



کانسارهای لایه کران روی و سرب با سنگ میزبان رسوبی عمارت و موچان: داده‌های جدید و برداشت‌هایی از چگونگی پیدایش

سمانه فضلی، غلامحسین شمعیان^{*}، بهنام شفیعی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

(دریافت مقاله: ۸۹/۹/۱، نسخه نهایی: ۹۰/۱/۲۰)

چکیده: کانسارهای روی و سرب عمارت و موچان در جنوب غرب اراک و در بخش میانی کمربند ملایر- اصفهان واقع شده‌اند. این کانسارها به‌صورت لایه کران درون سنگ‌های کربناتی وابسته به کرتاسه زیرین تشکیل شده‌اند. کانی‌سازی در این کانسارها بیشتر از نوع پرکننده‌ی فضای خالی و شامل اسفالریت، گالن، پیریت و مقادیر کمتر کالکوپیریت است که همراه با سیلیسی شدن سنگ دیواره رخ داده است. اسفالریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی است که در دو مرحله تشکیل شده‌است. گالن به صورت فرعی همراه با اسفالریت و پس از آن تشکیل شد. بر اساس شواهد بافتی، سیلیسی شدن در دو مرحله مجزا رخ داده است. در مرحله اول، کوارتزهای ریز بلور به‌طور کامل جانشین سنگ میزبان کربناتی شده است. در طول مرحله دوم، فضای خالی و شکاف‌های بین سنگ دیواره سیلیسی با کوارتزهای درشت بلوری که همراه با کانی‌سازی بوده پر شد. داده‌های ایزوتوپی گوگرد نشان داد که مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی از $+4.8$ تا $+11.6$ در هزار تغییر می‌کند. بر اساس این نتایج، به احتمال زیاد گوگرد مورد نیاز برای کانی‌سازی سولفیدها از آب دریای کرتاسه زیرین تأمین شده است. دمای ایزوتوپی دو جفت گالن- اسفالریت در کانسار عمارت از 121.1°C در مرحله اول تا 112.8°C در مرحله دوم تغییر می‌کند که از دمای ایزوتوپی کانسار موچان (134.4°C) کمتر است. تلفیق نتایج زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ایزوتوپی گوگرد نشان می‌دهد که آب، فلزات و سیلیکا از دیاژنز شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک مشتق شده‌اند. احیای گرمایی - شیمیایی سولفات، بر هم کنش محلول با سنگ دیواره و سرد شدن آن از مهم‌ترین ساز و کارهای نهشت کانسنگ بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: روی و سرب؛ سیلیسی شدن؛ ایزوتوپ گوگرد؛ ملایر- اصفهان؛ عمارت؛ موچان.

مقدمه

آهنگران [۳]، ایرانکوه [۴]، راونج [۵]، و رباط [۶] است. کانسار عمارت با مختصات جغرافیایی $30^\circ 49'$ طول شرقی و $33^\circ 45'$ عرض شمالی در فاصله‌ی ۴۶ کیلومتری جنوب غربی اراک قرار دارد (شکل ۱- ب). این کانسار با ذخیره قطعی 12.5 میلیون تن و عیار میانگین ۵ درصد روی و ۲ درصد سرب [۷]، بزرگ‌ترین و مهم‌ترین کانسار روی و سرب در ناحیه‌ی معدنی جنوب اراک واقع در بخش میانی کمربند ملایر- اصفهان محسوب می‌شود. کانسار موچان با مختصات $36' 49^\circ$ طول شرقی و $50' 33^\circ$ عرض شمالی در فاصله‌ی ۲ کیلومتری

کمربند فلززایی ملایر- اصفهان بخشی از زون سنندج- سیرجان است که با راستای شمال غرب- جنوب شرق و وسعت حدود 30000 کیلومترمربع [۱]، بین طول‌های جغرافیایی $48^\circ 45'$ و $52^\circ 00'$ و عرض‌های جغرافیایی $32^\circ 45'$ و $34^\circ 30'$ قرار گرفته است (شکل ۱- الف). این ناحیه بخش عمده‌ای از استان‌های مرکزی، اصفهان و همدان و بخش کمتری از استان‌های لرستان و چهارمحال و بختیاری را در بر می‌گیرد [۲] و میزبان تعداد زیادی کانسار و نشانه‌ی معدنی سرب و روی مانند

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۱۱۷۵۶۷۰۹، نمابر: ۴۴۲۷۰۴۰ (۰۱۷۱)، پست الکترونیکی: shamanian@yahoo.com

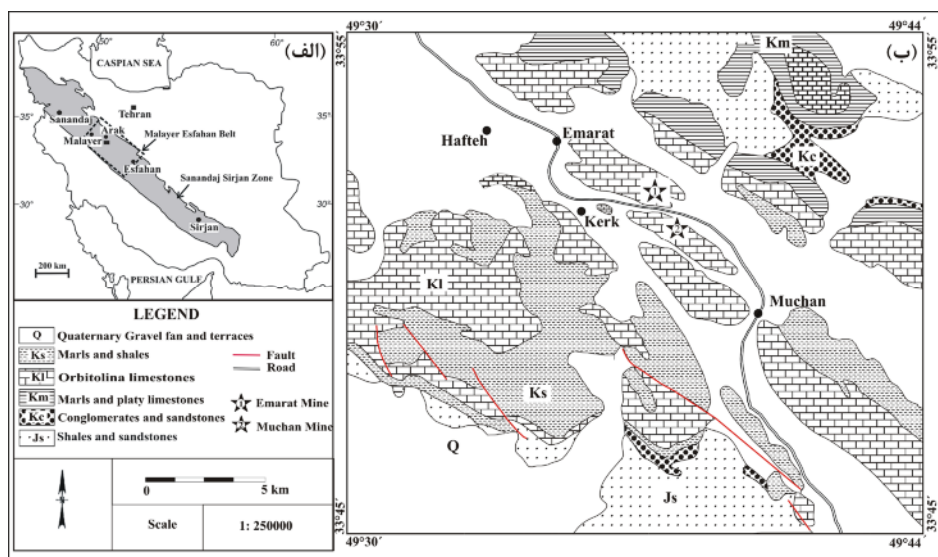
مناطق دگرسان به طور تصادفی نمونه برداری شد. بررسی های دقیق آزمایشگاهی شامل بررسی سنگ نگاری و کانی شناسی کانسنگ و سنگ میزبان، مجموعه های دگرسان و تجزیه ایزوتوپی گوگرد کانی های سولفیدی انجام گرفت. بررسی های بافتی و کانی شناسی به روش های مرسوم میکروسکوپی روی تعداد ۲۶ مقطع نازک و ۲۳ مقطع صیقلی انجام شد و ۴ مقطع از نمونه های حاوی کانی مجهول به روش پراش پرتو ایکس (XRD) از سوی شرکت کانساران بینالود شناسایی شدند. با تلفیق نتایج حاصل از بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی دنباله ی پاراژنزی کانسار تعیین شد. برای اندازه گیری تغییرات ایزوتوپی در جفت کانی های سولفیدی، تعداد ۷ عدد نمونه از کانی های اسفالریت، گالن و پیریت در کانسارهای عمارت و موجان با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی و با دست جداسازی شدند. کانی های سولفیدی در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه اوتاوا با استفاده از جریان پیوسته در بستری از گاز هلیوم به SO_2 تبدیل شد [۱۱] و با بیناب سنج جرمی OPTIMA مدل 1110CA تجزیه شدند. داده های ایزوتوپی گوگرد با نماد δ نسبت به استاندارد تروئیلیت کانین دیابلو (CDT) و با دقت دستگامی بیش از ± 0.2 در هزار ارائه شد. دمای ایزوتوپی جفت کانی های اسفالریت-گالن با استفاده از عامل جدایشی توسط اوهموتو و گلدهاگر [۱۲] محاسبه شد.

جنوب شرقی کانسار عمارت واقع شده است. این کانسار در گذشته با ذخیره ی اولیه ۳۰۰ هزار تن و عیار میانگین ۷/۱۲ درصد روی و ۱/۷۴ درصد سرب مورد بهره برداری قرار گرفته است و در حال حاضر به دلیل عدم ذخیره کافی تعطیل است.

