مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته
زمستان ۹۷، شماره ۳۰

بررسی کانه‌زایی سرب در نهشته‌های ژوراسیک هوره (شمال شهرکرد) با استفاده از داده‌های ژئوشیمیائی، سیالات درگیر و ژئوفیزیک

مریم آهنکوب
گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران
الهام کیوانی
گروه زمین‌شناسی، دانشگاه خوارزمی
علیرضا اورنگی
گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

تاریخ دریافت: ۹۷/۸/۱۴ *تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۱/۹*

M.ahankoub@pnu.ac.ir

چکیده

محدوده اکتشافی سرب هوره در ۲۵ کیلومتری شمال شهرکرد و در پهنه زمین‌ساختاری سنندج- سیرجان واقع شده است. این کانه‌زایی درون شیل، ماسه‌سنگ‌ها و کربنات‌های ژوراسیک تا کرتاسه با بافت غالب جانشینی، عدسی شکل و چینه‌کران مشاهده می‌شود. کانه‌زایی عمدتاً شامل گالن همراه با کالکوپیریت و پیریت است. مطالعه میانبارهای سیال دال بر حضور، آبگین دو فازی (L+V) غنی از مایع و غنی از گاز هستند. این میانبارها دارای دمای ذوب یخ ۳۱- تا ۴۹- درجه سانتی‌گراد با شوری ۱۸/۲۱ تا ۲۲/۳۷ درصد وزنی معادل نمک طعام و دمای همگن شدگی ۸۷/۵ تا ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشند. داده‌های ژئوفیزیکی نمایانگر حضور ۴ آنومالی سرب در منطقه می‌باشد که علاوه بر یک رخنمون در نزدیکی سطح زمین، از عمق ۱۰ متری از سطح زمین شروع شده و با امتداد تقریباً شمالی-جنوبی با شیب تند به سمت غرب تا عمق ۵۰ متری ستبرا دارند. این اندیس از دیدگاه زمین‌ساختی، نوع میزبان، دگرسانی سنگ دیواره، منشأ سیالات درگیر و مواد کانی‌ساز با کانسارهای سرب و روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی قابل تطبیق است.

کلمات کلیدی: *سرب، سنگ‌های کربناته، تیپ می‌سی‌سی‌پی، پهنه سنندج سیرجان، شهرکرد*

مقدمه

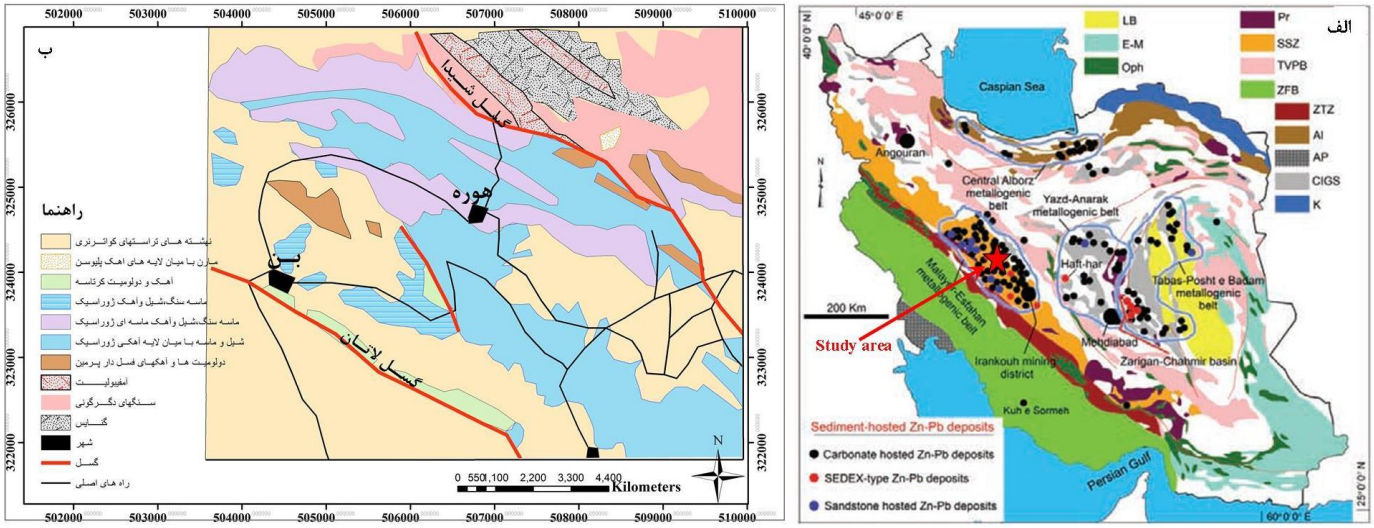
بر اساس پاراژنز کانه‌شناسی، زمان و تیپ کانه‌زائی در ایران، پهنه سنندج- سیرجان، در یکی از ۹ محور کانه‌زائی سرب و روی، تحت عنوان محور ملایر- اصفهان، واقع شده است که تاکنون بیش از ۱۲۰ کانسار و نشانه معدنی سرب و روی از آن گزارش شده است. مهم‌ترین کانسارهای سرب و روی هیپوژن ایران، نظیر کانسارهای ایرانکوه (Ghazban et al., 1994) ، انجیره تیران (طاهریان، ۱۳۷۲) و آهنگران (زمانیان، ۱۳۷۲) ، همگی با سنگ میزبان آهکی و دولومیتی کرتاسه پایینی، در این زون جای گرفته‌اند. شهاب پور (۱۳۸۵) معتقد است کانه‌زائی کمربند ملایر- اصفهان واقع در بخش میانی پهنه سنندج- سیرجان عمدتا در زمان تریاس، در سکانس‌های کربناتـه و در کنار گسل‌های عمیق روی داده است. رخداد کوهزایی لارامید در ایران علاوه بر بستن نئوتتیس سبب ایجاد گسل‌های معکوس با مولفه کمی امتداد لغز راست‌گرد و اختلاف ارتفاع در پهنه سنندج- سیرجان نسبت به پهنه ایران مرکزی شده است (Mohajjel et al., 2003). مهم‌ترین عامل حرکت حجم عظیمی از سیالات برای کانه‌زایی سرب و روی تیپ دره می‌سی‌سی‌پی، شیب توپوگرافی در نظر گرفته می‌شود (Leach et al., 2005, 2003, 2001; Appold and Gruven, 1999). بسیاری از کانسارهای این تیپ همزمان با فرآیندهای کوهزایی ایجاد شده‌اند. در پهنه سنندج- سیرجان نیز مشابه دیگر کانسارهای دنیا، شیب توپوگرافی ایجاد شده در اوایل کوهزایی لارامید عاملی برای حرکت سیالات به سمت ارتفاعات کم‌تر و به درون رسوبات کرتاسه بوده است. شروع فعالیت معدنی در اندیس معدنی هوره به سال ۱۳۷۴ باز می‌گردد که شامل برداشت‌های مختصری از کارهای اکتشافی سطحی، گمانه زنی و مغزه‌گیری و حفاری‌های چاهک بوده است. به هر حال، تاکنون مطالعات جامعی در خصوص ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، ژئوفیزیک و میانبارهای سیال این اندیس معدنی صورت نگرفته است. هدف از این مطالعه، ارائه داده‌های جامع فوق جهت تعیین ژنز کانسار سرب در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

