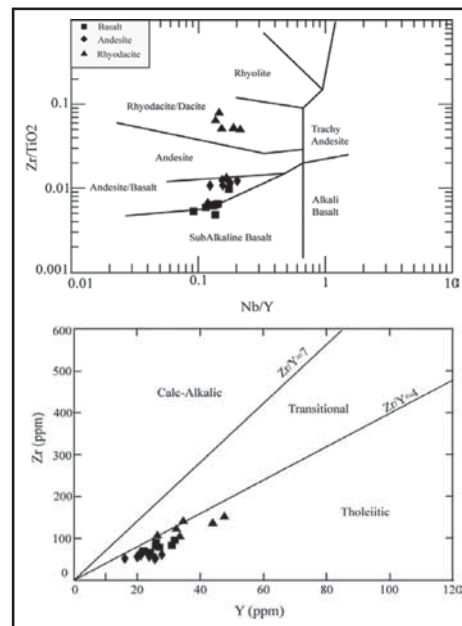
جدول ۱- داده‌های تجزیه الکترون میکروپروپ کانی‌های سولفیدی کانسار سرگز.

| Sample | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---------|--------|--------|---------|--------|
| Mineral | Py | Py | Py | Py |
| Fe | 44.9 | 46.193 | 46.264 | 45.239 |
| S | 51.9 | 53.381 | 53.583 | 52.689 |
| Co | 0.015 | 0.041 | 0.121 | 0.014 |
| Ni | 0.024 | 0.043 | 0.036 | 0.021 |
| As | 2.632 | 0 | 0.001 | 0.838 |
| Se | 0.023 | 0 | 0 | 0.022 |
| Sb | 0.236 | 0 | 0 | 0.019 |
| Te | 0.032 | 0.01 | 0 | 0.016 |
| Total | 99.761 | 99.668 | 100.004 | 98.856 |

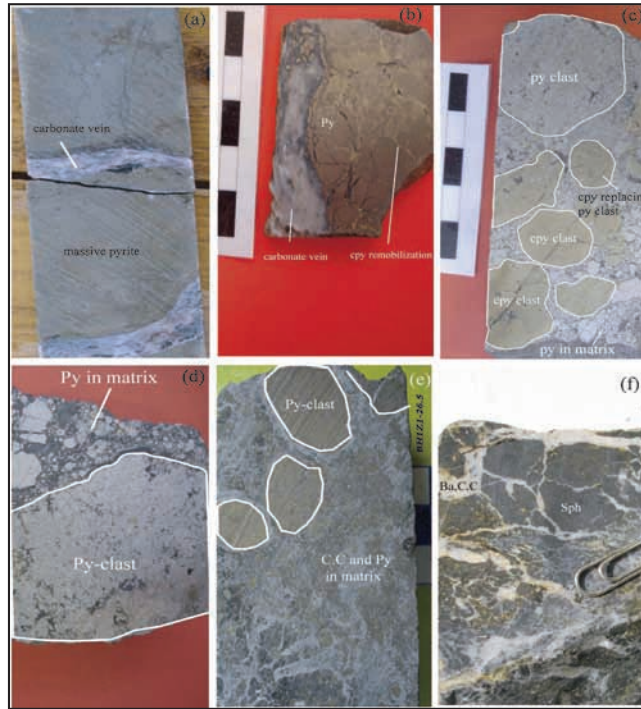
| Sample | 1 | 2 | 3 | Sample | 1 | 2 |
|---------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|
| Mineral | Cpy | Cpy | Cpy | Mineral | Sph | Sph |
| Fe | 30.1027 | 30.703 | 32.0045 | Fe | 0.313 | 3.914 |
| S | 34.9768 | 35.1257 | 34.4271 | S | 32.976 | 32.996 |
| Cu | 34.2911 | 33.4255 | 33.7054 | Cu | 0.089 | 0.059 |
| Zn | 0.0271 | 0.018 | 0.0352 | Zn | 65.855 | 62.577 |
| Cd | 0.0201 | 0.0137 | 0 | Cd | 0.094 | 0.261 |
| Co | n.a. | n.a. | n.a. | Co | 0.014 | 0.021 |
| Ni | n.a. | n.a. | n.a. | Ni | 0.01 | 0.018 |
| As | n.a. | n.a. | n.a. | As | 0 | 0 |
| Total | 99.4178 | 99.2859 | 100.172 | Total | 99.353 | 99.846 |