بررسی های قبلی انجام شده روی این کانسارها، بیشتر بر کانسار عمارت متمرکز بوده است که شامل بررسی های کانی شناسی [۸]، زمین شیمیایی [۹] و زمین-شیمی ایزوتوپی [۱۰] است و بررسی های گسترده ای روی کانسار موجان انجام نشده است. در این مقاله کانی سازی در این دو کانسار بر پایه ی مشاهدات صحرایی، بررسی های میکروسکوپی و داده های ایزوتوپی گوگرد مورد مقایسه قرار گرفته است و چگونگی تغییرات ایزوتوپی گوگرد و دما در مراحل مختلف کانی سازی بررسی شده و الگویی برای تعیین خاستگاه این کانی سازی ارائه شده است.

روش بررسی

برای آگاهی از ماهیت کانی سازی در کانسارهای عمارت و موجان، بررسی ها در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی به انجام رسید. در بخش صحرایی، کلیه ویژگی های ساختی و بافتی و چگونگی ارتباط بین پدیده ها در رخنمون های سطحی و زیرزمینی بررسی شدند و از رگه های معدنی، سنگ میزبان و



شکل ۱ (الف) موقعیت زون سنندج-سیرجان و کمربند ملایر-اصفهان (مستطیل خط چین) در ایران. گستره ی مورد بررسی با مستطیل سیاه رنگ نشان داده شده است. (ب) نقشه ی زمین شناسی ناحیه معدنی جنوب اراک از نقشه پایه [۱۸].

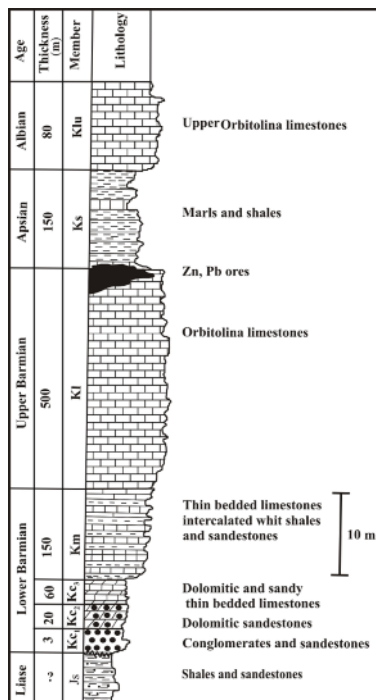
**بحث و بررسی
زمین‌شناسی**

آلبین (Klu) پوشیده شده‌است. واحدهای سنگ‌چینه‌ای کرتاسه بر اثر حرکت‌های کوهزایی لارامید و آلپی [۱۹] به شدت گسلیده و چین‌خورده‌است.

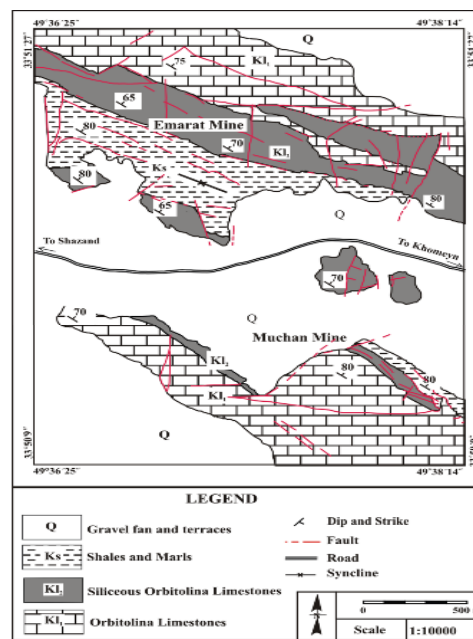
کانسارهای عمارت و موجان به ترتیب روی یال‌های شمالی و جنوبی یک ناودیس برگشته با طول ۱/۵ کیلومتر و عرض متوسط ۵۰۰ متر [۱] و در میزبانی از سنگ‌های آهکی ضخیم لایه تا توده‌ای بخش KI قرار دارند (شکل ۳). سنگ‌های آهکی بخش KI دارای رنگ ظاهری خاکستری تیره و حاوی اوربیتولین است و در گروه آهک‌های بیومیکریتی قرار می‌گیرد. یکی از ویژگی‌های این بخش، سیلیسی شدن سنگ‌آهک به‌ویژه در بخش‌های بالایی و در مجاورت با بخش KS است که بر این اساس به دو زیربخش KI₁ در پایین و KI₂ در بالا جدا شد. زیر بخش KI₂ دارای دگرسانی سیلیسی است که با نزدیک شدن به بخش شیلی و مارنی (KS) بر شدت سیلیسی شدن افزوده می‌شود. بخش شیلی و مارنی KS دارای بافت میکریتی و بیشتر از کلسیت، کوارتز آواری و پیریت‌های فراموبیدی تشکیل یافته‌است. در منطقه‌ی مورد بررسی آثاری از فعالیت‌های آذرین مشاهده نشد. نزدیک‌ترین فعالیت‌های آذرین شامل سنگ‌های آتشفشانی رخنمون یافته در کانسار شمس‌آباد واقع در ۱۲ کیلومتری شرق منطقه‌ی مورد بررسی است [۱۹].

زون سنندج- سیرجان که با طول حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر از غرب دریاچه‌ی ارومیه آغاز می‌شود و با راستای شمال غربی- جنوب شرقی تا گسل میناب در شمال بندرعباس ادامه می‌یابد [۱۳]، بر اثر همگرایی ورقه‌های آفریقا - عربی و اوراسیا تشکیل شده است [۱۴]. تکامل زمین ساختی این زون از نوع آندی و در ارتباط با بسته شدن اقیانوس نفوتتیس از کرتاسه تا ترشیاری است [۱۵، ۱۶]. کمربند فلززایی ملایر- اصفهان که بیشتر میزبان کانسارهای سرب و روی لایه کران با میزبان رسوبی است، در بخش میانی زون سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۱- الف). این کمربند طی کوهزایی‌های سیمین و آلپی تحت تأثیر نیروهای فشارشی با راستای شمال شرقی- جنوب غربی قرار داشته که باعث چین‌خوردگی و گسلش طبقات شده‌است [۱۷].

بر اساس نقشه زمین‌شناسی گلپایگان [۱۸] (شکل ۱- ب) قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناسی رخنمون یافته در ناحیه‌ی معدنی جنوب اراک، شیل‌های تیره رنگ با میان لایه‌های ماسه سنگی وابسته به ژوراسیک است (JS) که بر اثر عملکرد فاز کوهزایی سیمین میانی به شدت چین‌خورده و پس از یک دوره‌ی فرسایشی طولانی به وسیله‌ی رسوب‌های پیشرونده کرتاسه زیرین پوشیده شده‌است [۱۳]. رسوب‌های کرتاسه زیرین شامل کنگلومرا، ماسه سنگ و سنگ‌های آهکی- ماسه‌ای (Kc) است و توسط مؤمن زاده [۱۷] به ۳ زیر بخش Kc₁، Kc₂ و Kc₃ تقسیم شده‌است (شکل ۲). روی این رسوب‌ها، مجموعه‌ای از سنگ‌های آهکی ورقه‌ای نازک لایه، شیل و سنگ‌های آهکی مارنی (Km) قرار دارد که با گذر تدریجی به سنگ‌های آهکی ضخیم لایه (KI) تبدیل می‌شود. بخش KI شامل سنگ آهک ضخیم لایه تا توده‌ای حاوی اوربیتولین، ساقه کرینوئید، خرده‌های دوکفه‌ای و آثار جلبکی است که در یک محیط کم عمق تختگاهی تشکیل شده‌است [۱۸]. این بخش که میزبان کانی‌سازی سرب و روی است از زمان سنگ- شدگی دستخوش تغییراتی مانند انحلال و نهشت دوباره کربنات‌ها در طول شکستگی‌ها و درزه‌ها شده و گاه دستخوش دگرگونی بسیار ضعیف ناحیه‌ای شده که با تبلور دوباره‌ی کلسیت و سطوح مبهم شیستوزیته مشخص می‌شود [۱]. این بخش با مجموعه‌ای از سنگ‌های آهکی نازک لایه، شیل و مارن با سن آپسین (KS) و سنگ‌های آهکی اوربیتولین‌دار با سن



شکل ۲ دنباله‌ی چینه‌شناسی در ناحیه‌ی معدنی جنوب اراک با تغییرات از [۱].

