

بررسی خصوصیات زمین شناسی، کانی شناسی، زمین شیمیایی و مطالعه میانبارهای سیال کانسار سرب و روی دیزلو، اصفهان

حسن زمانیان

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

فرهاد احمد نژاد

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

فاطمه یوسف زاده

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

تاریخ دریافت: ۹۳/۶/۶ تاریخ پذیرش: ۹۵/۵/۱۲

Ahmadnejad.fa@fs.lu.ac.ir

چکیده

کانسار سرب و روی دیزلو، در بخش میانی کمربند دگرگونی سندانج- سیرجان و در ۵۷ کیلومتری شمال شرق اصفهان واقع شده است. مهمترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه شامل شیل و ماسه سنگ ژوراسیک و تناوب سنگ آهک خاکستری تیره تا روشن حاوی میکروفسیل، شیل سیلتی، مارن و ماسه سنگ با سن کرتاسه می باشند. کانی شناسی ماده معدنی ساده بوده و اسفالریت و باریت کانی های اصلی اولیه را تشکیل می دهند، همچنین گالن، پیریت و کالکوپیریت نیز از دیگر کانی های اولیه اند که به صورت ادخال های کمیابی در اسفالریت حضور دارند. همی مورفیت و اسمیت زونیت نیز مهمترین کانی های ثانویه اقتصادی هستند که در کنار اسفالریت مورد بهره برداری قرار می گیرند. بافت هایی نظیر شکافه پرکن، رگچه ای، کلوفرمی، پوششی، دانه تسبیحی و شانهای از مهمترین انواع بافت های مشاهده شده در کانسار دیزلو می باشند. به نظر می رسد که منشأ اصلی سیالات تشکیل دهنده کانسار دیزلو شورابه های حوضه ای می باشند که پس از عبور از شکستگی ها، مناطق برشی و درزه ها ضمن تأثیر بر شیل ها زمینه انحلال کانی های سرب، روی و عناصر کمیاب را فراهم نموده است. تغییرات فیزیکی و شیمیایی در اثر واکنش سیال کانه دار با سنگ میزبان آهنکی و مخلوط شدن با آب های جوی، مکانیسم مؤثری جهت ته نشینی Zn-Pb در نتیجه سردشدگی، افزایش pH، کاهش فشار، کاهش ثابت دی الکتریک H_2O و در نهایت تفکیک و ناپایداری کمپلکس های حمل کننده فلزات فراهم نموده است. شواهدی چون دمای تشکیل بین ۵۵ الی ۱۶۴ درجه سانتی گراد، شوری برابر با ۱۷ الی ۲۵/۹۸ درصد وزنی نمک طعام، وجود دگرسانی های دولومیتی و سیلیسی، نهشته شدن سولفیدها به صورت جان شینی و پرکننده فضاهای خالی، کانسار سازی دیرزاد و لایه کران، عدم ارتباط با فعالیت های آذرین، رخداد ماده معدنی بصورت جان شینی سنگ میزبان کربناتی و در نهایت قرابت کانی شناسی و ژئوشیمیایی همگی نشان دهنده شباهت کانسار سازی نوع دره می سی سی پی برای کانسار سرب و روی دیزلو است. شناخت کانسار سرب و روی دیزلو، به عنوان یک کانسار نوع دره می سی سی پی در شمال شرق اصفهان، گام مثبتی جهت اکتشاف این نوع کانسارها در بخش میانی پهنه سندانج-سیرجان است.

کلمات کلیدی: دیزلو، میانبارهای سیال، زمین شیمی، شورابه های حوضه ای، کانسارهای با سنگ میزبان کربناته

مقدمه

عمده ای که به طور محلی عامل کانه زایی می باشند و تبیین مکانیسم ته نشینی کانه ها حاصل گردیده است (Viets and Leach, 1990; Leach and Sangster, 1993; Viets et al., 1996; Mc Kendrick et al., 2002; Appold and Wenz, 2011). این در حالی است که جنبه های گوناگونی از جمله غلظت فلزات کانه زا، غلظت سولفور، pH و پتانسیل اکسیداسیون- احیا بخوبی شناخته نشده است. این پارامترها به شکل بنیادی نحوه انتقال و ته نشینی کانه ها در این تیپ از کانسارها را تعیین نموده و همچنین پیشرفت قابل توجه و با ارزشی در زمینه درک بهتر منشأ آنها فراهم می آورند (Appold and Wenz, 2011).

کانسارهای با سنگ میزبان کربناته برخی از موثرترین غنی شدگی های سرب و روی در پوسته زمین را به نمایش می گذارند. آنومالی بالای فلزات در این تیپ از کانسارها الهام بخش سوالاتی درباره منشأ آنها بوده است. چندین دهه است که پیشرفت های قابل توجهی به منظور درک بهتر منشأ این تیپ از کانسارها (برای مثال کانسار نوع دره می سی سی پی)، بویژه منشأ سیالات کانه زا، مکانیسم جریان سیال و انتقال حرارت، سن کانه زایی، منشأ و چگونگی انحلال سرب، روی و سولفور، کنترل کننده های زمین شناسی

بالایی می‌باشد. با این حال در برخی نواحی این بصورت تناوب نامنظمی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز تا ارغوانی می‌باشند. قطعات سنگی تشکیل دهنده اکثراً زاویه‌دار بوده و از جورشدگی خوبی برخوردار نیستند که موید آن است که حمل زیادی را متحمل نشده‌اند. قطعات تشکیل دهنده دارای یک پوشش هماتیته بوده که نشاندهنده این است که محیط رسوبی یک محیط اکسیدان ساحلی در زمان پیشروی دریای کرتاسه بوده است. بعد از واحد کنگلومرای-ماسه‌سنگی فوق نیز شاهد واحدهای سنگ‌آهک و سنگ آهک ماسه‌ای با پیوستگی رسوبی می‌باشیم که به صورت محلی دولومیتیزه شده‌اند. این واحدهای سنگ‌آهک حاوی میکروفسیل اربیتولین بوده و به آن سنگ آهک‌های اربیتولین دار کرتاسه زیرین (K_2) گفته می‌شود و دارای لایه‌های تداخلی از مارن و سنگ‌آهک مارنی نازک‌لایه و لایه‌هایی از سنگ آهک ماسه‌ای و سنگ‌آهک الیته می‌باشد. این واحد با ضخامت ۱۳۳ متر به صورت همشیب بر روی واحد قبلی قرار گرفته و بر روی زمین به طور کلی به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن تا کرم تیره دیده می‌شود. سنگ‌آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه زیرین خود متشکل از سه واحد K_p^1 ، K_r^1 و K_f^1 می‌باشد (شکل ۲ و ۳) که در بین آنها واحد (K_r^1) که متشکل از سنگ‌آهک اربیتولین‌دار، سنگ‌آهک مارنی و ماسه‌دار می‌باشد میزبان اصلی کانه زایی Pb-Zn چینه کران در منطقه بوده و در بخش‌هایی بشدت دچار دگرسانی شده است به طوری که میزان کانی‌های لیمونیت و هماتیت بقدری در سنگ بالا رفته که رنگ سطح فرسایشی آن در بعضی قسمت‌ها به کرمی تا نارنجی تغییر یافته است. ماده معدنی در این واحد بصورت پراکنده و به شکل چندین عدسی در دولومیت‌های کرم رنگ و سنگ‌آهک‌های خاکستری و بصورت همی مورفیت، اسمیت زونیت، هیدروزینست و به مقادیر کمتر اسفالریت و سروزیت جایگزین شده است (شکل ۴، الف، ب، پ و ت).

بدین ترتیب کانسار دیزلو همانند بسیاری دیگر از کانسارهای Pb-Zn چینه‌کران پهنا سنندج-سیرجان مانند امارت (Ehya et al., 2010) و نخلک (جزی و شهاب پور، ۱۳۸۹) به دولومیت‌ها و سنگ‌آهک‌های کرتاسه محدود شده که همگی در کمربند سرب و روی ملایر- اصفهان واقع شده‌اند. بر روی سنگ‌آهک‌های اربیتولین دار زیرین یک واحد شیلی خاکستری رنگ با ضخامت ۱۷۳ متر بطور همشیب قرار می‌گیرد که در آن تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ همراه با بین لایه‌هایی از سنگ‌آهک و سنگ‌آهک تخریبی دیده می‌شود. واحد کربناتی بالایی با ضخامت کلی ۶۹/۵ متر بر روی واحد شیل زیرین قرار می‌گیرد. پس از آن واحد شیل بالایی با ضخامت ۲۱۴/۵ متر بطور همشیب قرار می‌گیرد که متشکل از سنگ آهک مارنی به رنگ خاکستری روشن و شیل‌های خاکستری مایل به زیتونی قرار می‌گیرند. رسوبات کواترنری (Q) نیز شامل تراس‌های آبرفتی است که بسیار جوان بوده و تمامی واحد قدیمی‌تر را پوشانده است. این رسوبات از فرسایش و تخریب واحدهای قدیمی‌تر منطقه حاصل شده و توسط جریان‌های موجود به مناطق کم‌ارتفاع و دشتگون منتقل شده و رسوب کرده است.

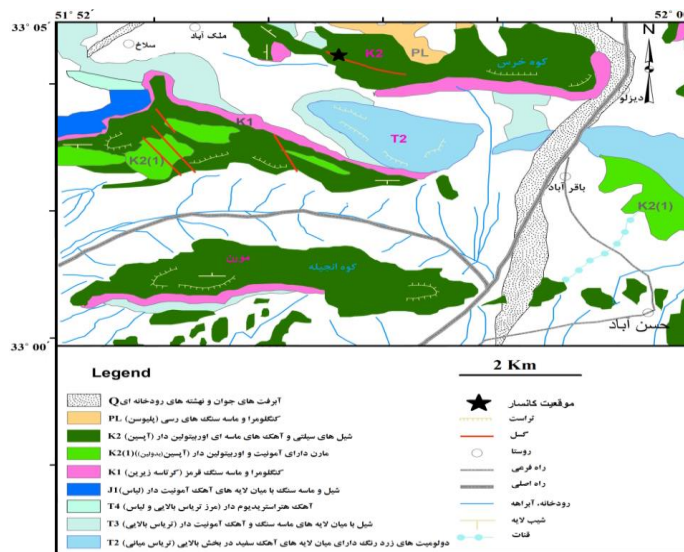
در ایران ذخایر سرب- روی- باریم با سنگ میزبان کربناته متعددی در امتداد غربی حاشیه قاره‌ای ایران مرکزی در واحدهای ساختاری سنندج-سیرجان و تقریباً موازی با تراس زاگرس واقع شده‌اند (Momenzadeh et al., 1979). بیش از ۱۲۰ رخدادهای سرب و روی در کمربند ملایر- اصفهان واقع در بخش میانی پهنا سنندج-سیرجان گزارش شده است که اغلب لایه‌کران هستند و بطور عمده به سنگ‌های آهکی، دولومیتی، شیلی و گاه ماسه‌سنگی محدود می‌شوند (قربانی، ۱۳۸۱). کانسار سرب و روی دیزلو نیز بعنوان یکی از این رخدادهای ۵۷ کیلومتری شمال شرق اصفهان و ۷۴ کیلومتری جنوب شرقی اردستان با مشخصات جغرافیایی طول‌های $51^{\circ} 30'$ و $50^{\circ} 00'$ و عرض‌های $33^{\circ} 30'$ و 33° واقع شده است. ذخیره قطعی معدن 16800000 تن با عیار $27/26$ درصد روی و $3/77$ درصد سرب (اقتباس از گزارش پایانی عملیات اکتشافی کانسار سرب روی دیزلو، شرکت کهن آرا صنعت، ۱۳۸۷). سنگ‌های موجود در منطقه دیزلو مربوط به دوران دوم می‌باشند این واحدهای سنگی رسوبات مربوط به کرتاسه زیرین بوده و از بارمین فوقانی تا آپسین تحتانی ادامه دارند. کانسار دیزلو در واحدهای آهکی فوق‌الذکر نهشته شده است.

با توجه به آنکه کانسار دیزلو پیش‌تر مورد مطالعه قرار نگرفته است در این تحقیق برای نخستین بار خاستگاه کانسار سرب و روی دیزلو و منشاء سیالات موثر در کانه‌زایی بر اساس شواهد کانی‌شناسی، بافتی، زمین‌شیمیایی و میانبرهای سیال مورد بررسی قرار می‌گیرد.

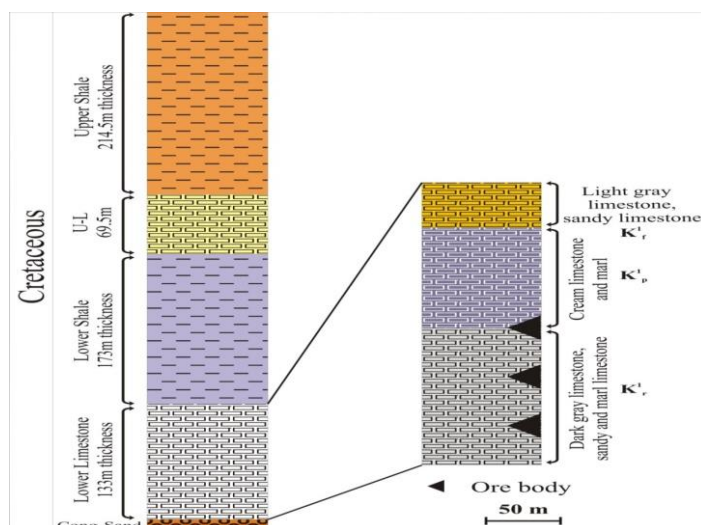
زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در تقسیم بندی زمین شناسی ایران در پهنا سنندج-سیرجان قرار می‌گیرد. این پهنا طی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران و نهایتاً برخورد سکوی قاره عربی به زیر صفحه ایران در کرتاسه-ترشیری شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Mohajjel et al., 2003). نقشه زمین شناسی ساده شده ناحیه دیزلو در (شکل ۱) نشان داده شده است. قدیمی‌ترین واحدهای نشان داده شده در آن واحدهای تریاس میانی-بالایی می‌باشند. واحدهای تریاس میانی (T_2) متشکل از دولومیت‌های زرد رنگ دارای میان لایه‌های سنگ‌آهک سفید می‌باشند که بطور تدریجی به واحدی شیلی با میان لایه‌های ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک آمونیت دار تریاس بالایی (T_3) تبدیل می‌شوند. واحدهای ژوراسیک زیرین (J_1) نیز شامل سنگ‌های دگرگونه‌ای می‌باشد که مرکب از سرسیت-کلریت شیب‌های چین‌خورده با رنگ سیاه تا خاکستری تیره می‌باشد. همچنین شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌ها با میان لایه‌های سنگ‌آهک ناخالص دگرگون شده نیز طور محلی مشاهده می‌گردد.

