

زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و مطالعه میانبارهای سیال در کانسار باریت عبدالصمدی، شمال خاور مریوان

حسینعلی تاج‌الدین^{۱*}، سجاد حسنخانلو^۲ و محمد محجل^۲

استادیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
 کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
 دانشیار، گروه زمین‌ساخت، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۱/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۰۴

چکیده

کانسار باریت عبدالصمدی، در ۸۰ کیلومتری شمال‌خاور مریوان، در شمال باختر پهنه دگرگونی سندانج-سیرجان واقع است. واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده کانسار، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی دگرگون شده با سن کرتاسه پایانی هستند که عمدتاً از واحدهای آندزیت، شیل آهکی و آهک دگرگون شده تشکیل شده‌اند. این کانسار از دو بخش چینه‌سان و استرینگر تشکیل شده است. بخش چینه‌سان کانسار، متشکل از یک عدسی باریتی همراه با کانه‌های سولفیدی است که بر روی آندزیت‌های دگرگون (و دگرسان) شده (بخش استرینگر) و در زیر آن واحد شیل آهکی قرار دارد. کانه‌های سولفیدی ساده و شامل پیریت، اسفالریت، گالن، کالکوپریت و تتراهدريت-تانیت هستند. ساخت و بافت‌های مشاهده شده در بخش چینه‌سان کانسار، توده‌ای، نواری، کلوform، فراموبیدال و دانه‌پراکنده است، که نهشت کانسار بر روی کف دریا را نشان می‌دهند. بخش استرینگر، که در آندزیت‌های کم‌پایین عدسی باریتی قرار دارد، یک پهنه دگرسان شده است که توسط مجموعه‌ای از رگه و رگچه‌های کوارتز-باریتی سولفیدار (پیریت و اسفالریت) قطع شده است. بر اساس مطالعات میانبارهای سیال، که بر روی نمونه‌های باریتی بخش چینه‌سان انجام شد، دمای همگن‌شدگی سیالات کانه‌ساز، در بازه ۱۱۵ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد و شوری آنها از ۰/۲۱ تا ۵/۸۶ درصد وزنی معادل NaCl اندازه‌گیری شده است. بر این اساس، سرد شدن سیالات گرمابی کانه‌دار، یکی از فرایندهای مهم در نهشت بخش چینه‌سان کانسار بوده است. این پژوهش نشان می‌دهد که کانسار باریت عبدالصمدی شکل ناقص و تکامل نیافته از یک کانسار تیپ کوروکو است که تنها بخش کانسنگ سیاه در آن تشکیل شده است. این کانسار بعد از تشکیل، دچار دگرگونی و دگرشکلی شده و تغییرات محسوس را در ساخت و بافت کانه‌ها پذیرا شده است.

کلیدواژه‌ها: کانسار باریت، چینه‌سان، میانبارهای سیال، کوروکو، عبدالصمدی، مریوان.

E-mail: h.tajeddin@modares.ac.ir

*نویسنده مسئول: حسینعلی تاج‌الدین

۱- پیش‌نوشتار

ایران با داشتن حدود ۱۰ میلیون تن از ذخایر باریت، یکی از مهم‌ترین منابع تأمین‌کننده باریت است و مقام پنجم را در جهان را دارد (Hastorun et al., 2016). ایران با تولید ۶/۱ درصد از باریت مصرفی دنیا، ششمین کشور تولیدکننده جهان و دومین کشور در خاورمیانه است (U. S. Geological Survey, 2016). مهم‌ترین ذخایر باریت ایران در البرز مرکزی، ایران مرکزی و شمال باختر پهنه سندانج-سیرجان پراکنده‌اند. قسمت شمال باختری این پهنه که قسمت‌هایی از استان‌های کردستان و آذربایجان غربی را شامل می‌شود، میزبان تعدادی از ذخایر باریت چینه‌سان از جمله باریکا (بارمحمدی و همکاران، ۱۳۸۷؛ تاج‌الدین و همکاران، ۱۳۸۹)، شکرینگ (بهاروندی و همکاران، ۱۳۹۶)، عبدالصمدی (حسنخانلو، ۱۳۹۴)، کله‌گاوی، مرانه، سرخاب و محمود آباد (تاج‌الدین، ۱۳۸۵) است که اغلب آنها در چند سال اخیر شناسایی شده‌اند و تعدادی از آنها نیز در حال بهره‌برداری هستند.

عمده ذخایر باریت این محدوده در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی دگرگون شده با سن‌های منسوب به پرکامبرین و کرتاسه جای گرفته‌اند. کانسارهای باریت باریکا و عبدالصمدی نمونه‌های شاخص از ذخایر باریت چینه‌سان در توالی‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه هستند.

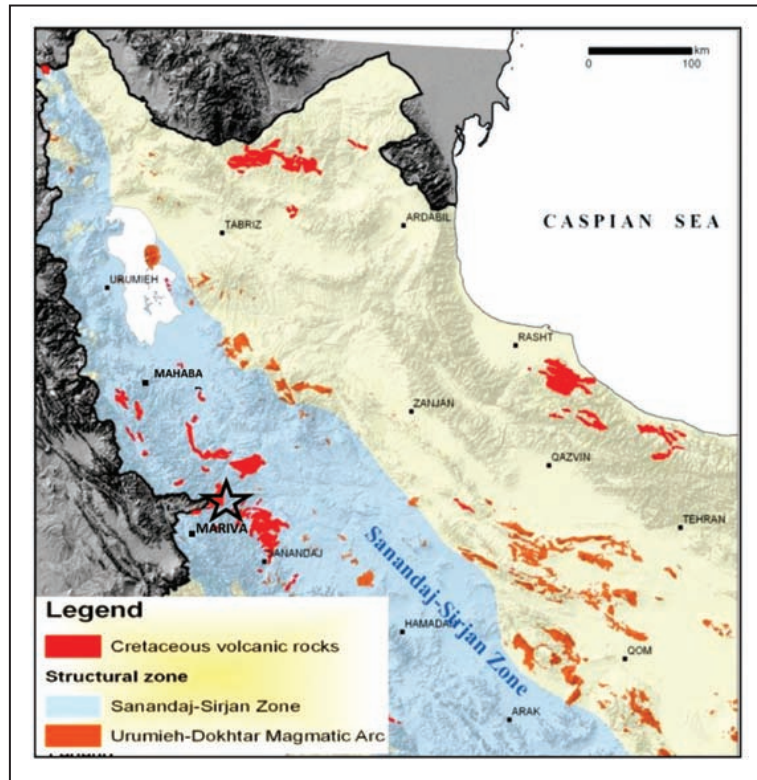
کانسار باریت عبدالصمدی در ۸۰ کیلومتری شمال‌خاور مریوان قرار دارد (شکل ۱). این کانسار با ذخیره‌ای بالغ بر ۹۵۰ هزار تن، بزرگ‌ترین ذخیره باریت کشور است. این معدن از سال ۱۳۸۱ فعالیت خود را آغاز کرده است و سالانه ۳۰ هزار تن باریت با وزن مخصوص ۴/۲ تولید دارد (حسنخانلو، ۱۳۹۴). در این مقاله ضمن ارائه خلاصه‌ای از ویژگی‌های زمین‌شناسی، ساخت، بافت و کانی‌سازی کانسار باریت عبدالصمدی، با استفاده از مطالعه میانبارهای سیال موجود در کانسنگ باریتی، ماهیت فیزیکی‌شیمیایی سیال (سیالات) کانه‌ساز و تیپ کانسار بررسی می‌شود.

۲- روش مطالعه

این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. مطالعات صحرایی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰، به وسعت ۱۲ کیلومتر مربع و انجام مطالعات دگرسانی، ساخت و بافت در بخش‌های مختلف کانسار باریت عبدالصمدی است.

در این مرحله ۴۴ نمونه از واحدهای سنگی و بخش‌های مختلف کانسار برداشت و به آزمایشگاه‌های مربوطه ارسال شد. در مرحله مطالعات آزمایشگاهی، از میان نمونه‌های برداشت شده، ۵ مقطع نازک و ۳۵ مقطع نازک-صیقلی به منظور مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت، بافت و تعیین توالی پاراژنتی کانه‌ها و ۴ مقطع دوبر صیقلی به منظور مطالعه میانبارهای سیال تهیه و مطالعه شدند.

مطالعات مقاطع نازک و نازک-صیقلی در آزمایشگاه کانی‌شناسی بخش زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس انجام پذیرفت. اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی با استفاده از دستگاه مطالعه میانبارهای سیال مدل Linkam THMSG600 متصل به میکروسکوپ ZEISS و مجهز به کنترل‌کننده حرارتی TMS94 و سردکننده LNP در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شده است. دامنه حرارتی دستگاه، ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. کالیبراسیون دستگاه در مرحله گرمایش با دقت $\pm 0/6$ درجه است که با نیترات سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در مرحله سرمایش با دقت $\pm 0/2$ درجه سانتی‌گراد و با ماده استاندارد ان‌هگزان (n-Hexane) با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد انجام شد. میزان شوری به صورت معادل درصد وزنی نمک طعام (wt. % NaCl) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm-ice) با استفاده از فرمول ارائه‌شده توسط Hall et al. (1988) و مقایسه با روش Sterner et al. (1988) محاسبه شده است.