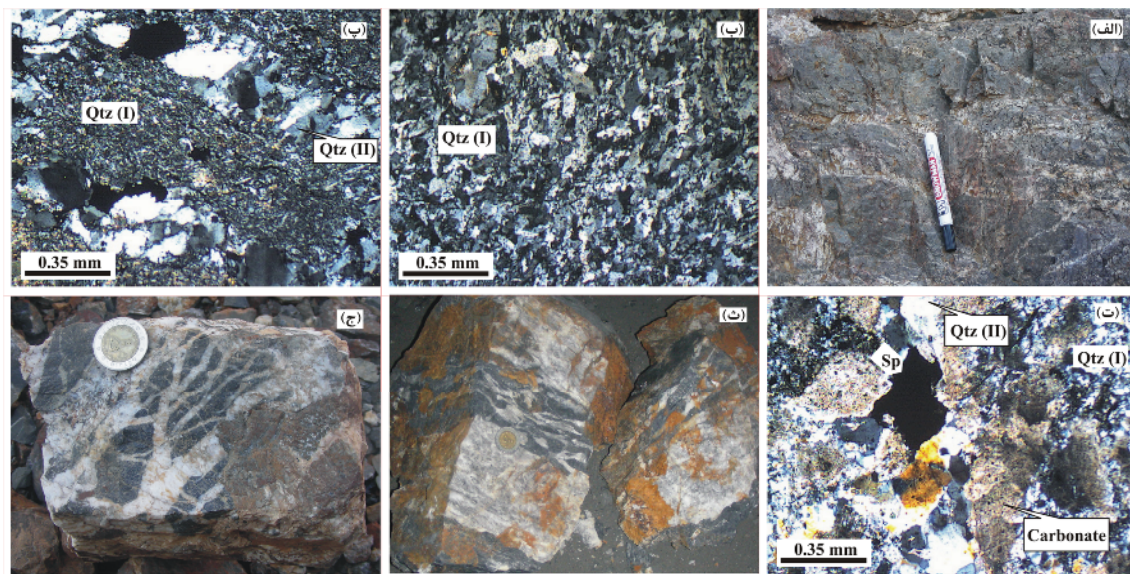


شکل ۳ نقشه زمین‌شناسی کانسارهای عمارت و موجان با اصلاحات از [۷].

دگرسانی سنگ میزبان

سیلیسی و دولومیتی‌شدن از دگرسانی‌های وابسته به کانی-سازی در دو کانسار عمارت و موجان است. گرچه دگرسانی سیلیسی از دگرسانی‌های نامعمول در اغلب کانسارهای سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) است [۲۰] ولی در کانسارهای مورد بررسی به عنوان دگرسانی اصلی محسوب می‌شود و بیشتر در بخش بالایی سنگ‌های آهکی بخش Kl قرار دارد (شکل ۴- الف). بر پایه بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری حاضر، این دگرسانی در کانسارهای مورد بررسی در دو مرحله رخ داده‌است. مرحله اول شامل کوارتزهای ریز بلوری است که به شدت جانشین سنگ میزبان کربناتی شده (شکل ۴- ب، ت) و مرحله دوم شامل رگه و رگچه‌های کوارتزی با ضخامت ۱ میلی‌متر تا ۱٫۵ متر است که سنگ میزبان سیلیسی‌شده را قطع کرده (شکل ۴- پ، ت) و اغلب با کانی‌سازی اسفالریت و گالن همراه است. بر اساس لوورینگ [۲۱] سیلیسی‌شدن سنگ‌های آهکی می‌تواند نتیجه‌ی انحلال کربنات و ته‌نشست هم‌زمان سیلیس در بطن سنگ (همانند سیلیسی‌شدن مرحله اول)، پرشدگی حفره‌ها و شکستگی‌ها با سیلیس (همانند سیلیسی‌شدن مرحله دوم) یا تلفیقی از هر دو رویداد باشد. تاکر [۲۲] نشان داده‌است که دیاژنز رس‌ها و انحلال فشاری ذرات سیلیس آواری می‌تواند باعث آزادسازی

سیلیکا شود. از این رو در کانسارهای مورد بررسی خاستگاه سیلیکای مورد نیاز برای این دگرسانی را می‌توان به شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک نسبت داد. از طرفی، خاستگاه محلول‌های اسیدی مورد نیاز برای انحلال کربنات‌ها به احیای گرمایی- شیمیایی سولفات [۲۳، ۲۴]، دیاژنز مواد آلی [۲۵] و سرد شدن شوره‌های غنی از CO_2 [۲۶] نسبت داده شده است. عامل اصلی جانیشینی سنگ آهک مربوط به حضور CO_2 در محلول‌های غنی از سیلیکا است [۲۱] که خاستگاه آن به مواد آلی، انحلال کانی‌های کربناتی [۲۷] و هیدرولیز کانی‌های رسی طی فرایندهای دیاژنز [۲۸، ۲۹] نسبت داده شده است. آنجا که در کانسارهای مورد بررسی شواهدی از گسترش مواد آلی و رگه‌های کلسیتی مشاهده نشد، به نظر می‌رسد احیای گرمایی- شیمیایی سولفات (شواهد ایزوتوپی گوگرد در این پژوهش) و شوره‌های حاوی CO_2 حاصل از دیاژنز شیل‌های ژوراسیک باعث تشکیل محلول‌های اسیدی مورد نیاز برای انحلال سنگ‌های آهکی بخش Kl شده که با مهاجرت به اعماق کمتر و سرد شدن تدریجی، انحلال گسترده‌ی کربنات‌ها و نهشت کوارتز [۲۶] را در پی داشته‌است. بر اساس پلاملی و همکاران [۳۰] نهشت سیلیکا در کانسارهای MVT بر اثر رقیق‌شدگی و سردشدگی محلول گرمایی روی می‌دهد که می‌تواند منجر به نهشت سیلیکا و کانی‌های سولفیدی شود.



شکل ۴ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از دگرسانی سیلیسی و برشی شدن در کانسارهای عمارت و موچان الف) سنگ آهک به شدت سیلیسی شده در کانسار عمارت؛ ب) سیلیسی شدن مرحله اول در کانسار عمارت که باعث جانشینی کامل سنگ آهک با کوارتز شده است؛ پ) سیلیسی شدن مرحله دوم در کانسار عمارت که با وجود رگچه‌های کوارتزی در سنگ میزبان سیلیسی شده مشخص می‌شود؛ ت) سیلیسی شدن مراحل اول و دوم همراه با کانی‌سازی اسفالریت و کربنات‌های جانشین نشده در کانسار موچان؛ ث) برش انحلالی در کانسار عمارت؛ ج) برش گرمابی در کانسار موچان. اختصارات: Qtz (I): کوارتز مرحله اول، Qtz (II): کوارتز مرحله دوم، Sp: اسفالریت، Gn: گالن. تصاویر میکروسکوپی در با استفاده از نور قطبیده گرفته شده است.

کانی‌سازی

کانی‌سازی در کانسارهای عمارت و موچان بیشتر از نوع پرکننده فضای خالی است که به صورت لایه کران و با تظاهر رگچه و رگه در سنگ‌های کربناتی سیلیسی شده زیر بخش KL_2 رخ داده است. کانی‌شناسی کانسنگ نسبتاً ساده و شامل کانی‌های سولفیدی اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت و کانی‌های کوارتز، کلسیت و به مقدار کم باریت و دولومیت است. شواهد صحرایی، کانی‌شناسی و بافتی نشان دهنده‌ی تشابه دنباله‌ی پاراژنزی در این دو کانسار است (جدول ۱). بر اساس این شواهد، دنباله‌ی پاراژنزی دارای سه مرحله قبل از کانی‌سازی، مرحله اصلی و مرحله بعد از کانی‌سازی است. مرحله قبل از کانی‌سازی با حضور کانی‌های کلسیت، دولومیت، کوارتز در سنگ میزبان آهکی و پیریت‌های فرامبویدی در بخش شیلی KS مشخص می‌شود. مرحله اصلی شامل ۳ مرحله‌ی کانی‌سازی است که به رخداد و فراوانی کانی‌های سولفیدی وابستگی دارد. مرحله‌ی پس از کانی‌سازی بیشتر مربوط به رویدادهای برونزاد وابسته است.

