

# مطالعه دگرسانی، کانه‌زایی و سیالات درگیر در کانسار روی-سرب حوض سفید (ایران مرکزی)

قدرت‌اله رستمی پایدار<sup>(۱)</sup>

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد اهواز، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۹/۰۹

تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۲/۱۵

## چکیده

کانسار روی-سرب حوض سفید در ۱۷ کیلومتری شمال شرق شهرستان اردکان در زون ایران مرکزی واقع شده است. سنگ میزبان این کانسار، سنگ‌های کربناته دولومیتی شده با سن کرتاسه پایین است. در این محدوده سه واحد سنگی عمده وجود دارد. پایین‌ترین واحد سنگی، سازند سنگستان است و عمدتاً شامل شیل و سیلتستون با میان‌لایه‌های کالک‌آرنایت می‌باشد. سازند سنگستان توسط دولومیت و سنگ آهک دولومیتی و آنکریتی سازند تفت پوشیده می‌شود. سازند آبکوه شامل سنگ آهک چرتی و سنگ آهک رسی به همراه سنگ آهک ریفی توده‌ای است که بر روی سازند تفت قرار گرفته است. قرارگیری سنگ میزبان کانسار در افق چینه‌ای کربناته کرتاسه پایین به همراه شواهد زمین‌شناسی دیگر، موید این مطلب است که این کانسار در ابتدا در شرایطی مشابه با کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی شکل گرفته است. از جمله این شرایط می‌توان به وجود توالی‌های تبخیری و کربناته، به‌ویژه افق‌های دولومیتی‌شده گرمایی، نبود و یا عدم تاثیر توده‌های آذرین و وجود گسل‌های مهم و کنترل‌کننده اشاره نمود. کانسنگ اولیه کانسار از نوع سولفیدی و شامل اسفالریت، گالن و پیریت است. کانسنگ سولفیدی اولیه در نتیجه قرارگیری در شرایط اکسیدان سطحی و تحمل دگرسانی به کانسنگ غیرسولفیدی تبدیل شده است. در نتیجه کانی‌های سولفیدی اولیه به کانی‌هایی نظیر همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت، سروریت و انگلزیت تبدیل شده‌اند. کانسنگ غیرسولفیدی که در توالی‌های دولومیتی شده، در محل درزه‌ها و شکستگی‌های ساختاری تشکیل شده‌اند، در بسیاری از موارد دارای بافت کلوفرم هستند. بنابراین می‌توان پذیرفت که این نوع کانسنگ تحت تاثیر سیالات گرمایی دما پایین تشکیل شده است. دو نوع سیال درگیر در رگه‌های کربناته حضور دارند (نوع اول (I) میانبارهای تک فازه آبگین، نوع دوم (II) میانبارهای دو فازه آبگین (L+V)) و براساس مطالعات دماسنجی سیالات درگیر، دمای همگن‌شدن بین ۱۵۰ تا ۲۶۰ درجه سانتیگراد است. شوری سیالات پایین تا متوسط است (۰/۳۳ تا ۱۴/۲۶ درصد وزنی معادل نمک طعام). مکانیسم اصلی نهشت، گرمایش ناشی از کاهش فشار تا جوشش یک سیال با میزان دی‌اکسیدکربن کم (۰/۶۲ تا ۰/۹۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب است) می‌باشد. شواهدی از قبیل عدم یکنواختی درجه پرشدگی سیالات درگیر و وجود نمونه‌هایی از حفرات دارای سیال غنی از فاز بخار، بیانگر جوشش موضعی سیال کانه‌دار در محل شکستگی‌ها و گسل‌ها می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: کانسار حوض سفید، روی-سرب، سازند تفت، سیالات درگیر، ایران مرکزی.

## مقدمه

است، بنابراین ارزش اقتصادی بالاتری دارند (Sangster, 2003). در ایران مرکزی سنگ‌های کربناته با سن کرتاسه نقش مهمی به‌عنوان میزبان کانه‌زایی سرب و روی دارند (Bazargani et al., 2013). کانسار روی-سرب حوض سفید در خرده قاره ایران مرکزی در سنگ‌های کربناته به سن کرتاسه پایین قرار دارد و از جمله کانسارهایی است که تحت تاثیر سیالات گرمایی قرار گرفته است. چینه‌شناسی کانسار حوض سفید شامل سه سازند رسوبی متعلق به کرتاسه است. سازند سنگستان که در قاعده قرار گرفته است، توسط سازند تفت پوشیده می‌شود و هر دو سازند اخیر با سازند آبکوه پوشیده می‌شوند. سازند تفت عمدتاً شامل سری‌های کربناتی است که تحت تاثیر دولومیت‌زایی قرار گرفته است و میزبان اصلی ماده معدنی است (رستمی پایدار و همکاران، ۱۳۹۵). با توجه به گستردگی سنگ‌های کربناته که پتانسیل میزبانی کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی (سوپرژن و هیپوژن) را دارند. در این تحقیق سعی شده است تا با نشان دادن ارتباط کانه‌زایی روی و سرب غیرسولفیدی با دولومیتی شدن اپی ژنتیک سنگ‌های کربناته و شناسایی این مناطق، بتوان وسعت مناطق اکتشافی را کاهش داد. بر این اساس از اطلاعات چاه‌نگاری و حفاری انجام شده در محدوده کانسار روی و سرب غیرسولفیدی حوض سفید استفاده شده و این داده‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

## روش مطالعه

عملیات صحرایی جهت بررسی و تفکیک واحدهای سنگی محدوده کانسار، مطالعه سنگ دربرگیرنده و مناطق دگرسانی انجام شد و در مجموع تعداد ۳۲ نمونه برداشت گردید. در ادامه تعداد ۱۴ مقطع نازک از سنگ میزبان و زون کانه‌دار به منظور مطالعات پتروگرافی، ۱۲ مقطع صیقلی از تیپ‌های مختلف کانه‌ها به منظور مطالعه بافت و پاراژنز و شش مقطع دوبر صیقل از کلسیت، دولومیت و کوارتز همراه رگه‌های کانه‌دار اصلی به منظور مطالعات میکروترمومتری تهیه شد. با توجه به فراوانی کانی‌های کربناته در منطقه، به دلیل شفافیت و فراوانی مناسب آن نمونه‌هایی از رگه‌ها برداشت شد. در ابتدا به مطالعه پتروگرافی و تعیین شکل و ویژگی‌های زایشی سیالات درگیر پرداخته شد. سپس

فعالیت گرمایی در یک حوضه رسوبی نه تنها تاثیر قابل توجهی بر روی دما، فشار و شرایط شیمیایی دارد، بلکه نقش مهمی در واکنش سیال با سنگ، مهاجرت و تجمع در حوضه رسوبی ایفا می‌کند (Yuqiang et al., 2016). این فعالیت‌های گرمایی از مهاجرت سیال به درون سنگ یا سیالات حبس‌شده درون سنگ میزبان در جایی که سیالات دارای دمای بسیار بالاتر (حداقل ۵ درجه سانتیگراد) از سنگ‌های اطراف خود هستند به وجود می‌آیند (Davies and Smith, 2006). در شمال آمریکا، کانسارهای با سنگ میزبان دولومیتی ناشی از فعالیت‌های گرمایی که در امتداد خطوط ساختاری تشکیل شده‌اند، برای بیش از یک‌صد سال مورد مطالعه قرار گرفته‌اند، در حالیکه در مناطق دیگر جهان، سنگ میزبان دولومیتی فقط در ۲۵ سال اخیر مورد مطالعه قرار گرفته است. در نتیجه به منظور بهبود ایده‌های اکتشاف و پیشنهاد استراتژی اکتشاف جدید، مدل‌های دولومیت‌زایی بسیاری از حوضه‌های رسوبی باید مورد بررسی دوباره قرار گیرند (Yuqiang et al., 2016). بیش از ۳۰۰ کانسار و رخداد سرب و روی با سنگ میزبان رسوبی در ایران گزارش شده است (Rajabi et al., 2013). بخشی از این کانسارها در شکل ۲ نشان داده شده است. این کانسارها شامل انواع رسوبی-بروندمی، نوع ایرلندی و نوع دره می‌سی‌سی‌پی است که در سنگ‌های آواری و کربناتی به وجود آمده‌اند (Rajabi et al., 2012a, 2012b). بعضی از این کانسارها شامل کانه‌های سوپرژن غیرسولفیدی‌اند که بخش بزرگی از منابع سرب و روی ایران را تشکیل می‌دهند (Rajabi et al., 2013). کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی گروهی از کانسارها هستند که غالباً از کانی‌های سیلیکاته و کربناته روی و سرب تشکیل شده و بیشتر از اکسیداسیون کانسارهای روی و سرب سولفیدی ایجاد می‌شوند (رضائیان و همکاران، ۱۳۸۹). این کانسارها در مقایسه با کانسارهای سولفیدی، آینده جذاب‌تری در صنعت دارند، زیرا در مقایسه با کانسارهای سولفیدی، آلودگی زیست محیطی کمتری (کم بودن سرب و گوگرد) دارند و میزان انرژی مورد نیاز برای استحصال ماده معدنی از آنها کمتر

توجه معدنکاران واقع شده است. سنگ‌های سازندهای پالئوزوئیک و سنگ‌هایی با سن کرتاسه ارتفاعات منطقه را پدید آورده است. فعالیت‌های کوهزایی و در نتیجه آن ایجاد گسل‌ها، تراست‌ها، راندگی‌ها و چین-خوردگی‌ها تاثیر زیادی بر ساختمان زمین‌شناسی منطقه و به تبع آن تاثیر زیادی بر شکل‌گیری توپوگرافی منطقه داشته است؛ لیتولوژی نیز در شکل‌گیری توپوگرافی و ارتفاعات منطقه نقش بسزایی داشته است، به طوری که آهک‌های کرتاسه اغلب ارتفاعات دیواره‌ساز را تشکیل می‌دهد. سازندهای پالئوزوئیک مثل دزو، لالون، پادها و شتری که حاوی سنگ‌های سخت دولومیتی و ماسه‌سنگی-کوارتزی هستند، اغلب ارتفاعات و قله‌ها را تشکیل داده است و یا واحدهای نئوژن به علت سست و فرسایش پذیر بودن، تپه ماهورهای کم ارتفاعی را تشکیل داده است. در شکل ۳ ستون چینه‌شناسی کانسار حوض سفید به همراه افق کانه‌زایی سولفیدی و غیرسولفیدی روی و سرب نشان داده شده است.