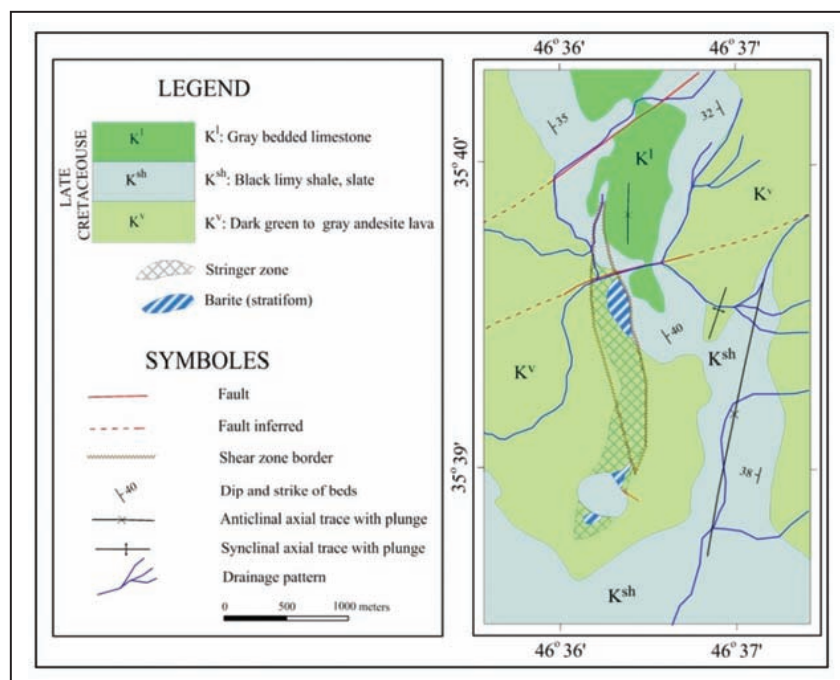


شکل ۱- موقعیت کانسار باریت عبدالصمدی (ستاره) در پهنه دگرگونی سنج- سیرجان (برگرفته از Mohajjel et al., 2003).

۳- زمین‌شناسی

بر اساس مطالعات صحرایی، واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده نقشه زمین‌شناسی کانسار باریت عبدالصمدی، شامل یک توالی از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی شامل گدازه، شیل و آهک با سن کرتاسه پایانی هستند که در رخساره شیبست سبز دگرگون شده‌اند (شاهپسندزاده و گورابجیری پور، ۱۳۸۵). به‌طور خلاصه زمین‌شناسی واحدهای سنگی در محدوده کانسار عبدالصمدی از قدیم به جدید به شرح زیر است (شکل ۲):

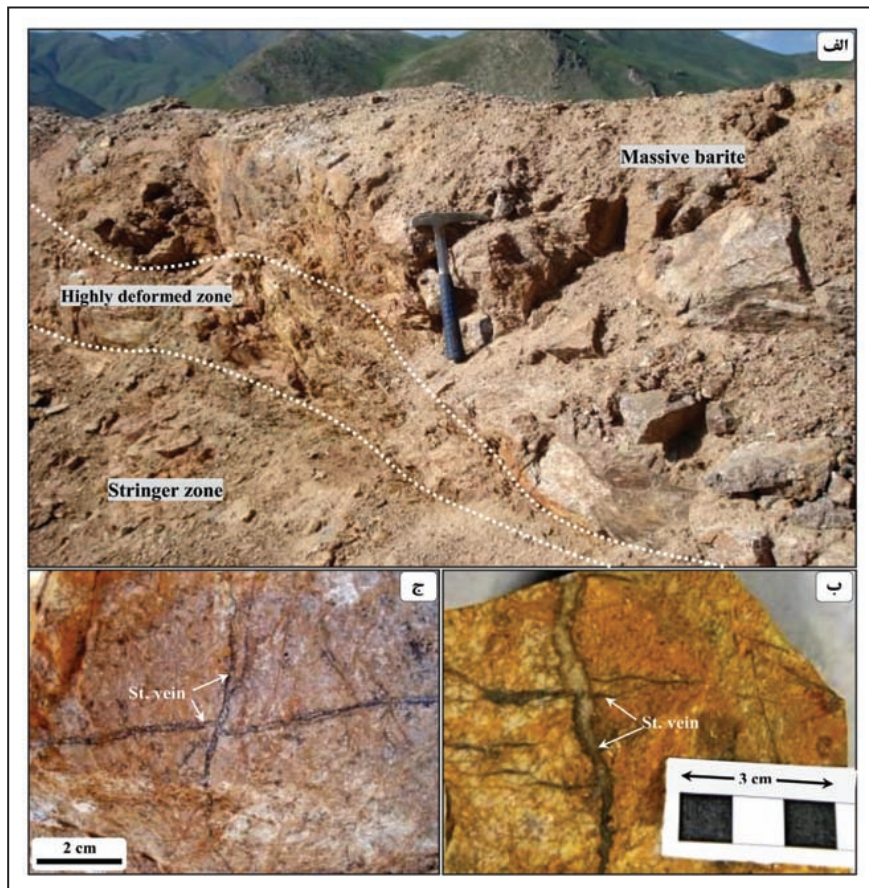
کانسار عبدالصمدی در شمال‌باختر پهنه سنج- سیرجان (شکل ۱) و در زیر پهنه کاملاً دگرشکل شده قرار دارد که از سنگ‌های دگرگون و شدیداً دگرشکل شده تشکیل شده است (Mohajjel et al., 2003). (Azizi and Jahangiri 2008) و (Azizi and Moinevaziri 2009) سنگ‌های آتشفشانی رخنمون‌یافته در شمال‌باختر پهنه سنج- سیرجان را به جزایر قوسی و یا حاشیه‌های فعال قاره‌ای با ماهیت کالک‌آلکان نسبت دادند که در زمان کرتاسه میانی- بالایی تشکیل شده‌اند.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده کانسار عبدالصمدی.

– **واحد K^{sh}**: این واحد، که به‌طور غالب از شیل‌های کربناتی سیاه رنگ تشکیل شده، در نقشه زمین‌شناسی ورقه پاینچوپ (شاه‌پسندزاده و گورابجیری پور، ۱۳۸۵) با نام شیل‌های سنندج معرفی شده است. شیل‌های مذکور بر روی واحد گدازه آندزیتی (K^v) نهشته شده‌اند و آثار دگرگونی به‌صورت رخداد کانی‌های کلریت، سریسیت و کربنات، به موازات برگوارگی حاصل از دگرگونی مشهود است. واحد K^{sh} معمولاً با یک مرز گسلی و بُرش یافته، که به لحاظ چینه‌نگاری چندان جابه‌جا نشده است، کمربالای عدسی باریتی است (شکل ۳- الف). در مناطق پرتنش، شیل‌ها به‌صورت لایه‌های به شدت چین‌خورده با برگوارگی ظریف مشهودند.

– **واحد K^v**: این واحد، به‌عنوان کمر پایین عدسی باریتی و میزبان پهنه استرینگر کانسار، بیشترین گستره از محدوده را پوشش داده است (شکل ۲). واحد مذکور از گدازه‌های آندزیتی با بافت پورفیری و گلوپورفیری تشکیل یافته است و با رنگ‌های سبز تیره تا خاکستری برونزد دارد. پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار فنوکریست اصلی تشکیل‌دهنده گدازه هستند و همراه با آنها مقادیر فرعی آمفیبول (هورنبلند) نیز دیده می‌شود. این واحد حاوی رشته‌های کلریتی جهت یافته‌ای است که در اثر دگرگونی، جانشین کانی‌های مافیک (بیشتر هورنبلند) شده‌اند.



شکل ۳- نمایی از بخش چینه‌سان و پهنه استرینگر در کانسار عبدالصمدی. الف) کانسنگ توده‌ای باریت (Massive barite)، به‌صورت یک عدسی با شیب ۵۰ تا ۷۰ درجه به‌سوی خاور بر روی پهنه استرینگر (Stringer zone) قرار گرفته است. در این تصویر، همبری بخش چینه‌سان و پهنه استرینگر به‌شدت دگرشکل و میلوینیتی شده است؛ ب و ج) نمای نزدیک از رگه و رگچه‌های کوارتز- باریت (St. vein) با ساخت استوک‌ورک در پهنه استرینگر.

چینه‌سان و استرینگر به شرح زیر تشکیل شده است:

۴-۱. بخش چینه‌سان

بخش اقتصادی کانسار عبدالصمدی، بخش چینه‌سان کانسار است که به‌صورت یک توده باریتی عدسی شکل بر روی بخش استرینگر واقع است. این بخش از کانسار، عمدتاً از باریت‌های توده‌ای سفید تا خاکستری روشن، همراه با مقادیر جزئی کانه‌های سولفیدی تشکیل شده است. عدسی باریتی با طول بالغ بر ۲۵۰ و ضخامت‌های ۱ تا ۳۰ متر در راستای شمال-شمال باختر (N10-15W) و شیب ۵۰ تا ۷۰ درجه به‌سوی خاور برونزد دارد. به لحاظ چینه‌نگاری، عدسی باریتی با یک مرز گسلی و بُرش یافته (sheared) مستقیماً بر روی واحد آندزیت دگرگون و دگرسان شده (بخش استرینگر) و در زیر واحد شیل آهکی سیاه رنگ K^{sh} قرار گرفته است (شکل ۳).

۴-۲. بخش استرینگر

بخش استرینگر با طول بالغ بر ۲ کیلومتر و پهنای چند متر تا ۲۰۰ متر، در زیر

– **واحد K¹**: این واحد که از آهک‌های متوسط‌لایه به رنگ خاکستری تیره تشکیل شده، دارای گسترش محدودی در شمال نقشه است و بر روی واحد K^{ss} قرار دارد. آهک‌های مذکور متأثر از فازهای کوهزایی و دگرگونی دچار تبلور دوباره و چین و شکست‌های فراوان شده‌اند.