دولومیتی شدن یکی دیگر از دگرسانی‌های وابسته به کانی‌سازی در کانسارهای مورد بررسی است که به دلیل شدت دگرسانی سیلیسی از گسترش محدودی برخوردار است و آثار آن نامشخص است. به نظر کریم زاده [۸] این دگرسانی پیش از دگرسانی سیلیسی رخ داده است.

برشی شدن سنگ میزبان از پدیده‌های قابل مشاهده در کانسارهای عمارت و موچان است که به دو صورت انحلالی (شکل ۴-ث) و گرمابی (شکل ۴-ج) تظاهر دارد. تشکیل برش‌های انحلالی در کانسارهای مورد بررسی را که در کانسارهای MVT دیگر نیز گزارش شده است [۳۱] می‌توان بر اساس بررسی‌های کینگ و مونتجوی [۲۶] و آندرسون [۲۴] به حضور محلول‌های گرمابی غنی از CO_2 و احیای گرمایی-شیمیایی سولفات نسبت داد. برش‌های گرمابی موجود در این کانسارها در نتیجه‌ی خردشدگی هیدرولیکی سنگ میزبان تشکیل شده است که با توجه به وجود قطعات زاویه‌دار، عدم دوران قطعات خردشده و تظاهر بافت موزاییکی با طرح پازل شناسایی شد. در هر دو نوع برش، فضای خالی بین قطعات توسط کوارتز، کلسیت و کانی‌های سولفیدی پر شده است.

جدول ۱ دنباله‌ی پاراژنزی عمومی در دو کانسار روی و سرب عمارت و موچان.

Mineral	Pre- Mineralization Stage	Main Mineralization			Post- Mineralization Stage
		Stage I	Stage II	Stage III	
Dolomite	████████				
Calcite	████████				████████
Quartz	████████	████████	████████	████████	
Framboidal Pyrite	████████				
Sphalerite		████████	████████		
Galena		████████	████████		
Chalcopyrite		██			
Pyrite		████████	████████	████████	
Barite					████████
Smithsonite					████████
Hydrozincite					████████
Hemimorphite					████████
Covelite					████████
Fe Oxides					████████
Emarat ore deposit		121.1°C	112.8°C		
Isotopic Temperature:		Muchan ore deposit 134.3°C			

شکل‌دار همراه با تشکیل اسفالریت و گالن، و (۴) پیریت‌های شکل‌دار در حاشیه‌ی گالن و اسفالریت.

کالکوپیریت به صورت ادخال‌های ریز در برخی از اسفالریت‌های مرحله‌ی اول مشاهده شدند (شکل ۵-پ). برون‌رانش کالکوپیریت در اسفالریت در دمای بالاتر از 500°C رخ می‌دهد [۳۲] که با توجه به عدم وجود چنین دماهایی در کانسار-های MVT می‌توان ادخال‌های کالکوپیریت را به برهم کنش محلول‌های غنی از مس با اسفالریت نسبت داد [۳۳].

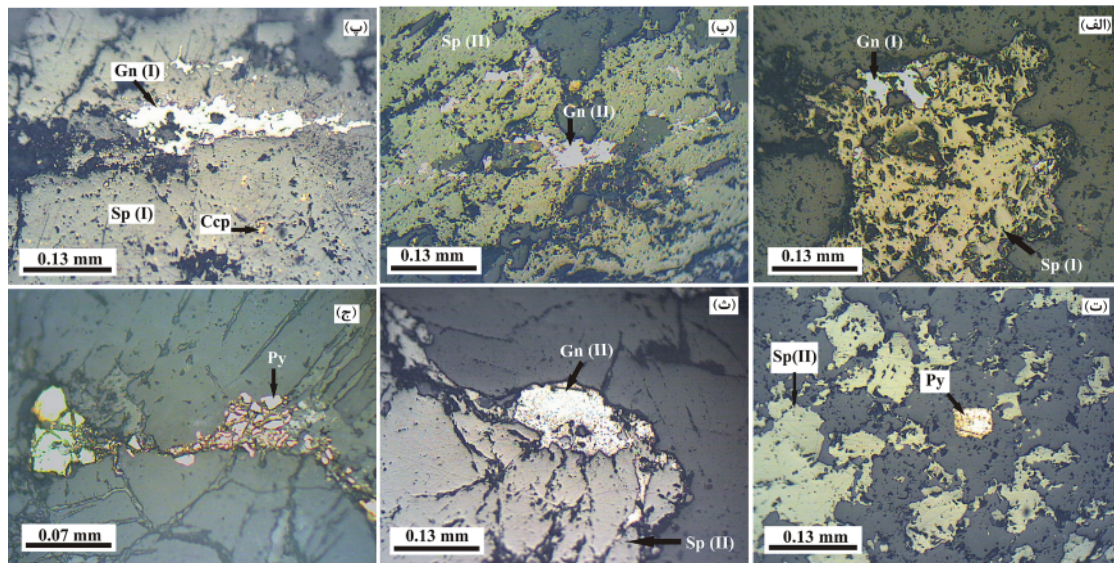
کوارتز مهم‌ترین کانی باطله کانسنگ است که با اندازه‌ی $0.1-0.2$ میلی‌متر طی دو مرحله تشکیل شده‌است. کوارتز-های مرحله‌ی اول به صورت انباشت ریز بلور جانشین سنگ-های آهکی شده‌است. کوارتزهای مرحله‌ی دوم که نسبت به کوارتزهای مرحله‌ی اول درشت‌تر و تقریباً دوکی شکل است به صورت پرکننده‌ی فضاهای خالی و شکستگی‌ها دیده می‌شود. کلسیت از دیگر کانی‌های باطله کانسنگ است که دارای اندازه $0.1-0.7$ میلی‌متر است. این کانی طی دو مرحله شامل مرحله‌ی پیش از کانی‌سازی با تظاهر افشان تا رگه‌ای و مرحله‌ی پس از کانی‌سازی به صورت رگه‌ای رخ داده‌است.

بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی به روش پرتو ایکس کانی‌های اسمیت سونیت، هیدروزینسیت و همی‌مورفیت به عنوان فراورده‌های دگرسانی برونزاد شناسایی شد (شکل ۶).

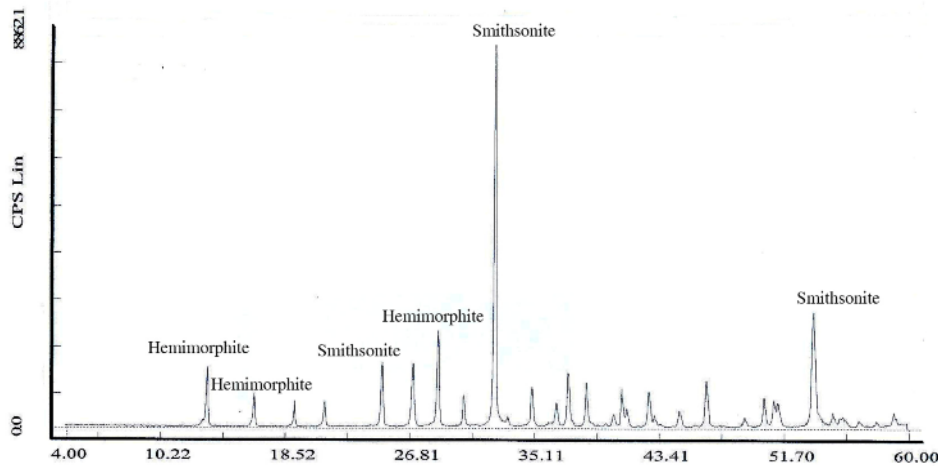
اسفالریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در هر دو کانسار مورد بررسی است که با اندازه‌ی 0.02 تا 3 میلی‌متر به صورت پرکننده‌ی حفره‌های و رگه‌ای مشاهده می‌شود. بر اساس این مشاهدات، اسفالریت طی دو مرحله تشکیل شده است. اسفالریت‌های مرحله‌ی اول (I) از نوع غنی از آهن است که با رنگ قهوه‌ای متمایل به سیاه، حاشیه‌ی سیاه‌رنگ و بازتاب داخلی قهوه‌ای مشخص می‌شود (شکل ۵-الف، پ). اسفالریت‌های مرحله‌ی دوم (II) از نوع فقیر از آهن است و قهوه‌ای عسلی رنگ با بازتاب داخلی زرد است (شکل ۵-ب، ت).