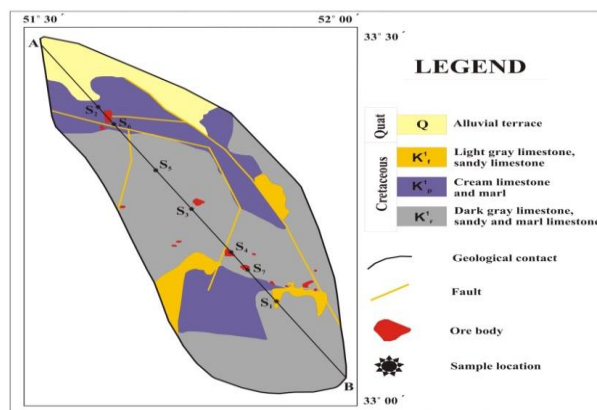
درجه دگرگونی واحدهای مذکور پایین‌تر از رخساره شیبست سبز بوده و گستردگی آنها به سمت جنوب شرقی ادامه می‌یابد و به عنوان فیلیت‌های همدان شناخته می‌شوند (Alavi, 1994). در بیشتر نقاط مرکزی ایران یک خلاء رسوب‌گذاری وسیع بین ژوراسیک و کرتاسه وجود دارد بطوری که پیشروی دریا در حوضه رسوبی کرتاسه ناحیه دیزلو با رسوب‌گذاری دگرشیب و پیشرونده رسوبات تریجنوس قاعده‌ای کرتاسه بر روی واحدهای قدیمی‌تر ماسه‌سنگ و شیل متعلق به لیاس شروع می‌شود. رسوبات قاعده‌ای کرتاسه (K_1) در ناحیه دیزلو متشکل از عضو کنگلومرای پایینی و عضو ماسه سنگ



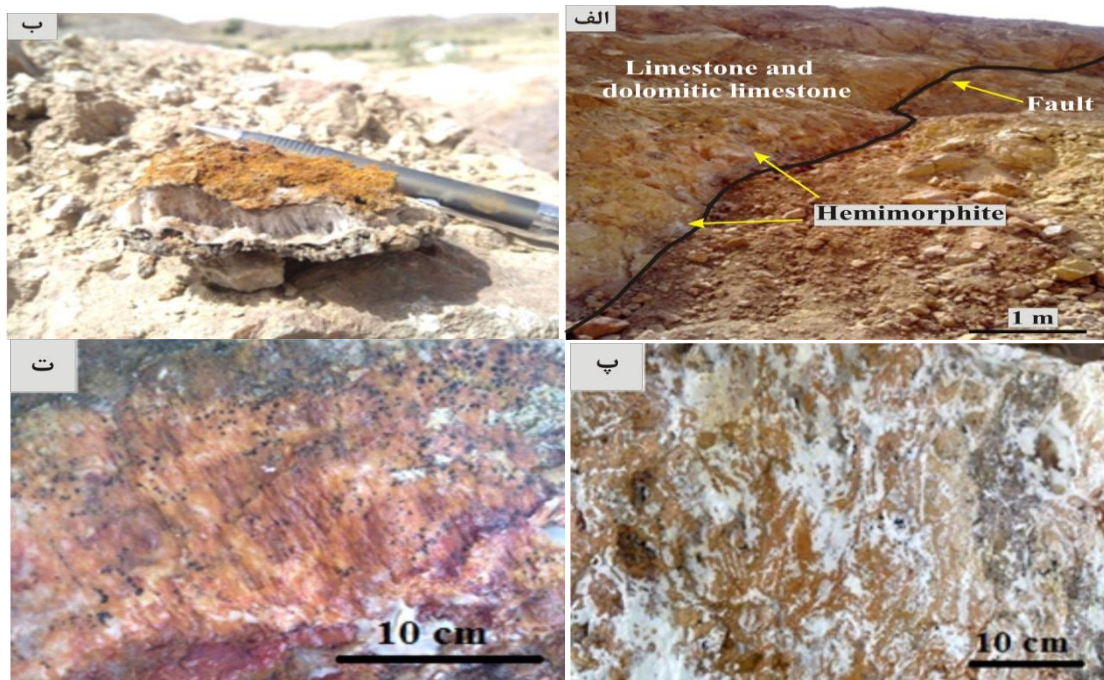
شکل ۱. نقشه زمین شناسی ساده شده راه، موقعیت کانسار و نمونه های برداشت شده روی نقشه مشخص شده است.



شکل ۲. توالی ستون چینه شناسی و جایگاه ماده معدنی در منطقه دیزلو.



شکل ۳. نقشه ۱/۱۰۰۰ واحدهای سنگی دربرگیرنده ماده معدنی در کانسار دیزلو، با تغییرات (گزارش پایانی عملیات اکتشافی کانسار سرب روی دیزلو، ۱۳۸۷).



شکل ۴. الف) تصویری از ترانشه ایجاد شده در امتداد یکی از دو گسل اصلی منطقه که عمدتاً حاوی همی مورفیت (قسمتهای سفیدرنگ) است که در زمینه سنگ آهک که عمدتاً دولومیت می باشد قرار گرفته و قسمتهای قرمز و قهوه‌ای رنگ اکسیدهای آهن است، ب) نمونه ای از کانی سروزیت در مقیاس میکروسکوپی، پ و ت) تصاویر حاکی از وجود همی مورفیت (قسمتهای سفید رنگ) همراه با کانی‌های اکسید آهن (قسمتهای قرمز و زرد) در زمینه سنگ آهک هوازه است.

روش مطالعه

این پژوهش در دو مرحله صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در کارهای صحرایی به بررسی ویژگی‌ها و تغییرات سنگ‌شناسی واحدهای سنگی منطقه پرداخته شد. پس از مطالعات صحرایی عملیات نمونه‌برداری طی چند مرحله انجام گرفت، در مجموع بیش از (۱۰۰) نمونه از ماده معدنی و سنگ میزبان انتخاب گردید. از این نمونه‌ها حدود (۴۰) مقطع صیقلی و نازک تهیه و مطالعه گردید. برای دستیابی به اطلاعات زمین‌شیمیایی در منطقه تعداد ۷ نمونه از واحدهای سنگی میزبان کانه‌زایی به روش XRF و ۳ نمونه به روش XRD در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان مورد بررسی قرار گرفت. به منظور درک بهتر روند تکاملی سیال گرمایی در منطقه و ارتباط آن با پدیده‌های دگرسانی، مطالعات میانبارهای سیال بر روی کانی کلسیت همراه با کانه‌زایی به دلیل شفافیت و فراوانی مناسب آن صورت پذیرفت. به همین منظور پس از نمونه‌برداری، آماده‌سازی نمونه‌ها جهت انجام مطالعات، تعداد ۵ مقطع دو بر صیقل از این نمونه‌ها بر اساس روش (Shepherd et al., 1985) تهیه شد. مقاطع صیقلی تهیه شده جهت مطالعه ریزدماسنجی ۲۰۰-۱۰۰ میکرون ضخامت دارند. در این بررسی ابتدا به مطالعه پتروگرافی و تعیین شکل و ویژگی‌های زایشی میانبارهای سیال پرداخته شد. سپس اندازه‌گیری‌ها با استفاده از صفحه گرم‌کننده و منجمدکننده Linkam THM600 نصب‌شده بر روی میکروسکوپ پلاریزان Zeiss و مجزا به Stage و سردکننده LNP در دانشگاه اصفهان انجام گرفته است. دقت اندازه‌گیری‌ها برای دماهای همگن شدن ± 4 درجه سانتیگراد و برای دماهای ذوب شدن $\pm 1/5$ درجه سانتیگراد می باشد. در این بررسی‌ها سعی

شده که از میانبارهای با توزیع ۳ بعدی، تصادفی و تک افتاده جهت ریزدماسنجی استفاده شود. به علت امکان ترکیب‌پذیری یا تراوش سیال عملیات سرد کردن قبل از گرم کردن صورت گرفت.

کانی شناسی

کانسار دیزلو دارای کانی‌شناسی ساده‌ای بوده و اسفالریت و باریت کانی‌های اصلی و اولیه و همی مورفیت کانی ثانویه اقتصادی همراه با اسفالریت می‌باشند. از دیگر کانی‌های فرعی و کمیاب اولیه می‌توان از گالن، پیریت و کالکوپیریت نام برد. این کانی‌ها عمدتاً به‌صورت درون رشدی در اسفالریت‌ها حضور دارند و گاهی نیز می‌توان هم‌مرزی پیریت و اسفالریت را مشاهده نمود، این کانی‌ها در مقیاس میکروسکوپی قابل مشاهده نمی‌باشند. علاوه بر همی مورفیت، اکسایش سوپرزن یا هوازدگی نزدیک سطح کانی‌های سولفید Zn و Fe با سنگ میزبان کربنات عامل تشکیل کانی‌های فرعی و کمیاب ثانویه‌ای مانند اسمیت‌زونیت، هیدروزینسیت، گوتیت و همتایت که معمولاً نخستین کانی‌هایی بوده‌اند که بطور اقتصادی مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند (Bonifant and Large., 2003)، هوازدگی گالن هم سروزیت را ایجاد نموده است. کانی‌هایی مانند باریت، کلسیت و دولومیت و کوارتز نیز به‌عنوان کانی‌های باطله در کانسار حضور دارند. از لحاظ بافتی نیز، بافت کانه‌های مورد مطالعه در این کانسار عمدتاً شامل پرکننده فضاهای خالی، رگچه‌ای، کلوفرمی، جعبه‌ای، پوششی، دانه تسبیچی و شانه‌ای است. در ادامه شرح مختصری از برخی کانی‌ها، بافت‌ها و نحوی رخداد آن‌ها آورده می‌شود.

کانی‌های اولیه

الف) اسفالریت: یکی از کانی‌های اصلی و اولیه در کانسار دیزلو می‌باشد که به صورت درشت بلور در راستای شکستگی‌ها و به شکل رگه‌ای و رگچه‌ای در طبقات آهک اربیتولین‌دار با سن کرتاسه زیرین و بصورت ریزبلور در قالب پرکننده فضاهای خالی بین قطعات خردشده حضور دارد. بر اساس (Ghazban et al., 1994) رخداد سولفیدها در اندازه‌های ریز و درشت می‌تواند به سرعت متفاوت اختلاط سیالات کانسار ساز نسبت داده شود. اسفالریت در این کانسار بصورت نیمه‌شکل‌دار مشاهده شده که این بافت زمانی بوجود می‌آید که رشد کانه‌ها به میزان متفاوتی باشد (ملک قاسمی، ۱۳۷۸). از نکات قابل توجه می‌توان به حضور پیریت بصورت رشد درونی، ادخال و همچنین بصورت هم مرزی با اسفالریت اشاره کرد (شکل ۵ الف و ب). از این توده‌های پیریت همراه با اسفالریت می‌توان به عنوان دامسج زمین‌شناسی استفاده کرد، اسفالریتی که در دماهای پایین شکل می‌گیرد همراه با مقداری زیاد پیریت است، بنابراین شکل و توزیع این توده‌ها نشان می‌دهد که وقتی اسفالریت به صورت آهسته سرد می‌شود پیریت‌ها می‌توانند به هم بپیوندند و ساختارهای بزرگتری را تشکیل دهند. همچنین بین پیریت حل‌شده و دمای تشکیل اسفالریت حاوی آهن رابطه وجود دارد. اسفالریت‌های هیدروترمالی دما پائینی وجود دارد که از لحاظ آهن فقیر بوده اما حاوی پیریت فراوان هستند که می‌تواند بیانگر این موضوع باشد که محتوای پایین آن به حلالیت بیشتر پیریت در اسفالریت تمایل دارد، به این ترتیب همراهی قابل توجه پیریت (بصورت توده‌ای) با اسفالریت همراه با آنالیزهای صورت گرفته بر روی نمونه‌های حاوی اسفالریت که حاوی تنها ۸٪ آهن بوده‌اند نشان‌دهنده دمای پایین تشکیل اسفالریت‌ها می‌باشد. از نظر توالی کانی سازی، اسفالریت بر هر نوع کانی‌سازی دیگر مقدم می‌باشد

ب) پیریت: در کانسار دیزلو پیریت به دو شکل دیده می‌شود. نخست به صورت بی‌شکل که در اکثر موارد در اثر هوازدگی اکسید شده و به هماتیت و گوتیت تبدیل شده و همچنین به شکل حلقوی (جزایر مرجانی) نیز دیده می‌شود (شکل ۵ پ). در واقع پیریت‌های حلقوی زمانی تشکیل می‌شوند که نخست جانشینی در هسته انجام گرفته باشد و سپس در باقیمانده بلور هم جانشینی در حال رخ دادن باشد. غالباً فقط تکه‌های کوچکی از کانه میزبان در مرز بلور باقی می‌ماند (ملک قاسمی، ۱۳۷۸). وجود این اشکال در پیریت نشانه تشکیل آنها در دمای پایین است (Ramdohr, 1966). علاوه بر این، پیریت‌های با بافت کروی که در (شکل ۵ الف) به نمایش درآمد در مقاطع شناسایی شده است. این بافت اغلب حبابی نیز نامیده می‌شود که این اشکال در واقع اولین مرحله تشکیل بافت‌های کلوئیدی می‌باشد.

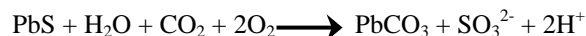
پ) باریت: اصلی‌ترین کانی باطله همراه با ماده معدنی بوده و به شکل توده‌ای یا در همراهی با کلسیت و اسمیت زونیت دیده می‌شود (شکل ۶ الف، ب و پ). این کانی بافت‌های متنوعی همچون رشد شعاعی و نیمه موازی (Subparallel and radial growths) (شکل ۶ ت)، پر مانند (Plumose pattern) را نشان می‌دهد. همچنین اگر بلورهای منفرد در طول رشد، باهم رقابت کنند ممکن است بافت‌های موازی یا نیمه موازی نیز تشکیل گردد. این بافت‌ها همگی نشان از رشد در دمای پایین و در فضای خالی است.

کانی‌های ثانویه

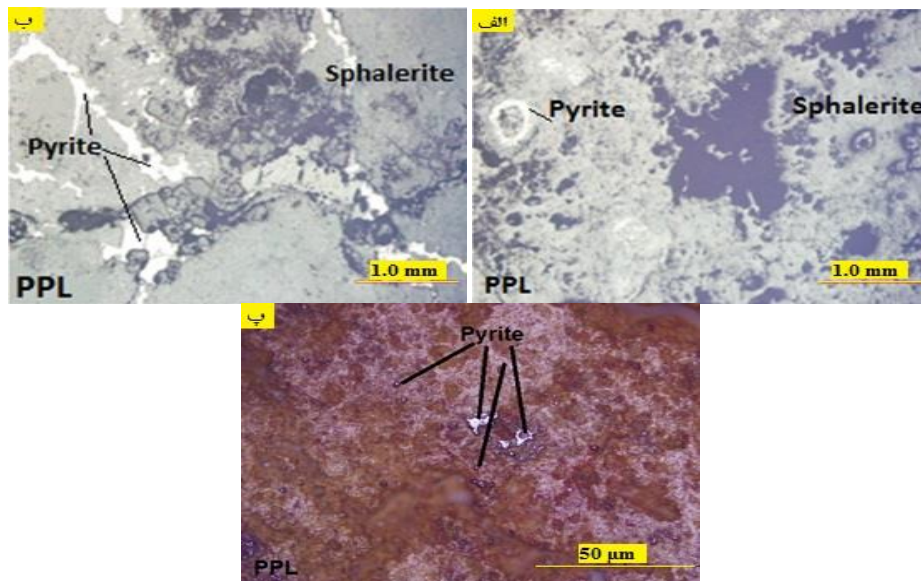
الف) همی‌مورفیت $(Zn_4(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O)$: همی‌مورفیت نه تنها فراوان‌ترین کانی ثانویه روی در این کانسار می‌باشد بلکه همراه با اسفالریت به عنوان کانی اصلی اقتصادی مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرد. بر اساس (Paradis et al., 2007) هنگامی که سولفیدها دچار هوازدگی می‌شوند کانی‌هایی همانند لیمونیت، انگلزیت، اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت و پیرومورفیت تشکیل می‌شوند، بنابراین همی‌مورفیت نیز یک کانی ثانویه می‌باشد که در مناطق اکسیدی کانسار روی دیزلو دیده می‌شود. در این کانسار همی‌مورفیت با بافت کلوفرمی و در همراهی با اسمیت‌زونیت دیده می‌شود (شکل ۷ الف و ب). بافت کلوفرمی در همی‌مورفیت نشان‌دهنده این است که این کانی دارای فاز تأخیری نسبت به سنگ میزبان است.