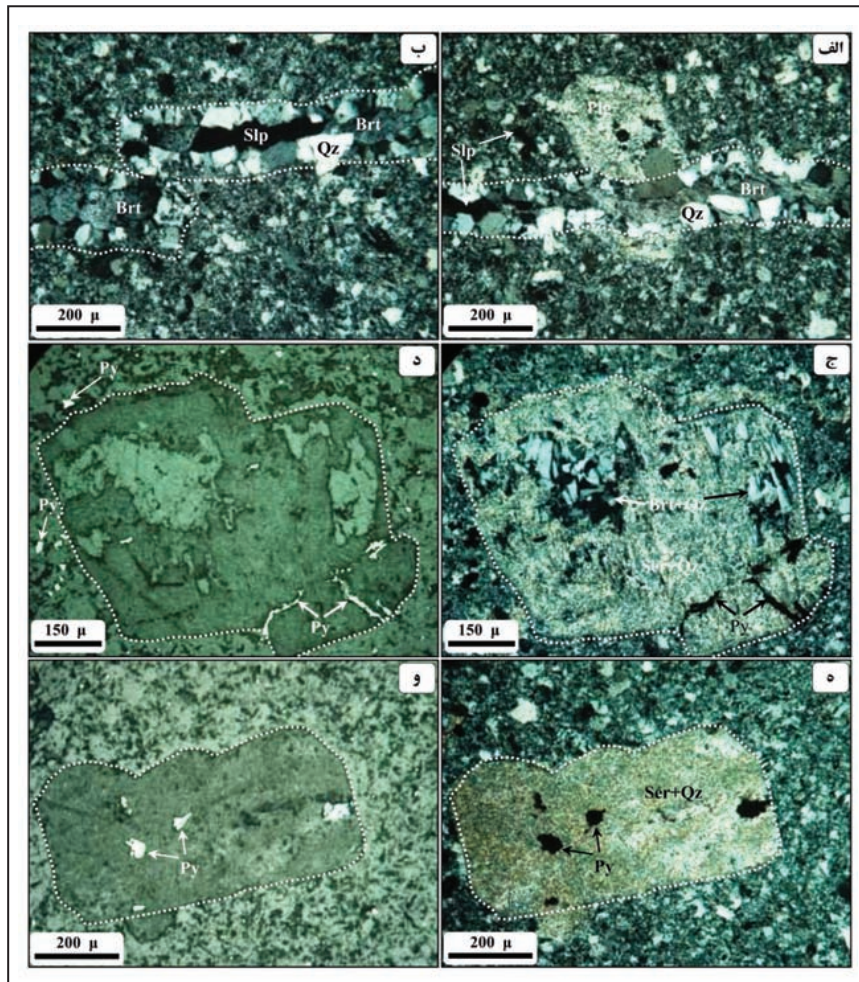
محدوده عبدالصمدی، همانند دیگر بخش‌های پهنه سنندج- سیرجان، تحت تأثیر فازهای کوهزایی که مهم‌ترین آنها فاز کوهزایی آلپین است، دچار دگرشکلی‌های چندمرحله‌ای شده است. عملکرد مراحل مختلف دگرشکلی‌ها به ایجاد برگوارگی، خطوارگی، چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی‌های مختلف در سنگ‌های محدوده مورد مطالعه منجر شده است.

۴- کانی‌سازی

کانسار عبدالصمدی، یک کانسار باریت (+ سولفید) توده‌ای است که از دو بخش

بر اساس مطالعه مقاطع میکروسکوپی، پیریت همراه با مقادیر نادری اسفالریت، تنها کانه‌های سولفیدی شناسایی شده در پهنه استرینگر هستند. در این پهنه، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (و آلکالی‌فلدسپار) بیشتر به سریسیت، و زمینه شیشه‌ای سنگ به کوارتز و سریسیت دگرسان شده‌اند؛ علاوه بر آن جانشینی بلورهای باریت و کوارتز در فنوکریست‌ها نیز مشهود است. در اغلب نمونه‌ها، پیریت در اندازه‌های کوچک‌تر از یک میلی‌متر و با فراوانی ۱ تا ۳ درصد، در همراهی با رگچه‌های کوارتز- باریت و نیز به صورت جانشینی فنوکریست‌ها و زمینه شیشه‌ای سنگ مشاهده شده است (شکل ۴).

بخش چینه‌سان کانسار عبدالصمدی قرار دارد. این بخش که با رنگ‌های قهوه‌ای روشن تا آجری برونزد دارد، همان گدازه‌های آندزیتی دگرگون شده (واحد K^v) در کمربین عدسی باریتی (و سولفیدی) است که به شدت دگرسان شده و توسط مجموعه‌ای از رگه و رگچه‌های کوارتز- باریتی سولفیددار قطع شده است (شکل ۳). مشهودترین سیمای دگرسانی گرمایی در پهنه استرینگر از نوع کوارتز- سریسیت- سولفیدی است که با رنگ‌های قهوه‌ای روشن تا خاکستری برونزد دارد و معمولاً توسط رگه و رگچه‌های کوارتز- باریتی سولفیددار با ضخامت‌های کمتر از یک سانتی‌متر قطع شده است.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از پهنه استرینگر. الف و ب) رگچه‌های متشکل از کوارتز (Qz)، باریت (Brt) و سولفید (Slp)، آندزیت‌های دگرگون شده را قطع کرده و به دگرسانی سریسیت- کوارتز- سولفید در پهنه استرینگر منجر شده‌اند. در شکل الف فنوکریست پلاژیوکلاز (Plg) به شدت به سریسیت دگرسان شده است. ج و د) جانشینی باریت، کوارتز، سریسیت و پیریت در یک بلور فلدسپار؛ ه و و) تصویر دیگری از دگرسانی بلور پلاژیوکلاز که تماماً توسط سریسیت و پیریت جانشین شده است. محدوده بلور پلاژیوکلاز، با نقطه‌چین سفید مشخص شده است. تمام تصاویر، به جز د و در نور عبوری پلاریزه با نیکولهای متقاطع (XPL) گرفته شده‌اند. تصاویر د و و به ترتیب همان تصاویر ج و ه در نور بازتابیده پلاریزه ساده هستند.

Vokes, 1969 and 2000; Tiwary et al., 1998; Zaw et al., 1997 and 1999;) دگرشکلی شده است؛ از این رو در هر یک از بخش‌های چینه‌سان و پهنه استرینگر کانسار، تنوعی از بافت‌ها مشهود است که هر کدام از آنها، مرحله‌ای از تکامل و تکوین کانسار را در خود به ثبت رسانده‌اند. با توجه به اینکه بخش عمده کانه‌های سولفیدی، در بخش چینه‌سان کانسار عبدالصمدی تمرکز یافته است؛ در این بخش ساخت، بافت، کانی‌شناسی و توالی پاراژنری کانه‌ها بررسی می‌شود:

در اثر هوازدگی، بخشی از کانه‌های سولفیدی موجود در پهنه استرینگر اکسایش یافته و به اکسید و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند؛ در طی این فرایند، در اثر هوازدگی، آب‌های سطحی در واکنش با کانه‌های سولفیدی ماهیت اسیدی پیدا کرده و در پهنه استرینگر کانی‌های رسی (از جمله کائولینیت) را تشکیل داده‌اند.

۵- ساخت، بافت و توالی پاراژنری کانه‌ها

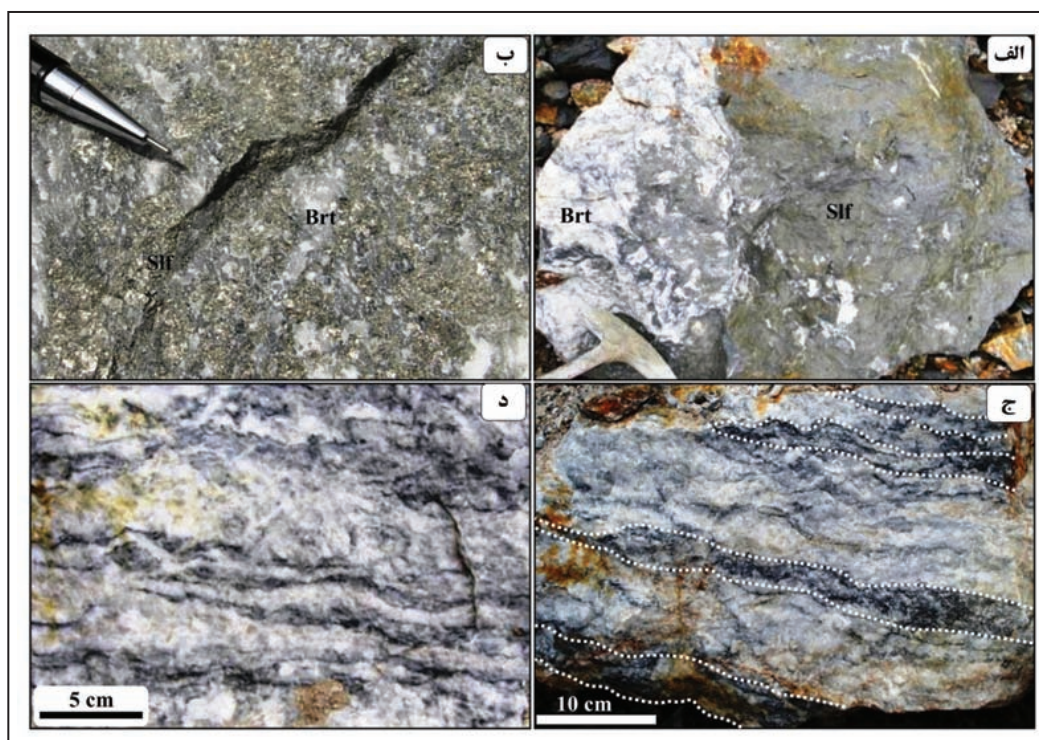
کانسار باریت عبدالصمدی، مشابه اغلب کانسارهای سولفید توده‌ای قدیمی جهان

۵-۱. مرحله همزمان با نهشت کانسنگ

بخش چینه‌سان کانسار عبدالصمدی، که اساساً از باریت‌های توده‌ای سفید تا خاکستری روشن، همراه با مقادیر جزئی از کانه‌های سولفیدی تشکیل شده است، خصوصیات کانسنگ سیاه (black ore) را در کانسارهای نوع کوروکو نشان می‌دهد. به‌رغم عملکرد دگرگونی و دگرشکلی بر روی کانسار، شواهدی از ساخت و بافت‌های اولیه همزمان با نهشت کانه‌های سولفیدی، مانند توده‌ای، نواری، کلوفرم و فرامبویدال در بخش چینه‌سان کانسار دیده می‌شود (شکل‌های ۵ و ۶).