گالن با اندازه‌ی $0.1-0.3$ میلی‌متر به صورت پرکننده‌ی حفره‌ها و رگه‌ای تظاهر دارد. این کانی طی دو مرحله و هم‌زمان با اسفالریت مرحله‌ی اول (شکل ۵-الف، پ) و مرحله دوم (شکل ۵-ب) تشکیل شده و کانی‌سازی آن تا پس از اسفالریت ادامه یافته‌است (شکل ۵-ث). در برخی از بلورهای گالن اثر نیروهای فشارشی که با وجود رخ‌های منحنی شکل مشخص می‌شود، قابل مشاهده‌است.

کانی‌سازی پیریت به ۴ شکل متفاوت مشاهده شدند: (۱) پیریت‌های فرامبوییدی با تظاهر افشان و حداکثر اندازه‌ی $0.1-0.2$ میلی‌متر در واحد شیلی KS، (۲) پیریت‌های شکل‌دار (شکل ۵-ت) و با بافت کاتاکلاستیک (شکل ۵-ج) وابسته به پیش از کانی‌سازی گالن و اسفالریت، (۳) پیریت‌های شکل‌دار تا نیمه



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های سولفیدی در کانسارهای عمارت و موجان. الف) اسفالریت و گالن مرحله‌ی اول در کانسار عمارت؛ ب) اسفالریت و گالن مرحله‌ی دوم در کانسار عمارت؛ پ) اسفالریت و گالن مرحله‌ی اول و کالکوپیریت در کانسار موجان؛ ت) اسفالریت مرحله‌ی دوم و پیریت قبل از کانی‌سازی در کانسار موجان؛ ث) تشکیل گالن پس از اسفالریت در کانسار عمارت؛ ج) پیریت کاتاکلاستیک در کانسار عمارت؛ اختصارهای: Sp: اسفالریت، Gn: گالن، Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، I: مرحله اول، II: مرحله دوم. همگی تصاویر در نور بازتابی عادی گرفته شده است.



شکل ۶ نمونه‌ای از نتایج کانی‌شناسی به روش XRD برای شناسایی کانی‌های برینزاد در کانسار عمارت.

ترکیب ایزوتوپی گوگرد

بررسی در جدول ۲ خلاصه شده است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی در دو کانسار عمارت و موجان از ۴٫۸+ در هزار تا ۱۱٫۶+ در هزار تغییر می‌کند. بیشترین مقدار $\delta^{34}\text{S}$ به اسفالریت‌های مرحله I در کانسار عمارت وابسته بوده و کمترین مقدار آن به گالن‌های مرحله I در کانسار موجان وابسته است (شکل ۷). در کانسار عمارت مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ اسفالریت و گالن مرحله I بیشتر از مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ اسفالریت و گالن مرحله II است به طوری که مقدار $\delta^{34}\text{S}$ از اسفالریت مرحله I به اسفالریت مرحله II و گالن مرحله I به گالن مرحله II به

پس از تعیین دنباله‌ی پاراژنزی کانی‌ها در کانسارهای مورد بررسی، جفت کانی‌های همزاد اسفالریت-گالن از مراحل اول (I) و دوم (II) کانی‌سازی در کانسار عمارت و مرحله‌ی اول (I) در کانسار موجان جداسازی و تجزیه شدند. این جفت کانی‌ها در مرحله‌ی دوم کانی‌سازی در کانسار موجان، به دلیل کوچک بودن اندازه‌ی کانی‌ها مورد بررسی قرار نگرفت. علاوه بر این، یک نمونه از پیریت نوع دوم در کانسار عمارت جداسازی و تجزیه شد. نتایج ترکیب ایزوتوپی گوگرد در کانی‌های مورد

که وجود مقادیر بالاتر $\delta^{34}\text{S}$ در اسفالریت نسبت به گالن معرف تعادل ایزوتوپی این دو کانی [۳۹] در هر دو کانسار مورد بررسی است.

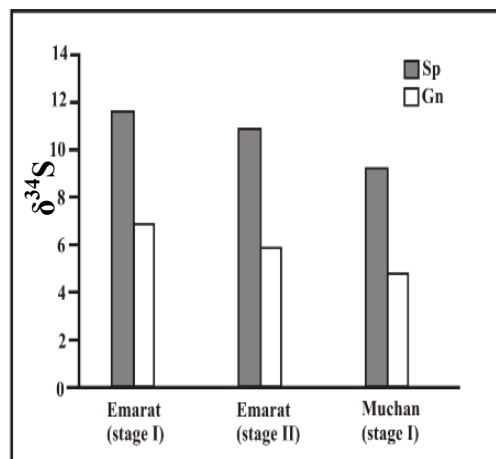
اختلاف در مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های گوگرددار همزاد وابسته به دما است و با اندازه‌گیری ترکیب ایزوتوپی این کانی‌ها می‌توان دمای کانی‌سازی را تعیین کرد [۴۰]. در کانسارهای عمارت و موچان، از جفت کانی‌های اسفالریت و گالن همزاد، برای تعیین دما استفاده شد (جدول ۲). در کانسار عمارت دمای کانی‌سازی در مرحله اول و دوم به ترتیب $121/1^\circ\text{C}$ و $112/8^\circ\text{C}$ تعیین شد که نشانگر سرد شدن محلول گرمایی به سمت مراحل پایانی کانی‌سازی است. در کانسار موچان دمای کانی‌سازی مرحله اول $134/3^\circ\text{C}$ به دست آمد که مقدار آن نسبت به مرحله مشابه خود در کانسار عمارت بیشتر است (شکل ۸).

ترتیب به اندازه‌ی ۰/۸ و ۱ در هزار کاهش می‌یابد. به نظر غضبان و همکاران [۴] و ولاسکو و همکاران [۳۴] می‌توان نتیجه گرفت که دامنه‌ی گستره‌ی تغییرات ایزوتوپی گوگرد در کانسار عمارت نشان دهنده‌ی همگن بودن محلول گرمایی از نظر ترکیب ایزوتوپی و یکسان بودن خاستگاه گوگرد در طول ته نشست کانی است.

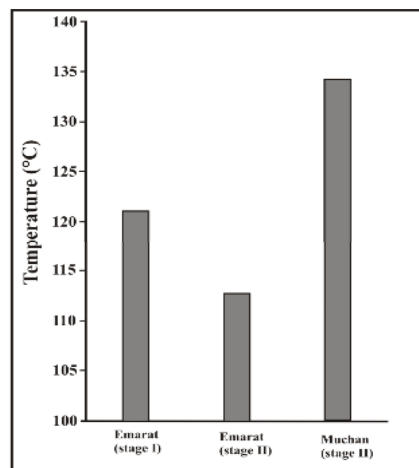
تهی‌شدگی مقدار ^{34}S در کانی‌های سولفیدی یک پاراژنز به‌ترتیب در پیریت، اسفالریت، کالکوپریت و گالن افزایش می‌یابد [۳۵]. از طرفی تغییر در نسبت $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی به قدرت نسبی پیوندهای آن‌ها وابسته است [۳۶] که به ترتیب در پیریت به سمت اسفالریت و گالن کاهش می‌یابد [۳۷] و موجب غنی‌شدگی ^{34}S در پیریت می‌شود [۳۶]. به این ترتیب، در کانسار عمارت وجود پیریت‌هایی با $\delta^{34}\text{S}$ سبک‌تر از اسفالریت می‌تواند معرف عدم تعادل ایزوتوپی این دو کانی [۳۸] و تشکیل آن‌ها در زمان و شرایط مختلف باشد. در حالی

جدول ۲ ترکیب ایزوتوپی گوگرد در کانی‌های سولفیدی و دمای ایزوتوپی محاسبه شده بر اساس این نتایج، عامل جدایش از [۱۲].

شماره نمونه	کانی	$\delta^{34}\text{S}$ CDT (در هزار)	$\Delta^{34}\text{S}$ Sph-Gn	T Sph-Gn ($^\circ\text{C}$)
کانسار عمارت				
E۱	اسفالریت (I)	+۱۱/۶	۴/۷	۱۲۱/۱
E۲	گالن (I)	+۶/۹		
E۳	اسفالریت (II)	+۱۰/۸	۴/۹	۱۱۲/۸
E۴	گالن (II)	+۵/۹		
E۵	پیریت	+۷/۷		
کانسار موچان				
E۶	اسفالریت (I)	+۹/۲	۴/۴	۱۳۴/۳
E۷	گالن (I)	+۴/۸		



شکل ۷ تغییرات ایزوتوپی گوگرد ($\delta^{34}\text{S}$) در مراحل مختلف کانی‌سازی در کانسارهای عمارت و موچان.