ب) اسمیت‌زونیت $(ZnCO_3)$ و هیدروزینسیت $(Zn(CO_3)_2(OH)_6)$: اسمیت‌زونیت نیز از کانی‌های ثانویه‌ای می‌باشد که از تجزیه اسفالریت حاصل می‌گردد. این کانی نیز از فراوانی قابل توجهی برخوردار می‌باشد که با توجه به سنگ میزبان کربناته و در نتیجه حضور کربنات در محیط، فراوانی مطلق این کانی نسبت به دیگر کانی‌های ثانویه قابل توجه می‌باشد. در شکل (۷ پ و ت) نقاط سیاه اسفالریت‌هایی را نشان می‌دهد که در نتیجه هوازدگی در حال تبدیل شدن به اسمیت‌زونیت می‌باشند. در این کانسار به خوبی می‌توان رشد اسمیت‌زونیت بر روی سنگ میزبان دگرسان‌شده را مشاهده نمود (شکل ۷ پ و ت). از لحاظ ویژگی‌های میکروسکوپی نیز مشابه کلسیت بوده اما برجستگی آن متوسط تا زیاد می‌باشد. هیدروزینسیت دارای رنگ سفید، خاکستری روشن یا زرد روشن می‌باشد و به صورت متراکم یا خاکی پوسته‌ای و استالاکتیته تشکیل می‌شود، از لحاظ خواص میکروسکوپی شبیه به اسمیت‌زونیت می‌باشد. این کانی نیز ثانویه بوده و همراه با سایر ترکیبات روی یافت می‌شود. در این کانسار هیدروزینسیت با بافت کلوفرمی مشخص می‌گردد (شکل ۷ ث و ج).

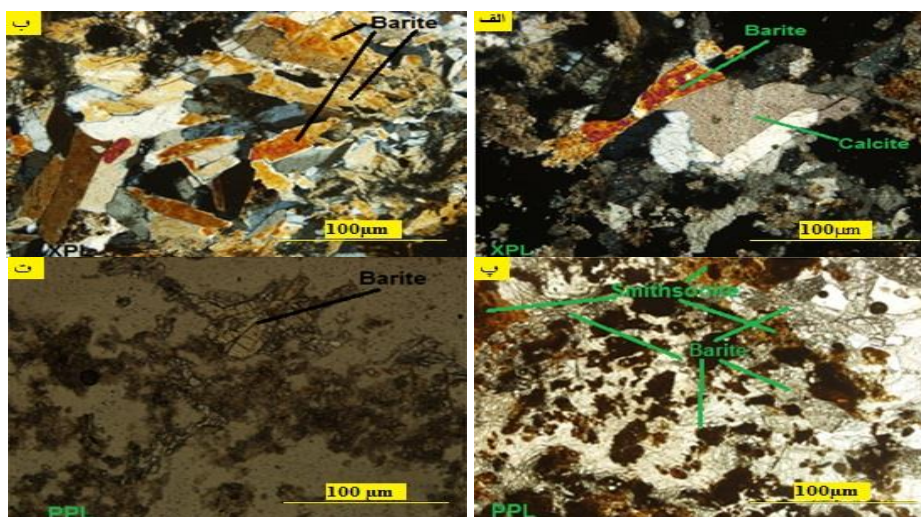
پ) سروزیت $(PbCO_3)$: این کانی فراوان‌ترین کانی ثانویه سرب در کانسار دیزلو می‌باشد که در نتیجه هوازدگی گالن حاصل می‌گردد. با توجه به سنگ میزبان کربناته و در نتیجه حضور کربنات در محیط فراوانی مطلق این کانی همانند اسمیت‌زونیت، نسبت به دیگر کانی‌های ثانویه قابل توجه می‌باشد. فرآیند زیر را می‌توان برای تشکیل سروزیت ارائه کرد (Guilbert and Park, 1997).



این کانی در مقیاس ماکروسکوپی به شکل تیغه‌هایی در هم تنیده شیشه‌ای رنگ در شکاف‌ها و حفرات دیده می‌شود (شکل ۸ الف)، همچنین به شکل انتشاری، باندهای قشری و رگه‌ای - رگچه ای نیز قابل ملاحظه است (شکل ۸ ب).



شکل ۵. الف) رشد درونی و ادخال‌های پیریت در اسفالریت، ب) هم‌مرزی پیریت در اسفالریت، پ) وجود پیریت‌های حلقوی (جزایر مرجانی) در زمینه ماده معدنی



شکل ۶. کلسیت‌های دانه درشت به شکل فاز بین بلورهای باریت، ب) کلسیت به شکل مجتمع با باریت، پ) اسمیت زونیت تأخیری همراه با باریت، ت) بلورهای باریت به شکل نیمه شعاعی در زمینه سنگ‌آهک تبلور مجدد یافته.

لایه‌ها است و اتفاقات تهنشینی مختلف را از نظر پاراژنز نشان می‌دهد به طور کلی کانه‌هایی که در شرایط هیدروترمالی حرارت پایین تشکیل می‌شوند بیشتر این نوع بافت‌ها را نشان می‌دهند (ملک قاسمی، ۱۳۷۸).

ت) هماتیت (Fe_2O_3): هماتیت اغلب بصورت لکه‌هایی در متن گوتیت ملاحظه می‌شود (شکل ۹، ب و ت). همچنین به شکل پرکننده شکاف بلورهای زمینه کربناته، پرشدگی نامنظم و منقطع در رگچه‌ها، جاننشینی ناقص در امتداد رخ‌های بلوری کربنات میزبان و جاننشینی بخشی هماتیت در بلورهای رومبوئدر کربنات میزبان به خوبی دیده می‌شود. برای تشکیل هماتیت در قسمت فوقانی کانسار حضور اکسیژن ضروری است و به عبارت دیگر برای اینکه فوگاسیته اکسیژن افزایش پیدا کند، یک منبع خارجی لازم است تا این میزان اکسیژن را فراهم کند و محتمل‌ترین منبع اکسیژن،

ت) گوتیت ($FeO(OH)$): این کانی بیشتر محصول هوازدگی پیریت است و به شکل تجمعی با بافت جعبه‌ای دیده می‌شود (شکل ۹ الف). علاوه بر این بافت پوششی نیز به‌وفور دیده می‌شود (شکل ۹ ب). رخداد آن‌ها به‌صورت جاننشینی و پرکننده فضاهای خالی نیز عادی است. همچنین کانه‌ها به شکل تجمع در رگچه‌های مقاطع یا دانه تسییحی (شکل ۹ پ)، اشکال متخلخل و توده‌ای نیز که به‌صورت یکنواخت متن سنگ را فراگرفته نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۹ ت). بافت‌های مشاهده‌شده در گوتیت نشانگر تشکیل آن‌ها در دماهای پایین است (Smirnow, 1976). بافت پوسته‌ای یا پوششی در گوتیت که در نتیجه تهنشینی متوالی و پی‌درپی کانی‌ها و کانه‌ها درون شکستگی‌های باز یا دیوار شکاف‌ها و ترک‌ها تشکیل می‌شود ممکن است از چند کانی یا کانه تشکیل‌شده باشد. درضمن دارای یک حالت منظم تکرار

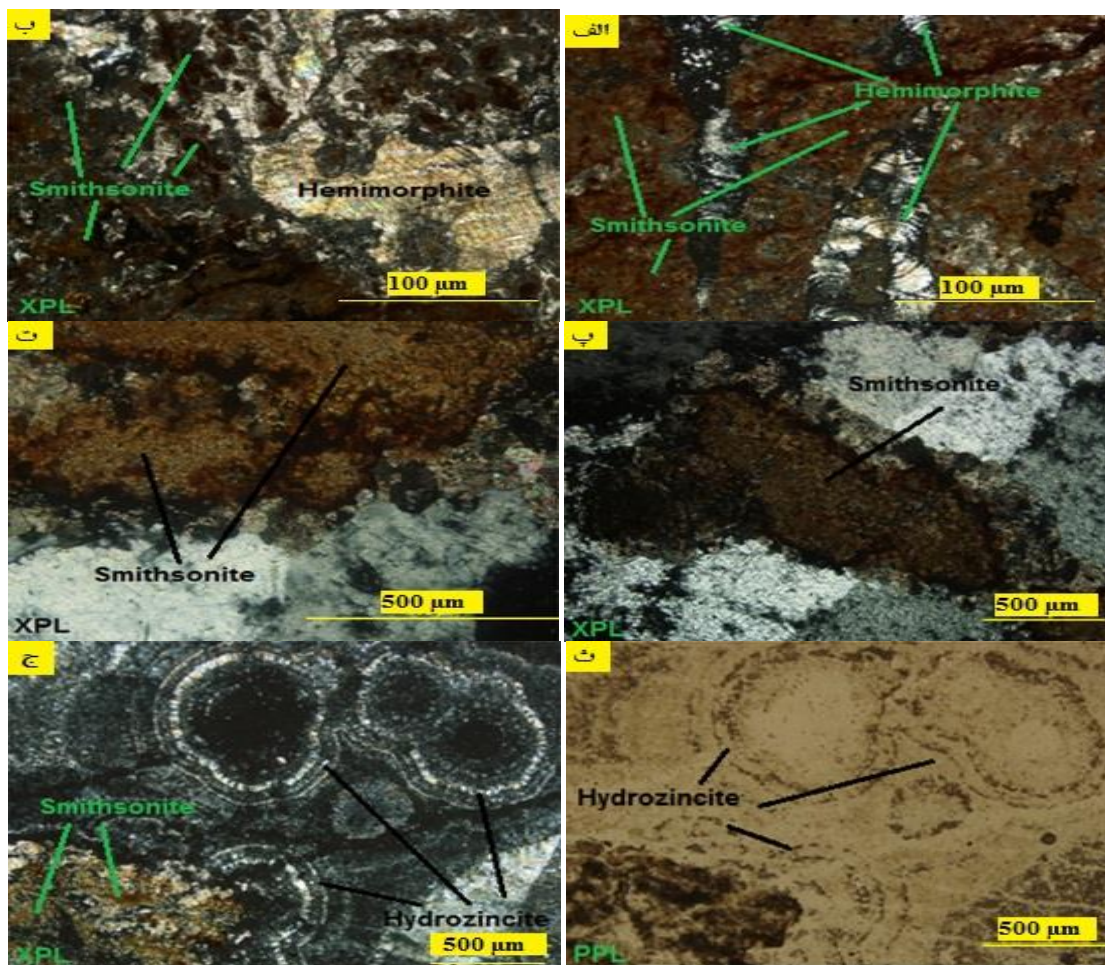
(شکل‌های، ۴ و ۸). لازم به ذکر است که قبلا از این کانسار سرب نیز استخراج می‌شده ولی هم‌اکنون به خاطر عیار کم آن و مشکلات اقتصادی مقرون به‌صرفه نیست و تنها روی استخراج می‌شود.

دگرسانی سنگ میزبان

واحدهای آهکی میزبان در کانسار دیزلو در نتیجه صعود سیالات گرمایی تأخیری دستخوش دگرسانی‌های گرمایی با درجات ضعیف تا متوسط شده است. این دگرسانی‌ها در محدوده رگه‌های معدنی به‌خوبی مشاهده می‌شود اما مرز این دگرسانی‌ها به‌خوبی قابل تشخیص نمی‌باشد. به طور کلی اندازه و شدت هاله‌های دگرسانی با دمای تشکیل کانسار و یا حجم سیالات کانه ساز برای نهشت ماده معدنی مرتبط است (Paradis et al., 2007). تنها انواع دگرسانی مشاهده‌شده در منطقه به علت دمای پایین سیالات گرمایی دگرسان کننده، سیلیسی شدن و دولومیتی شدن بوده‌اند که در زیر به بررسی آن‌ها پرداخته می‌شود.

آب‌های جوی است که در اثر چرخش در قسمت‌های بالایی کانسار در منطقه باعث اکسیداسیون قسمت‌های فوقانی شده است.

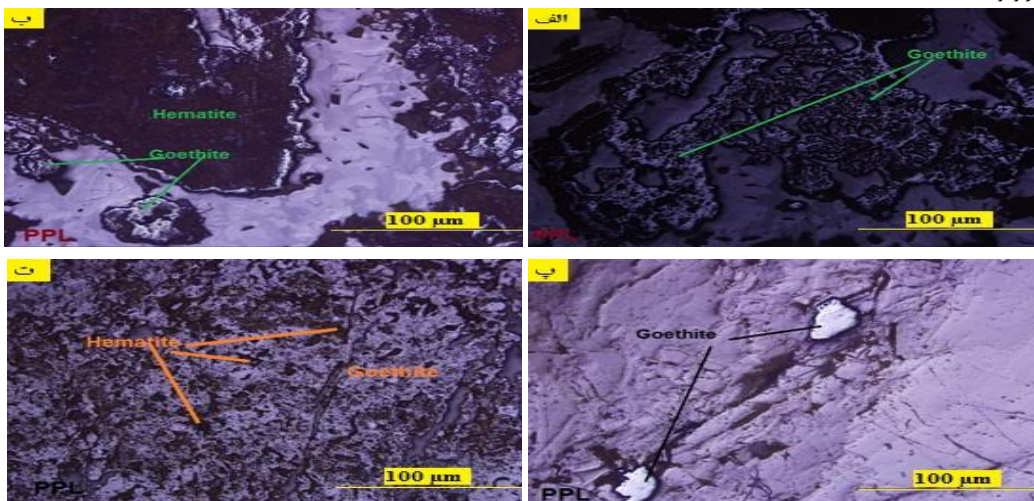
ج) توده معدنی: فعالیت فرآیندهای تکتونیکی در محدوده سبب ایجاد گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌های متعددی در سنگ‌ها شده، و این درزه‌ها، کانال و مسیرهایی جهت انتقال سیالات هیدروترمال حاوی ماده معدنی را ایجاد کرده و در طول مسیر انتقال در هر موقعیتی با ایجاد شرایط مناسب از نظر Eh و pH سبب ته‌نشست و جایگیری مواد معدنی در شکاف‌ها، حفرات کارستی و غیره شده است. ذخیره این معدن در دولومیت‌های کرم‌رنگ و آهک‌های خاکستری رنگ کرتاسه زیرین جایگزین شده است. مرز مناطق معرفی شده همگی گسله بوده که این موضوع نقش و اهمیت گسله‌ها و سایر خطواره‌ها را در ایجاد و جایگزینی مواد معدنی نشان می‌دهد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که ماده معدنی بیشتر از نوع اکسیده و تقریباً متوسط عیار می‌باشد و به‌صورت پراکنده و به شکل چندین عدسی در واحدهای آهکی کرتاسه زیرین بخصوص واحد K_1^1 جایگزین شده که ماده معدنی شامل همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت، هیدروزینسیت و به مقدار کمتر اسفالریت و سروزیت است



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت و هیدروزینسیت. الف) کانی همی‌مورفیت با بافت کلوفرم به همراه اسمیت‌زونیت، ب و پ) تبدیل شدن اسفالریت‌ها در نتیجه هوازدگی به اسمیت‌زونیت، ت) رشد اسمیت‌زونیت بر روی سنگ میزبان دگرسان شده، ث و ج) هیدروزینسیت با بافت کلوفرم همراه با اسمیت‌زونیت.



شکل ۸. الف) کانی سروزیت در مقیاس ماکروسکوپی به شکل تیغه‌هایی در هم تنیده شیشه‌ای رنگ، ب) رگه تقریباً مشکی رنگ در قسمت وسط حاوی سروزیت است که دو طرف آن توسط همی مورفیت دربر گرفته شده است



شکل ۹. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های گوتیت و هماتیت. الف) بافت جعبه‌ای در گوتیت، ب) بافت پوششی در گوتیت، پ) بافت دانه تسبیحی در گوتیت و ت) اشکال متخلخل و توده‌ای در گوتیت همراه با حضور هماتیت به صورت لکه‌هایی در متن گوتیت.

کانسار فرآیند سیلیسی شدن باعث تشکیل سیلیس به فرم رگچه‌ای در سنگ میزبان کربناتی شده است. سیلیس در کلیه مراحل کانه زایی با سیال گرمابی انتقال یافته و جانشین سنگ میزبان کربناته شده است. به طور کلی این بخش‌های سیلیسی چنانچه تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی یا عوامل دیگر خرد شوند برای ته‌نشست کانه محیط مناسب پدید می‌آوردند. در بررسی مقاطع میکروسکوپی سیلیس یا به شکل میکروکوارتز یا مگاکوارتز با خاموشی موجی جانشین دانه‌های کربناتی شده است (شکل ۱۰ پ).