قاعده بخش چینه‌سان کانسار عبدالصمدی، با نهشت کانه‌های سولفید

توده‌ای- نیمه‌توده‌ای آغاز شده است (شکل‌های ۵- الف و ب). کانسنگ سولفیدی مذکور تا ۲ متر ضخامت دارد و به مقدار قابل توجه (تا ۶۰ درصد) از کانه‌های سولفیدی تشکیل شده است. حجم عمده بخش چینه‌سان که کمتر از یک متر تا حدود ۳۰ متر ضخامت و بر روی کانسنگ سولفیدی قرار دارد، از باریت همراه با مقادیر جزئی کانه‌های سولفیدی تشکیل شده است. از دیگر ساخت‌های رایج، ساخت نواری است که به‌صورت تکرار نوارهای غنی از کانه‌های سولفیدی و باریت (و سیلیس) در قاعده و نیمه زیرین بخش چینه‌سان کانسار مشاهده می‌شود (شکل‌های ۵- ج و د). کانه‌های سولفیدی علاوه بر تمرکز در کانسنگ‌های توده‌ای و نواری، با فراوانی ۱ تا ۵ درصد در تمام حجم بخش چینه‌سان پراکنده‌اند.

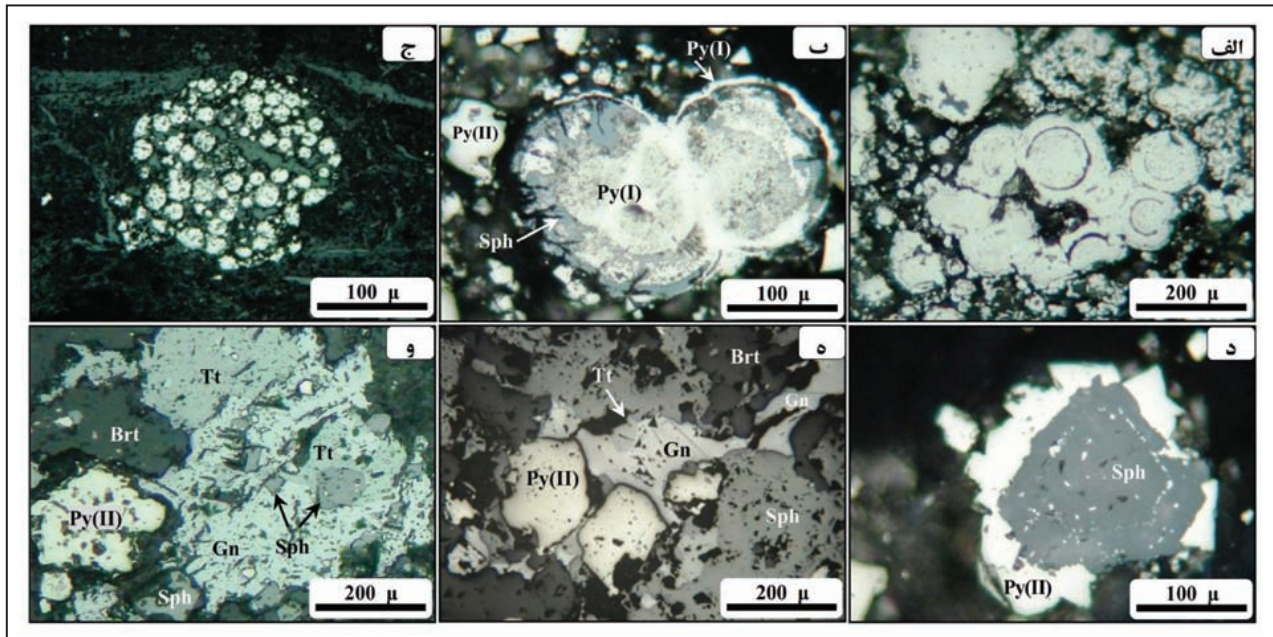


شکل ۵- نمای نزدیک از تناوب نوارهای باریت (خاکستری روشن- سفید) و سولفید (خاکستری تیره). الف و ب) ساخت توده‌ای- نیمه‌توده‌ای در کانسنگ‌های سولفیدی (Sif) که با مقادیر کمتری باریت (Brt) همراهند. ج و د) ساخت نواری که از تناوب نوارهای باریت (خاکستری روشن- سفید) و سولفید (خاکستری تیره) حاصل شده است.

اسفالریت حدود ۵ درصد از محتوای سولفیدها را شامل شده است. نهشت اسفالریت‌ها با تشکیل پیریت‌های کلوفرم آغاز می‌شود (شکل ۶- ب) و با تکامل سامانه گرمایی اسفالریت‌های بیشتر و درشت تری نهشته می‌شوند. بیشتر اسفالریت‌ها با پیریت‌های بلورین (نسل II) همراه هستند (شکل‌های ۶- د، ه و و). علاوه بر آن، بیشتر اسفالریت‌ها با گالن و تتراهدریت- تنانیت پاراژنز هستند و همزمان تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۶- ه و و).

گالن به‌همراه تتراهدریت- تنانیت و با فراوانی به مراتب کمتر از اسفالریت، در بخش چینه‌سان کانسار پراکنده و یا با پیریت (نسل II) و اسفالریت همراه است (شکل‌های ۶- ه و و). کالکوپیریت در تعداد انگشت‌شمار و در اندازه‌های کوچک‌تر از ۱۵۰ میکرون، به‌صورت دانه‌پراکنده و همراه با دیگر کانه‌های سولفیدی رخداد دارد.

بر اساس مطالعات پتروگرافی و کانه‌نگاری، پاراژنز کانه‌ای موجود در بخش چینه‌سان کانسار ساده است و پیریت، اسفالریت، گالن، تتراهدریت- تنانیت و مقادیر نادر کالکوپیریت را شامل می‌شود. پیریت به‌عنوان فراوان‌ترین کانه سولفیدی، بالغ بر ۹۰ درصد از محتوای کانه‌های سولفیدی را تشکیل داده است. این کانی بی‌شکل تا خودشکل است و در اندازه‌های کوچک‌تر از یک میلی‌متر مشاهده می‌شود (شکل ۶). بر اساس روابط بافتی، پیریت‌ها در دو بازه زمانی شکل گرفته‌اند و از این رو به پیریت‌های کلوفرم- فرامبویدال (نسل I) و پیریت‌های بلورین (نسل II) قابل تفکیک هستند. اولین مرحله از نهشت کانه‌های سولفیدی با تشکیل پیریت‌های کلوفرم و فرامبویدال (و نیز اسفالریت) آغاز می‌شود (شکل‌های ۶- الف، ب و ج). با افزایش دما و تکامل سامانه گرمایی، پیریت‌ها با اشکال بلورین (نسل II) نهشته می‌شوند (شکل‌های ۶- د، ه و و).



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از پاراژنز و بافت کانه‌ها در بخش چینه‌سان کانسار: الف) پیریت‌های کلوform (PyI)؛ ب) پیریت‌های کلوform در همراهی با اسفالریت و پیریت‌های بلورین (PyII)؛ ج) پیریت‌های فرامبوئیدال؛ د) پیریت‌های بلورین (PyII) در حاشیه بیرونی اسفالریت رشد کرده‌اند؛ در این تصویر بخشی از پیریت‌ها که ریز بلور هستند، در امتداد حلقه‌های رشد اسفالریت تشکیل شده‌اند؛ ه) هم‌رشدی پیریت، اسفالریت و گالن؛ و) هم‌رشدی پیریت، اسفالریت، گالن و تتراهدریت- تنانتیت. تصاویر در نور بازتابیده پلاریزه ساده گرفته شدند. Brt: باریت، Gn: گالن، (PyI): پیریت نسل اول (کلوform و یا فرامبوئیدال)، (PyII): پیریت نسل دوم (بلورین)، Sph: اسفالریت، Tt: تتراهدریت- تنانتیت.

شکل ۷ نمودار توالی پاراژنری در بخش چینه‌سان کانسار عبدالصمدی رسم شده است.

هوازدگی به اکسایش کانه‌های سولفیدی و تشکیل کانی‌های اکسیدی سوپرژن از جمله مالاکیت، آزوریت و ترکیبات هیدروکسید آهن منجر شده است. در

Minerals	Hydrothermal stage		Oxidation
	Early	Late	
Pyrite (I)	Major		
Pyrite (II)	Major		
Sphalerite	Major		
Galena	Minor		
Tetrahedrite-tenantite	Trace		
Chalcopyrite	Trace		
Barite	Major		
Quartz	Major		
Sericite	Trace		
Azurite & malachite			Major
Fe-hydroxides			Major

major
 minor
 trace

شکل ۷- نمودار توالی پاراژنری کانه‌ها در کانسار عبدالصمدی.