زمین‌شناسی

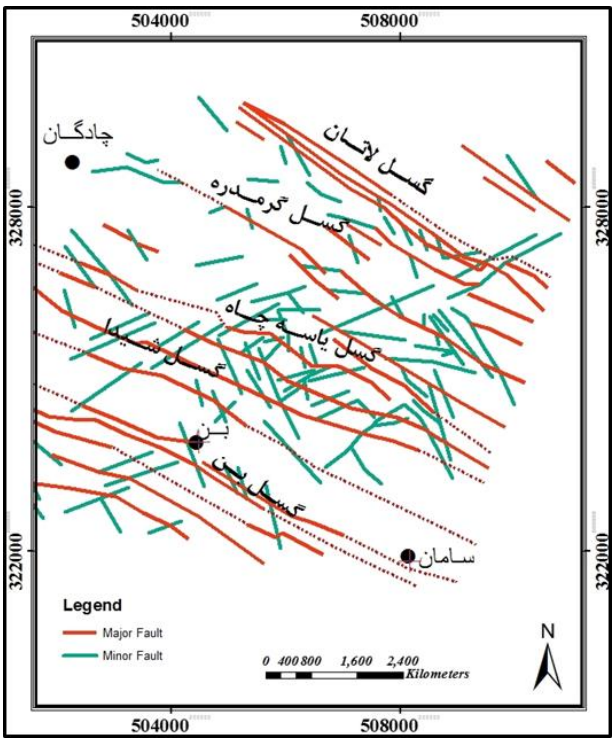
زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی ´۴۵ °۵۰ تا ´۰۰ °۵۱ طول شرق و´۲۷ °۳۲ تا ´۴۵ °۳۲ عرض شمالی در ۲۵کیلومتری شمال شرق شهرکرد و در نقشه چهارگوش ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرکرد و در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ چادگان واقع شده است. این اندیس در بخش میانی پهنه ساختاری سنندج- سیرجان و در زون کانه‌زایی محور ملایر- اصفهان واقع شده است. در (شکل۱ الف)، نقشه توزیع کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی ایران و ایالت فلز زایی آنها آورده شده است (مغفوری و همکاران،۱۳۹۶). پهنه سنندج - سیرجان دارای یک زمینه ساختاری اصلی است که از پرکامبرین پسین با کافتن آغاز شده و در کوهزایی سیمرین پیشین با وارونگی زمین‌ساختی پایان یافته و سپس حوضه‌های توربیدیتی مزوزوییک در تریاس پسین شکل گرفته و در فاز سیمرین میانی و یا لارامید بسته شده است. همه سنگ‌های پهنه سنندج - سیرجان را می‌توان در سه واحد زمین‌ساختی - چینه‌نگاشتی پرکامبرین پسین- تریاس میانی، تریاس بالایی - کرتاسه و مجموعه ترشیری جای داد (آقانباتی، ۱۳۸۳). قدیمی‌ترین واحدهای زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه شامل دولومیت و آهک‌های پرمین می‌باشند که با رنگ کرمی تا زرد در منطقه رخنمون دارند. کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل‌های ژوراسیک توسط سنگ‌های

آهکی ورقه‌ای نازک لایه، شیل و مارن‌های آهکی، سنگ آهک و دولومیت‌های ضخیم لایه پوشیده شده‌اند. آبرفت های جوان و عهد حاضر در منطقه به خوبی قابل تشخیص می‌باشند (شکل۱ب). به واسطه دخالت عوامل تکتونیکی و دگرگونی، رخساره‌های درجه ضعیف دگرگونی (شیست) در منطقه قابل مشاهده است. کانی‌سازی سرب در اندیس معدنی هوره درون سنگ‌های آهکی ژوراسیک و کرتاسه رخ داده‌است. سنگ‌های آهکی ستبر لایه تا توده‌ای کرتاسه، ماسه سنگها و سیلتستون‌های خاکستری در منطقه دیده می‌شوند. پادگانه‌های آبرفتی جوان و نهشته‌های رودخانه‌ای عهد حاضر، جوان‌ترین نهشته‌های رسوبی ناحیه مورد مطالعه هستند. از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، ناحیه هوره نسبتا ساده است. در نواحی پیرامون اندیس معدنی، روند اصلی ساختارها شمال غرب – جنوب شرق همانند روند اصلی پهنه سنندج-سیرجان و گسل زاگرس می‌باشد. مهم‌ترین عوارض ساختاری منطقه، حضور سه گسل اصلی لاتان - شیدا- بن و گسل‌های فرعی با امتداد عمود بر گسل‌های اصلی می‌باشند (شکل۲).



شکل۱- الف) نقشه توزیع کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی ایران و ایالت فلززایی آن‌ها (مغفوری و همکاران،۱۳۹۶)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده محدوده مورد نظر، اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرکرد(زاهدی و رحمتی،۱۳۸۴).



شکل۲- نقشه گسل‌های محدوده مورد مطالعه (بابااحمدی، ۱۳۷۸).

روش مطالعه

در این تحقیق پس از انجام بازدید مقدماتی از منطقه و بررسی وضعیت منطقه، با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و نرم‌افزارهای مرتبط (Arc view و Envi)، پیمایش‌های مناسب در منطقه مورد مطالعه صورت گرفته و با توجه به وضعیت کانه‌زائی در منطقه، ۳۵ نمونه برداشت شد. مطالعات میکروسکوپی ۱۰ نمونه مقطع نازک و ۵مقطع صیقلی تهیه شده از نمونه‌های معرف کانسنگ با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان المپیوس انجام شد.

همچنین برای تشخیص عناصر اصلی و جزئی،۵نمونهٔکانسنگ با دستگاه XRF(1480 PW-PHILIPS) مورد آنالیز قرارگرفت. مطالعات میانبارهای سیال، با تهیه۳ نمونه از کانی کلسیت و اندازه‌گیری‌ها با استفاده از میکروسکوپ زایس با میز گرمایش THMS-600 لینکام در از مایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان صورت گرفت. مطالعات ژئوفیزیک نیز در منطقه شامل داده‌های الکترمغناطیس برای تعین عمق کانسارسازی و گستردگی ان مورد استفاده قرار گرفت.