شکل ۴- ستون چینه‌شناسی کانسار سولفید توده‌ای سرگز

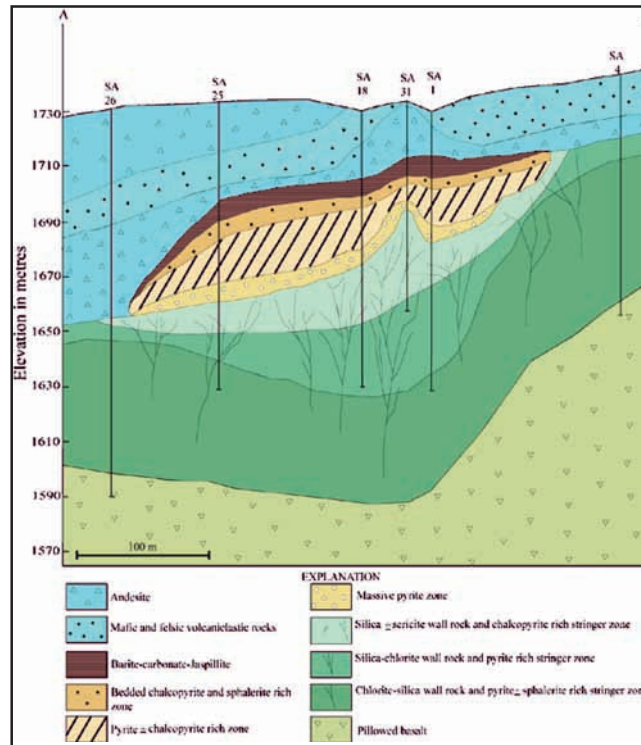


شکل ۳- نمودار در برابر Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977) که به ترتیب ترکیب بازالتی، آندزیتی بازالتی و ترکیب ریوداستیتی گدازه‌های کمربالین و کمربالای کانسار سرگز و گنبد‌های اسیدی و گرایش نیمه‌قلیایی آنها را نشان می‌دهد و نمودار تشخیصی Y-Zr (Barrett & MacLean, 1999) برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه سرگز. سنگ‌های بازی منطقه در محدوده سنگ‌های تولیتی و سنگ‌های فلیسک در محدوده سنگ‌های تولیتی تا انتقالی قرار می‌گیرند.