### دگرسانی و کانه‌زایی در کانسار حوض سفید

در محدوده مورد مطالعه ماده معدنی به طور عمده در سطح به حالت نواحی دگرسان شده‌ای به رنگ زرد تا لیمویی در سنگ آهک‌های دولومیتی شده کرم تا قهوه‌ای رنگ گسترش یافته است (شکل ۴-الف). این نوار همواره بر روی بالاترین لایه‌های سنگ آهک درون دولومیت‌ها و آهک‌های دولومیت‌دار و در زیر لایه سنگ آهکی رسی و چرتی قرار دارد. در قسمت‌هایی که نوار کانه‌دار در سطح زمین رخنمون دارد، دگرسانی سبب اکسید شدن سولفیدهای موجود در آن شده است (شکل ۴-ب).

در کانسار حوض سفید دگرسانی عمدتاً از نوع برش انحلالی ریزشی سنگ میزبان، دولومیتی و سیلیسی شدن است که در زیر به توضیح آنها پرداخته می‌شود:

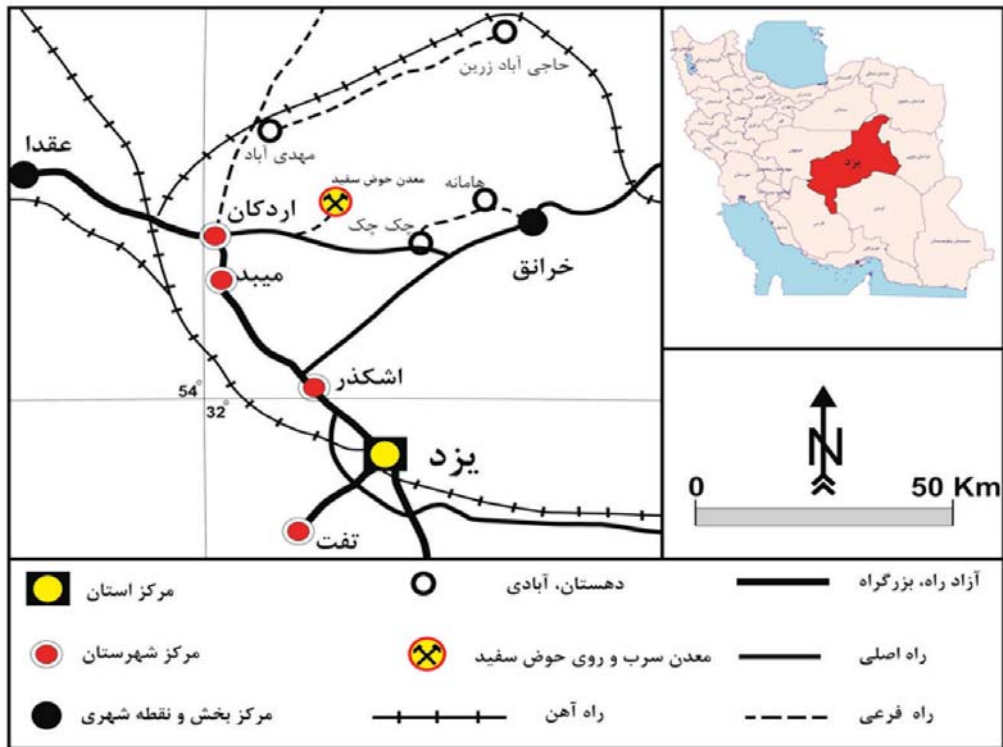
#### برش انحلالی ریزشی: برش انحلالی ریزشی از دگرسانی‌های

مشاهده شده در محدوده کانسار حوض سفید است. این فرآیند نتیجه واکنش‌های تولیدکننده اسید است که عموماً مرتبط با امتزاج سیالات است (Corbella et al., 2004). مهمترین عامل ایجاد کننده اسید، امتزاج سیالات غنی از گوگرد با یک سیال غنی از فلز و یا در مقادیر کمتر ناشی از کاهیده شدن

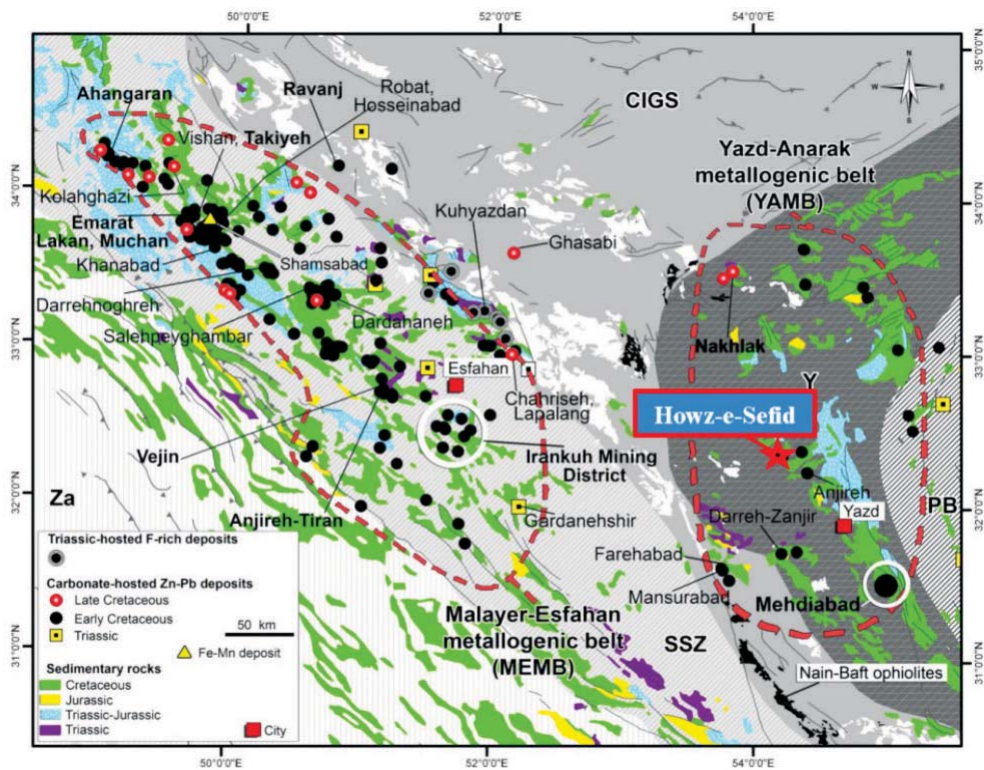
اندازه‌گیری میکروترمومتری سیالات درگیر در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه لرستان انجام شد. در نهایت برای نشان دادن ارتباط کانه‌زایی با دولومیتی شدن در این محدوده، از نتایج آنالیز ICP-OES حاصل از ۲۰۵ نمونه مغزه به دست آمده از پنج حلقه گمانه و ۴۱۱ نمونه پودری بدست آمده از ۳۲ چاه حفاری پودری استفاده شد. سپس مدل سه‌بعدی زمین‌شناسی و الگوی کانی‌سازی با استفاده از نرم‌افزار RockWorks ترسیم شد و مورد تحلیل قرار گرفت.

### زمین‌شناسی منطقه

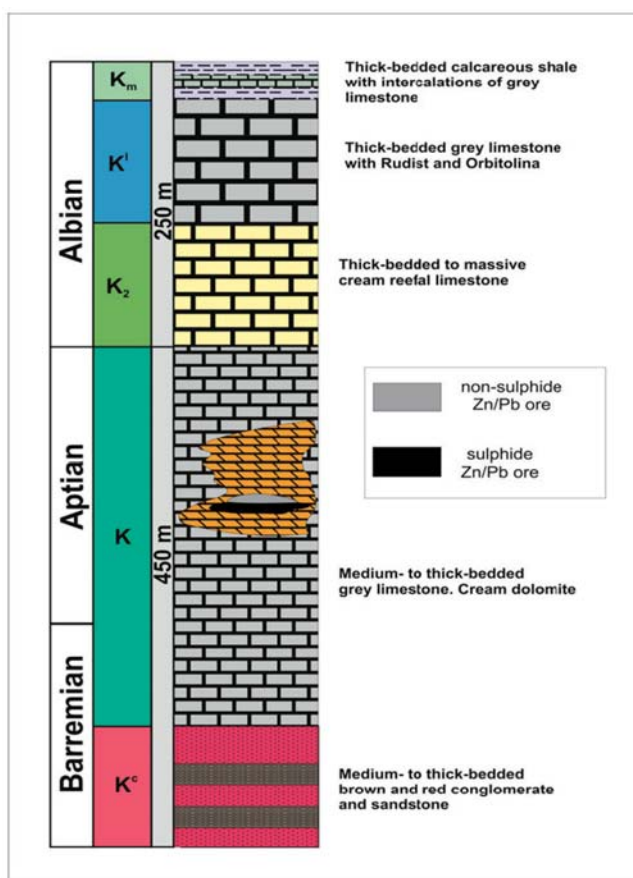
کانسار روی-سرب حوض سفید در قسمت مرکزی نقشه ۱:۱۰۰/۰۰۰ اردکان (Mc Quillan et al., 1978) در فاصله ۱۷ کیلومتری شمال شرقی شهرستان اردکان و ۷۷ کیلومتری شمال یزد در بلوک یزد واقع شده است (شکل ۱). پهنه ساختاری و زمین‌شناسی ایران مرکزی یک پهنه انتقالی زمین‌شناسی-ساختاری بین ریز قاره ایران مرکزی، رشته کوه‌های البرز و زون سنندج-سیرجان است (Aghanabati, 2004). پهنه ایران مرکزی جزء بزرگترین و پیچیده‌ترین واحدهای زمین‌شناسی ایران به شمار می‌آید و می‌توان آن را محل قدیم‌ترین قاره در ایران محسوب کرد که حوادث زمین‌شناسی مختلفی در آن به وقوع پیوسته است. بیرون‌زدگی‌های سنگ‌های پرکامبرین پیشین تحت تاثیر حرکات کوه‌زایی کاتانگایی شدیداً دگرگون شده و بی‌سنگ ایران مرکزی را به وجود آورده است. روندهای ساختمانی در پهنه ایران مرکزی پیچیده‌اند که ظاهراً بر اثر حرکات کوهزایی مزوزوئیک، یعنی هنگامی که سکوی یکپارچه اولیه به قطعات کوچک‌تر شکسته شد و در آن حرکات افقی رواج یافت، به وجود آمده است (ملاصالحی و میرنژاد، ۱۳۸۹). محدوده مورد مطالعه از لحاظ ساختاری در بلوک یزد واقع شده و یکی از کانسارهای سرب و روی کمربند فلززایی یزد-انارک می‌باشد (شکل ۲). سنگ‌های آهکی-دولومیتی و شیل‌های سبز تیره متعلق به کرتاسه زیرین کوه‌های شمال و شمال شرق اردکان را تشکیل می‌دهد. آهک‌های دولومیتی مذکور در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران به نام سازند تفت-دره زنجیر نام‌گذاری شده است و در کلیه معادن متروکه منطقه به عنوان سنگ دربرگیرنده ذخایر سرب و روی مورد