۵-۲. مرحله دگرگونی - دگرشکلی

محدوده عبدالصمدی، همانند دیگر بخش‌های سندج-سیرجان، تحت تأثیر فازهای کوهزایی، متحمل دگرگونی و دگرشکلی شده است. دگرگونی کانسار عبدالصمدی به جهت یافتگی ضعیف پورفایروبلاست‌ها، گسترش برگوارگی و تشکیل کانی‌های دگرگونی کلریت و سریسیت در سنگ‌های محدوده و تبلور دوباره سنگ‌های آهنی منجر شده است. از جمله ویژگی‌های شاخص کانی‌های دگرگونی (عمدتاً کلریت و سریسیت)، شکل سوزنی و یا تیغه‌ای آنهاست که اغلب به موازات برگوارگی‌ها رشد کرده و در امتداد آنها تمرکز یافته است. عملکرد پهنه‌برشی بر کانسار عبدالصمدی (شکل ۳-الف)، به صورت رخداد ساختارهای دگرشکلی شکنا و شکل‌پذیر در مقیاس‌های مژوسکوپی و میکروسکوپی مشاهده می‌شود.

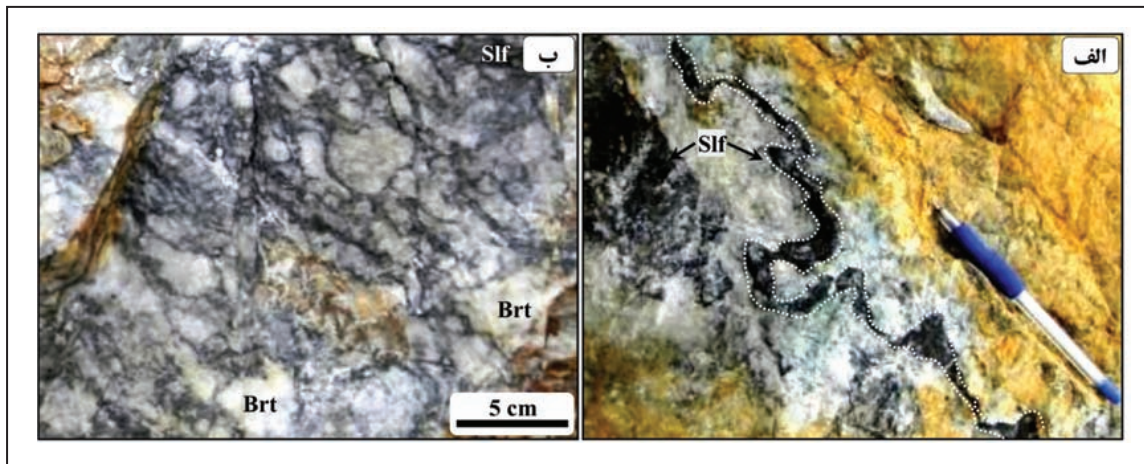
در مقیاس رخنمون و نمونه دستی، دگرشکلی در بخش چینه‌سان کانسار به صورت برشی شدن، رخداد برگوارگی میلوئیتی، فابریک‌های C و S و چین‌خوردگی در نوارهای سولفیدی مشهود است (شکل ۸). مهم‌ترین سیماهای دگرشکلی در مقیاس میکروسکوپی به صورت نواربندی میلوئیتی، خردشدگی، چین‌خوردگی، طولیل‌شدگی، چرخش کانه‌ها و رخداد حاشیه‌های کرنش (Strain fringe) نمود و تظاهر دارد (شکل ۹).

حاشیه‌های کرنش یکی از متداول‌ترین فابریک‌های دگرشکلی در بخش چینه‌سان کانسار است، که به صورت رشد فیبرهای کوارتز در حاشیه‌های پیریت دیده می‌شود. پیریت‌های مذکور، که گاه واجد بافت‌های کلوفرم و فرامبوئیدال هستند، کم‌وبیش در جهت برگوارگی کشیده شده و یا چرخیده‌اند (شکل ۹). در بخش استرینگر نیز، پیریت‌ها متأثر از دگرشکلی‌های حاصل از عملکرد پهنه‌برشی، فابریک‌های خردشدگی، حاشیه‌های کرنش و سایه فشاری (Pressure shadow) نشان می‌دهند.

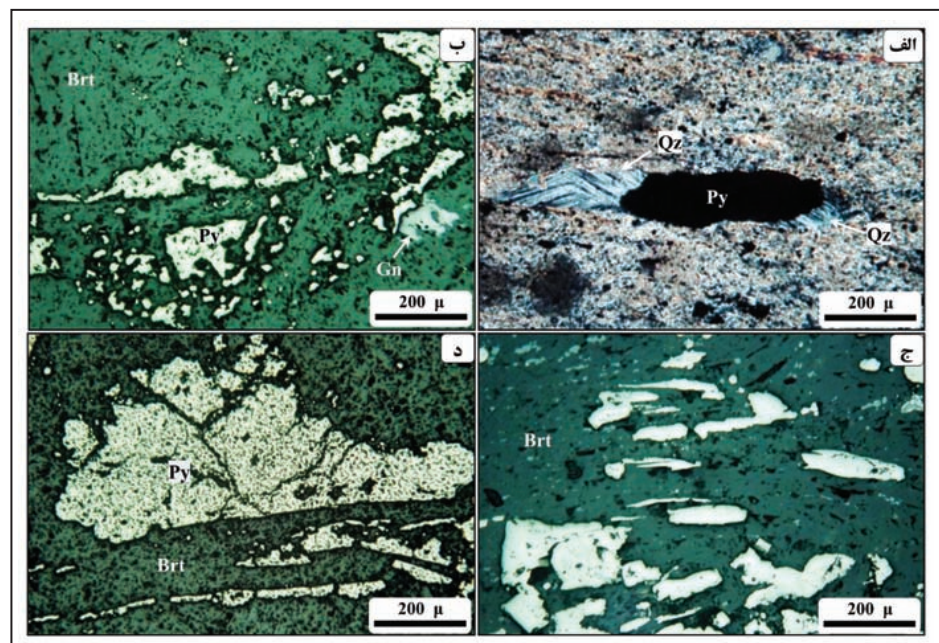
۶- ریزدماسنجی میانبارهای سیال

به منظور شناخت ماهیت فیزیکوشیمیایی و بررسی روند تغییرات شیمی و حرارتی سیالات کانه‌ساز، ۴ مقطع دوبر صیقل از نمونه‌های باریتی بخش چینه‌سان کانسار عبدالصمدی، با کمترین درجات دگرشکلی و دارای میانبارهای سیال اولیه مناسب مطالعه شدند.

مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال کانسار عبدالصمدی، در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران به کمک صفحه گرم‌کننده و منجمدکننده (Stage: THMS600) با مدل Linkam انجام شد که روی میکروسکوپ Zeiss نصب است. دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶ تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. مطالعات ریزدماسنجی روی ۴۸ میانبار سیال اولیه از نمونه‌های باریتی انجام شده است (جدول ۱).



شکل ۸- شواهدی از دگرشکلی‌های حاصل از عملکرد پهنه‌برشی در کانسنگ چینه‌سان، که در مقیاس‌های نمونه دستی و رخنمون، به صورت: الف) چین‌خوردگی نوارهای سولفیدی و ب) برشی شدن مشاهده می‌شود. Sif: سولفید و Brt: باریت.



شکل ۹- بافت‌های میکروسکوپی حاصل از دگرشکلی‌های ایجاد شده در کانسار. الف، ب و ج) رخداد کوارتز در حاشیه‌های کم فشار پیریت، با بافت سایه فشاری (strain shadow)؛ د) همان شکل ج در نور انعکاسی؛ ه) بافت کاتاکلاستیک (cataclastic) حاصل از خرد و برشی شدن پیریت‌ها؛ و) همان تصویر ه در نور انعکاسی؛ ز و ح) نمونه‌ای دیگر از بافت کاتاکلاستیک در پیریت‌ها. در دو تصویر اخیر، پیریت‌های خرد شده به موازات برگوارگی میلوئیتی جهت یافتگی نشان می‌دهند. Brt: باریت، Gn: گالن، Py: پیریت و Qz: کوارتز.

جدول ۱- خلاصه داده‌های مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال اولیه دوفازی (LV) در کانی‌های باریت کانسار باریت عبدالصمدی.

Incl. type	Size (μm)	T_e ($^{\circ}\text{C}$)	T_{m-ice} ($^{\circ}\text{C}$)	T_h ($^{\circ}\text{C}$)	Salinity (wt. % NaCl equiv.)	ρ (g/cm^3)
LV (n=48)	۵-۱۸	-۲۱/۲ تا -۳۰	-۳/۵ تا -۰/۳	۲۱۵ تا ۱۱۵ (۱۵۱)	۵/۸۶ تا ۰/۲۱ (۲/۴۵)	۰/۸-۰/۹۵

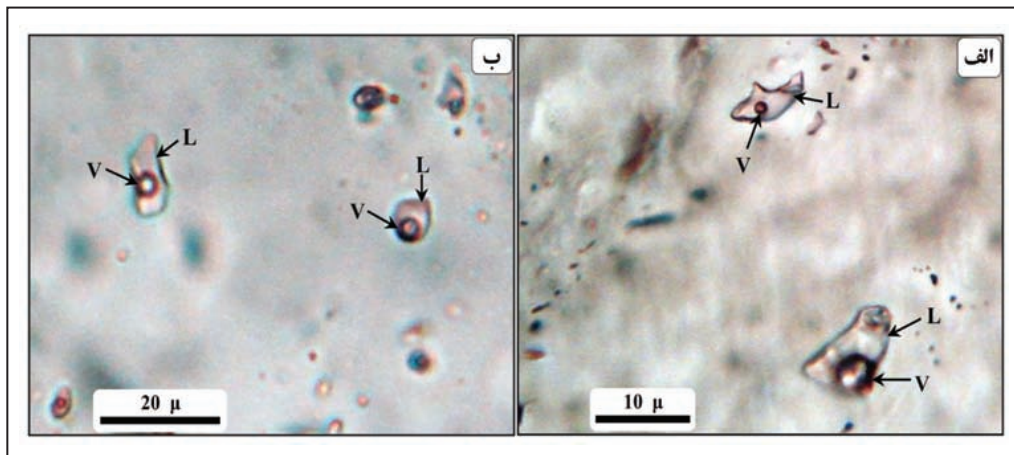
اعداد داخل پرانتز معرف میانگین داده‌هاست. n = تعداد میانبارها، T_e = دمای اولین نقطه ذوب یخ، T_{m-ice} = دمای ذوب آخرین قطعه یخ، T_h = دمای همگن‌شدگی.