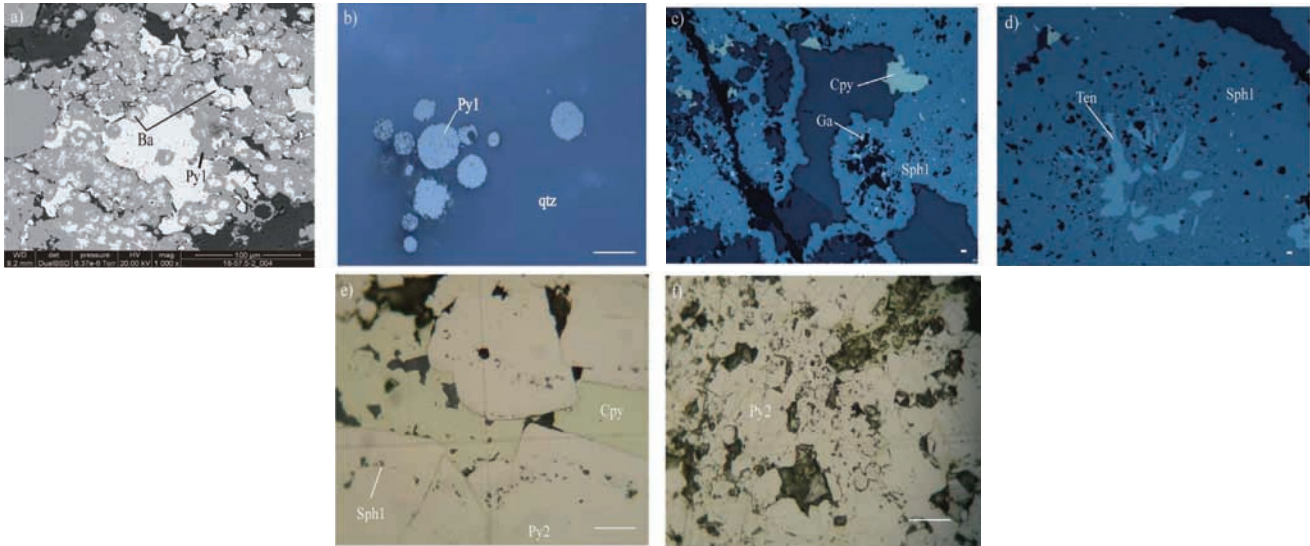


شکل ۵- منظره عمومی از زون سولفید توده‌ای حاوی بخش‌های برشی و توده‌ای.

(a) پیریت توده‌ای گرانولار به همراه رگه‌های کربناتی، (b) پیریت و کالکوپیریت (cpy) توده‌ای که توسط رگه کربناتی قطع شده است. آثار موبیلیزاسیون را نشان می‌دهد. (c) برش سولفیدی، قطعات زاویه‌دار تا گردشده سولفیدی که در زمینه سولفیدی قرار دارند و برخی از قطعات پیریت و نیز پیریت‌های موجود در خمیره توسط کالکوپیریت (cpy-clast) در حال جایگزین شدن هستند (d) برش سولفیدی، قطعات زاویه‌دار تا گردشده پیریت که در سیمان حاوی پیریت ماسه‌ای (Py) و کربنات (C.C.) قرار دارند. (e) برش پیریت - کربنات، قطعات نیمه زاویه‌دار تا گردشده پیریت که در زمینه کربناتی (C.C.) قرار دارند. (f) زون غنی از اسفالریت (Sph) به همراه باریت (Ba) و کربنات (C.C.) که به‌طور عمده در بخش جانبی کانسار تشکیل شده است.