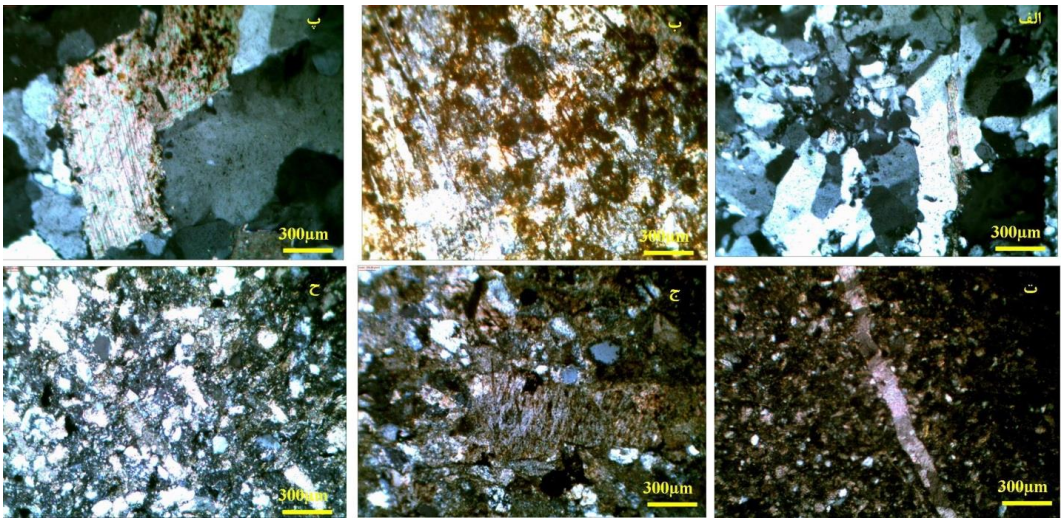
سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی سنگ میزبان

سنگ میزبان کانسار سرب هوره، سنگ‌های کربناته تخریبی، آهک، دولومیتی و سیلتستون‌ها و ماسه سنگ‌های کرم تا خاکستری هستند که دارای لایه بندی متوسط تا ستبر و تقریبا توده‌ای می باشد. با اینحال روند عمومی کانه‌زایی دارای شیب و امتداد شمال غرب – جنوب شرق با زاویه تقریبی ۴۵ درجه می‌باشد. بواسطه حرکات زمین‌ساختی در طی فرآیندهای کوهزایی در منطقه و عملکرد فعال گسل‌های مهم منطقه، در امتداد گسل‌ها، خردشدگی و برشی‌شدگی به وفور دیده می‌شود. وضعیت فرسایشی لایه‌ها و سنگ‌ها منجر به حضور غالب ژئومورفولوژی تپه ماهوری در منطقه شده است. کانی‌سازی سرب در اندیس معدنی هوره به صورت تودهای عدسی شکل و رگه‌ای با ستبرای چند سانتی‌متر تا چندین متر در سنگ میزبان رخ داده است (شکل۳الف). در بین کانسنگ بعضی رگه‌های روشن از کلسیت با ضخامت کم دیده می‌شود (شکل۳ ب). پدیده‌های تبلور دوباره، برشی‌شدن، دولومیتی‌شدن، آلتره‌شدن و حضور اکسیدهای آهن ناشی از اکسیده شدن در سطح زمین و یا مناطق برش و ترانشه به وفور دیده می‌شود (شکل۳ پ و ج).

در برخی قسمت‌ها، تمرکز کانی‌سازی در مناطق درزه‌دار و یا برش‌های ریزشی به صورت جانشینی و پرکننده فضای خالی در سنگ میزبان است. شواهد موجود در ترانشه‌ها و کارهای اکتشافی دال بر افزایش ستبرای ماده معدنی با افزایش عمق می‌باشد. سنگ میزبان عمدتا ماسه‌سنگ‌های لیتارنایت و آرکوزی به همراه سنگ‌های کربناته تخریبی می‌باشند (شکل ۴الف تا د). اکسید و هیدروکسیدهای آهن با رنگ قرمز تا قهوه‌ای، اغلب کانی‌های ثانویه‌ای هستند که از اکسایش کانی‌های اولیه حاصل شده‌اند (شکل۴ ب).



شکل ۳- الف : وضعیت کانی‌سازی سرب در منطقه در اندیس معدنی هوره، ب: حضور رگه‌های کلسیت در سنگ میزبان و کانسنگ، پ: کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن‌دار، ج، حضور آلتراسیون‌های ثانویه ایلیتی و کلریتی.



شکل ۴- تصویر سنگ میزبان اندیس معدنی هوره در نور XPL، الف: ماسه‌سنگ، ب: سنگ‌های کربناته غنی از گوتیت، پ: ماسه‌سنگ درشت بلور ، ت: ماسه‌سنگ ریز بلور با رگه‌های کلسیتی ثانویه، ج و د : سنگ‌های کربناته تخریبی.

کانسار اندیس معدنی هوره از نوع سولفیدی متشکل از گالن همراه با ترکیب کانی‌شناسی پیریت و کالکوپیریت می‌باشند. مالاکیت، کلسیت و اکسیدهای آهن اغلب به عنوان کانی‌های باطله دیده می شوند. گالن به صورت بلورهای دانه ریز تا دانه درشت و شکل‌دار تا بی‌شکل تا حدود ۶ میلی‌متر با حفره های رخ سه گوش که از حاشیه در حال جانشینی توسط سروسیت هستند، دیده می شوند.(شکل۵الف و ب ، پ). پیرت و کالکوپیریت به صورت ریز تا درشت بلور مشاهده می‌شوند (شکل ۵ ت و ت، ج).

کلسیت به صورت پرکننده فضای خالی و بافت شانه‌ای و رگه‌ای درون سایر سنگ‌ها دیده می‌شود. مالاکیت اغلب در شکستگی‌های پیریت و کالکوپیرت بواسطه اکسیداسیون دیده می‌شود (شکل۵ت تا ج). در برخی قسمت‌ها گوتیت، هماتیت، مگنتیت، ایلیت، دولومیت و کوارتز به صورت پراکنده حضور دارند.

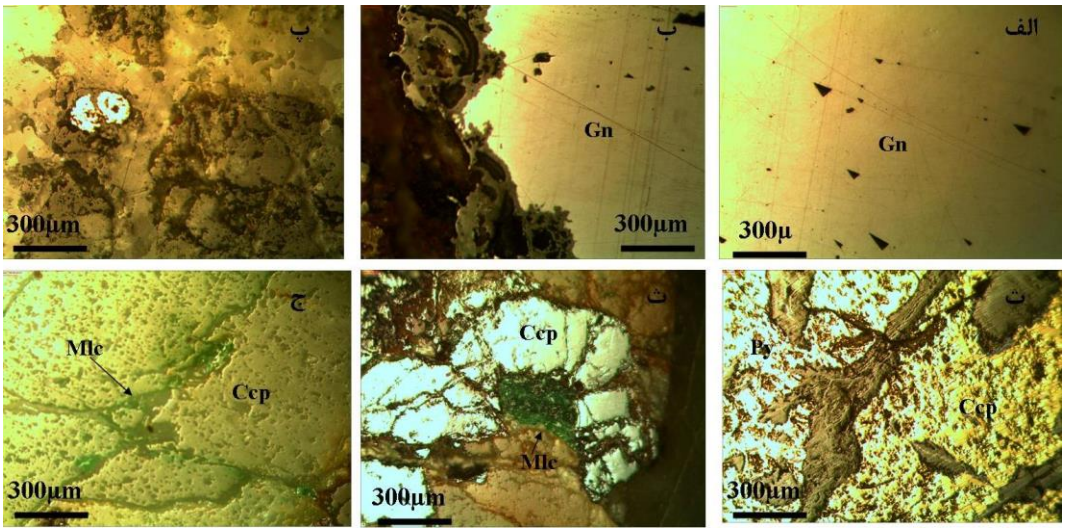
در (شکل۶) توالی پاراژنز کانی‌شناسی آورده شده است. داده‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی دال بر توالی کانیشناسی در اندیس معدنی هوره در طی دو مرحله می‌باشد. در مرحله اولیه کانی‌های سولفیدی گالن در محیط احیایی نهشت کرده‌اند، در مرحله دوم، کانی‌های اولیه در محیط اکسیدان به انواع کربنات‌ها و سیلیکاته و اکسیدی و هیدروکسیدی تبدیل شده‌اند.