در نمونه‌های مورد مطالعه، تنها میانبارهای سیال دو فازی مایع-گاز (LV)، به لحاظ اولیه و درشت‌تر بودنشان مطالعه شدند و از مطالعه میانبارهای تک‌فازی گاز و مایع، به جهت ثانویه بودن و اندازه کوچک آنها صرف نظر شد. همان‌طور که در شکل ۱۱- الف آمده است، محدوده دمای همگن‌شدگی برای نمونه‌های باریتی از ۱۱۵ تا ۲۱۵ با میانگین ۱۵۱ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد. در این نمونه‌ها نیز همگن‌شدگی به فاز مایع صورت گرفته است.

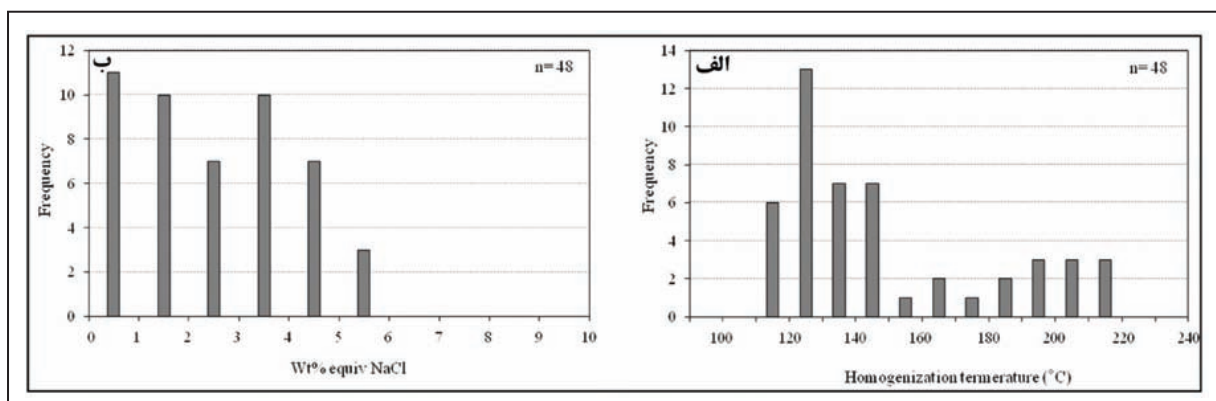
محدوده اولین نقطه ذوب یخ یا اتکتیک (T_e) در میانبارهای مطالعه شده، از -۲۱/۲ تا -۳۰ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد که نشان می‌دهد سیال کانه‌ساز، به صورت یک شورابه ساده تشکیل شده از NaCl نیست، بلکه ممکن است علاوه بر سدیم، حاوی نمک‌های منیزیم، پتاسیم، کلسیم، آهن و منگنز نیز بوده باشد (Valenza et al., 2000). محدوده آخرین نقطه ذوب یخ (T_m ice) در نمونه‌های مذکور، از -۰/۳ تا -۳/۵ درجه سانتی‌گراد ثبت شد، که به ترتیب معادل شوری‌های ۰/۲۱ تا ۵/۸۶ درصد وزنی NaCl هستند (شکل ۱۱- ب).

به لحاظ شکل ظاهری و با توجه به پارامترهای (Roedder (1984) و Shepherd et al. (1985)، میانبارهای سیال در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان به ترتیب فراوانی، به اشکال نامنظم، کشیده و کروی تقسیم‌بندی کرد. میانبارهای سیال در سه نوع: الف) دوفازی مایع-گاز (LV)، ب) تک‌فاز مایع (L) و ج) تک‌فاز گاز (V) مشاهده شدند. البته در یکی از میانبارها CO_2 نیز مشاهده شد.

از لحاظ اندازه، میانبارهای سیال مورد مطالعه، ریز تا بسیار ریز هستند و اندازه آنها کوچک‌تر از ۱۸ میکرون است. پتروگرافی نمونه‌ها حاکی از آن است که تنها میانبارهای دوفازی نوع LV، که از دیگر انواع میانبارها بزرگ‌تر هستند، شواهدی از اولیه بودن نشان می‌دهند. میانبارهای سیال دوفازی مایع-گاز (LV) با درجه پرشدگی ۰/۷ تا ۰/۸۵، اغلب با اشکال نامنظم در باریت میزبان پراکنده شده‌اند (شکل ۱۰). اغلب میانبارهای تک‌فازی مایع (L) و گاز (V) آرایشی از میانبارهای ریز (اغلب کوچک‌تر از ۳ میکرون) در ریزشکستگی‌های ترمیم شده نشان می‌دهند، که به احتمال در اثر فرایندهای دگرشکلی و تبلور مجدد تکتونیکی ایجاد شده است.



شکل ۱۰- میانبارهای سیال اولیه دوفازی (LV) در باریت‌های بخش چینه‌سان کانسار (L: Liquid، V: Vapor).



شکل ۱۱- نمودارهای: الف) دماهای یکنواختی و ب) درجات شوری برای میانبارهای سیال در بخش چینه‌سان کانسار.

۷- تیپ کانی‌سازی

محققین ذخایر سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد را با توجه به ویژگی‌های مختلف از جمله محتوای فلزی (Franklin et al., 1981)، محیط زمین‌شناسی (Sangster and Scott, 1976)، ترکیب سنگ‌های میزبان و موقعیت تکتونیکی (Sawkins, 1990) تقسیم‌بندی کرده‌اند؛ بر اساس (Franklin et al., 2005)، مهم‌ترین انواع کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد بر مبنای ویژگی‌های لیئوتکتونیکی شامل تیپ‌های مافیک (Cyprus type)، بایومدال مافیک

(Noranda type)، پلیتیک- مافیک (Besshi type)، بایومدال فلسیک (Kuroko type) و سیلیسی کلاستیک فلسیک (Bathurst type) هستند. در این دسته‌بندی مهم‌ترین شاخص‌های کاربردی برای تفکیک کانسارهای VMS از یکدیگر، ترکیب سنگ‌شناختی توالی چینه‌ای در برگیرنده کانسار و نوع معدنی است که با استفاده از این دو شاخص اصلی، کانسار باریت عبدالصمدی در رده کانسارهای تیپ کوروکو قرار می‌گیرد (جدول ۲).

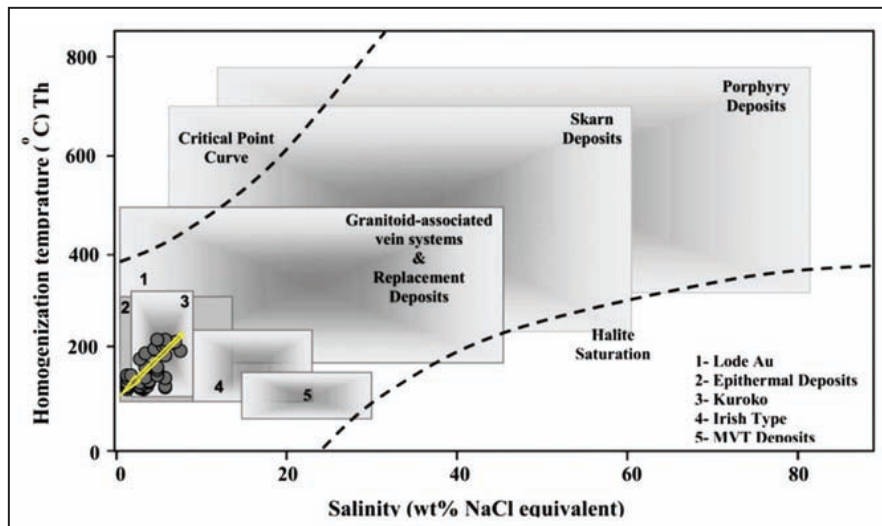
ویژگی‌های شاخص	کانسار عبدالصمدی	تیپ سیلیسی کلاستیک فلسیک (Bathurst)	تیپ بایومدال فلسیک (Kuroko)	تیپ بایومدال مافیک (Noranda)	تیپ پلیتیک مافیک (Besshi)	تیپ مافیک - انترافیک (Cyprus)
محیط زمین‌شناختی	کمانی	کمانی و پشت کمانی	کمانی و پشت کمانی	کمان‌های نوظهور اقیانوسی	پشت کمانی و کافت‌های فاره‌ای	پشته‌های میان اقیانوسی و پشت کمانی
سنگ‌های میزبان و همراه	گدازه آندزیتی (کمر پایین) و شیل آهکی (کمر بالا)	داسیت، ریزیت و شیل سیاه	ریولیت، داسیت و سنگ‌های آذرآواری فلسیک	بازالت، آندزیت و سنگ‌های آذرآواری	بازالت، آندزیت، بازالت، شیل سیاه، سیلتستون و ماسه‌سنگ	بازالت‌های بافی و سنگ‌های انترافیک
کانی‌های معدنی	اسفالریت، گالن، پیریت، آرسنوپیریت، پیریت و تروآندریت	اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت و تروآندریت	اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت و تروآندریت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و تروآندریت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مگنیت و پیریت	پیریت و کالکوپیریت
کانی‌های باطله	بازالت (فواون) و کوارتز	کریات، کوارتز، سرسپت و باریت	بازالت (فواون) و کوارتز	کلیت، کوارتز و کریات	کلیت، کوارتز، سرسپت و اپیدوت	کوارتز، ژاسپر و کلیت
عمده عناصر فلزی	Zn, Pb, Cu	Zn, Pb, Cu	Pb, Zn	Cu, (Zn)	Cu, Zn	Cu
دگرسانی	سیلیسی، سرسپتی، پیریتی	سرسپتی، سیلیسی، کربتی، کلسیتی	سرسپتی، پیریتی، سیلیسی، کربتی	کربتی، سرسپتی	کربتی، سیلیسی، سرسپتی، اپیدوتی	کربتی، سیلیسی

جدول ۲- مقایسه ویژگی‌های شاخص کانسار باریت عبدالصمدی با تیپ‌های مختلف کانسارهای سولفید توده‌ای (VMS) بر اساس رده‌بندی (Franklin et al., 2005).