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کنسار روی-سرب حوض سفید (برگرفته از نقشه راه‌ها و جاده‌های ایران با تغییرات)



شکل ۲. کمربند فلزایی یزد-انارک و موقعیت کنسار روی-سرب حوض سفید (Rajabi et al., 2012a)



شکل ۳. ستون چین‌شناسی کانسار حوض سفید به همراه افق کانه‌سازی سولفیدی و غیرسولفیدی روی و سرب

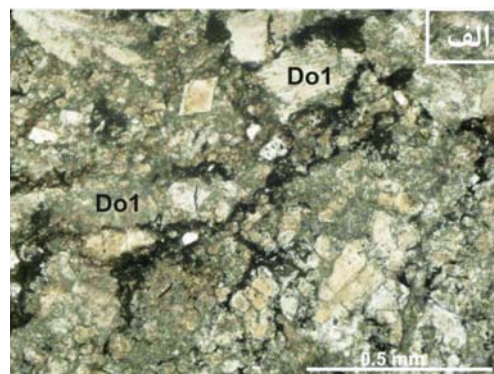
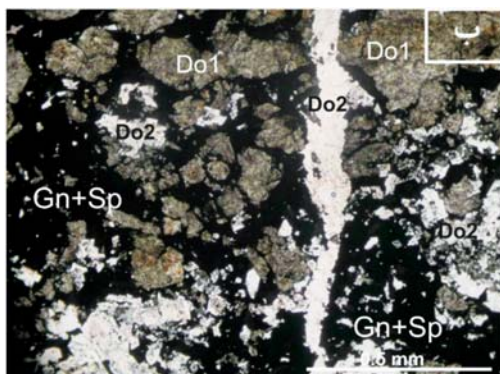


شکل ۴. الف) آهک دولومیتی شده به همراه کانه‌زایی روی و سرب سولفیدی و غیرسولفیدی؛ ب) لایه سولفیدی اکسید شده ناشی از دگرسانی گرمایی در سنگ آهک دولومیتی شده

**دولومیتی‌شدن:** دولومیت گرمایی در بیشتر کانسارهای سرب و روی با میزان کربناته به صورت جانشینی سنگ میزبان، سیمان بین ذرات و پرکننده منافذ و فضاهای خالی مشاهده می‌شود (کریم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴). این دولومیت ممکن است قبل، همزمان و یا بعد از مرحله اصلی کانه‌زایی ایجاد شود و معمولاً با مقادیر بسیار کمی سولفید همراه

سولفات در زون معدنی است (Leach et al., 2005).  
**سیلیسی‌شدن:** سیلیسی‌شدن سنگ بستر کربناته در کانسار مورد مطالعه به ندرت دیده می‌شود. سیلیس هم به دلیل انحلال همزمان کربنات در سنگ میزبان تشکیل یافته است و هم در حفره‌ها، شکستگی‌ها و فضاهای باز ته‌نشین شده است.

دولومیتی شده و اغلب در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها دیده می‌شوند. دولومیتی‌شدن و انحلال سنگ میزبان از ویژگی‌های معمول کانسارهای MVT است (Leach et al., 2010). از ویژگی‌های مشخص کننده کانسارهای روی-سرب نوع دره می‌سی‌سی‌پی نسبت به کانسارهای رسوبی-بروندمی و سولفید توده‌ای با میزبان آتشفشانی، حضور بخش‌های اکسیدی برآمده از فرآیند برونزاد است (دلاور و همکاران، ۱۳۹۳) که در کانسار حوض سفید به وضوح قابل تشخیص است.



شکل ۵. الف) دولومیت زین‌اسبی که در آن مرزهای انحدار و شمشیری بلورهای دولومیت نشان داده شده است؛ ب) دولومیت‌زایی اولیه و ثانویه به همراه کانه‌زایی سرب و روی در کانسار حوض سفید (Do1: دولومیت‌زایی اولیه؛ Do2: دولومیت‌زایی ثانویه؛ Gn: گالن؛ Sp: اسفالریت)

در منطقه ایگلیا (Iglesia) در ساردینیای ایتالیا گروهی از کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی وجود دارند که سنگ میزبان این کانسارها کربنات‌های کامبرین می‌باشد و تحت تاثیر دولومیتی‌شدن گرمایی قوی با سن پرمین قرار گرفته‌اند (Boni et al., 2005). در اکثر کانسارهای جنوب کمربند کوتنای، زون‌های کانی‌سازی به وسیله مجموعه‌های دولومیتی درون واحد آهکی احاطه شده‌اند (Sangster, 2003). در جدول ۱ چند نمونه از کانسارهای جهانی و چند نمونه از کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی در ایران نشان داده شده است. براساس بررسی‌های انجام شده، سنگ میزبان کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی متعلق به دوره کرتاسه و قبل از آن می‌باشد و هیچ یک از این کانسارها دارای سنگ میزبان ترشیری نمی‌باشند. این موضوع نشان می‌دهد که سنگ‌های ترشیری دارای پتانسیل چندانی برای این کانسارها نیستند و علت آن احتمالاً این است که زمان کافی برای هوازگی کانسارهای سولفیدی موجود در این سنگ‌ها وجود نداشته است (رضائیان و همکاران، ۱۳۸۹).

کانسارهای غیرسولفیدی مهمی در ایران و جهان در ارتباط با دولومیتی‌شدن گرمایی وجود دارد که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

سنگ میزبان در کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی ایرلند (تاینق، سیلورماین و لیشین) آهک دولومیتی شده سازند Waulsortian با سن کامبرین است. دولومیتی‌شدن گرمایی در این کانسارها ارتباط تنگاتنگی با کانی‌سازی دارد؛ به طوری که دولومیت‌های سیاه‌رنگ به صورت جانیشینی در آهک و به عنوان سیمان برش‌ها در سازند آهکی هستند (Simandl and Paradis, 2008) کانسار شایمردن (Shaimerden) در قزاقستان یک کانسار روی و سرب غیرسولفیدی سوپرزن است که در سنگ‌های رسوبی کربناته تشکیل شده و دارای دگرسانی دولومیتی و هماتیتی است (Boland et al., 2003). در کانسار upper Silesia در لهستان آهک‌های دولومیتی شده با سن کامبرین میزبان کانی‌سازی هستند. کانی‌سازی غیرسولفیدی روی به صورت چینه‌سان و عدسی شکل در تمام ستون دولومیتی کانه‌دار دیده می‌شود (Coppola et al., 2007).

جدول ۱. کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی مهم دنیا و ایران براساس نوع و سنگ میزبان آنها

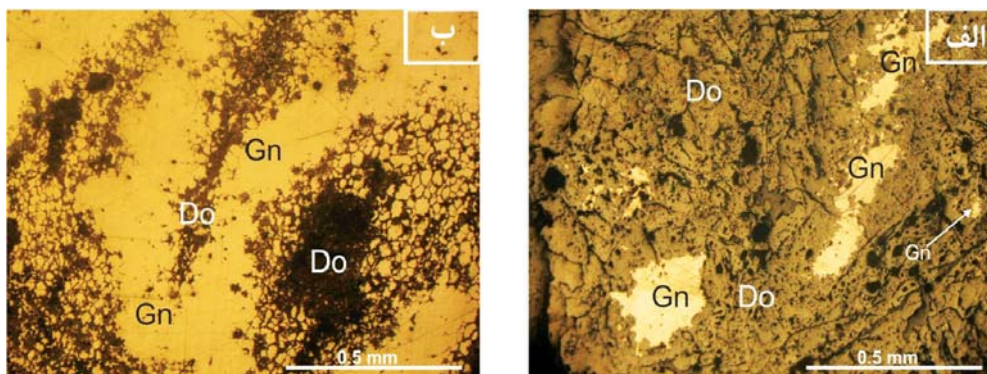
نام کانسار	سنگ میزبان	سن سنگ میزبان	نوع کانسار
تایناق (ایرلند)	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
سیلورماین (ایرلند)	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
گالموی (ایرلند)	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
لیشین (ایرلند)	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
شایمردن (قزاقستان)	سنگ‌های رسوبی، کربناته و ولکانیکی دارای آلتراسیون دولومیتی	کربونیفر	سوپرژن
سیلزی (لهستان)	آهک دولومیتی شده	کامبرین	سوپرژن
ساردینیا (ایتالیا)	آهک و دولومیت هیدروترمال هوازده	کامبرین	سوپرژن
پادنگ (تایلند)	دولومیت و ماسه سنگ دولومیتی هوازده	ژوراسیک	سوپرژن
کوتنای (بریتیش کلمبیا)	مرمر دولومیتی شده	کامبرین زیرین	سوپرژن
اکچا (پرو)	آهک در مجاورت باتولیت	کرتاسه	سوپرژن
کانسارهای بلژیک	آهک دولومیتی شده	کامبرین، اردوویسن، کربونیفر و پرمین	سوپرژن
بلتانا (استرالیا)	واحد آهکی و دولومیتی وودندینا	کامبرین تحتانی	هیپوژن
وازانته (برزیل)	سکانس کربناته دولومیتی شده	نئوپروتروزوئیک	هیپوژن
رلیانس (استرالیا)	دولومیت	پروتروزوئیک پسین	هیپوژن
برگاکاس (نامیبیا)	دولومیت	نئوپروتروزوئیک	هیپوژن
ابناب (نامیبیا)	آهک و دولومیت	پروتروزوئیک	هیپوژن
آرونا (استرالیا)	آهک و دولومیت	کامبرین	هیپوژن
مولولو (استرالیا)	آهک و دولومیت	کامبرین	هیپوژن
آریستوتل (استرالیا)	آهک و دولومیت	کامبرین	هیپوژن
چاه تلخ (سیرجان-ایران)	آهک دولومیتی شده	کرتاسه پسین	سوپرژن
مهدی آباد (یزد-ایران)	آهک دولومیتی شده و دولومیت	کرتاسه	سوپرژن
تاجکوه و گوجر (کوهبنان-ایران)	آهک دولومیتی شده	کرتاسه زیرین	سوپرژن
احمد آباد (بهاپاد-ایران)	آهک و دولومیت	تریاس میانی	سوپرژن
گیچر کوه (کوهبنان-ایران)	آهک و دولومیت	کرتاسه زیرین	سوپرژن
انگوران (زنجان-ایران)	مرمر اندکی دولومیتی شده به همراه یک کمپلکس دگرگونی	کامبرین	سوپرژن