ژئوشیمی سنگ کل

نتایج آنالیز ژئوشیمی XRF، ۵ نمونه از اندیس معدنی سرب هوره در (جدول۱) آورده شده است.

مقدار میانگین SiO_2 در منطقه مورد مطالعه ۳۸/۳۱ بوده که در مقایسه با پوسته بالایی کم‌تر می‌باشد (Taylor and McLennan, 1985 ; SiO_2=64.8) و دال بر پایین بودن بلوغ بافتی سنگ‌های رسوبی منطقه می-باشد(شکل۷). همچنین مقدار میانگین CaO= ۲۲/۲۵ (حدود ۵ برابر مقدار CaOپوسته قاره‌ای بالایی است (۴/۱۹ درصد) که نشان از مقادیر بالای خرده سنگ‌ها و سیمان کربناته دارد؛ به طوری که سبب کاهش نسبی SiO_2و Al_2O_3 شده است. از آنجا که Al_2O_3 در طی هوازدگی، دیاژنز و دگرگونی تقریبا بدون تغییر می‌ماند، می‌تواند به عنوان عاملی برای مقایسه با دیگر عناصر اصلی به کار رود.

همینطور بررسی همبستگی اکسید آلومینیم با سایر اکسیدها با استفاده از ترسیم نمودارهای اکسید در مقابل اکسید دال بر روند مشخص سایر اکسیدها می‌باشد (شکل۸). اکسید آلومینیم با تمامی اکسیدهای دیگر دارای ارتباط و همبستگی مثبت و با مقادیر CaO دارای ارتباط منفی می باشد. رابطه مثبت Al_2O_3 با اکسیدها به واسطه حضور کانی‌های رسی و میکای و حضور فاز کانی شناسی غنی از آلومینیم به خصوص ایلیت می باشد (Das et al., 1999; Lee, 2006). ارتباط منفی مقدار CaO با Al_2O_3 دال بر حضور ترکیب سیمان و خرده سنگ‌های کربناته در منطقه می‌باشد (Das et al., 2006). ارتباط مثبت Al_2O_3 با SiO_2 بیانگر حضور فیلوسیلیکاتها می باشد (Dabard, 1990).



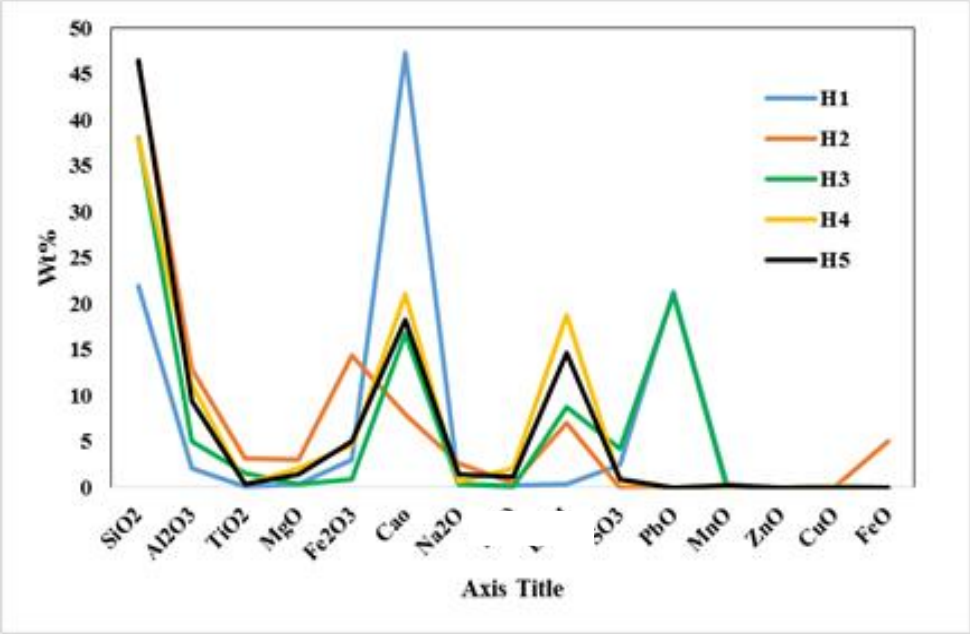
شکل ۵- الف تصویر میکروسکوپی از گالن، ب) گالن در حال تبدیل به سریسیت د رحاشیه همراه با اکسیدهای آهن، پ، کالکوپیریت در متنی از پیریت و اکسیدهای اهن، ت) پیریت و کالکوپیریت، ث و ج) حضور مالاکیت درون کالکوپیریت.

کانی ها	کانی سازی اولیه	کانی سازی ثانویه
گالن	▬	
اسفالریت	▬	
کلسیت	▬	▬
اراگونیت	▬	▬
دولومیت	▬	▬
اکسیدهای آهن		▬
کانی های رسی		▬
کوارتز		▬

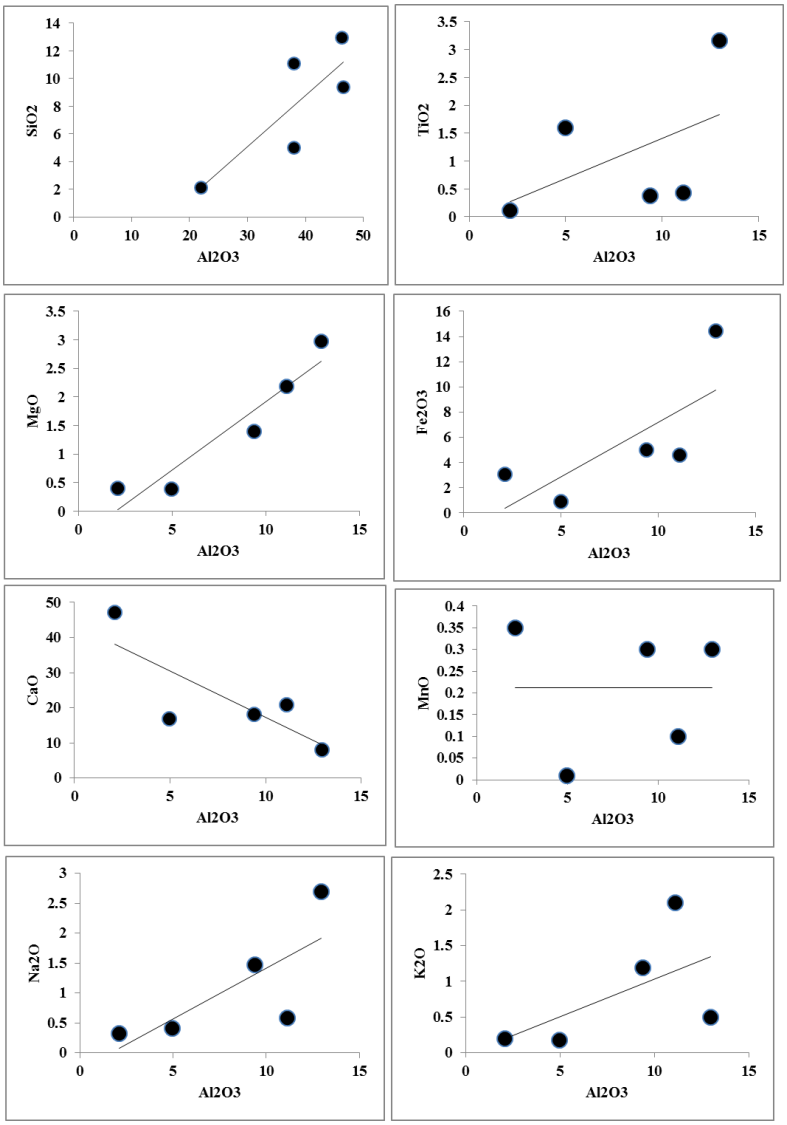
شکل۶- توالی پاراژنتیکی کانی‌سازی در اندیس معدنی سرب هوره.