توالی پاراژنی

واحدهای کربناته موجود در کانسار دیزلو تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی حاکم بر منطقه، فضای لازم برای کانی سازی را بدست آورده‌اند. پیش از این، واحدهای مذکور تحت فرآیند دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند. در مرحله بعدی نیز ماده معدنی توسط سیالات گرمابی کانی‌ساز در فضای خالی و نیز به صورت جانشینی سنگ کربناته میزبان نهشته شده‌اند. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که کانه زایی در هر دو مرحله درونزاد و برونزاد صورت گرفته است. در مرحله درونزاد کانی‌های سولفیدی جانشین سنگ میزبان کربناتی کرتاسه شده‌اند. اسفالریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی و تنها کانی اقتصادی این مرحله بوده که در برخی موارد نیز جانشین پیریت شده و آثاری از پیریت به صورت ادخال در آن مشهود است (شکل ۵ الف)، هم‌رشدی پیریت و اسفالریت نیز در کانسار مشاهده شده است (شکل ۵ ب). همچنین

دولومیتی شدن: در کانسار دیزلو فرآیند دولومیتی شدن طی دو مرحله انجام گرفته است. دولومیت‌های نوع اول که معمولاً از لحاظ اندازه ریز تا متوسط بلور بوده و عمدتاً نیمه شکل دار می‌باشند، این دولومیت‌ها به‌طور گسترده در سنگ میزبان پراکنده بوده و جانشین سنگ‌آهک میکرایتی میزبان شده‌اند (شکل ۱۰ الف). به دلیل حضور آهن و اکسیداسیون بعدی که موجب آزاد شدن آهن گردیده دارای رنگ قهوه‌ای بوده و معمولاً آنکریت نامیده می‌شود این دولومیت‌ها با کانی‌های سولفیدی همراه نبوده و به همین دلیل این هاله‌های دولومیتی پیش از سولفیدی شدن تشکیل شده است و ممکن است منشأ دیاژنی داشته باشد.

دولومیت‌های نوع دوم نیز تا حدودی ریز بلور بوده و فاقد شکل بلوری منظم تا نیمه شکل‌دار می‌باشند. این دولومیت‌ها با کانی‌های سولفیدی همراه بوده و در برخی موارد بخش‌های میکرایتی و دولومیت‌های آغشته به اکسیدهای آهن و کانه توسط کلسیت‌های درشت بلور محاصره شده‌اند (شکل ۱۰ ب). به نظر می‌رسد که این هاله‌های دولومیتی هم‌زمان با سولفیدی شدن در منطقه حادث شده است. منیزیم لازم برای دولومیتی شدن سنگ میزبان ممکن است از تبدیل کانی‌های رسی و بی‌آب شدن شیل‌ها فراهم شود (Ghazban et al., 1994).

سیلیسی شدن: در کانسار دیزلو پهنه‌های کوچکی از کوارتزهای میکروکریستالین پیرامون و اطراف توده سولفیدی تشکیل شده است. در این

میان روی با سایر عناصر همبستگی جالب توجهی دیده می‌شود. این عنصر با سرب و نیکل همبستگی مثبت و بسیار قوی، با کلسیم همبستگی قوی ولی منفی، با کادمیوم، آهن و سیلیسیوم همبستگی قوی و مثبت، با منیزیوم همبستگی متوسط و منفی، با آلومینیوم همبستگی مثبت و متوسط، با گوگرد، تیتانیوم و منگنز همبستگی مثبت ولی ضعیف و با پتاسیم همبستگی مثبت ولی بسیار ضعیف را نشان می‌دهد. همبستگی مشاهده شده بین روی، سرب و نیکل می‌تواند ناشی از جانشینی سرب و نیکل در ساختار اسمیت‌زونیت، اسفالریت و سرروزیت باشد. علاوه بر این در برخی از کانسارهای با سنگ میزبان کربناته همبستگی قابل توجهی بین روی و کادمیوم وجود دارد که این امر ناشی از تمایل زیاد کادمیوم به تمرکز در ساختار کانی اسفالریت است (Fernandez and Izard, 2005). همچنین این همبستگی می‌تواند به حضور کادمیوم در ترکیب هیدروزینسیت نسبت داده شود. همبستگی روی با آهن و سیلیسیوم نیز احتمالاً به واسطه حضور این عناصر در ترکیب کانی‌های اسمیت‌زونیت و همی‌مورفیت می‌باشد. همراهی کانی‌های رسی و کائولینیت با اسفالریت می‌تواند دلیل همبستگی مثبت متوسط بین آلومینیوم و روی باشد.

کادمیوم با سرب همبستگی مثبت متوسط را نشان می‌دهد. به‌طور کلی حضور کادمیوم در کانی‌های سرب از جمله گالن می‌تواند به صورت جانشینی با سرب صورت گیرد ولی این جانشینی تا حدود زیادی تحت تأثیر حضور اسفالریت می‌باشد (جزی و شهاب پور، ۱۳۸۹). چرا که همان‌گونه که گفته شد کادمیوم تمایل زیادی به تمرکز در ساختار اسفالریت دارد. به هر حال این همبستگی می‌تواند ناشی از جانشینی این کانی‌ها در اسفالریت باشد.

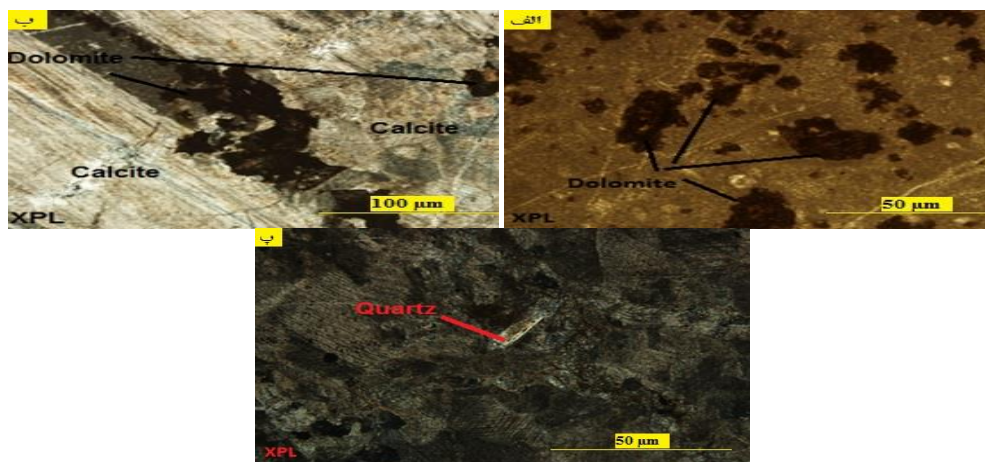
نیکل با سرب و آهن همبستگی مثبت بالا را نشان می‌دهد. همبستگی مشاهده شده می‌تواند ناشی از حضور این کانی‌ها در ساختار کانی اسمیت‌زونیت باشد. علاوه بر این همبستگی مثبت بالای آهن با سرب می‌تواند به واسطه جانشینی آهن در ساختار سرروزیت نیز باشد.

گالن نیز به مقادیر بسیار اندکی بصورت ادخال در اسفالریت دیده می‌شود، به این ترتیب به نظر می‌رسد که این کانی زودتر از اسفالریت ته‌نشین شده که این امر می‌تواند به دلیل تحرک کمتر عنصر سرب در مقایسه با روی در محلول‌های گرمایی باشد. با این حال فرآیندهای برونزاد در کانسار دیزلو بسیار گسترده بوده و حجم قابل توجهی از کانه‌زایی سرب و روی در قالب کانی‌هایی همانند همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت، هیدروزینسیت و سرروزیت در این مرحله انجام گرفته است. بافت‌های جانشینی مشاهده شده نشان می‌دهد که اسمیت‌زونیت از جمله کانی‌های ثانویه‌ای می‌باشد که در نتیجه جانشینی اسفالریت تشکیل شده‌اند. علاوه بر این بافت‌های کلورمی همی‌مورفیت نشان‌دهنده این است که این کانی فاز تأخیری نسبت به سنگ میزبان بوده است. سرروزیت و هماتیت نیز بترتیب در اثر کربناته شدن و اکسیداسیون گالن و پیریت تشکیل شده‌اند. حضور ادخال‌های هماتیت در گوتیت نیز نشان‌دهنده جانشینی آن‌ها توسط گوتیت می‌باشد. توالی پاراژنزی و مراحل کانی‌سازی برونزاد و درونزاد با در نظر گرفتن ساخت‌هایی نظیر نواربندی قشری و نیز بافت‌هایی نظیر رشد یک کانه در داخل کانه دیگر و تقاطع رگچه‌ها در (جدول ۱) به نمایش درآمده است. کانی‌هایی که به شکل درونزاد در این کانسار تشکیل شده‌اند عبارتند از اسفالریت، پیریت، گالن و باریت. علاوه بر این کانی‌هایی نظیر گوتیت، هماتیت و همی‌مورفیت محصول اکسیداسیون و سرروزیت، اسمیت‌زونیت و هیدروزینسیت محصول کربناته شدن در محیط برونزاد هستند.

ژئوشیمی

تعیین ارتباط همبستگی میان عناصر

برای داشتن درک صحیحی از دلایل تفاوت توزیع عناصر مختلف در یک ناحیه نیاز به وجود پارامترهای مختلف می‌باشد که می‌توانند میزان ارتباط و نوع آن را میان عناصر مختلف نشان دهند. تعیین چنین ارتباطی به روش همبستگی مقدور است. روابط بین عناصر مختلف به شکل ضریب همبستگی عناصر در (جدول ۲) محاسبه شده که در زیر بصورت مختصر مورد بررسی قرار می‌گیرد.



شکل ۱۰. الف) دولومیت‌های نیمه شکل دار آهن‌دار (آنکریت) در زمینه بایومیکرایت، ب) محاصره شدن بخش‌های میکرایتی و آنکریت توسط کلسیت درشت بلور، پ) بلورهای مگاوارتز که جانشین سنگ میزبان کربناته شده است.

بررسی تغییرات کانی‌شناسی در سنگ میزبان و ماده معدنی

به منظور بررسی تغییرات عناصر و کانی‌شناسی در سنگ میزبان و ماده معدنی ۷ نمونه از رخنمون سه واحد $K_f^1-K_p^1-K_r^1$ در امتداد خط A-B (شکل ۳) مورد آنالیز XRF و ۳ نمونه نیز از همین واحدها مورد آنالیز XRD قرار گرفتند (جدول ۳) و سپس نمودار تغییرات اکسیدهای هر یک از عناصر رسم و با توجه به تغییرات آن‌ها درون هر یک از واحدهای روی نقشه نتایج زیر حاصل گردید. واحدهای مذکور مهم‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده معدنی بوده که به ترتیب واحد K_f^1 متشکل از سنگ‌آهک خاکستری تیره حاوی میکروفسیل اوربیتولین بوده و بندرت تحت تأثیر محلول‌های هیدروترمال و دگرسانی قرار گرفته است. واحد K_p^1 متشکل از سنگ‌آهک‌های کرمی تا نخودی، سنگ‌آهک مارنی و ماسه دار بوده که رنگ آن به دلیل حضور کانی‌های آهن‌دار و احتمالاً روی در ترکیب

کانی‌شناسی آهک است. واحد K_f^1 نیز متشکل از سنگ‌آهک‌های خاکستری تیره حاوی میکروفسیل اوربیتولین، سنگ‌آهک مارنی و ماسه دار می‌باشد این واحد میزبان اصلی کانه زایی در منطقه بوده و در بعضی بخش‌ها به شدت دچار آلتراسیون و دگرسانی شده به طوری که میزان کانی‌های لیمونیت و هماتیت به قدری در سنگ بالا رفته که رنگ سطح فرسایشی آن در بعضی قسمت‌ها به کرمی تا نارنجی تغییر یافته است.

در امتداد خط AB از B به سمت A بررسی‌ها نشان می‌دهد که واحد K_f^1 که نمونه S₁ در آن واقع شده است، بیشتر شامل کانی‌های رسی و سنگ میزبان آهکی بوده، همچنین درصد اکسید کلسیم خیلی زیاد و اکسید منیزیم پایین بوده و در نتیجه در این واحد دولومیتی شدن و دگرسانی صورت نگرفته است.

جدول ۱. توالی پاراژنزی و مراحل کانی سازی درونزاد و برونزاد در کانسار سرب و روی دیزلو

مراحل کانه زایی کانه‌ها	مرحله پیش از کانه زایی	مراحل کانه زایی	مرحله برونزاد
کلسیت			
دولومیت			
اسفالریت			
گالن			
پیریت			
کانکوپیریت			
باریت			
اسمیت زونیت			
همی مورفیت			
هیدروزینیت			
سروزیت			
گوئیت			
هماتیت			

جدول ۲. ماتریس همبستگی روی با سایر عناصر توسط روش آماری پیرسن. اندازه‌گیری عناصر با استفاده از روش XRF صورت گرفته است.

Zn	Ca	Si	Fe	Al	K	Pb	Mg	Ti	Mn	S	Cd	Ni	Cu	
	-۰/۶۱	۰/۶۸	۰/۶۴	۰/۴۹	۰/۰۹	-۰/۸۴	-۰/۴۳	۰/۳۷	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۶۹	۰/۸۴	۰/۲۱	Zn
		۰/۰۰۲	-۰/۳۸	۰/۱۷	۰/۵۶	-۰/۳۶	۰/۷۴	۰/۱۳	۰/۹۷	-۰/۱۶	-۰/۸۷	-۰/۸۶	-۰/۴۵	Ca
			۰/۷۵	۰/۹۰	۰/۷۵	۰/۸۳	۰/۳۰	۰/۸۷	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۸۳	۰/۴۰	۰/۶۴	Si
				۰/۸۰	۰/۵۳	۰/۸۸	۰/۲۱	۰/۸۱	۰/۲۸	۰/۸۴	۰/۲۹	۰/۷۱	۰/۴۵	Fe
					۰/۸۹	۰/۸۱	۰/۵۴	۰/۹۰	۰/۴۲	۰/۶۷	-۰/۱۰	۰/۲۹	۰/۱۱	Al
						۰/۴۷	۰/۸۱	۰/۸۴	۰/۴۰	۰/۵۰	-۰/۵۲	-۰/۱۲	-۰/۱۴	K
							۰/۰۵	۰/۶۷	۰/۲۱	۰/۶۷	۰/۴۸	۰/۷۱	۰/۱۴	Pb
								۰/۵۷	۰/۹۹	۰/۴۸	-۰/۷۰	-۰/۵۱	-۰/۲۱	Mg
									۰/۴۶	۰/۶۴	-۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۳۰	Ti
										۰/۰۳	-۰/۳۱	۰/۱۱	۰/۴۳	Mn
											۰/۱۳	۰/۴۱	۰/۲۳	S
												۰/۷۸	۰/۰۰۶	Cd
													۰/۵۸	Ni
														Cu

بررسی تغییرات کانی‌شناسی در سنگ میزبان و ماده معدنی

به منظور بررسی تغییرات عناصر و کانی‌شناسی در سنگ میزبان و ماده معدنی ۷ نمونه از رخنمون سه واحد $K_p^1 - K_p^1 - K_p^1$ در امتداد خط A-B (شکل ۳) مورد آنالیز XRF و ۳ نمونه نیز از همین واحدها مورد آنالیز XRD قرار گرفتند (جدول ۳) و سپس نمودار تغییرات اکسیدهای هر یک از عناصر رسم و با توجه به تغییرات آن‌ها درون هر یک از واحدهای روی نقشه نتایج زیر حاصل گردید. واحدهای مذکور مهم‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده معدنی بوده که به ترتیب واحد K_p^1 متشکل از سنگ‌آهک خاکستری تیره حاوی میکروفسیل اوربیتولین بوده و بندرت تحت تأثیر محلول‌های هیدروترمال و دگرسانی قرار گرفته است. واحد K_p^1 متشکل از سنگ‌آهک‌های کرمی تا نخودی، سنگ‌آهک مارنی و ماسه‌دار بوده که رنگ آن به دلیل حضور کانی‌های آهن‌دار و احتمالاً روی در ترکیب کانی‌شناسی آهک است. واحد K_p^1 نیز متشکل از سنگ‌آهک‌های خاکستری تیره حاوی میکروفسیل اوربیتولین، سنگ‌آهک مارنی و ماسه‌دار می‌باشد این واحد میزبان اصلی کانه زایی در منطقه بوده و در بعضی بخش‌ها به شدت دچار آلتراسیون و دگرسانی شده به طوری که میزان کانی‌های لیمونیت و هماتیت به قدری در سنگ بالا رفته که رنگ سطح فرسایشی آن در بعضی قسمت‌ها به کرمی تا نارنجی تغییر یافته است.