در کانسار حوض سفید است. کانی‌های اصلی سولفیدی شامل اسفالریت و گالن به همراه کانی‌های فرعی پیریت و کالکوپیریت است. کانی اسفالریت اصلی‌ترین کانی اقتصادی سولفیدی در این محدوده است. این کانی به صورت گرهک‌های نامنظم و نیز به صورت لایه‌ای و عدسی‌های کم وسعت در داخل سنگ‌میزبان وجود دارد. با توجه به تجزیه شیمیایی اسفالریت‌های این محدوده به دو صورت پراهن و کم آهن وجود دارد. مطالعات نشان می‌دهد که نوع پراهن اسفالریت نشان دهنده تشکیل در دماهای بالاتر است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۶). کانی گالن به صورت افشان، توده‌ای، رگچه‌ای و همچنین پراکنده فضای خالی

کانه‌زایی در کانسار حوض سفید اغلب به صورت دیرزاد (ایی ژنتیک) در سنگ‌های کربناته کرتاسه پایین شکل گرفته است. کان‌زایی دیرزاد در کانسار حوض سفید توسط تخلخلی که به احتمال، پیش از کان‌زایی انجام گرفته کنترل می‌شود. مناطق با تخلخل مناسب مانند مناطق گسلی، مناطق برشی و برش‌های رگه‌ای هستند. بافت کلوفرم در کان‌های اسفالریت و گالن به همراه باریت، به صورت پراکنده فضای خالی نشان دهنده این امر است که کان‌زایی سولفیدی دارای فاز تاخیری نسبت به سنگ میزبان است. بافت نواری اولیه سولفیدی به همراه پیریت فرامبوئیدال، در متنی از مواد آلی، نشان دهنده کان‌زایی کم اهمیت همزاد

هوازگی بخش سولفیدی سرب و روی تشکیل می‌شوند (Boni and Mondillo, 2015). کانی‌های دولومیت، کلسیت، آنکريت، لیمونیت و هماتیت به عنوان باطله همراه کانه‌ها وجود دارد. تخلخلی که طی دگرسانی دولومیتی و آنکريتی به وجود آمده است می‌تواند فضای مناسبی برای نهشت مواد معدنی از محلول‌های کانه‌دار فراهم آورد.

می‌باشد. کانی پیریت تقریباً در تمام بخش سولفیدی کانسار قابل ملاحظه است. پیریت به صورت بلورهای شکل‌دار و ریزدانه است و در زمینه‌ای از اسفالریت و گالن مشاهده می‌شود (شکل ۶). کانه‌های اکسیدی شامل همی‌مورفیت، سرروزیت و اسمیت‌زونیت (کالامین) است که بخش غیرسولفیدی کانسار را تشکیل می‌دهند؛ این کانه‌ها از



شکل ۶. الف) کانه گالن اولیه و ریزبلور به صورت افشان در سنگ میزبان دولومیتی‌شده؛ ب) کانه گالن به صورت پرکننده فضای خالی حفرات موجود در سنگ میزبان دولومیتی‌شده

RockWorks به صورت جداگانه برای دولومیت و سنگ آهک نشان داده شده است (شکل ۹). با توجه به اطلاعات حاصل از گمانه‌ها مشخص شد که عیار کانی‌سازی ارتباط مستقیمی با دولومیتی‌شدن و کانه‌های غیرسولفیدی روی-سرب در محدوده نشان می‌دهد که به دلیل محدودیت در تعداد صفحات مقاله فقط چاه‌نگارهای چاه ۱ آورده شده است (جدول ۲). با مقایسه مقدار سرب و روی موجود در چاه‌نگارهای چاه ۱ با متوسط مقدار سرب و روی زمینه در مقیاس جهانی در نمونه‌های شیلی ( $Pb=24 \text{ ppm}$  و  $Zn=100 \text{ ppm}$ ) و کربناتی ( $Zn=100 \text{ ppm}$  و  $Pb=5 \text{ ppm}$ ) (Maynard, 1983) مشاهده می‌شود که مقدار سرب و روی در کلیه نمونه‌ها بالاتر از مقدار زمینه این عناصر در سنگ‌های شیلی و کربناتی است. در این محدوده شیل‌ها تقریباً ۱۰ برابر مقدار زمینه سرب و حدود ۴۰ برابر مقدار زمینه روی دارند. در حالیکه کربنات‌های منطقه بیش از ۱۳۰ برابر مقدار زمینه سرب و ۸۴۵ برابر مقدار زمینه روی دارند. با توجه به غلظت بالای عناصر سرب و روی در توالی شیلی و توالی کربناته کرتاسه نسبت به حد زمینه این عناصر در مقیاس جهانی، احتمالاً لایه شیلی و توالی کربناته هر دو

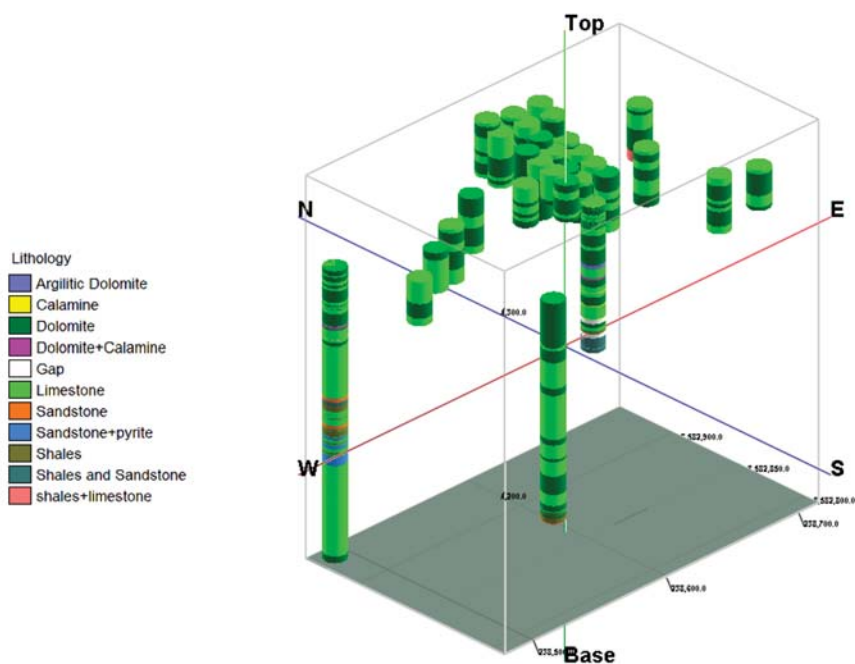
آنچه که درمورد کانسار حوض سفید مشاهده می‌شود این است که این کانه‌ها در حفرات و شکستگی‌های موجود در سنگ‌های آهکی و دولومیتی و به موازات گسل شرقی-غربی که از این کوه عبور می‌کند دیده می‌شود. در این محدوده محلول‌های گرمابی از طریق گسل بالا آمده و در واکنش با سنگ‌های کربناته کرتاسه مواد معدنی آن به جای گذاشته شده است (رستمی پایدار و همکاران، ۱۳۹۵). همچنین با توجه به اینکه در کل منطقه در سنگ‌های کرتاسه دولومیت مشاهده نمی‌شود و تنها در این نقطه دولومیت دیده می‌شود می‌توان گفت که احتمالاً در نتیجه واکنش آهک با محلول‌های گرمابی تشکیل گردیده است (Leach et al., 2010). مدل‌سازی داده‌های حفاری، برداشت‌های زمین‌شناسی و معدنی انجام شده در حفاری‌ها (شکل ۷) و سطح نشان‌دهنده حضور رگه‌ها و عدسی‌های معدنی در امتداد گسل‌ها و لایه‌بندی سنگ‌درونگیر است. همان‌طور که در شکل ۸ نشان داده شده است رگه‌های معدنی بیشتر از روند گسل‌های شرقی-غربی تبعیت می‌کند. در ادامه برای بهتر نشان دادن فرآیند دولومیتی‌شدن در سنگ میزبان کربناته شکل خروجی حاصل از نرم‌افزار



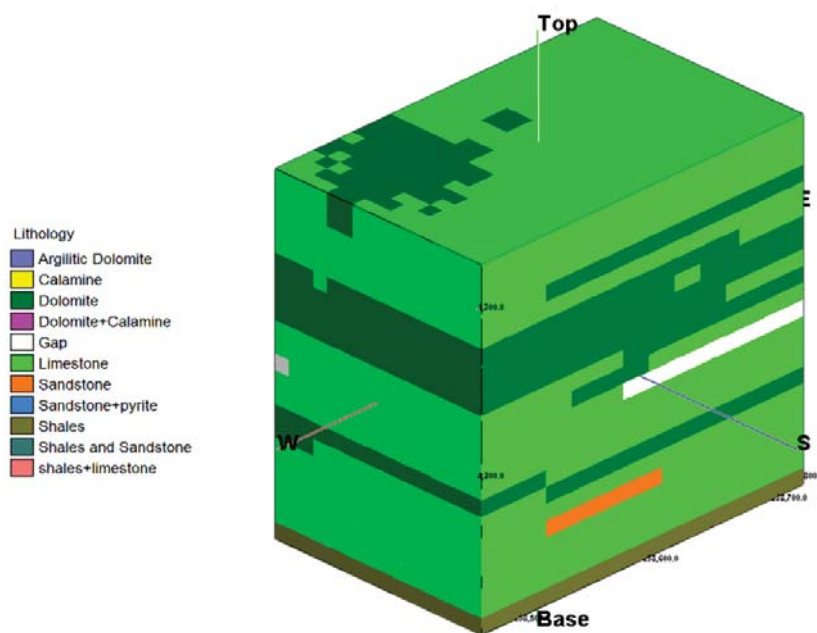
قدرت‌اله رستمی پایدار

کانی‌سازی غالب در افق چینه‌شناسی مشخص دیده می‌شود که منطبق بر رخساره اصلی دولومیت گرمایی منطقه است. البته ادامه روند کانی‌سازی به دلیل کم بودن عمق سایر گمانه‌های حفاری منطقه محدود شده است.