جدول۱- نتایج آنالیز ژئوشیمی نمونه‌های اندیس معدنی سرب هوره.

Sample.	H1	H2	H3	H4	H5	Sample.	H1	H2	H3	H4	H5
W%						SO_3	۲/۴۸	۰/۰۱	۴/۳۱	۰/۷۳	۰/۸۷
SiO_2	۲۲/۰۱	۴۲/۲۲	۳۸/۰۱	۳۸	۴۶/۵	PbO	۲۱/۲۸	۰/۰۱	۲۱/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱
Al_2O_3	۲/۱	۱۲/۹۵	۴/۹۸	۱۱/۱۱	۴/۳۸	MnO	۰/۳۵	۰/۳	۰/۰۱	۰/۱	۰/۳
TiO_2	۰/۱۱	۳/۱۶۱	۱/۵۹	۰/۴۳۳	۰/۳۸	ZnO	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
MgO	۰/۴	۲/۹۸	۰/۳۹	۲/۱۸	۱/۴	CuO	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۰۱
Fe_2O_3	۳/۰۳	۱۴/۴۲	۰/۸۶	۴/۵۸	۵/۰۱	FeO	۰/۰۱	۵/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Cao	۴۷/۲۵	۸/۰۲	۱۶/۸	۲۰/۹۸	۱۸/۲۲	ppm					
Na_2O	۰/۳۲	۲/۷	۰/۴۱	۰/۵۹	۱/۴۸	S	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
K_2O	۰/۲	۰/۵	۰/۱۸	۲/۱	۱/۱۹	Fe	۰/۰۱	۱۱/۲۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
L.O.I	۰/۴۳	۷/۰۶	۸/۸	۱۸/۸	۱۴/۵۸	Au	۰/۰۱	۱۱/۹۸	۴۴/۹۵	۰/۰۱	۰/۰۱
total	۷۵/۸۵	۹۸/۰۱	۷۲/۰۲	۹۸/۷۷	۹۸/۱۴	Cu	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۴۴/۹۷	۴۶/۸۹



شکل۷- بهنجارسازی اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی نسبت به ترکیب پوسته بالایی قاره‌ای(UCC) (Taylor and McLennan, 1985) بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی رسوبات منطقه هوره.

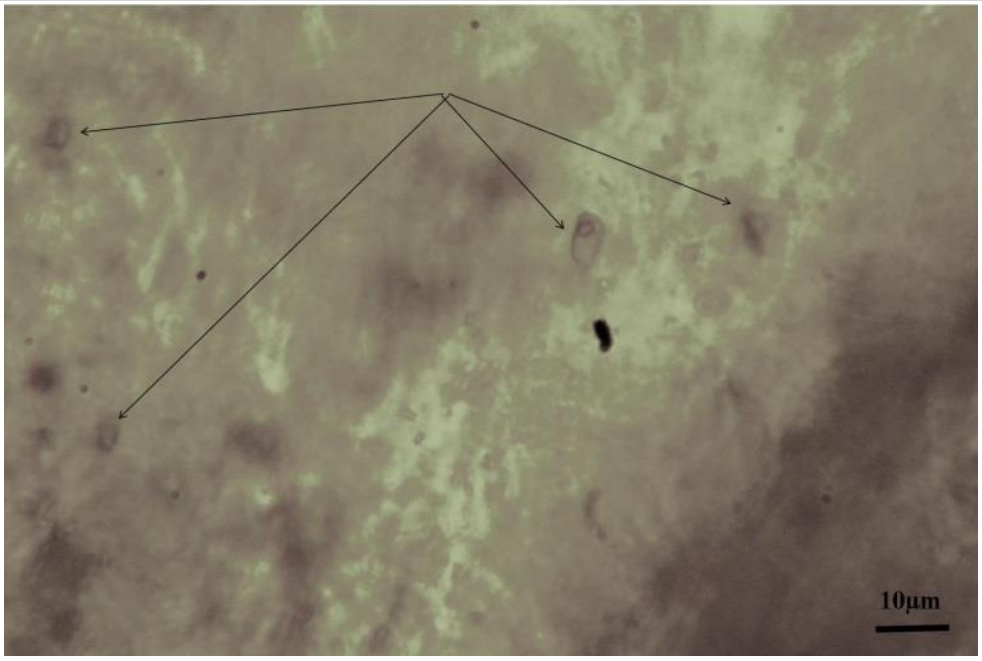


شکل ۸- ترسیم همبستگی و ارتباط درصد اکسیدآلومینیم در مقابل سایر اکسیدها.

میانبارهای سیال

میانبارهای سیال موجود در کانی کلسیت بیش‌تر با اشکال نامنظم در اندازه ۴ تا ۱۰میکرومتر دیده می‌شوند (شکل۹). داده‌های میکروترمومتری در جدول ۲ آورده شده است. ادخال‌های آبگین اغلب دوفازی (L+V) غنی از مایع و غنی از گاز می‌باشند. دماهای همگن شدن میانبارهای سیال اندیس معدنی هوره در محدوده دمای ۸۷/۵ تا ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل۱۰ الف). دمای ذوب یخ اندازه‌گیری شده در میانبارهای سیال اولیه بین ۱۴/۵- تا ۲۰- درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل۱۰ ب). شوری میانبارهای سیال از ۱۸/۵ تا ۲۲ با میانگین ۲۰/۱۵ درصد وزنی معادل Nacl تغییری می‌کند (شکل۱۰ ج).

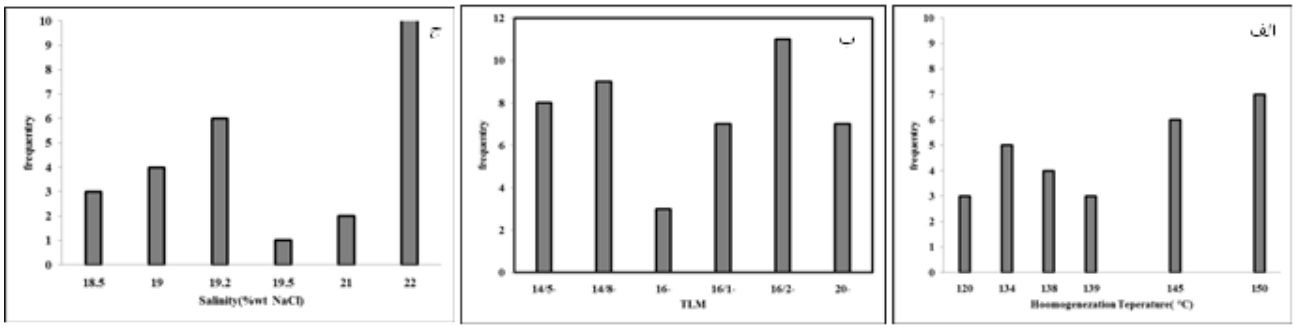
شوری سیال بر پایه دمای ذوب یخ و با استفاده از معادله Bodnar(1993) به دست آمده است. میانگین دمای همگن شدگی میانبارهای سیال ۱۳۶/۶۷ درجه سانتی‌گراد است. محدوده گسترده دماهای همگن‌شدگی میانبارهای سیال دال بر اهمیت ساز و کار سرد شدگی سیال در ته نشست کانی های کانسار در منطقه می‌باشد. پلات داده‌های در نمودار توزیع تقریبی دما- شوری در محلول‌های گرمابی با منشاء گوناگون (Bodnar, 1999)، محدوده شورابه-های حوضه‌ای را برای اندیس معدنی سرب هوره نشان می‌دهد (شکل ۱۱).