در امتداد خط AB از B به سمت A بررسی‌ها نشان می‌دهد که واحد K_p^1 که نمونه S₁ در آن واقع شده است، بیشتر شامل کانی‌های رسی و سنگ میزبان آهکی بوده، همچنین درصد اکسید کلسیم خیلی زیاد و اکسید منیزیوم پایین بوده و در نتیجه در این واحد دولومیتی شدن و دگرسانی صورت نگرفته است.

در واحد K_p^1 با توجه به کانی‌شناسی و حضور نمونه S₂، چون درصد اکسید منیزیوم بالا رفته (۱/۴۳٪) و محیط برای تشکیل دولومیت مناسب شده در این قسمت دگرسانی دولومیتی شدن رخ داده است و همچنین درصد بالای سیلیس (۱۴/۹۸٪) نیز در این نمونه حاکی از سیلیسی شدن واحد K_p^1 می‌باشد و مقدار زیاد اکسید آهن نیز شرایط را برای تشکیل هماتیت و گوتیت فراهم کرده است. علاوه بر این وجود اکسید سیلیس و اکسید روی در نمونه‌های S₂-S₆ باعث ایجاد همی‌مورفیت که سیلیکات روی است شده و همچنین CO₂ موجود در سنگ میزبان کربناته نیز در حضور روی باعث تشکیل کربنات روی (اسمیت‌زونیت) و هیدروزینسیت و با حضور سرب باعث تشکیل کربنات سرب (سروزیت) شده است. با توجه به نمودار اکسید گوگرد که در نمونه S₂ بالا رفته، شرایط برای ایجاد اسفالریت نیز فراهم شده و درصد بالای اکسید آلومینیوم (۰/۶۴٪) نیز حاکی از وجود کانی‌های رسی و کائولینیت است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که در نمونه‌های S₃, S₄, S₅, S₇ که از واحد K_p^1 برداشت شده است اکسید روی افزایش و CaO کاهش یافته است به همین دلیل در این واحد دگرسانی شدید است و شرایط برای کانه‌زایی روی که بیشتر همی‌مورفیت است تا اسفالریت فراهم شده است. چراکه در این قسمت دیگر درصد گوگرد بالا نیست و شرایط برای ته‌نشینی اسفالریت نسبت به همی‌مورفیت زیاد فراهم نیست و با توجه به مقدار Si در این واحد می‌توان گفت که تا حدی سیلیسی‌شدن نیز زمینه را برای کانه‌زایی فراهم کرده است. علاوه بر این در این واحد کانی‌های دیگری نظیر سروزیت،

گوتیت، ژاروسیت و برخی کانی‌های رسی نیز مشاهده می‌شود که درباره رخدادهای آن‌ها در بالا توضیح داده شد.

بالا بودن مقدار اکسیدهای آهن، منگنز و منیزیوم در واحد K_p^1 به این دلیل است که این عناصر جانشین کلسیم در سنگ‌آهک می‌شود. همچنین در واحد K_p^1 و K_p^1 بالا بودن مقدار آهن، منیزیوم، منگنز، کبالت، مس و نیکل را می‌توان به حضور این عناصر در ترکیب اسمیت‌زونیت و سروزیت و بالا بودن کادمیوم را به حضور آن در ترکیب هیدروزینسیت و اسفالریت نسبت داد.

مطالعه میانبارهای سیال

سنگ‌نگاری

شناسایی و تفکیک پدیده‌های سیال موردنظر و تعیین زمان نسبی آن هدف اصلی بررسی‌های سنگ‌نگاری قلمداد می‌شود و به‌عنوان گام نخست در جهت مطالعات میانبارهای سیال شناخته شده است. بر اساس (Shepherd et al., 1985)، طی این مرحله مشخصات نوری میانبارهای سیال از قبیل شکل و ابعاد میانبارهای سیال، محتوای آن‌ها (جامد، مایع، گاز)، نوع میانبارهای سیال (اولیه، ثانویه، ثانویه کاذب)، درجه پرشدگی و پدیده‌های تغییر میانبارهای سیال بعد از به دام افتادن مورد بررسی قرار می‌گیرد.

بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که برخی از دانه‌های کلسیت درجات متفاوتی از استرین و تبلور مجدد را متحمل گردیده‌اند و چندین نسل از میانبارهای سیال ثانویه را به نمایش می‌گذارند. به‌رحال میانبارهای سیال اولیه مناسب برای آنالیز را می‌توان در هر پنج مقطع بعد از انجام مطالعات پتروگرافی دقیق شناسایی نمود. در نمونه‌های کلسیت مطالعه شده بیشتر میانبارهای سیال مطالعه شده اولیه بوده و تنها تعداد اندکی میانبارهای ثانویه کاذب مورد بررسی قرار گرفته‌اند. این میانبارها غنی از مایع بوده (L+V) و در بررسی‌ها هیچ‌گونه فاز جامد به دام افتاده یا فاز کانیایی دختری مشاهده نشده است. به‌طور کلی میانبارهای سیال اندازه‌های متنوعی از ۵-۲۵ میکرون را دارا می‌باشند و معمولاً کروی، نیمه‌شکل‌دار، کشیده، نامنظم و بندرت دارای شکل بلوری منفی کامل می‌باشند. بر اساس نوع و درصد فازهای موجود در میانبارهای سیال (Shepherd et al., 1985)، رفتار ریز دماسنجی آن‌ها دو نوع میانبار سیال در کانسار دیزلو مشاهده گردیده است.

الف) نوع اول میانبارهای تک فازه آبگین (L): این نوع از میانبارهای سیال از یک فاز آبگین تشکیل شده و معمولاً به اشکال کروی و نامنظم دیده می‌شوند. در بیشتر موارد از یک فاز غنی از مایع تشکیل شده‌اند اما در مواردی نیز میانبارهای تک فازه غنی از بخار نیز مشاهده می‌گردد. اندازه این تیپ از میانبارها کمتر از ۱۰ میکرون می‌باشد (شکل ۱۱ الف).

ب) نوع دوم میانبارهای سیال دوفازه آبگین (L+V): این تیپ از میانبارهای سیال توسط وجود یک حباب بخار در یک مایع آبگین در دمای اتاق مشخص می‌گردد از لحاظ حجمی فاز مایع به فاز بخار غلبه داشته (L+V) و بیشتر حجم میانبار سیال را تشکیل می‌دهند. این میانبارها وزن مخصوص پایینی دارند. در واقع عمده مطالعات ما هم بر روی این تیپ از میانبارها صورت گرفته است. در این تیپ، میانبارهای غنی از مایع بسیار رایج بوده و فاز بخار حدود ۲۰ الی ۴۰ درصد حجم کل میانبار را به خود اختصاص می‌دهند با این وجود تعداد اندکی از میانبارهای غنی از فاز گاز نیز در مقاطع

قرار دارند (شکل ۱۲، الف). این دسته از میانبرهای سیال فراوان‌ترین گروه میانبرهای سیال می‌باشد. دمای ذوب یخ این گروه معمولاً بین ۱۳/۲-الی ۱۹- درجه سانتی‌گراد با یک فراوانی مشخص در (۱۶-) درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ۱۲ ب)، که بیانگر درجه شوری معادل ۱۷ تا ۲۱/۶ درصد وزنی نمک طعام است (شکل ۱۲ پ). نکته قابل توجه در این تیپ از میانبرها؛ فاز گازی می‌باشد که در دمای صفر پلاتین میکروسکوپ تکان می‌خورد که خود نشان‌دهنده دمای پایین به دام افتادن سیال می‌باشد.

گروه دوم میانبرهای سیال دو فازه آبگین در دماهای بالاتری در حدود ۱۲۱ الی ۱۶۴ درجه سانتی‌گراد همگن می‌شوند (شکل ۱۲، الف). دمای ذوب یخ در این میانبرها معمولاً بین ۱۵/۶- تا ۲۵/۴- درجه سانتی‌گراد با یک فراوانی مشخص در (۱۸-) درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ۱۲ ب)، که نشان‌دهنده شوری معادل ۱۹/۱ تا ۲۵/۹۸ درصد وزنی نمک طعام می‌باشد (شکل ۱۲ پ). محدوده دمای یوتکتیک بدست آمده (Te) در این میانبرها در بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه پایین‌تر از ۲۰/۸- درجه سانتی‌گراد است. انحراف از نقطه یوتکتیک (۲۰/۸-) برای سیستم‌های NaCl-H₂O به دلیل حضور ترکیباتی از قبیل MgCl₂, CaCl₂, KCl در میانبر سیال می‌باشد (Crawford, 1981). این امر بیانگر حضور نمک‌های دیگر به‌غیر از NaCl نظیر سامانه‌های چند هم‌نه ای- NaCl-H₂O-CaCl₂-MgCl₂ در سیال کانسنگ ساز می‌باشد.

فشار و چگالی میانبرهای سیال

به‌طور کلی دمای همگن شدن تابعی از ترکیب، چگالی و فشار است لذا برای محاسبه دمای واقعی به دام افتادن میانبرهای سیال بایستی تصحیح فاکتورهای فشار، چگالی و ترکیب محلول انجام گیرد.

مشاهده گردیده است. از لحاظ شکل ظاهری نیز معمولاً به اشکال کروی، کشیده، نامنظم و بندرت دارای شکل بلور منفی می‌باشند. در این تیپ سعی شده که میانبرهای تک افتاده و یا با توزیع تصادفی و گاهی خوشه‌ای مورد بررسی ریز دماسنجی قرار گیرند. اندازه این تیپ از میانبرها ۱۰ الی ۲۵ میکرون می‌باشد (شکل ۱۱، الف، ب، پ و ت).

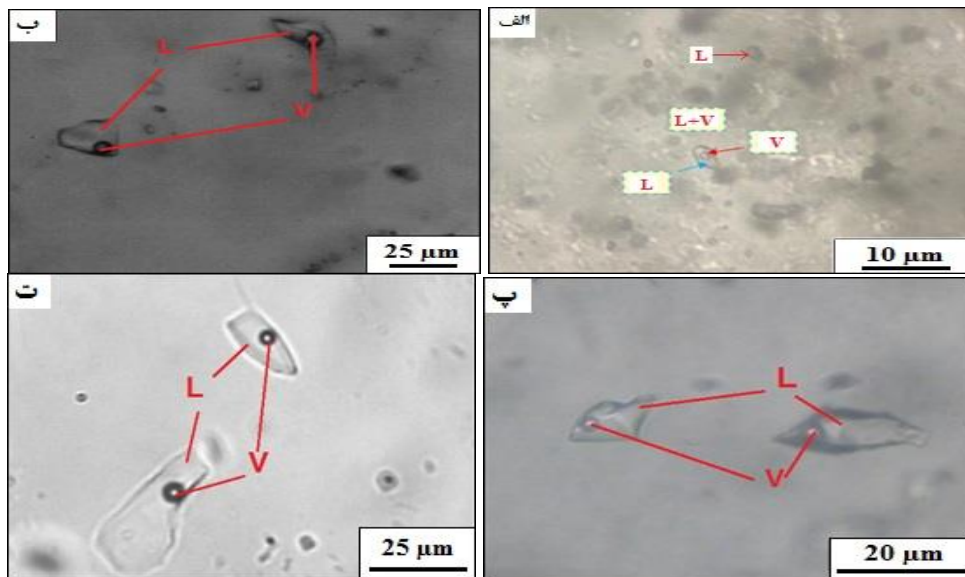
ریز دماسنجی میانبرهای سیال

داده‌های مربوط به مطالعات ریز دماسنجی در جدول (۴) خلاصه شده است. در این بررسی‌ها پارامترهای مورد اندازه‌گیری شامل دمای همگن شدن کل (T_{H Total})، اولین دمای ذوب یخ (T_{e ice})، آخرین دمای ذوب یخ (T_{m ice}) بوده است. در این مطالعات داده‌های اندازه‌گیری شده حاصل از بررسی‌های ریز دماسنجی و تخمین‌های کسر حجمی فازهای مختلف (توسط برنامه‌های نرم‌افزاری فلئوئیدز (Bakker, 1999) و کلاتریتز (Bakker, 1997) مورد پردازش قرار گرفته‌اند. در این مطالعات داده‌های اندازه‌گیری شده حاصل از بررسی‌های ریز دماسنجی و تخمین‌های کسر حجمی فازهای مختلف (توسط برنامه‌های نرم‌افزاری فلئوئیدز (Bakker, 1999) و کلاتریتز (Bakker, 1997) مورد پردازش قرار گرفته‌اند. همچنین درجه شوری میانبرهای سیال آبگین از روی آخرین دمای ذوب یخ و با استفاده از نرم‌افزار فلینکور (Brown, 1989) محاسبه گردیده است. در این بررسی‌ها برای تخمین فشار از نمودار تعادلی H₂O در فشار و دماهای مختلف (Diamond, 2003) و شیوه پیشنهادی (Touret and Dietvorst, 1983) استفاده شده است.

بررسی‌های ریز دماسنجی نشان می‌دهد که میانبرهای دوفازه آبگین از نظر دمای همگن شدن در دو گروه جای می‌گیرند: گروه اول که دمای همگن شدن آن‌ها در محدوده حرارتی بین ۵۵ تا ۱۱۰ درجه سانتی‌گراد با فراوانی مشخص در ۷۵ درجه سانتی‌گراد

جدول ۳. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب واحدهای سنگی میزبان کانه زایی در کانسار دیزلو به روش XRF

Samples	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇
CaO	۲۸/۷۲	۸/۳۸	۱۲/۸۳	۲۸/۵۴	۱/۳۸	۵۴/۲۱	۰/۶۲۶
ZnO	۲۵/۹۲	۱۶/۵	۳۰/۸۷	۲۶/۵۷	۵۹/۴۴	۰/۰۸۳	۶۳/۲
SiO ₂	۱۱/۶۲	۱۴/۹۸	۱۱	۱۱/۵	۱/۴۹	۰/۴۲۸	۴/۹۲
Fe ₂ O ₃	۳/۴	۲۷/۰۹	۹/۲۴	۳/۳۵	۳/۷۴	۰/۷۶۶	۶/۰۴
Al ₂ O ₃	۲/۵	۶/۴	۳/۸۹	۲/۵۶	۰/۶۷۴	۰/۲۶۱	۰/۵۹۱
K ₂ O	۰/۴۲	۱/۳۵	۰/۴۵	۰/۴۲۳	۰/۰۲۱	۰/۰۵۷	۰/۰۲۶
PbO	۰/۴۱۲	۱/۲۶	۱/۹۶	۰/۳۹۱	۰/۴۴۶	۰/۰۱۹	۰/۴۳۵
MgO	۰/۲۶۱	۱/۴۳	۰/۸۹	۰/۲۶۲	۰/۰۲	۰/۶۰۴	۰/۰۳۲
TiO ₂	۰/۰۷۹	۰/۳۲	۰/۱	۰/۰۸۶	۰/۰۲	۰/۰۱۸	۰/۰۴۷
MnO	۰/۰۶۵	۰/۲۷	۰/۰۵	۰/۰۶۹	۰/۰۹۶	۰/۰۵۹	۰/۰۸۷
SO ₃	۰/۰۴۵	۱/۱۷	۰/۵۴	۰/۰۴۴	۰/۰۹۵	۰/۴۶	۰/۸۳
CdO	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۱۵	۰/۰۴۱	۰/۲۲	۰/۰۱۶	۰/۳۲۵
NiO	۰/۰۲۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲۸	۰/۰۴۵	۰/۰۱۵	۰/۰۴۴
CuO	۰/۰۲۴	۰/۱	۰/۰۷۲	۰/۰۲۳	۰/۰۵۳	۰/۰۲	۰/۰۳۷
SrO	۰/۰۱۲	-	-	۰/۰۱۱	-	۰/۰۲۶	-
As ₂ O ₃	-	۱/۸	۰/۴۵	-	-	-	-



شکل ۱۱. الف) میانبرهای تک فازه آبگین ب و پ) میانبرهای دو فازه آبگین (L+V) غنی از مایع (نیمه کروی شکل دار)، ت) میانبرهای دو فازه آبگین (L+V) غنی از مایع (کشیده).