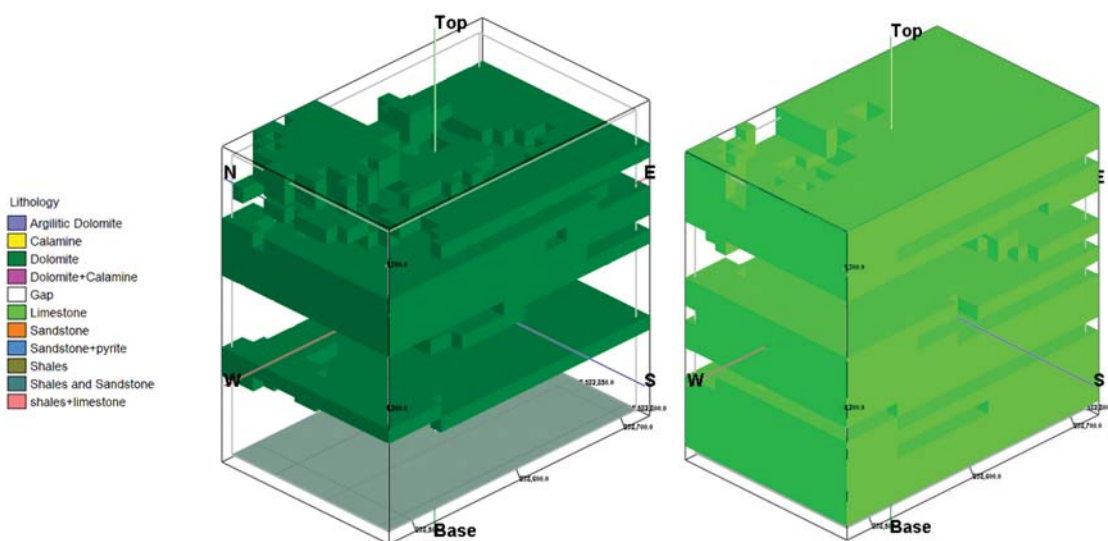
(بیشتر توالی کربناته) در تامین این عناصر برای کانی‌سازی نقش داشته‌اند (کریم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۴). در شکل ۱۰ وضعیت آنومالی سرب و روی در توالی‌های سنگ چینه‌ای منطقه نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود



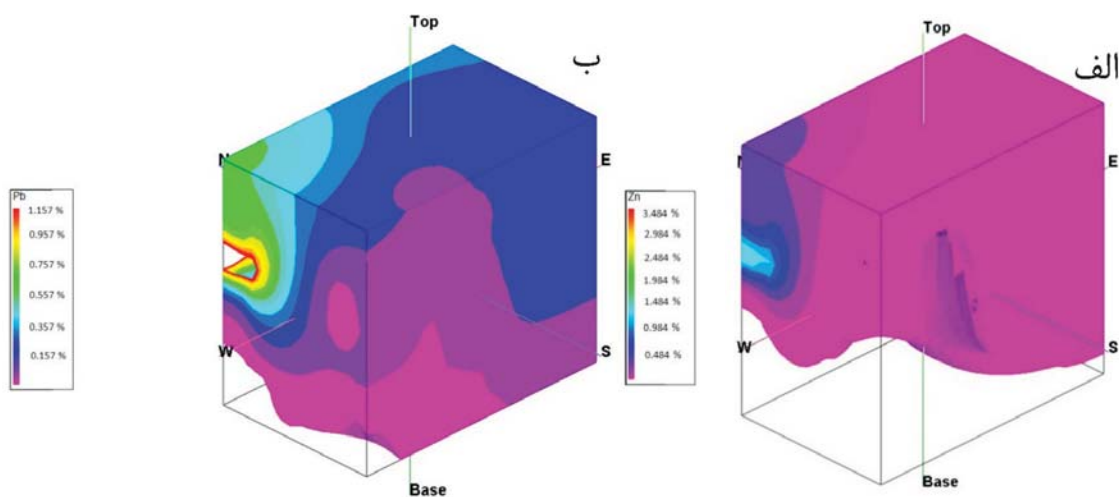
شکل ۷. نمای سه‌بعدی شبکه حفاری و موقعیت گمانه‌های حفر شده در کانسار حوض سفید



شکل ۸. مدل زمین‌شناسی و توالی کربنات و دولومیت در محدوده کانسار حوض سفید با استفاده از داده‌های حاصل از حفر گمانه‌ها



شکل ۹. نمایش شماتیک از آهک و دولومیت در محدوده مورد مطالعه براساس داده‌های گمانه‌ها، همان‌طور که در شکل نشان داده شده است. دولومیتی‌شدن به صورت میان لایه‌ای در آهک‌های منطقه رخ داده است و با عیار به‌دست آمده از حفاری‌ها مطابقت دارد.



شکل ۱۰. الف) آنومالی عنصر روی با استفاده از داده‌های حاصل از حفاری در کانسار حوض سفید؛ ب) آنومالی عنصر سرب با استفاده از داده‌های حاصل از حفاری در کانسار حوض سفید.

جدول ۲. چاه‌نگاری چاه شماره ۱ به همراه غلظت عناصر سرب و روی بر حسب ppm در کانسار حوض سفید

Code	From <sub>(m)</sub>	To <sub>(m)</sub>	Interval	Type of Materials	Pb (ppm)	Zn (ppm)
۹۲-BS-۰۱-۰۱	۰	۲/۸	۲/۸	Limestone	۳۷	۲۹۵
۹۲-BS-۰۱-۰۲	۲/۸	۳/۵	۰/۷	Dolomite	۴۴	۵۸۰
۹۲-BS-۰۱-۰۳	۳/۵	۵/۵	۲	Dolomite	۶۹	۲۷۲۳
۹۲-BS-۰۱-۰۴	۵/۵	۷/۵	۲	Dolomite	۲۸	۹۲۸
۹۲-BS-۰۱-۰۵	۷/۵	۹/۵	۲	Limestone	۷۲	۴۶۰۱
۹۲-BS-۰۱-۰۶	۹/۵	۱۱/۵	۲	Limestone	۴۲	۲۵۶
۹۲-BS-۰۱-۰۷	۱۱/۵	۱۳/۵	۲	Limestone	۶۳	۹۱۱

ادامه جدول ۲.

Code	From <sub>(m)</sub>	To <sub>(m)</sub>	Interval	Type of Materials	Pb (ppm)	Zn (ppm)
۹۲-BS-۰۱-۰۸	۱۳/۵	۱۵/۵	۲	Limestone	۷۴	۲۹۲۱
۹۲-BS-۰۱-۰۹	۱۵/۵	۱۷/۵	۲	Dolomite	۶۶	۲۸۱
۹۲-BS-۰۱-۱۰	۱۷/۵	۱۹/۵	۲	Dolomite	۵۰	۱۲۰۷۰
۹۲-BS-۰۱-۱۱	۱۹/۵	۲۱/۵	۲	Dolomite	۳۷۸	۹۴۰
۹۲-BS-۰۱-۱۲	۲۱/۵	۲۳/۵	۲	Limestone	۱۳۱	۵۲۴
۹۲-BS-۰۱-۱۳	۲۳/۵	۲۵/۵	۲	Dolomite	۳۱۸	۱۱۱۸
۹۲-BS-۰۱-۱۴	۲۵/۵	۲۷/۵	۲	Dolomite	۱۹۵	۳۴۷۰
۹۲-BS-۰۱-۱۵	۲۷/۵	۲۹/۵	۲	Dolomite	۷۰	۲۶۰۸
۹۲-BS-۰۱-۱۶	۲۹/۵	۳۱/۵	۲	Dolomite	۱۶۱	۷۵۹
۹۲-BS-۰۱-۱۷	۳۱/۵	۳۳/۵	۲	Argillic Dolomite	۱۴۷	۳۱۸۶
۹۲-BS-۰۱-۱۸	۳۳/۵	۳۵/۵	۲	Limestone	۱۰۲	۱۱۶۲
۹۲-BS-۰۱-۱۹	۳۵/۵	۳۶	۰/۵	Limestone	۱۴۷	۵۲۴
۹۲-BS-۰۱-۲۰	۳۶	۳۷	۱	Limestone	۸۹	۹۱۵
۹۲-BS-۰۱-۲۱	۳۷	۳۸/۸	۱/۸	Limestone	۱۱۸	۴۵۵
۹۲-BS-۰۱-۲۲	۳۸/۸	۳۹/۸	۱	Dolomite + Calamine	۲۸۹	۴۹۳۵
۹۲-BS-۰۱-۲۳	۳۹/۸	۴۱/۵	۱/۷	Dolomite	۵۴۱	۲۷۴۷
۹۲-BS-۰۱-۲۴	۴۱/۵	۴۳/۵	۲	Dolomite	۱۰۰	۳۸۳۵
۹۲-BS-۰۱-۲۵	۴۳/۵	۴۵	۱/۵	Limestone	۱۱۱	۱۴۵۰
۹۲-BS-۰۱-۲۶	۴۵	۴۶/۴	۱/۴	Limestone	۹۳	۱۰۶۴
۹۲-BS-۰۱-۲۷	۴۶/۴	۴۶/۹	۰/۵	Dolomite + Calamine	۶۹۸	۱۳۶۶۲۷
۹۲-BS-۰۱-۲۸	۴۶/۹	۴۹	۲/۱	Limestone	۸۰۳۸	۸۸۰۲
۹۲-BS-۰۱-۲۹	۴۹	۵۱	۲	Dolomite	۷۱۶	۵۴۸۱
۹۲-BS-۰۱-۳۰	۵۱	۵۲	۱	Dolomite	۱۶۹	۵۲۸۸
۹۲-BS-۰۱-۳۱	۵۲	۵۳/۶	۱/۶	Dolomite	۵۱۸۷	۸۷۷۰۲
۹۲-BS-۰۱-۳۲	۵۳/۶	۵۴/۳	۰/۷	Dolomite + Calamine	۸۷۱	۱۱۹۰۰۳
۹۲-BS-۰۱-۳۳	۵۴/۳	۵۵/۸	۱/۵	Limestone	۱۳۹	۶۵۲۵
۹۲-BS-۰۱-۳۴	۵۵/۸	۵۷/۷	۱/۹	Limestone	۱۲۶	۳۲۵۷
۹۲-BS-۰۱-۳۵	۵۷/۷	۵۹/۹	۲/۲	Limestone	۱۶۹	۱۳۷۸
۹۲-BS-۰۱-۳۶	۵۹/۹	۶۰/۹	۱	Dolomite	۱۵۳۳	۶۹۸۶۸
۹۲-BS-۰۱-۳۷	۶۰/۹	۶۱/۱	۰/۲	Dolomite + Calamine	۳۷۰۱	۱۲۷۹۴۱
-----	۶۱/۱	۶۳/۶	۲/۵	Gap	--	--
۹۲-BS-۰۱-۳۸	۶۳/۶	۶۵/۶	۲	Dolomite	۳۴۰	۸۳۲۲
۹۲-BS-۰۱-۳۹	۶۵/۶	۶۷/۶	۲	Dolomite	۱۸۳	۱۵۵۷۶
۹۲-BS-۰۱-۴۰	۶۷/۶	۶۹/۱	۱/۵	shales	۷۱	۳۲۶
۹۲-BS-۰۱-۴۱	۷۱/۲۵	۷۳/۹	۲/۶۵	shales and sandstone	۲۹	۲۱۶
۹۲-BS-۰۱-۴۲	۷۳/۹	۷۶/۵	۲/۶	shales and sandstone	۶۸	۲۹۸
۹۲-BS-۰۱-۴۳	۷۶/۹	۷۸/۹۷	۲/۰۷	shales and sandstone	۶۲۶	۳۶۵