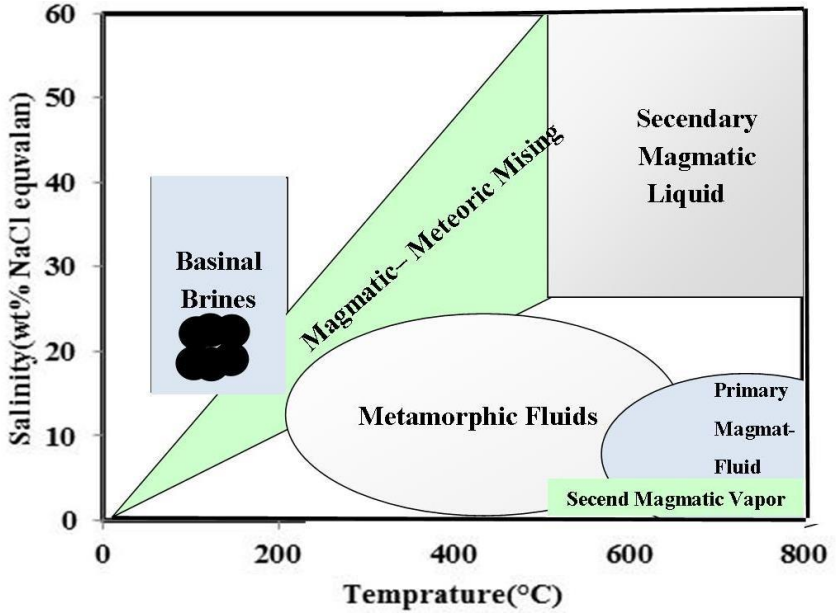
شکل ۹ - سیالات درگیر دو فازی مایع –بخار.

جدول۲- داده های بدست آمده از ریز دماسنجی نمونه های اندیس معدنی سرب هوره.

(نوع همگن شدن)	شوری	TH(دمای همگن شدن)	تعداد فازها	TLM(دمای ذوب نهائی)	TFM(دمای ذوب اولیه)	Tice(دمای انجماد)	تعداد میانبارها	Sample
به مایع	۱۹/۵	۱۲۰	L+V	-۱۶	-۴۸	-۵۱	۹	۱
به مایع	۲۱	۱۲۰	L+V	-۱۶	-۴۸	-۵۱	۸	۲
به مایع	۱۸/۵	۱۳۹	L+V	-۲۰	-۴۵	-۵۸	۴	۳
به مایع	۱۹	۱۳۸	L+V	-۲۰	-۴۹	-۵۷	۴	۴
به مایع	۲۲	۱۳۴	L+V	-۱۶/۲	-۳۲	-۵۳	۳	۵
به مایع	۱۹/۲	۱۴۵	L+V	-۱۶/۴	-۳۳	-۵۳	۹	۶
به مایع	۲۰	۱۵۰	L+V	-۱۶/۱	-۳۱	-۵۲	۲۰	۷
به مایع	۲۲	۸۷/۵	L+V	-۱۴/۵	-۳۲	-۵۳	۴	۸
به مایع	۲۱/۵	۹۰/۱	L+V	-۱۴/۸	-۳۲	-۵۵	۶	۹



شکل ۱۰- الف :هیستوگرام دمای همگن‌شدن سیالات درگیر، ب : هیستوگرام شوری سیالات درگیر، ج: هیستوگرام دمای ذوب یخ سیالات درگیر.



شکل ۱۱- توزیع تقریبی دما- شوری در محلول‌های گرمابی با منشاء گوناگون (Bodnar, 1999).

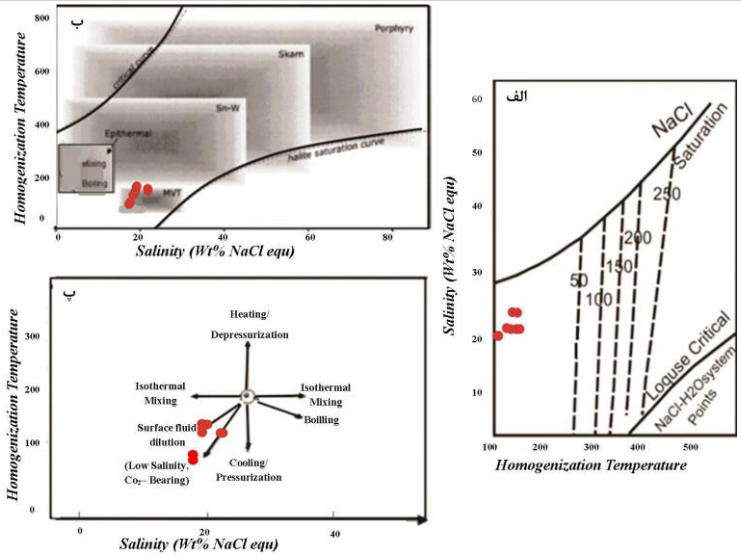
با استفاده از نمودار(Ahmad and Rose, 1980)، میزان فشار بخار در زمان تشکیل سیالات درگیر کم‌تر از ۱۰۰ اتمسفر می‌باشد (شکل۱۲الف). طبق این شکل سیالات درگیر در زیر منحنی اشباع‌شدگی هالیت قرار گرفته‌اند که ممکن است میانبارها (با توجه به NaCl) از یک سیال همگن غیر اشباع در دماها و فشارهای پایین به دام افتاده باشند. براساس نمودار ارائه شده توسط Roedder (1984)، بر پایه شوری و دمای همگن شدن که انواع سیستم های کانه‌زایی را از هم تفکیک نموده است، نمونه های هوره از لحاظ دمایی و شوری مشابه تیپ دره می‌سی‌سی‌پی می‌باشند(شکل۱۲ب).