بحث

همان‌گونه که در شکل (۱۴ الف) نشان داده شده است محیط گرمایی سیال کانستگساز در کانسار دیزلو از نقطه نظر دمای همگن شدن و مقدار شوری با استفاده از نمودار (Wilkinson, 2001)، محدوده ذخایر MVT را نشان می‌دهد. مهم‌ترین ویژگی این کانسارها شامل: شوری معادل ۱۰-۳۰ درصد وزنی نمک طعام برای شورابه‌های حوضه‌ای کانسارساز، دمای همگن شدن میانبرهای سیال در محدوده ۵۰ الی ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد، تشکیل در سکانس کربناته پلاتفرمی، دیرزاد و لایه‌کران بودن، دگرسانی دولومیتی و سیلیسی، رخداد سولفیدها به صورت جانیشینی سنگ‌های کربناته و پرکنندگی فضاهای خالی و در نهایت وجود گسل‌ها، شکستگی‌ها و انحلال برش‌های فروریزی به عنوان کنترل‌کننده‌های کانه‌سازی می‌باشد (Leach and Sangster, 1993; Leach et al., 2001; Leach et al., 2005; Kesler and Reich, 2006; Paradis et al., 2007; Leach et al., 2010). تمام این شرایط با مطالعات کانی‌شناسی، بافت و ریز دماسنجی در کانسار سرب و روی دیزلو مطابقت دارد. بر اساس مطالعات میانبرهای سیال دمای همگن شدن در رگه‌های کلسیت همراه با کانه‌زایی بین ۵۵ الی ۱۶۴ درجه سانتی‌گراد، شوری و چگالی سیال کانه‌دار به ترتیب برابر با ۱۷ الی ۲۵/۹۸ درصد وزنی نمک طعام و ۱/۰۵۹ الی ۱/۱۳۵ گرم بر سانتیمتر مکعب، دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی، رخداد سولفید به صورت جانیشینی و پرکننده فضاهای خالی، کانسارسازی دیرزاد و لایه‌کران و عدم ارتباط با فعالیت‌های آذرین نشان‌دهنده شباهت قابل توجه مدل کانسار سازی نوع دره می‌سی‌سی‌پی با کانسار سرب و روی دیزلو است.

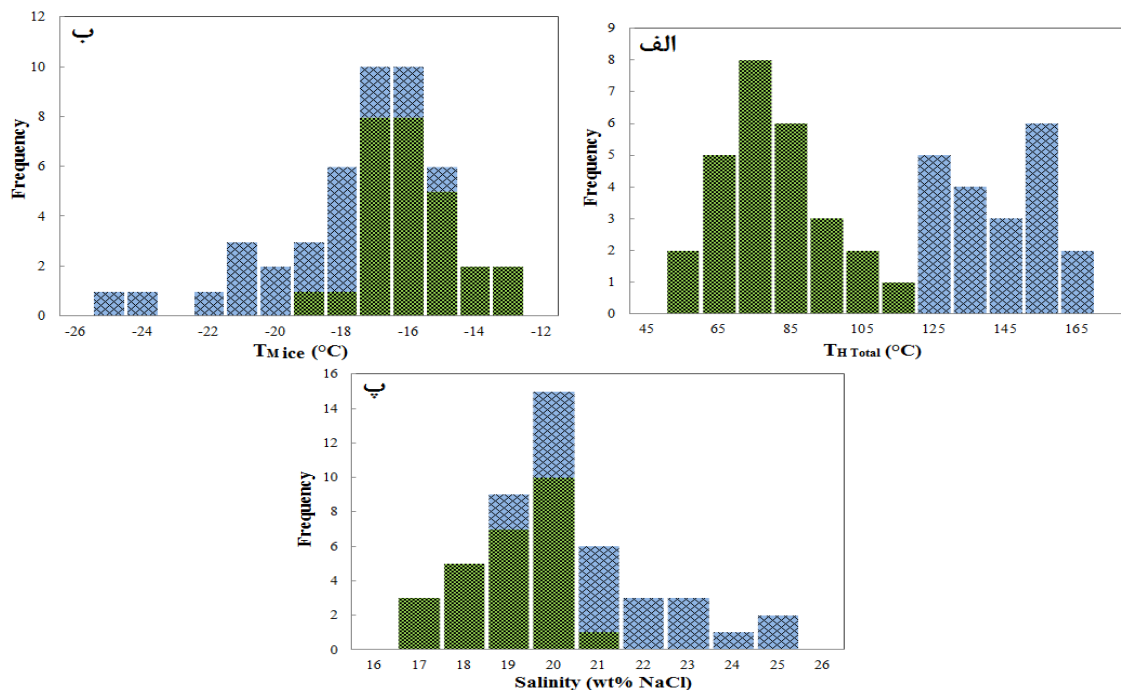
باتوجه به آنکه کانسار مورد مطالعه در عمق کم نهشته شده‌اند چگالی ترکیب اثر چندانی بر روی درجه حرارت همگن شدن ندارد و قابل صرف نظر کردن است. فشار بیشتر نیز در زمان به تله افتادن میانبرهای سیال باعث اختلاف بیشتر دمای همگن شدن و به دام افتادن می‌شود. اما از آنجایی که فشار در میانبرهای مورد مطالعه پایین است، تصحیح فشار نیاز نیست. به این ترتیب در این محاسبات بالاترین دمای همگن شدن (۱۶۴ درجه سانتی‌گراد) به عنوان کمترین دمای به دام افتادن در نظر گرفته شده است.

تخمین فشار در زمان به دام افتادن سیالات کانه دار در میانبرهای آبگین (L+V) بر اساس شیوه پیشنهادی (Touret and Dietvorst, 1983) و (Diamond, 2003) محاسبه گردیده است (شکل ۱۳، الف). همان‌گونه که در شکل نشان داده شده است فشار متوسط میانبرهای سیال کمتر از (۵۰ بار) برای کانسار دیزلو می‌باشد. به گونه‌ای که این مقادیر ارتباط خوبی با دمای همگن شدن نهایی و شوری میانبرهای سیال را نشان می‌دهد.

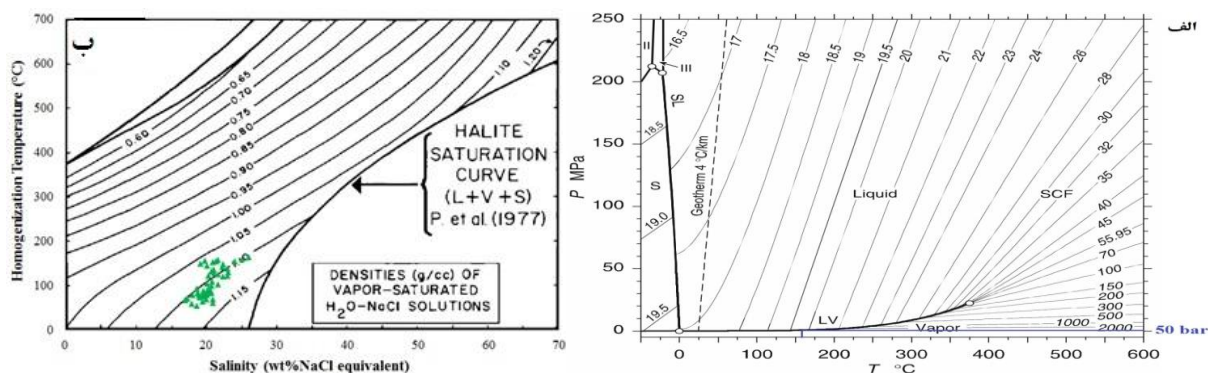
زمانی که داده‌های به دست آمده در مورد دمای همگن شدن میانبرهای سیال با داده‌های شوری ترکیب شوند، می‌توان چگالی سیال را بدون توجه به شرایط به تله افتادن آن تعیین کرد. میزان چگالی سیال کانه دار با استفاده از نمودار (Bodnar, 1983) و همچنین با استفاده از نرم‌افزار فلینکور برای میانبرهای سیال رگه‌های کلسیت همراه با کانه‌زایی محاسبه گردیده است. بر همین اساس چگالی میانبرهای سیال گروه اول با دمای (۵۵-۱۱۰)°C، برابر با ۱/۰۹۸ تا ۱/۱۳۵ گرم بر سانتیمتر مکعب می‌باشد (شکل ۱۳ ب)، درحالی‌که چگالی میانبرهای سیال گروه دوم با دمای (۱۲۱-۱۶۴)°C، برابر با ۱/۰۵۹ تا ۱/۱۱۲ گرم بر سانتیمتر مکعب می‌باشد.

جدول ۴. نتایج حاصل از مطالعه میانبراهای سیال در کانسار دیزلو

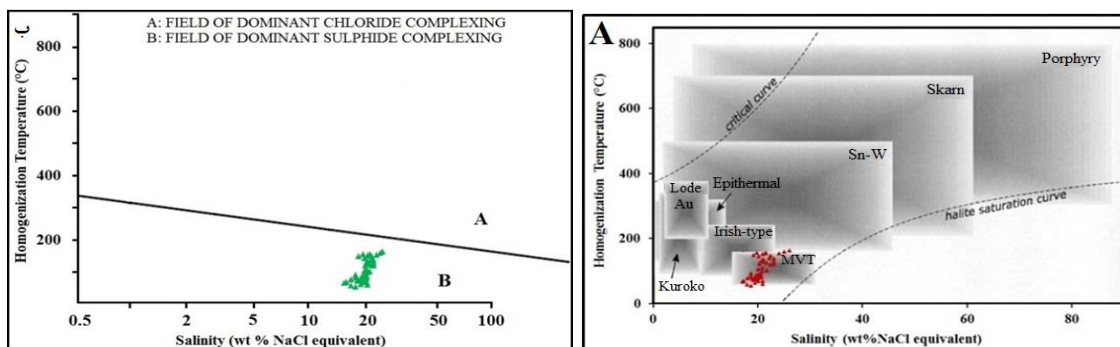
Inc. type	Size (μm)	T _{MICE} (°C)	Salinity wt% NaCl	T _H Total (°C)	Density gr/cm ³	Inc. type	Size (μm)	T _{MICE} (°C)	Salinity wt% NaCl	T _H Total (°C)	Density gr/cm ³
L + V	۱۹	-۱۶/۵	۱۹/۸۱	۷۵	۱/۱۱۸	L + V	۱۶	-۲۱	۲۳/۰۱	۱۲۲	۱/۱۱۲
L + V	۲۱	-۱۶	۱۹/۴۲	۷۹	۱/۱۱۵	L + V	۱۱	-۲۱/۱	۲۳/۰۸	۱۳۰	۱/۱۰۶
L + V	۱۹	-۱۵/۴	۱۸/۹۴	۷۸	۱/۱۱۲	L + V	۲۰	-۲۱	۲۳/۰۱	۱۳۹	۱/۰۹۹
L + V	۱۷	-۲۰	۲۲/۳۵	۱۲۱	۱/۱۰۷	L + V	۱۸	-۱۸/۱	۲۱/۰۲	۱۳۶	۱/۰۸۵
L + V	۱۱	-۱۹	۲۲/۶۶	۱۲۵	۱/۱۰۲	L + V	۲۴	-۱۷/۶	۲۰/۶۵	۱۳۲	۱/۰۸۵
L + V	۱۴	-۱۸/۲	۲۱/۰۹	۱۲۹	۱/۰۹۷	L + V	۱۷	-۱۸/۴	۲۱/۳۸	۱۵۵	۱/۰۷۲
L + V	۱۶	-۱۷/۱	۲۰/۳۷	۱۲۲	۱/۰۹۱	L + V	۱۰	-۱۸	۲۰/۹۴	۱۵۲	۱/۰۷۲
L + V	۲۲	-۱۴/۲	۱۷/۹	۵۹	۱/۱۱۳	L + V	۱۳	-۱۸/۹	۲۱/۵۹	۱۵۷	۱/۰۷۳
L + V	۱۶	-۱۵	۱۸/۶۱	۹۳	۱/۰۹۸	L + V	۱۹	-۲۵/۴	۲۵/۹۸	۱۶۴	۱/۱۱۰
L + V	۱۸	-۱۶	۱۹/۴۲	۶۴	۱/۲۲۲	L + V	۱۴	-۲۴/۶	۲۵/۰۵	۱۶۰	۱/۱۰۰
L + V	۱۲	-۱۷	۲۰	۶۹	۱/۲۲۸	L + V	۱۷	-۲۲/۵	۲۴	۱۵۵	۱/۰۹۹
L + V	۲۵	-۱۴/۳	۱۸/۰۳	۷۹	۱/۱۰۲	L + V	۱۰	-۱۷	۲۰/۲	۸۵	۱/۱۱۵
L + V	۱۲	-۱۵/۱	۱۸/۷	۸۴	۱/۱۰۴	L + V	۲۱	-۱۶/۳	۱۹/۶	۸۸	۱/۱۱۱
L + V	۱۷	-۱۶	۱۹/۴۲	۸۱	۱/۱۱۰	L + V	۱۸	-۱۷/۵	۲۰/۵	۸۹	۱/۱۱۵
L + V	۲۴	-۱۳/۲	۱۷	۶۸	۱/۱۰۱	L + V	۱۸	-۱۷	۲۰/۲	۹۲	۱/۱۱۰
L + V	۱۵	-۱۳/۵	۱۷/۳۳	۷۰	۱/۱۰۳	L + V	۱۸	-۱۷/۷	۲۰/۷۲	۹۹	۱/۱۱۰
L + V	۲۲	-۱۵/۵	۱۹/۰۲	۷۴	۱/۱۱۳	L + V	۱۳	-۱۶/۵	۱۹/۸۱	۷۵	۱/۱۱۸
L + V	۱۱	-۱۵/۶	۱۹/۱	۱۵۰	۱/۰۵۹	L + V	۱۹	-۱۶/۹	۲۰/۱۲	۷۹	۱/۱۱۸
L + V	۲۳	-۱۶/۴	۱۹/۷۴	۱۵۶	۱/۰۵۹	L + V	۱۳	-۱۵	۱۸/۶۱	۵۵	۱/۱۱
L + V	۱۸	-۲۰	۲۲/۳۵	۱۴۸	۱/۰۸۶	L + V	۲۵	-۱۸	۲۰/۹۴	۶۱	۱/۱۳۵
L + V	۱۰	-۱۹/۸	۲۲/۲	۱۴۱	۱/۰۹۱	L + V	۲۰	-۱۷/۶	۲۰/۶۵	۸۳	۱/۱۲۰
L + V	۱۴	-۱۶/۹	۲۰/۱۲	۱۴۵	۱/۰۷۱	L + V	۱۸	-۱۷/۹	۲۰/۸۷	۶۹	۱/۱۳۰
L + V	۱۷	-۱۷/۹	۲۰/۸	۱۱۰	۱/۱۰۳	L + V	۱۵	-۱۹	۲۱/۶	۱۰۳	۱/۱۱۴
L + V	۲۳	-۱۶/۸	۲۰/۰۵	۱۰۵	۱/۱۰۰						