شکل ۸ مقایسه‌ی دمای ایزوتوپی در کانسارهای عمارت و موچان.

کانسارهای عمارت و موچان، با توجه به دمای کانی‌سازی (۱۱۲/۸ تا ۱۳۴/۳ درجه‌ی سانتی‌گراد)، دامنه محدود تغییرات $\delta^{34}\text{S}$ (حداکثر ۱ در هزار) و تهی‌شدگی ^{34}S به سمت مراحل پایانی کانی‌سازی، وقوع فرایند احیای باکتریایی سولفات، نامحتمل است. فرایند احیا گرمایی- شیمیایی سولفات یک فرایند کند است که در دامنه‌ی دمایی ۱۰۰ تا ۱۴۰ درجه‌ی سانتی‌گراد باعث احیای سولفات‌ها می‌شود. گوگرد کاهیده ایجاد شده طی این فرایند نسبت به سولفات‌های اولیه به اندازه‌ی صفر تا ۲۰ در هزار تهی‌شدگی نشان می‌دهد [۵۱]. از آنجا که دامنه‌ی تغییرات $\delta^{34}\text{S}$ اسفالریت نسبت به آب دریای کرتاسه زیرین، در حدود ۱۰ در هزار کمتر است، به‌نظر می‌رسد که گوگرد کاهیده‌ی مورد نیاز برای تشکیل کانی‌های سولفیدی طی فرایند احیای گرمایی- شیمیایی سولفات تشکیل شده است. دمای ایزوتوپی محاسبه شده برای کانسارهای مورد بررسی (۱۱۲/۸ تا ۱۳۴/۳ درجه‌ی سانتی‌گراد) و شواهد بافتی مانند عدم وجود بافت کلوپورمی در اسفالریت [۵۰]، مؤید رخداد این فرایند در کانسارهای مورد بررسی است. علاوه بر این، پیریت‌های فرامبوئیدی موجود در لایه‌های شیلی بخش KS می‌توانسته باعث احیای سولفات محلول گرمایی شود که نباید نقش آن را از نظر دور داشت.

برداشت

کانسارهای سرب و روی با میزبان سنگ رسوبی دارای چهار زیر رده اصلی شامل کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT)، رسوبی- برون‌دمی (SEDEX)، ماسه سنگی- سرب (Sst-Pb) و کانسارهای سرب با میزبان ماسه سنگی است [۲۰]. نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی در کانسارهای

خاستگاه احتمالی گوگرد مورد نیاز برای کانی‌سازی کانی‌های سولفیدی در کانسارهای نوع MVT به آب دریا [۴۱]، سولفات‌های تبخیری موجود در دنباله‌ی چینه‌شناسی [۴۱]، تجزیه ترکیب‌های گوگرددار موجود در هیدروکربن‌ها [۱۲] و ترکیب‌های سولفیدی از قبل موجود در سنگ میزبان مانند پیریت [۴۲] نسبت داده شده است. در کانسارهای عمارت و موچان شواهد زمین‌شناسی مبنی بر وجود سولفات‌های تبخیری در دنباله‌ی چینه‌شناسی و ترکیب‌های آلی در توده‌ی معدنی مشاهده نشد. با توجه به مقدار $\delta^{34}\text{S}$ آب دریای کرتاسه زیرین که از ۱۵/۳ تا ۲۰/۲ در هزار تغییر می‌کند [۴۳] و با توجه به ترکیب ایزوتوپی گوگرد در کانی‌های مورد بررسی، سولفات آب دریای کرتاسه زیرین را می‌توان به‌عنوان خاستگاه احتمالی گوگرد در نظر گرفت. علاوه بر این، وجود پیریت‌های فرامبوئیدی در بخش شیلی KS پیشنهاد کننده‌ی نقش این کانی به‌عنوان یکی دیگر از خاستگاه‌های احتمالی تأمین کننده-ی گوگرد است.

احیای سولفات و تولید گوگرد کاهیده‌ی مورد نیاز برای تشکیل کانی‌های سولفیدی با استفاده از دو فرایند احیای باکتریایی سولفات و احیای گرمایی- شیمیایی سولفات صورت می‌گیرد [۴۴]. مناسب‌ترین دما برای فعالیت باکتری‌ها و احیای باکتریایی سولفات ۳۰ تا ۴۵ درجه‌ی سانتی‌گراد [۴۵] و بندرت به دمای ۱۱۰ درجه‌ی سانتی‌گراد [۴۶] می‌رسد. بر اثر این فرایند، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی نسبت به آب دریای محبوس در ذرات رسوبی به اندازه‌ی ۳۵+ تا ۴۰+ در هزار سبک‌تر شده [۴۷] و دامنه‌ی گسترده‌ای از تغییرات را نشان می‌دهد [۴۸] که در سیستم‌های بسته به‌سمت مراحل پایانی کانی‌سازی با غنی‌شدگی ^{34}S همراه است [۴۹،۵۰]. در

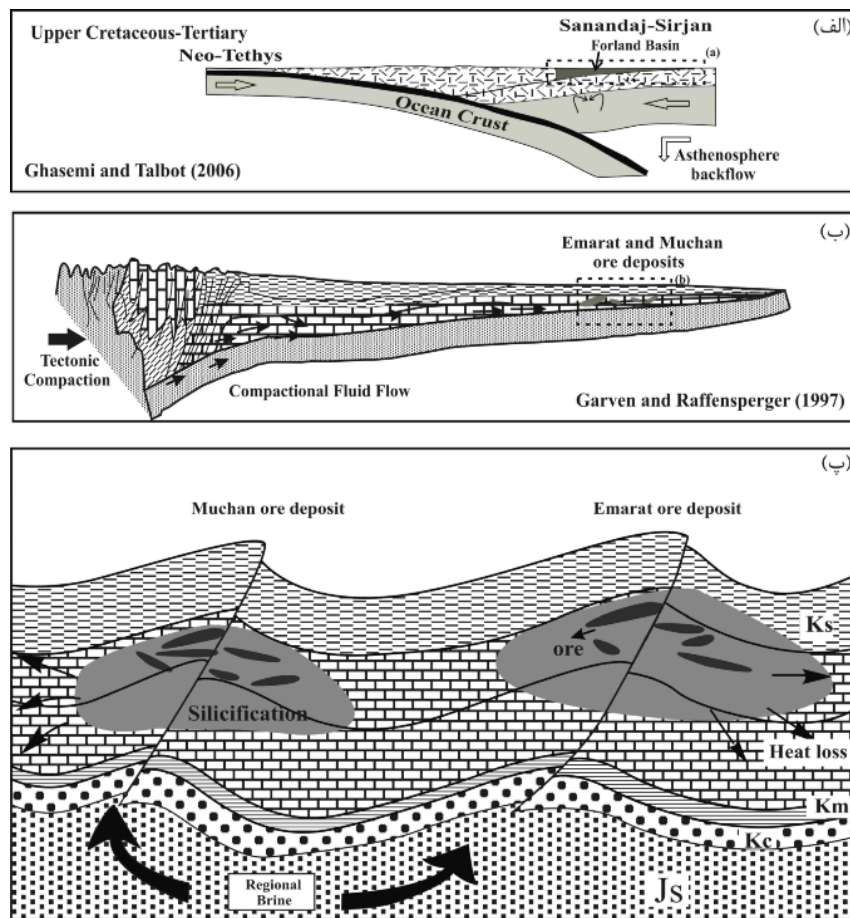
عمارت و موجان از قبیل لایه کران بودن ماده‌ی معدنی، سنگ میزبان کربناتی، عدم وجود توده‌ی نفوذی پیرامون کانسار و کانی‌شناسی نسبتاً ساده و مقایسه این کانسارها با کانسارهایی نظیر ایرانکوه در ایران [۴]، تری استیت در آمریکا [۲۰] و فلوریدا کانیون در پرو [۵۰]، نشانگر وابستگی کانسارهای مورد بررسی به زیررده‌ی MVT است (جدول ۳). کانسارهای MVT از شورابه‌های وابسته به رویدادهای زمین‌ساخت پوسته‌ای [۵۲، ۵۳] و اغلب در پیش‌بوم‌های کوهزایی تشکیل می‌شوند [۲۳، ۵۳]. به نظر بردلی و لیچ [۵۴] پیش‌بوم‌های کوهزایی به سه نوع برخوردی، آندی و معکوس تقسیم شده است. شورابه‌ها در این پیش‌بوم‌ها بر اساس الگوی جریان شاره‌ی مشتق از جاذبه [۵۲]، الگوی رسوبی-دیازنتیک [۵۳، ۵۵، ۵۶] و الگوی همرفتی- گرمایی [۵۷] از خاستگاه به مکان ته‌نشست مهاجرت می‌یابند. خاستگاه احتمالی فلزات در این کانسارها به شیل‌ها [۵۸] و تخریب دیازنتیک فلدسپات پتاسیک، میکاها و کانی‌های رسی در این سنگ‌ها نسبت داده شده است [۵۹].