همچنین بر اساس دماهای محاسبه شده منطقی به نظر میرسد که عامل کانه‌زایی در اندیس معدنی سرب هوره، سیالات هیدروترمال با شوری کم و منشأ ماگمایی-گرمابی که توسط سیالات جوی رقیق شده‌اند، می-باشد(Wilkinson, 2001) (شکل۱۲ پ). کم بودن دما و شوری می‌تواند به دلیل صعود سیال‌ها و آمیختگی بیش‌تر با آب‌های سرد جوی یا آب‌های گرم شده با بخار باشد، که هر دو در محیط‌های اپی‌ترمال رایج هستند (Kodera et al., 2004). در شرایط اپی‌ترمال نوع عنصر غالب با مقدار شوری همبستگی نشان می‌دهد (Simmons et al., 2004, 2005; Albinson et al., 1988). بطوریکه عناصر پایه غالب به صورت کمپلکس‌های کلریدی حمل می‌شوند (Seward and Barnez, 1997). در کانسارهای سرب و روی تیپ می‌سی‌سی‌پی، فرایند اکسایش کانسنگ سولفیدی اولیه می‌تواند منجر به تشکیل نهشته‌های غیرسولفیدی گردد که اغلب باعث جانشینی اسفالریت توسط سایر کانی‌های خواهد شد(Sangster, 1990; Leach et al., 2005). فاکتور موثر در اکسایش و دگرسانی ثانویه کانسنگ سولفیدی شامل آب و هوا، موقعیت تکتونیکی منطقه، موقعیت هندسی کانسنگ سولفیدی مادر نسبت به سطح زمین بستگی دارد (Reichert, 2007).

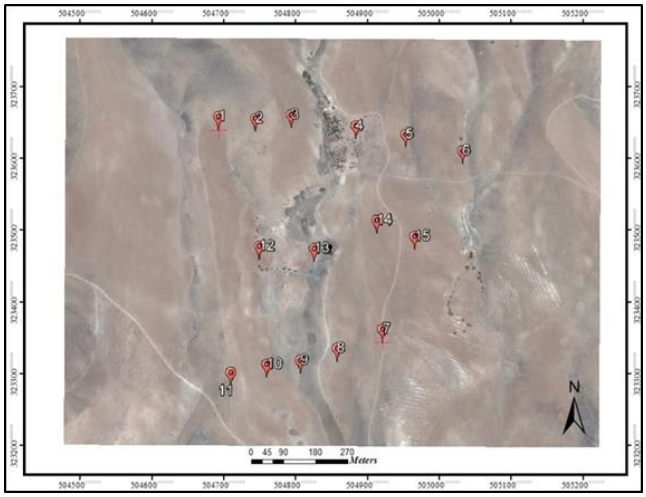
مطالعات ژئوفیزیک

بررسی‌های ژئوفیزیکی بکار گرفته شده در محدوده مورد مطالعه از ترکیب دو آرایه شامل آرایه‌های دوقطبی-دوقطبی و آرایه‌ی قطبی -دوقطبی یا همان پل-دایپل استفاده شده است. در این مطالعات مجموعاً ۳ پروفیل با فاصله الکترودی ۱۰ متر و پرش‌های ۱۰ متر در ۱۵ ایستگاه برداشت شدند (شکل۱۳). داده‌های صحرایی برداشت شده در این تحقیق از طریق روش معکوس‌سازی یک بعدی و شبه مقطع‌های دو بعدی در نرم افزار IPI2win که توسط دانشگاه ایالتی مسکو برای تفسیر داده‌های سونداژ تا حداکثر۳۰ لایه توسعه یافته است صورت پذیرفت.

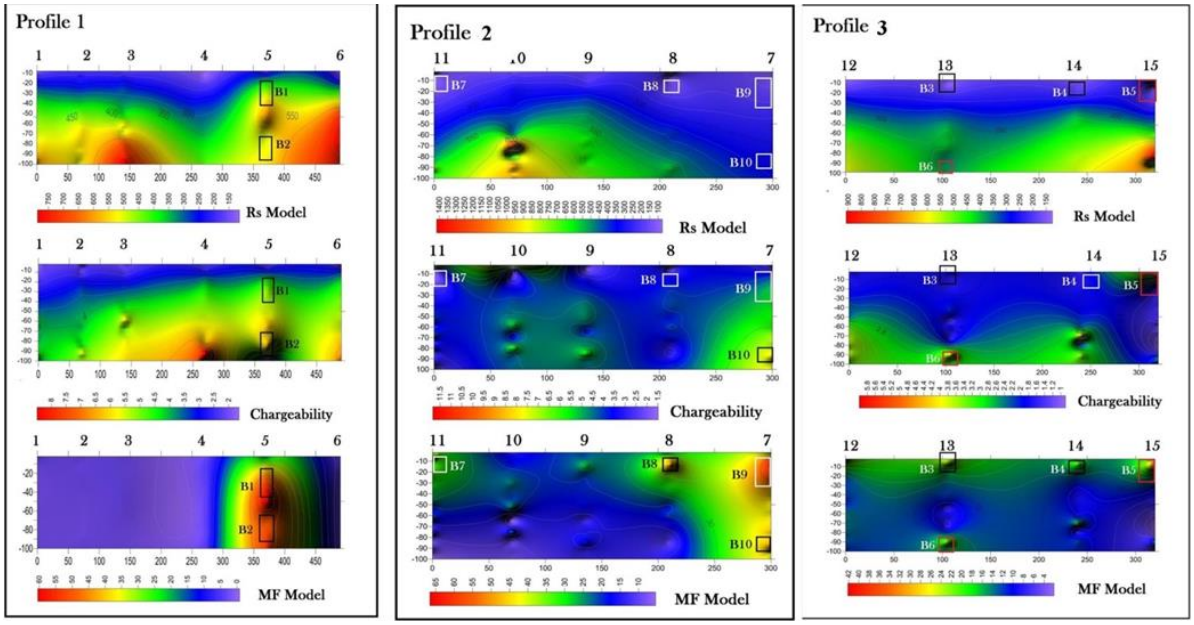
یکی از خصوصیات فیزیکی کانی‌های فلزی و سولفوری داشتن شارژپذیری بالا و مقاومت ویژه‌ی الکتریکی پایین (و یا هدایت الکتریکی بالا) می‌باشد. نتایج به دست آمده از سه پارامتر شامل شارژپذیری (PI)، مقاومت ویژه‌ی الکتریکی (sR) و نقشه‌ی ضریب فلزی (FM) در هر پروفیل بطور جداگانه نمایش داده شده است(شکل ۱۴). با تلفیق نقشه‌ی شارژپذیری و مقاومت ویژه‌ی الکتریکی می‌توان بخش‌هایی که دارای خاصیت فلزی از خود نشان می‌دهند را شناسایی نمود (نقشه‌ی فاکتوری فلزی[18] و نقشه‌ی فاکتور آنومالی[19]). مجموع داده‌ها در نقشه MF و در نقشه RS دال بر حضور ۴ آنومالی سرب در منطقه می-باشد که اغلب از عمق ۱۰ متری از سطح زمین شروع شده و با امتداد آن تقریبا شمالی-جنوبی و شیب تند به سمت غرب تا عمق ۵۰ متری ستبرا دارند (شکل۱۴).



شکل ۱۲- الف: نمودار تعیین فشار بخار بر اساس دمای همگن‌شدن و میزان شوری (Ahmad and Rose, 1980)، ب: محل قرارگیری سیالات مربوط به سیستم‌های مختلف کانی زایی(Roedder, 1984) ،پ: نمودار میزان شوری - دمای همگن سازی (براساس Wilkinson, 2001).



شکل۱۳- موقعیت ایستگاه های برداشت داده های ژئوفیزیک.



شکل۱۴- نمایش آنومالی های معدنی با استفاده از پارامترهای ژئوفیزیکی در امتداد سه پروفیل اندیس معدنی هوره.