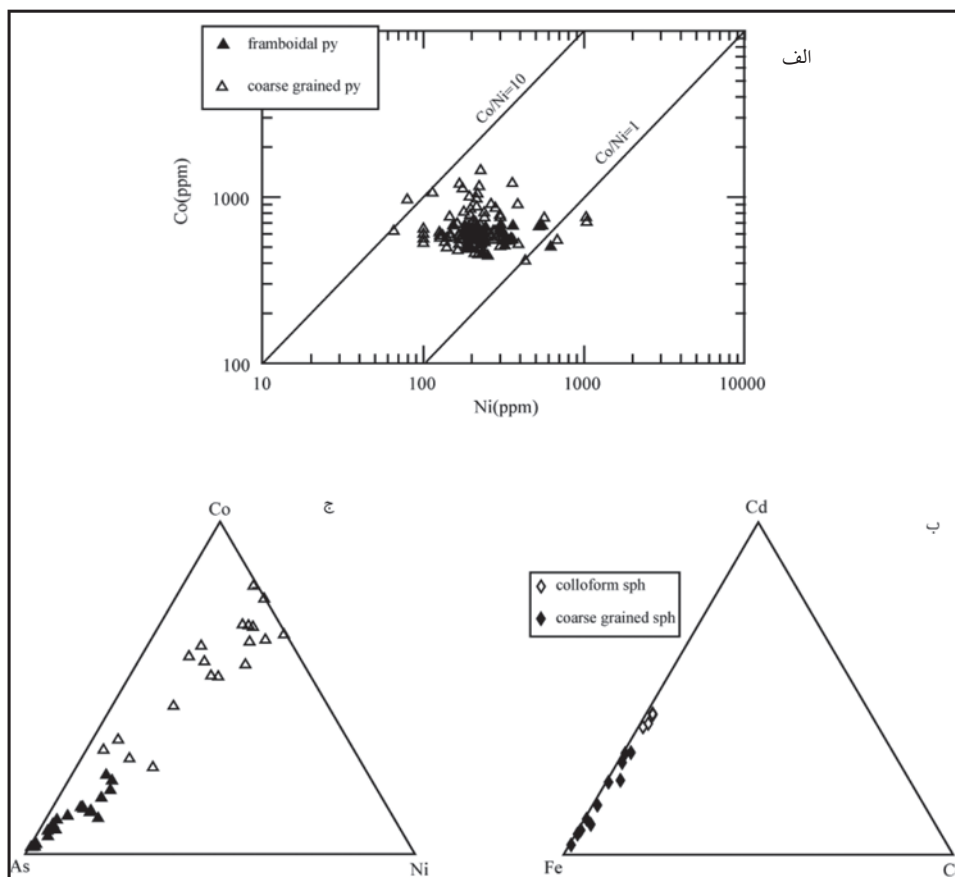


شکل ۶- برش عرضی زمین‌شناسی نمادین از کانسار سرگز (Ja=Jaspillite; Ba=Barite; C.C.=Carbonate; Py=Pyrite; Cpy=Chalcopyrite; Sph=Sphalerite).

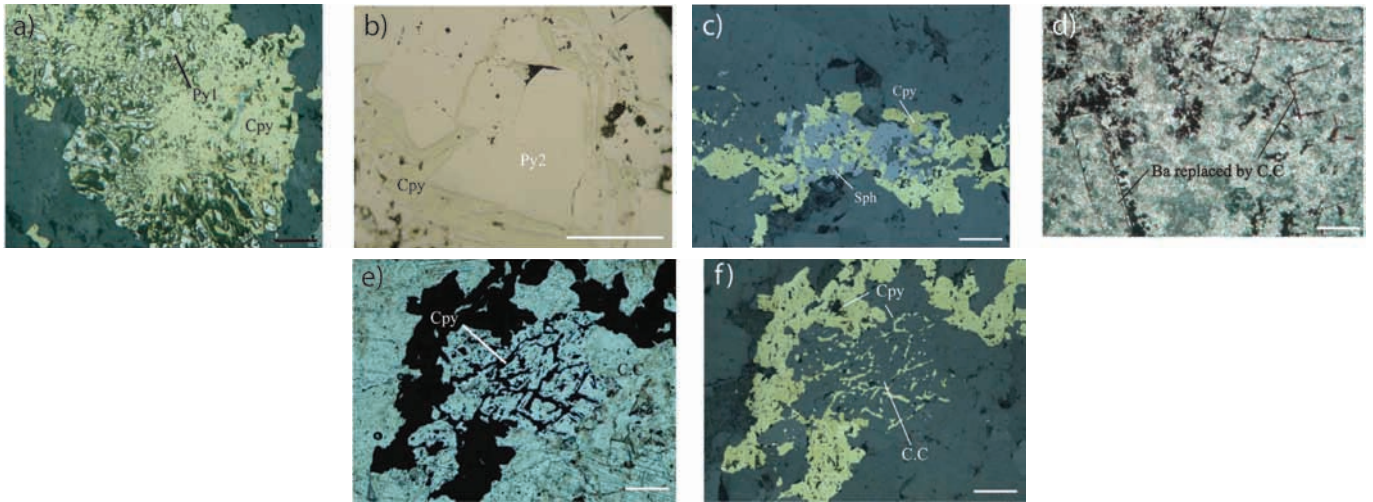


شکل ۷- بافت‌های مرحله اول که در هر سه زون استرینگر، توده‌ای و لایه‌ای دیده می‌شوند (a تا d) و بافت‌های مرحله دوم کانه‌زایی که با توسعه کانی‌های درشت‌تر و وجه‌دار همراه است (e و f). (خط مقیاس در همه تصاویر ۱۰۰ μm است).