با توجه به موقعیت کانسارهای عمارت و موجان در زون زمین‌ساختی سنندج- سیرجان، تشکیل کانسارهای مورد بررسی را می‌توان به رویدادهای زمین‌ساختی وابسته به همگرایی ورقه‌های عربی و ایران و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در پیش‌بوم نوع آندی نسبت داد (شکل ۹- الف). از آنجا که کانسارهای دیگر سرب و روی موجود در زون سنندج-

سیرجان همزمان با فعال بودن رویداد فرورانش (احتمالاً تا ائوسن، [۱۶]) در این زون تشکیل شده‌اند، توجه به نقش این رویداد در فلززایی کانسارهای سرب و روی ضرورت دارد. این رویداد ضمن فشردگی واحدهای سنگ چینه‌ای مختلف از جمله شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک باعث گرم و پویا شدن آب‌های فسیلی و آزاد شدن CO₂، سیلیکا و فلزات طی دیازنز کانی‌های رسی و ذرات سیلیس آواری شده است که با نتایج بررسی‌های ایزوتوپی سرب در کانسار عمارت [۶۰] در مورد خاستگاه پوسته‌ای فلزات همخوانی دارد. شورابه‌های غنی از فلز، سیلیکا و CO₂ با مهاجرت به لایه‌های با نفوذپذیری بیشتر و برخورد با سنگ‌های آهکی بخش KI (شکل ۹- ب)، در نتیجه احیای گرمایی- شیمیایی سولفات و سردشدن محلول گرمایی باعث انحلال کربنات‌ها و ته‌نشست سیلیکا شده است (شکل ۹- پ). شواهد صحرایی، کانی‌شناسی و داده‌های ایزوتوپی گوگرد در کانسارهای مورد بررسی پیشنهاد کننده‌ی انتقال فلزات و ته سولفات از سوی یک محلول به محل نهشت (بخش KI) و ته نشست فلزات بر اثر فرایندهای احیای گرمایی- شیمیایی سولفات، بر هم کنش محلول با سنگ دیواره و سردشدن آن است. کانی‌سازی اسفالریت و گالن در طرح دو مرحله و تنوع بافتی پیریت‌ها پیشنهاد کننده‌ی چند گامه‌ای بودن فرایندهای کانی‌سازی در کانسارهای مورد بررسی است [با ۴۲ مقایسه شود].

جدول ۳ مقایسه‌ی ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و ایزوتوپی گوگرد در کانسارهای فلوریدا کانیون، تری استیت و ایرانکوه با کانسارهای عمارت و موجان.

نام کانسار (کشور) [منبع]	فلوریدا کانیون (پرو) [۵۰]	تری استیت (آمریکا) [۲۰]	ایرانکوه (ایران) [۴]	عمارت (ایران) [این مقاله]	موجان (ایران) [این مقاله]
ویژگی‌ها					
سنگ میزبان	سنگ‌های کربناتی تریاس بالایی- ژوراسیک	سنگ‌های کربناتی اردو-سین	سنگ‌های کربناتی کرتبه ناندین	سنگ‌های آهکی کرتبه ناندین	سنگ‌های آهکی کرتبه ناندین
دگرسانی	دولومیتی شدن	دولومیتی شدن + سیلیسی شدن	دولومیتی شدن	سیلیسی شدن + دولومیتی شدن	سیلیسی شدن + دولومیتی شدن
کانی فلزی	اسفالریت- گالن- پیریت- سیدریت	اسفالریت- گالن- پیریت	اسفالریت- گالن- پیریت- مارکاسیت	اسفالریت- گالن- پیریت- کلکوپیریت	اسفالریت- گالن- پیریت- کلکوپیریت
(%) Sp δ ³⁴ S	Sp (I) = -۱۲/۷ تا ۱۴/۲ Sp (II) = -۰/۳ تا ۱۷/۶	-۱۱ تا ۲	-۵/۵ تا ۴/۴	Sp (I) = +۱/۶ Sp (II) = +۱۰/۸	Sp (I) = +۹/۲
منشاء گوگرد	سولفات تجزیری‌ها	سولفات آب دریا (۴)	سولفات آب دریا	سولفات آب دریا	سولفات آب دریا
فرایند مؤثر در احیاء گوگرد	احیاء حرارتی- شیمیایی + احیاء باکتریایی	احیاء حرارتی- شیمیایی	احیاء حرارتی- شیمیایی	احیاء حرارتی- شیمیایی	احیاء حرارتی- شیمیایی
دما	۱۳۴°C	۸۰ تا ۱۲۴۳°C	۲۱۵°C	۱۱۷/۱ تا ۱۲۱/۸°C	۱۲۴/۳°C



شکل ۹ مدل پیشنهادی از شکل‌گیری کانسارهای عمارت و موجان. الف) همگرایی ورقه‌های عربی و ایران و بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس در پیش‌بوم نوع آندی [اقتباس از ۱۶]. ب) بزرگنمایی گستره‌ی (a) در شکل الف: فشردگی زمین‌ساختی واحدهای سنگ‌چینه‌ای و تشکیل شورابه‌های غنی از فلز، سیلیکا و CO_2 [با تغییرات از ۶۱]. پ) بزرگنمایی گستره‌ی (b) در شکل ب: مهاجرت شورابه‌ها به سمت سنگ‌های آهکی بخش K1، گسترش دگرسانی سیلیسی و نهشت سولفیدها. اختصارها: Js: شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک؛ Kc: کنگلومرا و ماسه‌سنگ؛ Km: مارن و سنگ آهک؛ K1: سنگ‌آهک‌های اوربیتولین دار؛ Ks: مارن و شیل.

مراجع

the Irankuh Distrrikt, Esfahan Area, West-Central Iran", Economic Geology 89 (1994) 1262-1278.

[۵] علی‌آبادی م.ع.، "بررسی زمین‌شیمیایی، کانی‌شناختی و منشاء سرب-نقره راونج دلیجان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز (۱۳۷۹) ۲۰۷ ص.

[۶] آدابی م.ح.، جمالیان م.، "شناسایی ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نحوه کانسارسازی در کربنات‌های کانسار رباط (خمین-اراک)"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۶۶ (۱۳۸۶) ص ۲-۲۳.

[۷] فرجی ک.، "طرح بهره‌برداری از کانسار سرب و روی عمارت"، گزارش شرکت صنعتی و معدنی شاهین (۱۳۸۷) ۳۰ ص.

[۱] رحیم پور بناب ح.، "بررسی کانسارهای سرب و روی ناحیه اراک"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۰) ۱۸۵ ص.

[۲] قربانی م.، تاجبخش پ.، خوبی ن.، "کانسارهای سرب و روی در ایران"، سازمان زمین‌شناسی و معدنی کشور (۱۳۷۹) ۵۱۲ ص.

[3] Momenzadeh M., Shafighi S., Rastad E., Amstutz G.C., "The Ahangaran Lead-Silver deposit, SE-Malayer, west central Iran", Mineralium Deposita 3 (1979) 323-341.