## مطالعه سیالات درگیر

تهیه شد. در نهایت به دلیل ریز بودن سیالات درگیر مطالعه بر روی تعداد ۵۸ سیال درگیر در دانشگاه لرستان با استفاده از میکروسکوپ Olympus و صفحه گرمایش-سرمایش Linkham مدل THM600 و واحد کنترل کننده حرارتی TMS-۹۵ انجام شد که نتایج حاصل در جدول ۳ آمده است.

مطالعه میانبرهای سیال می‌تواند نقش مهمی در درک و زایش کانسارها داشته باشد (لطیفی ساعی و همکاران، ۱۳۹۳). به همین منظور در این مطالعه شش مقطع دوبر صیقل از دولومیت هیدروترمالی و کلسیت پاراژنز با کانه‌زایی

جدول ۳. داده‌های حاصل از مطالعات گرمایش و سرمایش نمونه‌های کربناته در کانسار حوض سفید

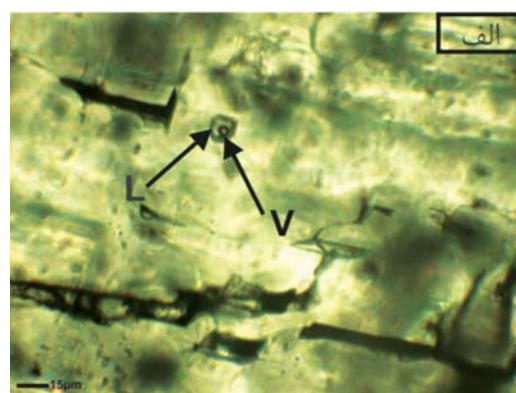
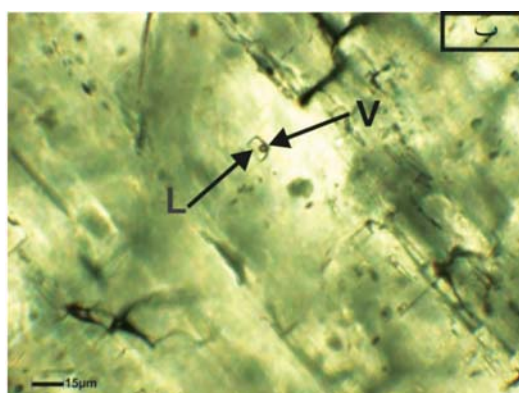
Phases	Type	Size μm	Tm ice °C	Th(L+V) °C	Salinity wt. %	Density g/cm <sup>3</sup>	Homo by	Shape
L+V	P	۸	-۰/۴	۱۹۴/۳	۰/۶	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۱۰/۲	-۱/۴	۱۷۳/۸	۲/۳	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۱۰/۴	-۵/۱	۱۷۴/۱	۸/۹	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۸/۶	-۴/۳	۱۶۶/۳	۶/۸	۰/۹	L	Spherical
L+V	P	۶/۲	-۳/۳	۱۶۸/۱	۵/۳	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۱۱/۷	-۰/۶	۲۱۲/۵	۰/۹	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۷/۷	-۳/۶	۱۹۱/۸	۵/۷	۰/۹	L	oval
L+V	P	۱۱	-۰/۹	۲۲۰/۴	۱/۴	۰/۸	L	irregular
L+V	PS	۱۱/۸	-۲/۶	۱۸۶/۶	۴/۲	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۱۰/۲	-۰/۸	۱۸۹/۱	۱/۳	۰/۸	V	irregular
V+L	P	۱۵/۶	-۲/۵	۲۰۰/۴	۴/۰	۰/۹	L	oval
L+V	P	۸/۸	-۱/۶	۲۵۷/۷	۲/۶	۰/۸	V	elongate
V+L	P	۷/۴	-۱/۱	۲۲۱/۶	۱/۸	۰/۸	L	Spherical
L+V	P	۱۲/۹	-۲/۸	۲۳۲/۵	۴/۵	۰/۸	L	Spherical
L+V	P	۱۲/۸	-۴/۶	۱۹۲/۳	۷/۲	۰/۹	L	elongate
L+V	PS	۱۱/۴	-۳/۷	۱۵۳/۷	۵/۹	۰/۹	L	Spherical
L+V	PS	۹/۵	-۱/۷	۱۶۷/۶	۲/۷	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۷/۳	-۵/۸	۱۵۸/۹	۸/۹	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۱۱/۷	-۱۰/۳	۲۳۱/۵	۱۴/۲	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۶/۸	-۱/۳	۲۴۱	۲/۱	۰/۸	L	elongate
L+V	P	۱۰/۱	-۰/۷	۱۸۵/۶	۱/۱	۰/۸	L	elongate
L+V	P	۷/۹	-۰/۳	۱۶۵	۰/۵	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۶	-۱/۱	۱۸۱/۸	۱/۸	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۱۲/۸	-۲/۱	۱۷۹/۹	۱/۴	۰/۹	L	rectangular
L+V	P	۱۴/۲	-۳/۴	۱۶۳/۲	۵/۴	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۱۰	-۰/۸	۱۹۷/۹	۱/۳	۰/۸	L	Spherical
L+V	P	۱۳/۱	-۰/۲	۲۱۸/۴	۰/۳	۰/۸	L	irregular
V+L	P	۹/۴	-۱/۶	۲۰۶/۴	۲/۶	۰/۸	V	elongate
L+V	P	۷/۳	-۱/۲	۱۴۸/۳	۱/۹	۰/۹	L	oval
L+V	P	۱۰/۴	-۵/۲	۲۹۴/۱	۷/۸	۰/۸	L	elongate
L+V	P	۱۲/۲	-۴/۳	۱۸۸	۶/۸	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۱۵/۳	-۱/۲	۳۲۵/۱	۱/۹	۰/۶	L	irregular
L+V	P	۶/۲	-۰/۴	۳۳۱/۱	۰/۶	۰/۶	L	Spherical
L+V	P	۹/۲	-۴/۸	۱۹۰/۵	۷/۵	۰/۹	L	rectangular
L+V	P	۱۰/۱	-۳/۹	۲۰۷/۷	۶/۲	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۵/۱	-۰/۹	۲۹۴/۶	۱/۴	۰/۷	L	oval
L+V	P	۸/۵	-۲/۷	۳۲۶/۶	۴/۳	۰/۷	L	Spherical
L+V	P	۹/۶	-۳/۱	۱۶۴/۴	۵/۰	۰/۹	L	rectangular

ادامه جدول ۳.

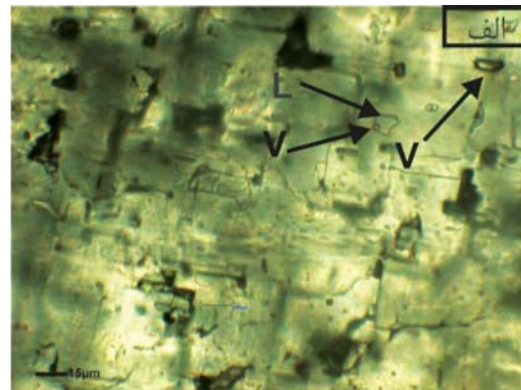
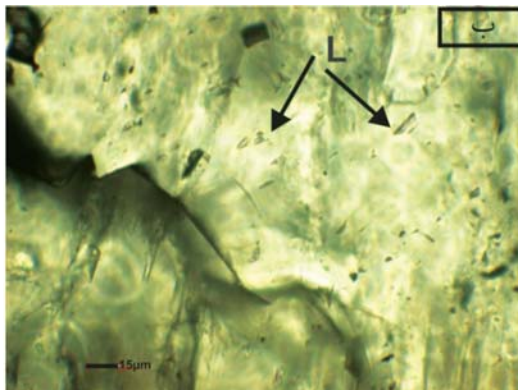
Phases	Type	Size $\mu\text{m}$	Tm ice $^{\circ}\text{C}$	Th(L+V) $^{\circ}\text{C}$	Salinity wt/.	Density $\text{g}/\text{cm}^3$	Homo by	Shape
L+V	P	۶/۴	-۱/۶	۲۰۵/۱	۲/۶	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۱۱/۳	-۰/۹	۲۰۱/۶	۱/۴	۰/۸	L	elongate
L+V	P	۱۰/۹	-۵/۷	۱۵۱/۳	۸/۷	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۱۰/۱	-۲/۹	۱۸۴/۹	۴/۷	۰/۹	L	irregular
L+V	P	۱۳/۴	-۱/۵	۱۹۹/۲	۲/۴	۰/۸	L	Spherical
V+L	P	۱۲/۲	-۴/۲	۱۷۰/۷	۶/۶	۰/۹	V	oval
L+V	P	۸/۵	-۴/۹	۱۶۸/۸	۷/۶	۰/۹	L	Spherical
L+V	P	۷/۴	-۲/۱	۲۴۷/۶	۳/۴	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۹/۹	-۰/۸	۲۱۴/۲	۱/۳	۰/۸	L	rectangular
L+V	P	۱۰/۱	-۳/۶	۱۵۶/۴	۵/۷	۰/۹	L	irregular
V+L	P	۱۱/۶	-۱/۸	۱۷۱/۵	۲/۹	۰/۹	V	irregular
L+V	P	۱۱/۹	-۱/۹	۲۳۰/۹	۳/۱	۰/۸	L	elongate
L+V	P	۱۱	-۳/۷	۱۹۶/۱	۵/۹	۰/۹	L	oval
L+V	P	۱۴/۴	-۵/۱	۱۴۹/۱	۷/۵	۰/۹	L	oval
L+V	P	۸/۸	-۲/۳	۲۲۴/۶	۳/۷	۰/۸	L	elongate
L+V	PS	۸/۳	-۰/۶	۱۸۳/۳	۰/۹	۰/۸	L	Spherical
L+V	P	۹/۲	-۳/۲	۱۶۱/۹	۵/۱	۰/۹	L	elongate
L+V	P	۶/۸	-۲/۱	۲۸۶/۸	۳/۴	۰/۷	L	Spherical
L+V	P	۱۰	-۱	۱۹۶/۳	۱/۶	۰/۸	L	irregular
L+V	P	۸/۹	-۳/۴	۱۶۰/۲	۵/۴	۰/۹	L	elongate

نوع اول (I) میانبارهای تک فازه آبگین، نوع دوم (II) میانبارهای دو فازه آبگین (L+V). میانبارهای نوع دوم (II) فراوان‌ترین انواع میانبارهای سیال هستند و مطالعات ریزدماسنجی بر روی آنها صورت گرفته است. به علاوه حجم زیادی از سیالات ثانویه و ثانویه کاذب با ابعاد زیر پنج میکرون در نمونه‌ها تشخیص داده شد که بیشتر به صورت تک فازه مایع و تک فازه گاز هستند (شکل‌های ۱۱ و ۱۲).