(a) پیریت‌های کلوform مرحله اول به همراه باریت اولیه که به صورت برون‌دمی و با هم تشکیل شده‌اند. (b) اسفرولیت‌های فرامبوییدال پیریت همراه با کوارتزهای بی‌شکل. (c) اسفالریت مرحله اول با بافت کلوform که دارای گالن در درون آن است. (d) هم‌رشدی شعاعی بین اسفالریت و تانتیت در زون غنی از اسفالریت. (e) رشد پیریت‌های دانه‌درشت و نیمه‌وجه‌دار مرحله دوم که هم‌زمان با آن اسفالریت‌ها به سمت حاشیه کشیده شده‌اند. (f) پیریت‌های دانه‌درشت مرحله دوم که در بخش مرکزی آنها آثار پیریت‌های کلوform اولیه دیده می‌شود.



شکل ۸- الف) مقادیر کبالت در برابر نیکل در پیریت‌های موجود در کانسار سولفید توده‌ای سرگز. ب) نمودار Fe-Cd-Co نشان‌دهنده میزان بالای Cd در اسفالریت‌های کلوform نسبت به اسفالریت‌های شکل‌دار دانه درشت. ج) نمودار As-Co-Ni نشان‌دهنده میزان بالای As در پیریت‌های کلوform نسبت به پیریت‌های شکل‌دار دانه درشت.



شکل ۹- بافت‌های مرحله سوم شکل‌های a تا c (بیانگر توسعه بافت‌های جانشینی) و بافت‌های مرحله چهارم کانه‌زایی، شکل‌های d تا f (بیانگر هجوم سیال غنی از کربنات به همراه کالکوپیریت). (خط مقیاس در تمامی تصاویر ۱۰۰µm است) a) پیریت‌های کولوفرم مرحله اول (Py1) که در حال جایگزین شدن توسط کالکوپیریت هستند. b) پیریت و جه‌دار مرحله دوم (Py2) که فواصل عدم تبلور آن به‌طور انتخابی در حال جایگزینی توسط کالکوپیریت است. c) اسفالریت (Sph) که در حال جایگزین شدن کامل توسط کالکوپیریت است. d) باریت‌های جه‌دار مرحله دوم (Ba) که توسط کربنات (C.C) جایگزین شده‌اند. e) هم‌رشدی کالکوپیریت (Cpy) و کربنات (C.C) در زون غنی از کالکوپیریت و اسفالریت در نور عبوری. f) هم‌رشدی کالکوپیریت و کربنات مرحله چهارم در زون غنی از کالکوپیریت و اسفالریت در نور انعکاسی.

| Stage of Mineralization | Stage1 | Stage2 | Stage3 | Stage4 |
|-------------------------|----------------------|-----------------------|--------------------|----------|
| Pyrite | spherulite | granular | | |
| Sphalerite | colloform & anhedral | granular | | |
| Tennantite | anhedral | granular | | |
| Tetrahedrite | anhedral | granular | | |
| Galena | | anhedral to subhedral | | |
| Chalcopyrite | | | anhedral & massive | anhedral |
| Quartz | anhedral | coarse euhedral | | |
| Barite | anhedral to radiate | euhedral | | |
| Calcite | | | | granular |

شکل ۱۰- نمودار توالی همبودی (پاراژنزی) مراحل چهارگانه تشکیل کانی‌های هیپوزن در کانسار سرگز