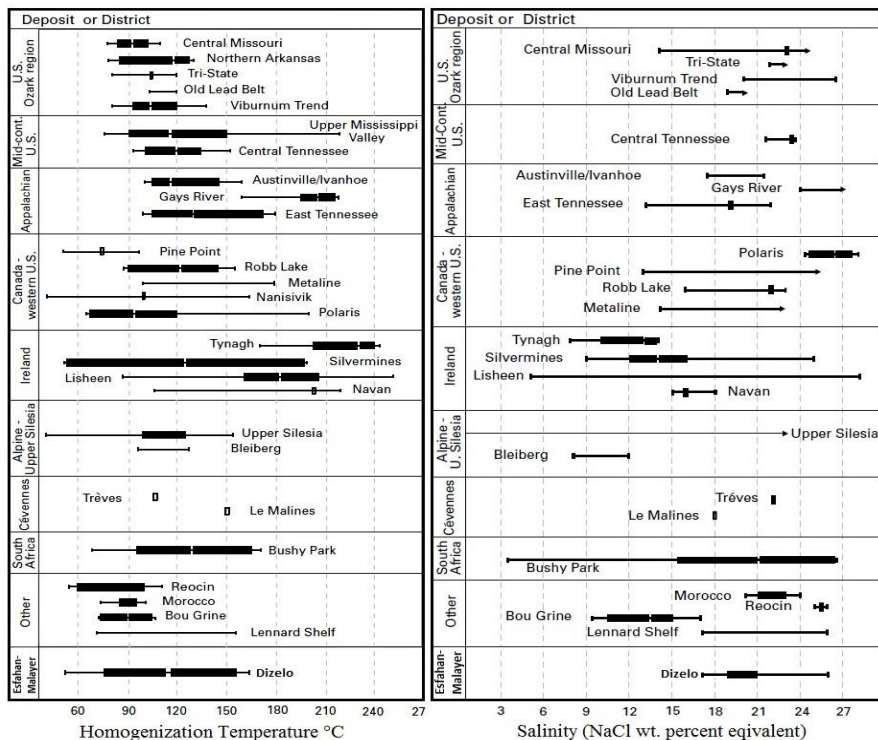
شکل ۱۲. الف) دمای همگن شدن میانبره‌های سیال دو فازه آبگین، ب) دمای ذوب یخ در میانبره‌های دو فازه سیال آبگین، پ) میزان شوری میانبره‌های سیال آبگین در کانسار دیزلو.



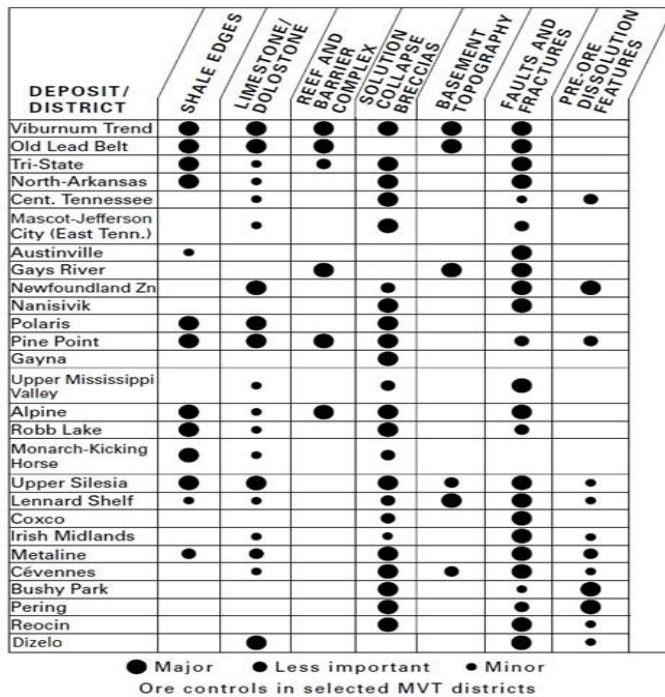
شکل ۱۳. الف) نمودار دما-فشار برای محاسبه فشار در زمان به دام افتادن سیالات کانه دار در کانسار دیزلو (Diamond, 2003). ب) نمودار شوری-دما برای محاسبه چگالی میانبره‌های سیال آبگین در کانسار دیزلو (Bodnar, 1983).



شکل ۱۴. الف) نمودار دما-شوری برای انواع مختلف ذخایر معدنی (Wilkinson, 2001). بر اساس این نمودار کانسار دیزلو، در محدوده ذخایر معدنی MVT قرار می‌گیرد. ب) نمودار دمای همگن شدن شوری سیالات جهت تعیین کمپلکس (آنیون) غالب کانسار (Pirajno after Large et al., 2009)



شکل ۱۵. خلاصه‌ای از داده‌های حاصل از مطالعه دمای همگن شدن و شوری میانبارهای سیال در برخی از کنسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی و مقایسه آن با کنسار دیزلو (Modified from Leach et al., 2005; Leach et al., 2010). کنسار دیزلو از نظر دمای همگن شدن و شوری شباهت قابل توجهی با بسیاری از کنسارهای MVT از جمله Lennard Shelf، Bushy Park و Robb Lake را نشان می‌دهد.



شکل ۱۶. خلاصه‌ای از عوامل کنترل کننده کانه‌ها در برخی از نواحی و کنسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی و مقایسه آن با کنسار دیزلو (Modified from Leach and Sangster, 1993; Leach et al., 2005; Leach et al., 2010).

حمل و نقل شیمیایی

در کانسارهای MVT، فرآیندهای مرتبط با پتانسیل اکسیداسیون - احیا و غلظت گونه‌های سولفوری (H_2S , SO_4) در سیال، کنترل کننده فرآیندهایی چون شستشو، حمل و نقل و ته‌نشست سرب و روی می‌باشند (Leach et al., 2010).

بررسی‌های انجام شده به وسیله (Seward, 1991, 1973)، نشان می‌دهد که در کانسارهایی که در درجه حرارت‌های پایین‌تر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند و یا کانی‌شناسی آن‌ها دلالت بر شرایط احیاء کننده دارد کمپلکس‌های سولفیدی، کمپلکس غالب در حمل و نقل سیالات کانه دار بوده است. در حالی که ذخایری که در درجه حرارت‌های بالاتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد شکل می‌گیرند و یا حضور کانی‌های سولفیدی و اکسیدی در آن‌ها حاکی از شرایط نسبتاً اکسید کننده می‌باشد، کمپلکس‌های کلریدی غالب است (شفا رودی و کریم پور، ۱۳۹۲). در این کانسار برای شناسایی کمپلکس‌های غالب در حمل فلزات کانسار ساز از نمودار Large و همکاران (۱۹۸۸) استفاده شده است. همان‌طور که در شکل (۱۴) نشان داده شده است داده‌های حاصل از ذخایر سرب و روی دیزلو در محدوده مربوط به کمپلکس‌های سولفیدی قرار می‌گیرند و می‌توان نتیجه گرفت آنیون‌های غالب در ناحیه، SO_4^{2-} یا HS^- و کمپلکس اساسی حمل کننده کمپلکس سولفیدی بوده است. علاوه بر این درجه حرارت پایین تشکیل کانسار دیزلو و وجود کانه‌های اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت در ناحیه تأییدی بر این ادعاست.

در (شکل ۱۵ و ۱۶) برخی از خصوصیات (عوامل کنترل کننده کانه‌ها، دمای همگن شدن و شوری میانبارهای سیال) مربوط به کانسارهای شاخص MVT در نقاط مختلف جهان با کانسار دیزلو مقایسه گردیده است. کانسار دیزلو از نظر دمای همگن شدن و شوری شباهت قابل توجهی با بسیاری از کانسارهای MVT از جمله Robb Lake و Bushy Park، Lennard Shelf را نشان می‌دهد.

منشأ سیالات درگیر در انتقال ترکیبات کانه دار

در این بررسی تعیین منشأ سیال گرمایی با استفاده از نمودار (Kesler, 2005) و بدون استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار نشان می‌دهد که میانبارهای سیال بیشترین تمرکز را در محدوده شورابه های حوضه‌ای نشان می‌دهند (شکل ۱۷ الف). مطالعات صورت گرفته نشان می‌دهد که منشأ اصلی سیال کانه‌زا در کانسارهای MVT شورابه های رسوبی است که به‌طور عمده از تبخیر آب دریا مشتق شده‌اند (Leach et al., 2010). در کانسار دیزلو شورابه های حوضه‌ای ممکن است در اثر انباشتگی رسوبات و یا فشارهای ناشی از فرآیندهای کوهزایی در امتداد شکستگی‌ها به حرکت درآمده و در بخش‌های بالایی این حوضه‌ها در اثر اختلاط با سیالات جوی باعث نهشت فلزات در ساختارهای برشی و شکستگی‌ها گردد که در ادامه بحث به‌طور مفصل مورد بررسی قرار می‌گیرد.

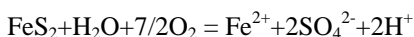
روند تکامل سیال کانه دار

بررسی‌ها نشان می‌دهد که عوامل کنترل کننده کانه را می‌توان به‌عنوان فاکتورهای بنیادی در نقل و انتقال سیال چه در مقیاس معدن و چه در مقیاس ناحیه‌ای در نظر گرفت که اجازه تمرکز سیال

و ایجاد فرصت مناسب برای فرآیند نهشت ماده معدنی را می‌دهد. این فرآیند نهشت به‌طور عمده شامل اختلاط سیال و جوشش در سامانه‌های غنی از مواد فرار می‌باشد. اما با این وجود تغییر در pH، دما و واکنش‌های اکسایش - کاهش سولفات را هم دربر می‌گیرد (Leach et al., 2010). بر اساس شکل (۱۷) تغییرات در چگالی سیال کانسنگ ساز در ارتباط با تحول این سیال در کانسار دیزلو با استفاده از نمودار (Zhang and Frantz, 1987) نشان می‌دهد که چند فرآیند در روند تکامل سیال گرمایی مؤثر بوده است:

الف) پدیده سردشدگی: بررسی‌ها نشان می‌دهد که پدیده سردشدگی در ته‌نشست مقادیر قابل توجهی مواد معدنی در یک حجم محدود از سنگ به سبب فقدان گرادیان زمین‌گرمایی زیاد در محیط‌های پوسته‌ای از اهمیت ناچیزی برخوردار می‌باشد (Willkinson, 2001). به هر حال همان‌گونه که در شکل نشان داده شده کاهش دمای همگن شدن از ۱۶۴ به ۵۵ درجه سانتی‌گراد سبب افزایش چگالی از ۱/۰۵۹ به ۱/۱۳۵ گرم بر سانتیمتر مربع می‌شود این افزایش چگالی خود سبب کاهش سرعت سیال کانسنگ ساز و در نهایت باعث تمرکز و نهشت ماده معدنی می‌گردد.

ب) واکنش سیال با سنگ میزبان آهکی: با توجه به آنکه حمل کننده اصلی سرب و روی در کانسار دیزلو کمپلکس‌های سولفیدی هستند، ناپایداری آن‌ها می‌تواند نقش مهمی در ته‌نشست غلظت‌های قابل توجهی سرب و روی در این کانسار داشته باشد. سیالات پس از عبور از شکستگی‌ها، مناطق برشی و درزه‌ها ضمن تأثیر بر شیل‌ها زمینه انحلال کانی‌های سولفیدی را فراهم نموده و باعث ایجاد شرایط اسیدی می‌گردند. علاوه بر این محتوای سولفید آهن موجود در این کانسارها که کمتر از ۵٪ است (Foley, 2002)، یک کنترل کننده مهم بر روی پتانسیل تولید اسید در آن‌هاست (Leach et al., 1995)، به این ترتیب که واکنش ساده کانی‌هایی مانند پیریت و مارکازیت با آب و اکسیژن (Stumm and Morgan, 1996):



و همچنین فعالیت باکتریایی که خود عامل اکسایش آهن فرو به فریک و نهایتاً اکسید شدن بیشتر پیریت و مارکازیت می‌باشد (Moses et al., 1987)، باعث تولید اسید بیشتری می‌گردد. اسید سولفوریک تولید شده به سنگ‌های درون گیر در کانسار یا مواد باطله حمله کرده و سرب‌روی و عناصر کمیاب را درون محلول آزاد می‌نماید. واکنش این سیال با سنگ میزبان آهکی باعث ایجاد پدیده آبکافت و نهایتاً مصرف H^+ و ورود فلزات قلیایی و قلیایی خاکی به سیال کانسنگ ساز می‌شود (مر و همکاران، ۱۳۹۰). از دست رفتن H^+ خود عامل افزایش pH، کاهش فعالیت H_2O (افت ثابت دی الکتریک) و نهایتاً بی‌ثباتی کمپلکس‌های سولفیدی (کاهش فعالیت سولفید) حمل کننده سرب و روی و ته‌نشینی فلزات می‌گردد. در این راستا مدت زمان واکنش سیال/سنگ و نرخ جریان عامل مهمی در ته‌نشست غلظت‌های اقتصادی در کانسار دیزلو دارد.

پ) اختلاط سیال: بسیاری از کانسارهای MVT در نتیجه اختلاط شورابه های فلزدار با دیگر سیالات در محل نهشت تشکیل می‌گردند. این "دیگر سیالات" به خوبی شناخته نشده است، بهر حال آن‌ها احتمالاً سیالاتی از منشأهای گوناگون می‌باشند که در

کلوفرمی، پوششی، دانه تسبیحی و شانهای می باشد. داده های حاصل از ذخایر سرب و روی دیزلو در محدوده مربوط به کمپلکس های سولفیدی قرار می گیرند و می توان نتیجه گرفت آنیون های غالب در ناحیه SO_4^{2-} یا HS^- و کمپلکس اساسی حمل کننده کمپلکس سولفیدی بوده است.

بررسی ها نشان می دهد که منشأ اصلی سیالات تشکیل دهنده کانسار دیزلو شورابه های حوضه های می باشند که در اثر انباشتگی رسوبات و یا فشارهای ناشی از فرآیندهای کوهزایی اعمال شده بر حوضه های رسوبی به حرکت درآمده و پس از عبور از شکستگی ها، مناطق برشی و درزه ها ضمن تأثیر بر شیل ها زمینه انحلال کانی های سولفیدی را فراهم نموده و باعث ایجاد شرایط اسیدی می گردند. اسیدسولفوریک تولید شده به سنگ های درون گیر در کانسار یا مواد باطله حمله کرده و سرب-روی و عناصر کمیاب را درون محلول آزاد می نماید. در نتیجه محتوای فلزات این سیالات با شستشوی شیل ها افزایش می یابد. سپس در اثر واکنش این سیال کانه دار با سنگ میزبان آهنی و مخلوط شدن با آب های جوی، مکانیسم مؤثری جهت ته نشینی Zn-Pb در نتیجه سردشدگی، افزایش pH، کاهش فشار، کاهش ثابت دی الکتریک H_2O و در نهایت تفکیک و ناپایداری کمپلکس های حمل کننده فلزات فراهم شده است. شواهدی چون دمای تشکیل بین ۵۵ الی ۱۶۴ درجه سانتی گراد، شوری برابر با ۱۷ الی ۲۵/۹۸ درصد وزنی نمک طعام، وجود دگرسانی های دولومیتی و سیلیسی، نهشته شدن سولفیدها به صورت جانشینی و پرکننده فضاهای خالی، کانسار سازی دیرزاد و لایه کران، عدم ارتباط با فعالیت های آذرین، کانی شناسی ساده ماده معدنی شامل اسفالریت، گالن، همی مورفیت، اسمیت-زونیست، هیدروزینسیت، سروزیت، کلسیت، کوارتز و دولومیت، رخداد ماده معدنی به صورت جانشینی سنگ میزبان کربناتی، رخداد در یک جایگاه کوهزایی، محدود شدن به دولومیت ها و سنگ آهن های کرتاسه کمر بند سرب و روی ملایر- اصفهان و در نهایت قرابت کانی شناسی و ژئوشیمیایی همگی نشان دهنده شباهت کانسار سازی نوع دره می سی سی پی برای کانسار سرب و روی دیزلو است.