نتیجه گیری

کانه‌زائی سرب در منطقه هوره به صورت تشکیل گـالن همراه با مقادیری، کالکوپیریـت و پیریـت می‌باشد. بر اساس مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی گالن کانه اصـلی بوده در حالی که پیریـت، کالکوپیریـت و مالاکیت کانـه‌های فرعی‌اند. سایر کانی‌ها در دسته کانی‌های جزیی قرار می‌گیرند. بر همین اساس به لحاظ ترکیـب کـانی‌شناسی متنوع بوده و کوارتز و کلسیت، دولومیت باطله اصلی آن محسوب می‌شوند. کانه‌زایی در این کانسار از نوع چینه‌ای و جانشینی و برشی‌درون سازندهای ژوراسیک تا کرتاسه بواسطه حضور و دخالت شورابه‌های حوضه‌ای، رخ داده است. تلفیق داده‌های صحرائی و آزمایشگاهی، ژئوشیمیائی و ژئوفیزیک دال بر مشابهت، کانسار سرب هوره در رده کانسارهای با میزبان رسـوبی سرب تیپ می‌سی‌سی‌پی می‌باشد که در طی دو مرحله اولیه تشکیل سولفیدها و ثانویه (تشکیل کربنات ها و سیلیکات‌ها) تشکیل شده است. داده‌های ژئوفیزیک از ۳ پروفیل موازی با هم و با فواصل ۱۰ متر از یکدیگر به طول متوسط ۲۰۰ متر دال بر ۴ آنومالی در اعماق بیش‌تر از ۱۰ متر از سطح توپوگرافی مرتبط با عمق رگه سرب با شیب به سمت غرب و با ستبرای ۵۰ متری می باشد.

تشکر و قدردانی

این مقاله حاصل بخشی از کارهای تحقیقاتی و اکتشافی انجام شده بروی اندیس معدنی سرب هوره می‌باشد. نگارندگان از داوران و سردبیر محترم مجله بواسطه پیشنهادات ارزنده صمیمانه سپاسگزاری می‌کنند.

منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳ - زمین شناسی ایران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

بابا احمدی .ع.، ۱۳۸۷، زمین شناسی ساختمانی سنگ های دگرگونی در ناحیه ی جنوب چادگان، زون سنندج سیرجان، ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس تهران

زاهدی، م. و رحمتی ایلخچی، م.، ۱۳۸۴ -نقشه زمین شناسی شهرکرد، مقیاس ۱: ۲۵۰۰۰۰ ،سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

زمانیان، ح.، ۱۳۷۲. کانی شناسی، پاراژنز و نحوه تشکیل کانسار نقره و سرب آهنگران ملایر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۸۰ ص.

شهاب پور، ج.، ۱۳۸۵. زمین شناسی اقتصادی. انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۴۷۰ ص.

قاسمی، ع.، حاجی حسینی، ا. و حسینی، م.، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی چادگان، مقیاس ۱۰۰۰۰۰ :۱،سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

طاهریان، ع،ر.، ۱۳۷۲. بررسی تیپ، ارتباطات کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و ژنز احتمالی معدن سرب و روی انجیره تیران (غرب نجف آباد). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۹۰ ص.

مغفوری، س.، حسین زاده، م. ر.، رجبی، ع.، و عظیم زاده،ا.م.، ۱۳۹۶، کانسار دره انجیر، نمونه‌ای از کانسارهای روی -سرب با میزبان کربناته(MVT) در توالی رسوبی کرتاسه پیشین، حوضه جنوب یزد، مجله علوم زمین، شماره ۱۰۴، ص ۱۳ تا۲۸.

Albinson. T., 1988, Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombrerete, Colorada, and Fresnillo district, Zacatecas state, Mexico: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, Vol: 83, p: 1647–1667.

Ahmad.S.N. and Rose.A.W., 1980, Fluid inclusions in porphyry and skarn ores at Santa Rita, New Mexico. Economic Geology, Vol:75, No:2, p: 229-250.

Appold.M.S., and Gruven.C., 1999, The hydrology of ore fonnation in the Southeast Missouri district, Numerical models of topography. driven fluid flow during the Ouachita orogeny, Economic geology. Voi: 94, p: 913-936.

Bodnar.R., 1983, A method of Calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluid. Economic Geology, Vol:78, No:3, p: 535-542.

Bodnar. R.J., 1999, Hydrothermal Solutions. *in* Encyclopedia of Geochemistry, C.P. Marshall and Fairbridge eds., Kluwer Academic Publishers, Lancaster, p: 333-337.

Cunningham. C.G., 1978. Pressure gradients and boiling as mechanism for localizing ore in porphyry system. J Res US Geol Surv. 6:745-754.

Ghazban.F., Mcnutt.R.H., and 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.

Kodera.P., lexa.J., Rankin.A.H., and Fallick.A.E., 2004, Fluid evolution in a subvolcanic granodiorite pluton related to Fe and Pb-Zn mineralization, Banska Stiavnika ore district. Slovakia, Economic Geology. Vol:99, p: 1745-1770.

Leach.D.L., Bechstadt.T., Boni.M., and Zeeh.S., 2003, Triassic-hosted MVf Zn-Pb ores of Poland, Austria. Slovenia and Italy, In Kelly, J.G., Andrew, C.J., Ashton, J.H., Boland, M.B., Earls, G., Fusciardi, L., & Stanley, G., Europe's major base metal depoSits. Dublin, Irish Association for Economic Geology. P: 169-214.

Leach.D.L., Bradley.D., Lewchuck.M.T., Symons.D.T.A., de Marsily.G., Brannon.J.C., 2001, Mississippi Valley-type lead–zinc deposits through geological time, implications from recent age-dating research. Miner, 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. Economic Geology 100th Anniversary Volume, Society of Economic Geologists. pp. 561–607.

Mohajjel. M., Fergusson.C.L., and Sahand.M.R., 2003, Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision,Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. Journal of Asian Earth ciences. Vol:21, p: 397–412.

Reichert.J., 2007, A Metallogenetic Model for Carbonatehosted Non-sulfide Zinc Deposits Based on Observations of Mehdi Abad and Iran Kouh, Central and Southwestern Iran (Unpublished Ph.D. Thesis), University of Martin Luther, Shillong, 129 p.

Roedder.E., 1984, Fluid Inclusions. Mineralogical Society of Amerioca. Reviews in Mineralogy. Vol:12, 646pp.

Sangster.D.F., 1990, Mississippi Valley-Type and sedex leadzinc deposits: A comparative examination: Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, sec. B, Vol: 99, p. B21–B42.

Seward.T.M., and Barnes.H.L., 1997, Metal transport by hydrothermal ore fluids. In Geochemistry ofhydrothermal ore deposits (ed. Foster R. P.). John Wiley and Sons. New York, 435-486

Simmons.S.F., Gemmell.B. and Sawkins.F.J., 2004, The Santo Nino silverlead zinc vein. Fresnillo district. Zacatecas. Mexico, Part II. Physical and chemical nature of ore-forming solutions. Economic Geology. Vol:83, p: 1619–1641.

Simmons.S.F., White.N.C., John.D.A., 2005, Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. Economic Geology 100th Anniversary. pp. 485-522.

Taylor.S.R. and McLennan.S.M., 1985, The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell, Oxford. 312.

Wilkinson.J.J., 2001, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, Lithos. Vol:55, p: 229-272.