کتابکاری

- بدرزاده، ز. و آقازاده، م.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی سرگز و زاغو به مقیاس ۱:۲۰۰۰.
- سبزه‌ئی، م. و یوسفی، ا. ق.، ۱۳۷۹- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کانسار سولفید توده‌ای سرگز کوه جیرفت (جنوب شرقی ایران)، شرکت آرمان پژوه سبزواران، ۵۹ صفحه.
- سبزه‌ئی، م. و یوسفی، ا. ق.، ۱۳۸۱- گزارش پایان عملیات اکتشافی معدن مس سرگز کوه جیرفت، شرکت آرمان پژوه سبزواران، ۵۲ صفحه.
- مهندسین مشاور خدمات زمین‌فیزیک، ۱۳۸۰- گزارش مطالعات ژئوفیزیک در معادن سرگز کوه جیرفت (مرحله اول و دوم)، ۳۷ صفحه.
- شهرکی قدیمی، ع.، ۱۳۸۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفندقه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alt, J. C., 1999- Hydrothermal alteration and mineralization of oceanic crust: Mineralogy geochemistry and processes: Rev in Econ Geol 8: 133-155.
- Barrett, T. J. & MacLean W. H., 1999- Volcanic sequences, lithochemochemistry and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Environments. Edited by C. T. Barrie and M. D. Hannington. Society of Economic Geologists, Rev in Econ Geol 8: 101-131.
- Davis, E. E., Mottl M. J. & Fischer A. T., 1992- Proc ODP, Init Rep 139
- Eldridge, C. S., Barton, P. B., Jr. & Ohmoto, H., 1983- Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. In Ohmoto, H. & Skinner, B. J. (Eds.), The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. Econ. Geol. Monogr., 5:241-281.
- Hannington, M. D., Tivey, M. K., Larocque, A. C. L., Petersen, S. & Rona, P. A., 1995- The occurrence of gold in sulfide deposits of the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. Can. Mineral., 33:1285-1310.
- Hannington, M. D., Galley, A. G., Herzig, P. M. & Petersen, S., 1998 - COMPARISON OF THE TAG MOUND AND STOCKWORK COMPLEX WITH CYPRUS-TYPE.
- Herzig, P. M. & Hannington, M. D., 1995- Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor, A review, Ore Geology Reviews 10, 95-115
- Honnorez, J., 2003- Hydrothermal alteration vs. ocean -floor metamorphism. A comparison between two case histories: the TAG hydrothermal mound (Mid Atlantic Ridge) vs. DSDP/ODP hole 504B (Equatorial East Pacific), Geoscience, C.R. 335, 781-824.
- Humphris, S. E. & Thompson, G., 1978- Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochim. Cosmochim. Acta, 42:107-125.
- Huston, D. L., Power, M., Gemmel, J. B. & Large, R. R., 1995- Design, calibration and geological application of the first operational Australian laser ablation sulphur isotope microprobe. Aust J Earth Sci 42:549-555
- Knucy M. J., Watkins J. J., 1982- The geology of the Corbet massive sulphide deposit Noranda district, Quebec, Canada. In: Hutchinson RW, Spence CD, Franklin JM (eds), Precambrian sulphide deposits. H.S. Robinson Memorial Vol., Geol Ass Can Spec Pap 25: 297±317
- Nehlig, P., Juteau, T., Bendel, V. & Cotten, J., 1994- The root zone of oceanic hydrothermal systems: constraints from the Samail ophiolite (Oman). J. Geophys. Res., 99:4703-4713.
- Ramdonr, P., 1980- The Ore Minerals and Their Intergrowths, 2nd edn. International Series in Earth Sciences, Pergamon, Oxford. No. 35, Pergamon, Oxford.
- Roedder, E., 1968- The noncolloidal origin of colloform textures in sphalerite ores. Economic Geology, 63, 451-471.
- Sabzehei, M., 1974- Les melanges ophiolitiques de la region d Esfandagheh. These, Universite de Grenoble, France, 303 pages.
- Scott, S. D. & Kissin, S. A., 1973- Sphalerite composition in the Zn-Fe-S system below 300°C. Econ. Geol. 68, 475-479
- Seyfried, W. E. Jr & Bischoff, J. L., 1981- Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals: Geochim Cosmochim Acta 45: 135-147
- Sharpe, J. I., 1968- Geology and sulfide deposits of the Mattagami area. que. Dep. Nat. Resou. Geol. Rep., 13
- Tivey, M. K., Humphris, S. E., Thompson, G., Hannington, M. D. & Rona, P. A., 1995- Deducing patterns of fluid flow and mixing within the TAG active hydrothermal mound using mineralogical and geochemical data. J. Geophys. Res., 100:12527-12555.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, p. 325-343.
- Xu, Q. & Scott, S. D., 2005- Spherulitic pyrite in seafloor hydrothermal deposits: products of rapid crystallization from mixing fluids, In: Mao, J. & Bierlin (eds), Mineral deposit research: meeting the global challenge, Vol. 1, 711-713.