مطالعات بر روی سیالات درگیر اولیه (P) و ثانویه کاذب (Ps) در کانی‌های کلسیت و دولومیت گرمایی انجام شد. شکل سیالات مورد بررسی عمدتاً به صورت نامنظم، کروی، کشیده و بیضوی با اندازه پنج تا ۱۵/۶ میکرون با میانگین اندازه ۱۰ میکرون هستند. براساس نوع و درصد فازهای موجود در میانبارهای سیال و رفتار ریزدماسنجی آنها، دو نوع میانبار سیال تشخیص داده شد (Shepherd et al., 1985):



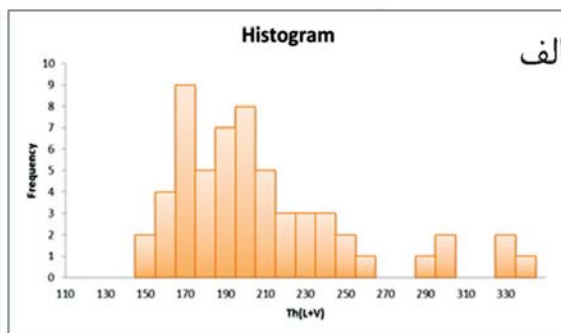
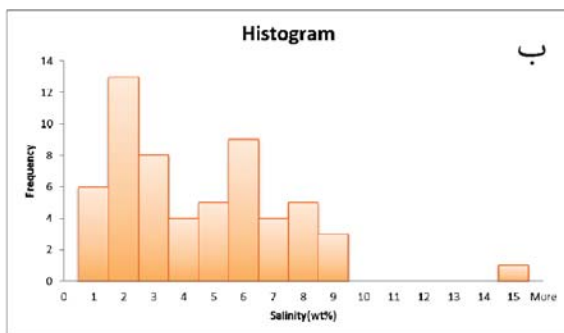
شکل ۱۱. الف) سیال درگیر اولیه دو فازه (L+V) شامل حباب گاز و فاز مایع به صورت دایره‌ای شکل؛ ب) سیالات درگیر اولیه دو فازه (L+V) شامل حباب گاز و فاز مایع به صورت تیغه‌ای شکل



شکل ۱۲. الف) سیال درگیر اولیه تک فاز گاز و سیال درگیر دو فازی (L+V)؛ ب) سیال درگیر اولیه تک فاز مایع

همچنین شوری سیالات درگیر نیز از ۰/۳۳ تا ۱۴/۲۶ درصد وزنی معادل نمک طعام با میانگین ۴ درصد وزنی معادل نمک طعام متغیر است (شکل ۱۳-ب)

با توجه به داده‌های به دست آمده از مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر، دمای همگن شدن نهایی از ۱۴۸ تا ۳۳۱ متغیر است و بیشترین فراوانی در تغییرات دمایی ۲۶۰-۱۵۰ درجه سانتیگراد مشاهده می‌شود (شکل ۱۳-الف).



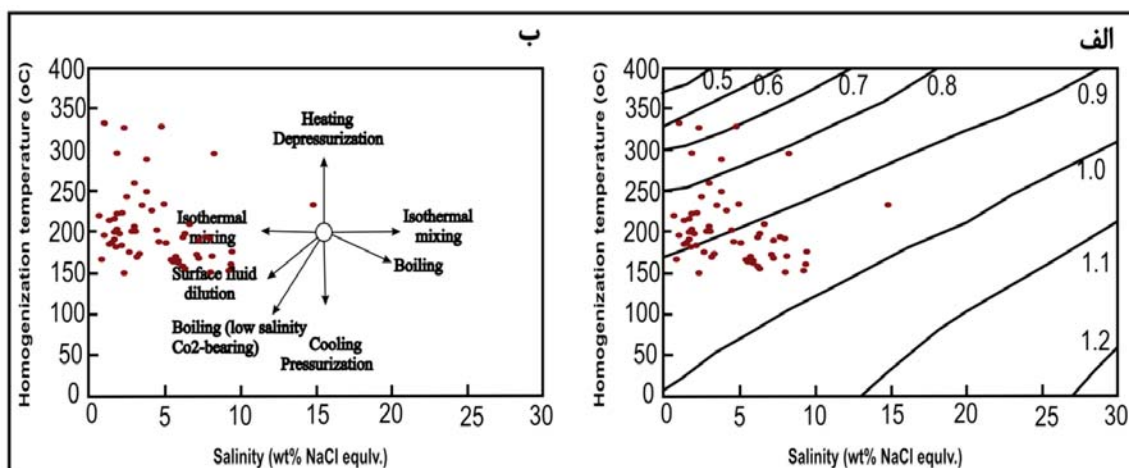
شکل ۱۳. الف) نمودار توزیع فراوانی دمای همگن شدن سیالات درگیر کانسار حوض سفید. بیشترین دمای همگن شدن در محدوده ۱۵۰-۲۶۰ درجه سانتیگراد قرار گرفته است؛ ب) نمودار توزیع فراوانی شوری سیالات درگیر کانسار حوض سفید. بیشترین شوری در محدوده ۲ و ۶ درصد وزنی نمک طعام قرار گرفته است

جوشش و گرمایش ناشی از کاهش فشار در تغییر بوده است. این تغییر می‌تواند به سبب حرکت سیال به سمت زون‌های گسلی، درزها و مرز لایه‌ها و کاهش فشار لایه‌های رویی و در نتیجه افزایش حرارت و وقوع پدیده جوشش باشد.

### شیوه تشکیل کانسار روی-سرب حوض سفید

با توجه به ویژگی‌های کانسار حوض سفید و با استفاده از نمودار (Wilkinson, 2001) و نشان دادن شوری و دمای همگن شدن سیالات درگیر، کانسار روی-سرب حوض سفید شباهت زیادی به کانسارهای تیپ دره می‌سی‌سی‌پی با میزبان کربناته دارد، زیرا اکثر کانسارهای تیپ دره می‌سی‌سی‌پی در

نسبت شوری به دمای همگن شدن در شکل ۱۴-الف نشان داده شده است. این نمودار نشان می‌دهد که چگالی سیالات درگیر نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده ۰/۶۲ تا ۰/۹۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب و با میانگین ۰/۸۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب قرار می‌گیرند (Wilkinson, 2001). تعیین سازو کار نهشت این کانسار با استفاده از داده‌های به دست آمده، ضمن تعیین مکانیسم ساده برای تشکیل این کانسار، تمایل کانسار را هم به سمت جوشش و هم به سمت گرمایش ناشی از کاهش فشار نشان می‌دهد (شکل ۱۴-ب). در نتیجه، در مهاجرت سیال از عمق به سطح، مکانیسم نهشت از جوشش یک سیال با میزان شوری پایین به سمت



شکل ۱۴. الف) نمودار شوری-درجه همگون شدگی سیالات درگیر نمونه‌های کانسار حوض سفید برای تعیین چگالی (Wilkinson, 2001)؛ ب) نمودار شوری-درجه همگون شدگی سیالات درگیر نمونه‌های کانسار حوض سفید برای تعیین مکانیسم نهشت (Wilkinson, 2001)

حرکت درآمده و در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های موجود، به سمت بالا صعود کنند. در ادامه، به دلیل مهاجرت سیال از عمق به سطح، مکانیسم نهشت از جوشش یک سیال با میزان شوری پایین به سمت جوشش و گرمایش ناشی از کاهش فشار در تغییر بوده است. این تغییر می‌تواند به سبب حرکت سیال به سمت زون‌های گسلی، درزها و مرز لایه‌ها و کاهش فشار لایه‌های روئی و در نتیجه افزایش حرارت و وقوع پدیده جوشش باشد. در ادامه کمپلکس‌های فلزی حمل شده ناپایدار شده و فلزات رسوب کرده‌اند و کانه‌زایی در مناطق گسله و فضاهای خالی جای گرفته است.