نتیجه واکنش با آب سرد دریا، کانه‌های اولیه ریزدانه را نهشته می‌سازند. کانی‌هایی که در این مرحله تشکیل می‌شوند، عمدتاً از کانسنگ سیاه (یعنی پیریت، اسفالریت، گالن، تتراندريت و باریت) تشکیل شده‌اند. در مرحله دوم، فرایند جان‌شینی کانه‌های تشکیل شده در مرحله اول توسط سیالات گرمایی داغ‌تر اتفاق می‌افتد. یعنی در مرحله دوم در اثر واکنش سیالات داغ‌تر ($T=280-350^{\circ}\text{C}$) با کانی‌هایی که قبلاً در کانسار تشکیل شده بودند، کانسنگ زرد (کالکوپیریت و بورنیت) و بالاخره کانسنگ غنی از پیریت تشکیل می‌شوند. ویژگی‌های دما و شوری میانبارهای سیال در کانسار عبدالصمدی، با ویژگی سیالات کانه‌ساز توصیف شده برای کانسارهای سولفید توده‌ای نوع کوروکو (Pisutha-Armond and Ohmoto, 1983; Wilkinson, 2001) قابل مقایسه است (شکل ۱۲).

با این تفاوت که دمای سیال در کانسار عبدالصمدی در حدی بوده که فقط به تشکیل کانسنگ سیاه منجر شده و نتوانسته است کانسنگ‌های زرد و پیریتی را تشکیل دهد.

Marumo (1989) نیز کانسارهای تیپ کوروکو را بر اساس نسبت کل سولفید به سولفات و وسعت بخش چینه‌سان به بخش استوک‌ورک (پهنه استرینگر)، به ۴ گروه الف) کانسارهای تیپ کوروکو (شاخص)، ب) کانسارهای باریت کوروکو، ج) کانسارهای ژپیس کوروکو و د) کانسارهای رگه و رگچه‌ای کوروکو تقسیم کرده است. در این تقسیم‌بندی به ترتیب از الف به د، نسبت سولفید به سولفات و وسعت بخش چینه‌سان کاهش می‌یابد. بر مبنای این تقسیم‌بندی، کانسار باریت عبدالصمدی در محدوده کانسارهای کوروکو (شاخص) و با توجه به نسبت حجم و ابعاد بخش سولفیدی به بخش سولفاتی Marumo (1989) در رده کانسارهای باریت کوروکو (Kuroko barite) قرار می‌گیرد. بر طبق مدل پیشنهاد شده توسط Ohomot et al. (1983) و Ohomot (1996) اغلب کانسنگ‌های سولفید توده‌ای (تیپ کوروکو) در طی دو مرحله روی کف دریا تشکیل می‌شوند. در مرحله اول، سیالات هیدروترمال داغ ($T=150-350^{\circ}\text{C}$)، در



شکل ۱۲- محدوده دمای یکنواختی نسبت به درجه شوری میانبارهای سیال در کانسارهای مختلف (Wilkinson, 2001). نتایج میانبارهای سیال در کانسار باریت عبدالصمدی، با ویژگی سیالات کانه‌ساز توصیف شده برای کانسارهای تیپ کوروکو قابل مقایسه است. روند تغییرات دمای یکنواختی و شوری سیالات کانی‌ساز، که با پیکان زرد رنگ نشان داده شده است، نشان‌دهنده سرد و رقیق شدن سیال کانه‌دار در اثر اختلاط با آب دریا است.

کرتاسه پایانی رخ داده است، متشکل از یک عدسی باریتی همراه با کانه‌های سولفیدی بوده که بر روی واحد متاآندزیت دگرسان شده (بخش استرینگر) و در زیر واحد شیل آهکی قرار گرفته است. مطالعه میانبارهای سیال روی نمونه‌های باریتی بخش چینه‌سان نشان می‌دهد که این بخش محصول نهشت سیالات گرمایی کم‌دما و با شوری پایین است که به صورت رخساره ریزدانه کانسنگ سیاه تشکیل شده است؛ از این رو کانسار باریت عبدالصمدی شکل ناقص و تکامل نیافته از یک کانسار تیپ کوروکو است که تنها کانسنگ سیاه در آن تشکیل شده و فاقد بخش‌های کانسنگی زرد و پیریتی است. این کانسار بعد از تشکیل، متحمل دگرگونی و دگرشکلی شده و تغییرات محسوسی را در ساخت و بافت کانه‌ها پذیرا شده است.

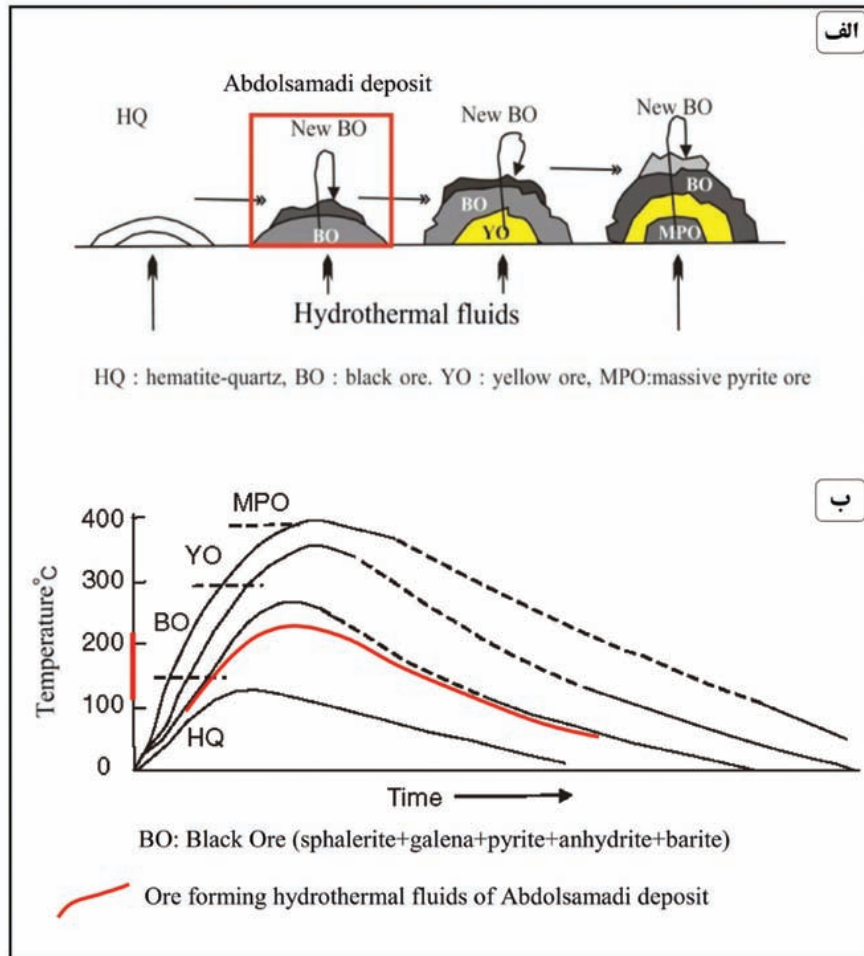
بیشترین شدت دگرشکلی در راستای پهنه برشی، به ویژه در همبرمی قاعده بخش چینه‌سان و پهنه استرینگر، رخ داده که با تشکیل فابریک‌های دگرشکلی (از جمله نواربندی میلوئیتی، خردشدگی، چین خوردگی، طولیل‌شدگی و حاشیه‌های کرنش) نمود یافته است.

بر اساس مطالعه میانبارهای سیال، کانی‌سازی باریت (و سولفید) در بخش چینه‌سان کانسار عبدالصمدی، محصول نهشت یک مرحله از سیالات گرمایی کم‌دما (با میانگین ۱۵۱ درجه سانتی‌گراد) و با شوری پایین (۰/۲۱ تا ۵/۸۶ درصد وزنی معادل نمک طعام) است که به صورت رخساره ریزدانه کانسنگ سیاه (با بافت‌های فراموبیدال و کلوفرم) تشکیل شدند. به علت دمای کم سیال کانه‌ساز، فرایند پالایش پهنه‌ای، که مستلزم افزایش حرارت سیال از دمای حدود ۲۰۰ به بالاتر از ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد است تا گذر کانسنگ سیاه به کانسنگ زرد و متعاقباً کانسنگ پیریتی را امکان‌پذیر سازد، رخ نداده است. از این رو کانسار باریت عبدالصمدی شکل ناقص و تکامل نیافته از یک کانسار تیپ کوروکو است که تنها کانسنگ سیاه در آن تشکیل شده و فاقد بخش‌های کانسنگی زرد و پیریتی است (شکل ۱۳).