شناخت کانسار سرب و روی دیزلو، به عنوان یک کانسار نوع دره می سی سی پی در بخش میانی کمر بند سندانج - سیرجان می تواند گام مثبتی جهت اکتشاف این نوع کانسارها در این بخش از کشور باشد. علاوه بر این بر اساس نتایج پژوهش حاضر می توان تخمین زد که در عمق های بیشتر می توان کانی سازی سرب و روی را دنبال کرد.

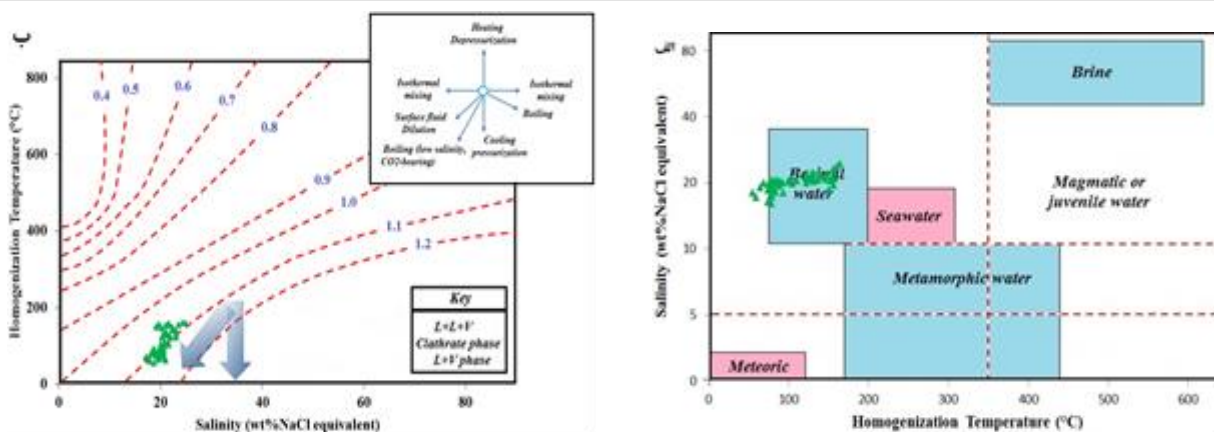
تشکر و قدردانی

نویسندگان این مقاله از حمایت های مالی کمیته تحقیقات دانشگاه لرستان و شرکت کهن آرا صنعت در به انجام رساندن این مقاله تشکر می کنند. نویسندگان همچنین از راهنمایی های ارزنده داوران محترم در بهبود هر چه بیشتر محتوای مقاله کمال تشکر و قدردانی را دارند.

سکانس های رسوبی - حوضه های حضور دارند (برای مثال آب های جوی یا سیالات ناشی از آب زدایی طی دگرگونی و دیاژنز). همان طور که در بررسی های ریز داماسنجی نشان داده شد، نتایج حاصل از این بررسی ها نیز بیانگر وجود ۲ سیال متفاوت در منطقه است. گروه اول سیالاتی با دمای ۵۵ الی ۱۱۰ درجه سانتی گراد و شوری برابر با ۱۷ الی ۲۱/۶ درصد نمک طعام و گروه دوم سیالاتی با دمای ۱۲۱ الی ۱۶۴ درجه سانتی گراد و شوری برابر با ۱۹/۱ الی ۲۵/۹۸ درصد وزنی نمک طعام. با توجه به آنچه در شکل (۱۷، الف) نشان داده شد منشأ سیالات تشکیل دهنده کانسار دیزلو همانند سایر کانسارها MVT شورابه های حوضه های می باشند که در اثر انباشتگی رسوبات و یا فشارهای ناشی از فرآیندهای کوهزایی اعمال شده بر حوضه های رسوبی به حرکت درآمده اند. به نظر می رسد که طی فاز نهایی کوهزایی در منطقه، گسترش فرآیندهای بالآمده گی، گسل های نرمال، درزه ها و شکستگی ها، گذرگاه مناسبی را برای جریان سیالات جوی و اختلاط با این شورابه های حوضه های فراهم است. بنابراین به منظور نشان دادن روند این اختلاط در کانسار دیزلو از نمودار شکل ۱۷، ب استفاده شده است کاهش درجه حرارت و شوری میانبرهای سیال در این نمودار مشابه روند اختلاط نشان داده شده در نمودار (Wilkinson, 2001)، بوده و حاکی از روند مخلوط شدگی این شورابه های حوضه های با سیالات جوی دارای دما و شوری پایین تر می باشد. محتوای فلزات این سیالات با شستشوی شیل ها که تحت فرآیندهای تکتونیک و دگرشکلی حاکم بر پهنه سندانج - سیرجان مستعد از دست دادن بخشی از فلزات خود هستند، افزایش یافته است. سپس کمپلکس های سولفیدی حمل کننده فلزات در اثر مخلوط شدن با آب های جوی و در نتیجه کاهش دما، کاهش فشار و افزایش pH ناپایدار گشته و باعث نهشت فلزات شده است و نهایتاً کانی سازی در درون شکستگی ها و مناطق انحلال یافته آهن صورت گرفته است.

نتیجه گیری

مهم ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه شامل شیل و ماسه سنگ های ژوراسیک و تناوب سنگ آهنک خاکستری تیره تا روشن حاوی میکرو فسیل، شیل سیلتی، مارن و ماسه سنگ با سن کرتاسه می باشند که بر اساس شدت هجوم سیالات گرمایی دچار تغییرات شیمیایی شده اند. کانی شناسی کانسار شامل اسفالریت و باریت به عنوان کانی های اصلی و اولیه می باشد. از دیگر کانی های فرعی و کمیاب اولیه می توان به گالن، پیریت و کالکوپیریت اشاره کرد که عمدتاً به صورت درون رشدی در اسفالریت ها حضور دارند. همی مورفیت و اسمیت زونیست نیز از کانی های ثانویه اقتصادی همراه با اسفالریت می باشند، علاوه بر آن ها اکسایش سوپرزن یا هوازادگی نزدیک سطح سولفیدهای Zn، Pb و Fe با سنگ میزبان کربنات عامل تشکیل کانی های فرعی و کمیاب ثانویه ای مانند هیدروزینسیت، سروزیت، گوتیت و هماتیت می باشد. از لحاظ بافتی نیز عمده ترین بافت های سولفیدی مشاهده شده در کانسار دیزلو شامل بافت های پرکننده فضاهای خالی، رگچه ای،



شکل ۱۷. الف) منشأ سیال کانستگ ساز با استفاده از نمودار (Kesler, 2005)، ب) روند تکامل سیال کانه دار، تغییرات چگالی، شوری و دمای میانبرهای سیال در کانسار سرب و روی دیزلو با استفاده از نمودارهای (Zhang and Frantz, 1987) و (Wilkinson, 2001).

منابع

- جزی، م.ع.، شهاب پور، ج.، ۱۳۸۹، بررسی خصوصیات کانی شناسی، ساختی، بافتی و ژئوشیمیایی معدن سرب نخلک، اصفهان. مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره ۲، ص ۱۳۱-۱۵۱.
- شرکت کهن آرا صنعت، ۱۳۸۷، گزارش پایانی عملیات اکتشافی کانسار سرب روی دیزلو.
- قربانی، م.، ۱۳۸۱، دیباچه‌ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۹۵ ص.
- مر، ف.، اسدی، س.، فتاحی، ن.، ۱۳۹۰، زمین شیمی و زمین دما سنجی کانسار مس جیان (بوانات)، زون سندنج-سیرجان، شمال شرق استان فارس، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱، ص ۸۰-۹۲.
- ملکزاده شفارودی، آ.، کریم پور، م.ج.، ۱۳۹۲، زمین شناسی، کانی سازی و مطالعات میانبرهای سیال کانسار سرب-روی-مس حوض رئیس، شرق ایران. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۶، ص ۶۳-۷۳.
- ملک قاسمی، ف.، ۱۳۷۸، اصول مینرالوگرافی، انتشارات دانشگاه تبریز، ۱۷۳ ص.
- Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, Vol: 229, p: 211-238.
- Appol. M.S., Wenz Z.J., 2011, Composition of Ore Fluid Inclusions from the Viburnum Trend, Southeast Missouri District, United States: Implications for Transport and Precipitation Mechanisms, *Economic Geology*, Vol: 106, p: 55-78.
- Bakke, R.J., 1997, Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrate melting temperatures, *Computer Geoscience*, Vol: 23, p: 1-18.
- Bakker, R.J., 1999, Optimal interpretation of microthermometrical data from fluid inclusions: thermodynamic modeling and computer programming, Habilitation thesis. Ruprecht-Karls-University, Heidelberg, 50 p.
- Berberian, M., King .G.C.P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol: 18, p: 210-26.
- Bodnar, R.J., 1983, A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties on inclusion fluid, *Economic Geology*, Vol: 78, p: 535-542.
- Boni, M., Large .D., 2003, Nonsulfide zinc mineralization in European overview, *Economic Geology*, Vol: 98, p: 715-729.
- Brown, P.E., 1989, FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data, *American Mineralogist*, Vol: 74, p: 1390-1393.
- Crawford, M.L., 1981, Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: Hollister, L.S., Crawford, M.L. (Eds.), *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*, Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, Vol: 6, p: 75-100.
- Diamond, L.W., 2003, Systematics of H₂O inclusions. In: Samson I, Anderson A, Marshall D (eds) *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Vol: 32, p: 55-79.
- Ehya, F., Lotfi. M., Rasa. I., 2010, Emarat carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol: 37, p: 186-194.
- Fernandez, P.F.J., Izard. M.A., 2005, Trace element content in galena and sphalerite from ore deposits of the Alcudia Valley mineral field (Eastern Sierra Morena, Spain), *Journal of Geochemical Exploration*, Vol: 86, p: 1-25.

- Foley, N.K., 2002, Environmental geochemistry of platform carbonate-hosted sulfide deposits, in Seal, R.R., and Foley, N.K., eds., Progress on geoenvironmental models for selected mineral deposit types. U.S. Geological Survey Open-File Report, 02-195, p: 87-100.
- Ghazban, F., McNutt. R.H., Schwarcz. H.P, 1994, Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, West-Central Iran, *Economic Geology*, Vol: 89, p: 1262-1278.
- Guilbert, J.M., Park. C.F., 1997, *The Geology of ore Deposits*, Freeman and company, New York, 985p.
- Kesler, S.E., 2005, Ore-forming fluids, *Elements*, Vol: 1, p: 13-18.
- Kesler, S.E., Reich. M.H., 2006, Precambrian Mississippi Valley-Type deposits; relation to changes in composition of the hydrosphere and atmosphere, in Kesler, S.E., and Ohmoto, Hiroshi, eds., *Evolution of early Earth's atmosphere, hydrosphere, and biosphere; constraints from ore deposits*, Geological Society of America Memoir, Vol: 198, p: 185-204.
- Large, R., Huston. D., McGoldrich. P., McArthur. G., Ruxton. P., 1988, Gold distribution and genesis in Paleozoic volcanogenic massive sulphide systems. In: *Bicentennial Gold 88*, Geological Society of Australia, Vol: 22, p: 121-126.
- Leach, D.L., Sangster. D.F., 1993, Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits, Geological Association of Canada Special Paper, Vol: 40, p: 289-314.
- Leach, D.L., Viets. J.B., Foley-Ayuso. N.K., Klein. D.P., 1995, Mississippi Valley-Type Pb-Zn deposits (Models 32a, b; Briskey, 1986 a, b), in Du Bray, E. A., ed., *Preliminary Compilation of Descriptive Geoenvironmental Mineral Deposit Models: U.S. Government Consulting Group, Open-File Report 95-831*, p: 234-243.
- Leach, D.L., Bradley. D.C., Lewchuk. M.T., Symons. D.T.A., Marsily. G., Brannon. J.C., 2001, Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits through geological time: implications from recent age-dating research, *Mineralium Deposita*, Vol: 36, p: 711-740.
- Leach, D.L., Sangster. D.F., Kelley. K.D., Large. R.R., Garven. G., Allen. C.R., Gutzmer. J., Walters. S., 2005, Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective. Society of Economic Geologists, *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume, 1905-2005*, p: 561-607.
- Leach, D.L., Bradley. D.C., Huston. D., Pisarevsky. S.A., Taylor. R.D., Gardoll. S.J., 2010, Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history, *Economic Geology*, Vol: 105, p: 593-625.
- Leach, D.L., Taylor. R.D., Fey. D.L., Diehl. S.F., Saltus. R.W., 2010, A deposit model for Mississippi Valley-Type lead-zinc ores, chap. A of *Mineral deposit models for resource assessment*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070-A, 52 p.
- McKendrick, M.A., Burgess. R., Leach. D., Patrick. R.A.D., 2002, Hydrothermal fluid origins in Mississippi Valley-type ore districts: Combined noble gas (He, Ar, Kr) and halogen (Cl, Br, I) analysis of fluid inclusions from the Illinois-Kentucky fluorspar district, Viburnum Trend, and Tri-State districts, midcontinent United States, *Economic Geology*, Vol : 97, p: 453-469.
- Mohajjel, M., Fergusson. C.L., Sahandi. M.R., 2003, Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol: 21, p: 397-412.
- Momenzadeh, M., Shafiqhi. S., Rastad. E., Amustutez. G.C., 1979, The Ahangaran Lead-Silver deposit, SE Malayer, west central Iran, *Mineral deposita*, Vol: 14, p: 323-341.
- Moses, C.O., Nordstrom. D.K., Herman. J.S., Mills. A.L., 1987, Aqueous pyrite oxidation by dissolved oxygen and ferric iron, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 51, p: 1561-1571.
- Paradis, S., Hannigan. P., Dewing. K., 2007, Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication no, Vol: 5, p: 185-203.
- Pirajno, F., 2009, *Hydrothermal processes and mineral systems*: Springer, New York, 1273 p.
- Ramdohr, D.R.P., 1966, *The ore minerals and their intergrowths*, pergamon press, 1174 p.
- Seward, T. M., 1973, Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal solutions, *Geochim, cosmochim, Acta*, Vol: 37, p: 379-399.
- Seward, T. M., 1991, The hydrothermal geochemistry of gold, in: Foster, R. P. (ed), *gold metallogeny and exploration*, Blakie and sons Ltd. 432 p.
- Shepherd. T. J., Rankin. A. H., Alderton. D. H. M., 1985, *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*, Blackie, Glasgow, 239 p.
- Smirnow, V.I., 1976, *Geology of mineral deposits*, Moscow, MIP pub, 250 p.
- Stumm, W., Morgan. J.J., 1996, *Aquatic chemistry: Chemical equilibria and rates in natural waters*, 3rd edition, John Wiley and Sons, NY, 1022 p.
- Touret, J., Dietvorst. P., 1983, Fluid inclusions in high-grade anatectic metamorphites, *Journal of Geological Society of London*, Vol: 140, p: 635-649.
- Viets, J.G., Leach. D.L., 1990, Genetic implications of regional and temporal trends in ore fluid geochemistry of Mississippi Valley-type deposits in the Ozark region, *Economic Geology*, Vol: 85, p: 842-861.

- Viets, J.G., Hofstra. A.H., Emsbo. P., Kozlowski. A., 1996, The composition of fluid inclusions in ore and gangue minerals from Mississippi Valley-Type Zn-Pb deposits of the Cracow-Silesia region of southern Poland: genetic and environmental implications, in Gorecka, E., and Leach, D.L., eds., Carbonate-hosted zinc-lead deposits in the Silesian-Cracow area, Poland: Warsaw, Poland, Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego, Vol: 154, p: 85-104.
- Wilkinson, J.J., 2001, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, Lithos, Vol: 55, p: 229-272.
- Zhang, Y.G., Frantz. J.D., 1987, Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions, Chemical Geology, Vol: 64, p: 335-350.