### نتیجه‌گیری

ویژگی‌های سنگ‌شناختی سنگ میزبان (سنگ آهک فسیل‌دار، آهک دولومیت‌دار و دولومیت) و وجود درز و شکاف‌های مناسب جهت عبور محلول‌های کانه‌دار، از عوامل مهم در تشکیل کانسار روی-سرب حوض سفید بوده است. همچنین فرآیندهای فیزیکی حاصل از عملکرد زمین ساخت باعث برشی شدن و افزایش تخلخل شده‌اند و زمینه را برای عبور محلول‌های گرمایی و فرآیندهای شیمیایی و در نتیجه ته‌نشست کانسار مهیا کرده‌اند. کانه‌زایی در کانسار حوض سفید اغلب به صورت دیرزاد (اپی‌ژنتیک) در سنگ‌های کربناته کرتاسه پایین شکل گرفته است. کانه‌زایی دیرزاد در کانسار حوض سفید توسط تخلخلی که به احتمال،

دولومیت‌ها جایگیر شده‌اند (Wei et al., 2015). رخداد کوهزایی لارامید در ایران علاوه بر بستن نئوتتیس سبب ایجاد گسل‌های معکوس با مولفه کمی امتدادلغز راستگرد و اختلاف ارتفاع در زون سندج-سیرجان نسبت به زون ایران مرکزی شده است (Mohajjel et al., 2003). شیب توپوگرافی مهمترین عامل حرکت حجم عظیمی از سیالات برای کانه‌زایی سرب و روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی است (Leach et al., 2005) و به همین دلیل بسیاری از کانسارهای این تیپ همزمان با فرآیندهای کوه‌زایی ایجاد شده‌اند. در رسوبات کربناته کرتاسه، وجود رخساره‌های کم عمق، رخساره‌های عمیق فسیل‌دار و دولومیت پیش از کانه‌زایی، سبب افزایش نفوذپذیری سنگ میزبان شده و بخشی از سیالات هیدروترمال توانایی چرخش در این ناحیه را داشته‌اند. بخشی از سیالات گرمایی نیز به حرکت خود در امتداد گسل‌ها ادامه داده‌اند تا به بخش‌های نفوذناپذیر توالی کربناته رسیده است. در این قسمت به دلیل عدم نفوذپذیری سنگ میزبان و نبود دولومیت قبل از کانه‌زایی، سیالات گرمایی مواد محلول خود را درون گسل‌ها رسوب داده‌اند. چرخش سیالات گرمایی کانه‌دار سبب ایجاد هاله‌های ژئوشیمیایی، بافت‌های جانیشینی مواد معدنی به جای آهک فسیل‌دار، دولومیت میزبان و دولومیت گرمایی شده است. آب موجود در رسوبات ممکن است در اثر فشردگی رسوبات و یا فشارهای ناشی از کوهزایی، درون حوضه رسوبی به

## منابع

- پیش از کانه‌زایی انجام گرفته کنترل می‌شود. مناطق با تخلخل مناسب مناطق گسلی و مناطق برشی هستند. مطالعات صحرایی نشان می‌دهد بین گسل‌ها و کانه‌زایی ارتباط وجود دارد، زیرا در محل شکستگی‌ها و گسل‌ها عیار کانی‌سازی افزایش می‌یابد، دگرسانی دولومیتی موجب دولومیتی‌شدن سنگ‌های آهکی شده است، همچنین همراهی دولومیت‌های زین‌اسبی با ماده معدنی نشان‌دهنده اپی‌ژنتیک بودن کانسار است. بافت کلوform در کانه‌های اسفالریت و گالن به همراه باریت، به صورت پرکننده فضای خالی نشان‌دهنده این است که کانه‌زایی سولفیدی دارای فاز تاخیری نسبت به سنگ میزبان است. بافت نواری اولیه سولفیدی در کانسار حوض سفید از نظر اقتصادی کم اهمیت می‌باشد. کانی‌های اصلی سولفیدی شامل اسفالریت و گالن به همراه کانی‌های فرعی پیریت و کالکوپیریت است. کانی اسفالریت اصلی‌ترین کانی اقتصادی سولفیدی در این محدوده است. کانه‌های اکسیدی شامل کالامین است که بخش غیرسولفیدی کانسار را تشکیل می‌دهد. در این محدوده شیل‌ها تقریباً ۱۰ برابر مقدار زمینه سرب و حدود ۴۰ برابر مقدار زمینه روی دارند. در حالیکه کربنات‌های منطقه بیش از ۱۳۰ برابر مقدار زمینه سرب و ۸۴۵ برابر مقدار زمینه روی دارند. با توجه به غلظت بالای عناصر سرب و روی در توالی شیلی و توالی کربنات کرتاسه نسبت به حد زمینه این عناصر در مقیاس جهانی، احتمالاً لایه شیلی و توالی کربنات هر دو (بیشتر توالی کربنات) در تامین این عناصر برای کانی‌سازی نقش داشته‌اند. با توجه به نتایج مطالعات میکروترموتری انجام شده در جدول ۳، دمای سیال کانه‌ساز حدود ۱۵۰-۲۶۰ درجه سانتیگراد و شوری آن از ۰/۳۳ تا ۱۴/۲۶ درصد وزنی معادل نمک طعام متغیر است. این تغییر می‌تواند به سبب حرکت سیال به سمت زون‌های گسلی، درزها و مرز لایه‌ها و کاهش فشار لایه‌های رویی و در نتیجه افزایش حرارت، وقوع پدیده جوشش و افزایش شوری سیال باشد. در ادامه کمپلکس‌های فلزی حمل شده ناپایدار شده و فلزات رسوب کرده‌اند و کانه‌زایی در مناطق گسله و فضا‌های خالی جای گرفته است.
- دلاور، س. ت.، رسا، ا.، لطفی، م.، بورگ، گ.، رشید نژاد عمران، ن. ا. و افضل، پ.، ۱۳۹۳. رخساره‌های کانه‌دار کانسار روی-سرب (نقره) تنگ دزان در توالی کربناتی ژوراسیک-کرتاسه، بویین میان دشت (اصفهان). مجله علوم زمین، ۹۱، ۷۷-۸۸.
- رستمی پایدار، ق. ا.، منصفی، ل. ا. و عادل‌پور، م.، ۱۳۹۵. کانه‌زایی روی-سرب با سنگ‌میزبان کربنات در کانسار حوض سفید، ایران مرکزی: شواهد زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی. مجله ژئوشیمی زرنده، ۵، ۸۵-۹۸.
- رضاییان، ع.، رسا، ا.، جعفری، م. ر.، امیری، ع. و خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۹. دولومیتی‌شدن اپی‌ژنتیک، راهنمای اکتشافی کانسارهای روی و سرب غیرسولفیدی با سنگ میزبان کربنات، مطالعه موردی: کانسار روی و سرب چاه‌تلخ (سیرجان). فصلنامه علمی پژوهشی زمین و منابع، واحد لاهیجان، ۴، ۳۱-۴۰.
- قاسمی، م.، مومن‌زاده، م.، یعقوب‌پور، ع. و میرشکرایی، ا. ع.، ۱۳۸۸. بررسی کانی‌شناسی کانسار روی-سرب مهدی آباد یزد-ایران مرکزی. مجله علوم زمین، ۷۳، ۸۹-۹۸.
- کریم‌زاده، ز.، مهرابی، ب. و بازرگانی گیلانی، ک.، ۱۳۸۴. بررسی نحوه کانی‌سازی و تشکیل کانسار سرب و روی خانه سورمه (غرب اصفهان) براساس شواهد کانی‌شناسی، زمین‌شناسی و سیالات درگیر. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۷، ۸۴-۷۲.
- لطیفی ساعی، ف.، میرنژاد، ح.، علی‌پور اصل، م. و نیرومند، ش.، ۱۳۹۳. بررسی کانی‌سازی طلا در سامانه رگه‌ای دره‌زار در منطقه پاریز (استان کرمان) با تاکید بر مطالعات میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های گوگرد. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۴، ۶۵-۷۵.
- ملاصالحی، ف. و میرنژاد، ح.، ۱۳۸۹. مقایسه ترکیب ایزوتوپی سرب در کانسار کوه سورمه با برخی از کانسارهای سرب و روی ایران مرکزی و بررسی نقش فرورانش ثنوتتیس در تحرک مجدد سرب ایران مرکزی. مجله علوم دانشگاه تهران، ۱، ۱۱-۱۷.
- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, 389.



- Bazargani-Guilani, k., Rabiei, M. and Mehrabi, B. 2013. Effects of rock mineralogical composition and sedimentary facies on development of geochemical halos in Shahmirzad Pb-Zn deposits, central Alborz, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 124, 155-165.
- Boland, M.B., Kelly, J.G and Schaffalitzky, C., 2003. The Shaimerden Supergene Zinc Deposit, Kazakhstan: A Preliminary Examination. *Economic Geology*, 98, 786-795.
- Boni, M. and Mondillo, N., 2015. The "Calamines" and the "Others": The great family of supergene nonsulfide zinc ores. *Ore Geology Reviews*, 67, 208-233.
- Boni, M., Dinarès-Turell, J. and Sagnotti, L., 2005. Paleomagnetic dating of non-sulfide Zn-Pb ores in SW Sardinia (Italy): a first attempt. *Annals of Geophysics*, 48, 2, 301-312.
- Coppola, V., Boni, M., Gilg, H.A and Strzelska, B., 2007. Non-sulphide zinc deposits in Upper Silesia, Southern Poland. *Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting*, Dublin, 1401-1404.
- Corbella, M., Ayora, C., and Cardellach, E., 2004. Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-type deposits. *Mineralium Deposita*. 39, 344-357.
- Davies, G. R. and Smith, L. B., 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *AAPG Bulletin*, 90, 11, 1641-1690.
- Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D., Pisarevsky, S. A., Taylor, R. D. and Gardolls, S. J., 2010. Sediment-hosted lead-zinc deposits in earth history. *Economic Geology*, 195, 593-625.
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J. and Walters, S., 2005. Sediment hosted lead zinc deposits: a global perspective. *Economic Geology 100th Anniversary volume*. Society of Economic Geologists, 561-607.
- Maynard, B., 1983. *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*. Springer-verlag, New York, 305.
- Mc Quillan, H., Roohi, M. and Evers, H.J., 1978. 1:100,000 map of Ardakan.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahan-di, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 4, 397-412.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2013. Metallogeny of Permian-Triassic carbonate-hosted Zn-Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60, 2, 197-216.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012a. Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn-Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *International Geology Review*, 54, 1649-1672.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012b. Geology, ore facies, and sulphur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, Central Iran. *International Geology Review* 54, 1635-1648.
- Sangster, D.F., 2003. A Special Issue Devoted to Nonsulfide Zinc Deposits: A New look Preface, *Economic Geology*, 98, 683-684.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*, Glasgow, Blackie and Son, 239.
- Simandl, G.J. and Paradis, S., 2008. Car-

bonate-Hosted, Nonsulfide, Zinc-Lead Deposits in the Southern Kootenay Arc, British Columbia, Geological Fieldwork, 13.

- Wei, A., Xue, C., Xiang, K., Li, J., Liao, C. and Javed Akhter., Q., 2015. The ore-forming process of the Maoping Pb-Zn deposit, northeastern Yunnan, China: Constraints from cathodoluminescence (CL) petrography of hydrothermal dolomite. *Ore Geology Reviews*, 70, 562-577.

- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55, 229-272.

- Yuqiang, J., Yanzhong, T., Yifan, G., Juebo, W., Zitong, Q., Na, J., Gang, L. and Chan, J., 2016. Hydrothermal dolomitization in Dengying Formation, Gaoshiti-Moxi area, Sichuan Basin, SW China. *Petroleum Exploration and Development*. 43, 1, 54-64.