۸- نتیجه‌گیری

کانسار باریت عبدالصمدی، که در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی دگرگون شده

شکل ۱۳- الف) مدل تشکیل و تکامل یک کانسار سولفیدی توده‌ای کوروکو؛ ب) تاریخچه حرارتی سیالات گرمایی تخلیه شونده (براساس Ohmoto et al. (1983) و Ohmoto (1996). در شکل الف، موقعیت کانسار باریت عبدالصمدی، منطبق با کانسنگ سیاه مدل، با کادر قرمز نشان داده شده است. در شکل ب، شرایط حرارتی سیال کانه‌ساز عبدالصمدی، با نمودار قرمز نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، در تشکیل کانسار عبدالصمدی، تنها یک مرحله سیال کم‌دما شرکت داشته است.



سپاسگزاری

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از دانشگاه تربیت مدرس به خاطر حمایت‌های مالی و از مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به جهت انجام برخی از آزمایش‌ها و مطالعات میان‌راهی سیال تشکر کنند.

همچنین از سردبیر و داوران محترم فصلنامه علوم زمین، به خاطر راهنمایی‌های ارزنده علمی‌شان که منجر به غنای بیشتر مقاله حاضر شده است، تشکر می‌شود.

کتابنگاری

- بهاروندی، ا.، لطفی، م.، قادری، م.، جعفری، م. و تاج‌الدین، ح.ع.، ۱۳۹۶- کانه‌زایی و مطالعات میان‌راهی سیال و ایزوتوپ گوگرد در کانسار شکرپیگ، جنوب باختر مهاباد، پهنه سندیج- سیرجان، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۳، ص. ۲۰۱ تا ۲۱۸.
- تاج‌الدین، ح.ع.، ۱۳۸۵- کنترل و معرفی محدوده‌های امیدبخش معدنی در ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ آلوت، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- تاج‌الدین، ح.ع.، راستاد، ا.، یعقوب‌پور، ع. و محجل، م.، ۱۳۸۹- مراحل تشکیل و تکوین کانسار سولفید توده‌ای غنی از طلای باریکا، خاور سردشت، سندیج- سیرجان شمالی: بر اساس مطالعه ساخت، بافت و میکروترمومتری سیالات درگیر. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱، جلد ۲، ص. ۹۷ تا ۱۲۱.
- حسنخانیلو، س.، ۱۳۹۴- زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرشکلی و ژنز کانسار باریت عبدالصمدی در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین، شمال خاور مریوان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.
- شاه‌پسندزاده، م. و گورابجیری‌پور، م.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ ورقه باینجوب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- یارمحمدی، ع.، راستاد، ا.، محجل، م.، شمس، م. ج.، ۱۳۸۷- رخداد طلای باریکا: کانه‌زایی تپ ماسیو سولفید ولکانوژنیک غنی از طلا در ایران. مجله علوم دانشگاه تهران. جلد ۳۴، شماره ۱، ص. ۴۷ تا ۶۰.

References

- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008- Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *J. Geodyn.* 45: 178-190.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009- Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *J. Geodyn.* 47: 167-179.

- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R. and Galley, A. G., 2005- Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, 523–560.
- Franklin, J. M., Sangster, D. M. and Lydon, J. W., 1981- Volcanic-associated massive sulfide deposits, in Skinner, B. J., ed., *Economic Geology Seventy-Fifth Anniversary Volume*, Society of Economic Geologists, p. 485-627.
- Gu, L. X., Zheng, Y., Tang, X. Q., Zaw, K., Della-Pasque, F., Wu, C. Z., Tian, Z., Lu, J. J., Ni, P., Li, H., Yang, F. and Wang, X. J., 2007- Copper, gold and silver enrichment in ore mylonites within massive sulphide orebodies at Hongtoushan VHMS deposit, N.E. China. *Ore Geology Reviews* 30: 1–29.
- Hall, D. L., Sterner, S. M. and Bodnar, R. J., 1988- Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Econ. Geol.* 83, 197-202.
- Hastorun, S., Renaud, K. M. and Lederer G. W., 2016- Recent Trends in the Nonfuel Minerals Industry of Iran. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, p.28.
- Marumo, K., 1989- The barite ore fields of Kuroko – type of Japan. In: *Non-metaliferous ore fields: M.K Brodtkorb*. London (Chapman & Hall), pp.201-231.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *J. Asian Earth Science* 21: 397–412.
- Ohmot, H., Mizukami, M., Drummond, S. E., Eldridge, C. S., Pisutha–Arnond, V. and Lenagh, T. C., 1983- Chemical processes of Kuroko formation. *Econ. Geol. Monogr.* 5, 570-604.
- Ohmoto, H., 1996- Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective. *Ore Geology Reviews*, 10: 135-177.
- Pisutha–Arnond, V. and Ohmoto, H., 1983- Thermal history and chemical and isotopic compositions of the ore – forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroko district of Japan. *Econ. Geol., Monogr.* 5: 198-223.
- Roedder, E., 1984- Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12, 644 pp.
- Sangster, D. F. and Scott, S. D., 1976- Precambrian, stratabound massive Cu–Zn–Pb sulfide ores in North America. In: Wolf, K.H. (Ed.), *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, vol. 6. Elsevier, pp. 129–222.
- Sawkins, El. , 1990- Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 461 pp.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. and Alderton, D. H. M., 1985- A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie, Glasgow, 239 pp.
- Sterner, S. M., Hall, D. L. and Bodnar, R. J., 1988- Synthetic fluid inclusions V: solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vaporsaturated conditions. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, Vol: 52(5), p: 989-1005.
- Tiwary, A., Deb, M. and Cook, N. J., 1998- Use of pyrite microfabric as a key to tectono-thermal evolution of massive sulphide deposits - an example from Deri, southern Rajasthan, India. *Mineralogical Magazine* 62: 197–212.
- U. S. Geological Survey, 2016- Mineral Commodity Summaries 2016: U.S. Geological Survey, January, 202 p., <http://dx.doi.org/10.3133/70140094>.
- Valenza, K., Moritz, R., Mouttaqi, A., Fontignie, D. and Sharp, Z., 2000- Vein and karst barite deposits in the western Jebilet of Morocco: Fluid inclusion and isotope (S, O, Sr) evidence for regional fluid mixing related to central Atlantic Rifting. *Economic Geology*, 95(3): 587-606.
- Vokes, F. M., 1969- A review of metamorphism of sulphide deposits. *Earth-Science Reviews* 5 (2): 99–143.
- Vokes, F. M., 2000- Ores and metamorphism: introduction and historical perspectives. *Reviews in Economic Geology* 11: 1–18.
- Wagner, T., Jonsson, E. and Boyce, A. J., 2005- Metamorphic ore remobilization in the Hallefors district, Bergslagen, Sweden: Constraints from mineralogical and small-scale sulphur isotope studies. *Mineralium Deposita* 40: 100–114.
- Wilkinson, J. J., 2001- Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: *Lithos*, v.55, p.229-272.
- Zaw, K., Huston, D. L. and Large, R. R., 1999- A chemical model for remobilisation of ore constituents during Devonian replacement process within Cambrian VHMS Rosebery deposit, western Tasmania. *Economic Geology* 94: 529–546.
- Zaw, K., Large, R. R., Huston, D. L., 1997- Petrological and geochemical significance of a Devonian replacement zone in the Cambrian Rosebery massive sulphide deposit, western Tasmania. *Canadian Mineralogist* 35: 1325–1349.

Geology, mineralogy and fluid inclusion studies of the Abdossamadi barite deposit, Northeast Marivan

H. A. Tajeddin^{1*}, S. Hassankhanlou² and M. Mohajjel³

¹Assistant Professor, Department of Economic Geology, Faculty of Basic Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

²M.Sc. Department of Economic Geology, Faculty of Basic Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³Associate Professor, Department of Structural Geology, Faculty of Basic Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 2017 April 17

Accepted: 2017 September 26

Abstract

Abdossamadi barite deposit is located 80 km northeast of the city of Marivan in the northwestern part of the Sanandaj–Sirjan metamorphic zone. The rocks in the deposit area predominantly consist of Cretaceous volcanosedimentary sequences of metamorphosed andesite, calcareous shale and limestone, metamorphosed under greenschist facies grade. The deposit is composed of stratiform ore and stringer zone. The stratiform ore consists of a lens-like barite body associated with sulfide minerals which are underlain by metamorphosed (and altered) andesite (stringer zone) and was under the calcareous shale. Sulfide mineral assemblages of the deposit are simple and consist of pyrite, sphalerite, galena, chalcocopyrite, and tetrahedrite-tennantite. Massive, bedded, colloform, framboidal and disseminated structures and textures are common in the stratiform ore and indicate deposition of the deposit on the sea floor. The stringer zone that forming footwall of the stratiform ore is altered andesite that cut by sulfide-bearing quartz-barite veins and veinlets. Fluid inclusion studies indicated that barite samples in the stratiform ore homogenized between 115° and 215°C. Salinities of the fluid inclusions show a range from 0.21 to 5.86 wt.% NaCl equivalent. Cooling of the ore-bearing hydrothermal fluid is an important process in the stratiform ore deposition. This study shows that the barite deposit is an immature Kuroko type massive sulfide deposit, which contains only black ore. The deposit underwent metamorphism and deformation after the ore deposition and therefore, shows significant changes in ore structures and textures.

Keywords: Barite deposit, Stratiform, Fluid inclusions, Kuroko, Abdossamadi, Marivan.

For Persian Version see pages 97 to 108

*Corresponding author: H. A. Tajeddin; E-mail: h.tajeddin@modares.ac.ir