[4] Ghazban F., Mcnutt R.H., Schwarcz H.P., "Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in

- [۱۹] سهندی م، حسینی دوست س.ج، رادفر ج، محجل م، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند و گزارش آن"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۵).
- [20] Leach D.L., Sangster D.F., Kelley K.D., Large R.R., Garven G., Allen C.R., Gutzmer J., Walters S., "Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective", In: Hedenquist J.W., Thompson J. F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (eds) Economic Geology 100th Anniversary, Society of Economic Geology Inc (2005) 561- 607.
- [21] Lovering T.G., "The origin of jasperoid in limestone", Economic Geology 57 (1962) 861-889.
- [۲۲] تاکر م، ترجمه موسوی حرمی ر، محبوبی ا، "سنگ-شناسی رسوبی"، جهاد دانشگاهی مشهد (۱۳۸۳) ۴۸۲ ص.
- [23] Anderson G.M., Garven G., "Sulfate-sulfide-carbonate association in Mississippi Valley-type lead-zinc deposits", Economic Geology 82 (1987) 482-488.
- [24] Anderson G.M., "Some geochemical aspects of sulphide precipitation in carbonate rocks", In: Kisvarsanyi G., Grant S.K., Pratt W.P., Keonig J.W. (eds) International conference on Mississippi Valley type lead-zinc deposits Proceedings volume: Rolla, University of Missouri-Rolla Press (1983) 61-76.
- [25] Powell T.G., Macqueen R.W., "Precipitation of sulfide ores and organic matter: Sulfate reactions at Pine Point, Canada", Science 224 (1984) 63-66.
- [26] Qing H., Mountjoy E.W., "Origin of Dissolution Vugs, Caverns, and Breccias in the Middle Devonian Presqu'ile Barrier, Host of Pine Point Mississippi Valley-Type Deposits", Economic Geology 89 (1994) 858-876.
- [27] Machel H.G., "Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction", Geology 15 (1987) 936-940.
- [28] Hutchcon I., Abercrombie H., "Carbon dioxide in clastic rocks and silicate hydrolysis" Geology 18 (1990) 541-544.
- [29] Hutchcon I., "Sources of CO₂, organic acids and H₂S during diagenesis and their influence on carbonate dissolution, in Subsurface dissolution porosity in carbonates-recognition, causes and implications", American Association of Petroleum Geologists and Canadian Society of Petroleum Geologists Short Course Notes, part 2 (1992) 20.
- [۸] کریمزاده ع.ر، "بررسی تیپ، ارتباط کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و ژنز احتمالی کانسار سرب و روی عمارت"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۱) ۳۰۴ ص.
- [۹] ونایی م، "ویژگی‌های ساختی، بافتی و ژئوشیمیایی کانسار سرب و روی عمارت- اراک"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۷۷) ۱۶۸ ص.
- [۱۰] احیا ف، "ژئوشیمی و منشاء کانسارهای سرب و روی عمارت و باباقله، جنوب اراک"، پایان‌نامه دکتری دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، (۱۳۸۷) ۱۷۸ ص.
- [11] Ueda A., Krouse H.R., "Direct conversion of sulphide and sulphate minerals to SO₂ for isotope analyses", Geochemical Journal 20 (1986) 209-212.
- [12] Ohmoto H., Goldhaber M.B., "Sulphur and carbon isotopes", In: Barnes H.L. (ed) Geochemistry of hydrothermal ore deposits, third ed. John Wiley & Sons Ltd (1997) 517- 611.
- [۱۳] آقانی ع، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳) ۶۰۶ ص.
- [14] Ghalamghash J., Nedelec A., Bellon H., Vousoughi Abedini M., Bouchez J.L., "The Urumieh plutonic complex (NW Iran): A record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times - Part I: Petrogenesis and K/Ar dating", Journal of Asian Earth Sciences 35 (2009) 401- 415.
- [15] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandic M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.
- [16] Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences 26 (2006) 683-693.
- [17] Momenzadeh M., "Stratabound lead-zinc ores in the Lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer-Esfahan district (west central Iran), lithology, metal content, zonation and genesis", Ph.D. Thesis, Heidelberg University (1976) 300.
- [18] Thiele O., Alavi M., Assefi A., Hushmandzadeh A., Seyed-Emami K., Zahedi M., "Explantory text of the Golpaygan quadrangle map no. E7. Scale 1:250000", Geological Survey of Iran (1968) 24.

- isotope studies*", *Economic Geology* 95 (2000) 19-40.
- [43] Paytan A., Kastner M., Campbell D., Thiemens M.H., "Seawater sulfur isotope fluctuations in the Cretaceous", *Science* 304 (2004) 1663-1665.
- [44] Hofes J., "Stable isotope geochemistry", 5th ed. Berlin, Springer-verlage (2004) 244.
- [45] Orr W.L., "Changes in sulfur content and isotopic ratios of sulfur during petroleum maturation study of Big Horn basin Palaeozoic oils", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 58 (1974) 2295-2318.
- [46] Qrgensen B.B., Isaksen M.F., Jannasch H.W., "Bacterial sulfat reduction above 100°C in deep-sea hydrothermal vent sediment", *Science* 258 (1992) 1756-1757.
- [47] Ohmoto H., Rye R.O., "Isotopes of sulphur and carbon", In: Barnes H.L. (ed) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, second ed. John Wiley & Sons Ltd (1979) 509-567.
- [48] Sasaki A., Krouse, H.R., "Sulfur isotopes and the pine point lead-zinc Mineralization", *Economic Geology* 64 (1969) 718-730.
- [49] Sshwarz H.P., Burnie S.W., "Influence of sedimentary environment on sulfur isotope ratios in clastic rock: a review", *Mineralium deposita* 8 (1973) 264-277.
- [50] Basuki N.I., Taylor B.E., Spooner E.T.C., "Sulfur Isotope Evidence for Thermochemical Reduction of Dissolved Sulfate in Mississippi Valley-Type Zinc-Lead Mineralization, Bongara Area, Northern Peru", *Economic Geology* 103(2008) 783-799.
- [51] Machel H.G., Krouse, H.R., Sassen, R., "Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction", *Applied Geochemistry* 10 (1995) 373-389.
- [52] Garven G., "The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada sedimentary basin", *Geology* 80 (1985) 307-324.
- [53] Oliver J., "Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena", *Geology* 14 (1986) 99-102.
- [54] Bradle D.C., Leach D.L., "Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead-zinc mineralization in orogenic forelands", *Mineralium Deposita* 38 (2003) 652-667.
- [30] Plumlee G.S., Leach D.L., Hofstra A.H., Landis G.P., Rowan E.I., Viets J.G., "Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi valley-type Pb-Zn deposits of the Ozark region, U.S. mid-continent", *Economic Geology* 89 (1994) 1361-1383.
- [31] Corbella M., Ayora C., Cardellach E., "Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-type deposits", *Mineralium Deposita* 39 (2004) 344-357.
- [32] Craige J.R., Vaughan D.J., "Ore microscopy and ore petrography", John Wiley & Sons Ltd (1981) 412.
- [33] Hutchison M.N., Scott S.D., "Sphalerite Geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system", *Economic Geology* 76 (1981) 143-153.
- [34] Velasco F., Herrero J.M., Yusta I., Alonso J.A., Seebold I., Leach D., "Geology and Geochemistry of the Reocin Zinc-Lead Deposit, Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain", *Economic Geology* 98 (2003) 1371-1396.
- [35] Grootenboer J., SChwarz H.P., "Experimentally determined sulfur isotope fractions between sulfide minerals", *Earth and Planetary Science Letters* 7 (1969) 162-166.
- [36] Bachinski D.J., "Bond Strength and sulfur isotopic fractionation in coexisting sulfides", *Economic Geology* 64 (1969) 56-65.
- [37] Ladd M.F.C., Lee W.H., "Lattice energies and related topics", *Progress in Solid State Chemistry* 1 (1964) 37-82.
- [38] Anderson I.K., Ashton J.H., Boyce A.J., Fallick A.E., Russell M.J., "Ore depositional processes in the Navan Zn-Pb Deposit, Ireland", *Economic Geology* 93 (1998) 535-563.
- [39] Stanton R.L., Rafter T.A., "Sulfur isotope in co-existing galena and sphalerite from Broken Hill, New South Wales", *Economic Geology* 62 (1967) 1088-1091.
- [40] Ohmoto H., "Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits", *Economic Geology* 67 (1972) 551-578.
- [41] Rye O.R., Ohmoto H., "Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review", *Economic Geology* 69 (1974) 826-842.
- [42] Gomes F.F., Both R.A., Mangas, J., Arribas A., "Metallogenesis of Zn-Pb carbonate-hosted mineralization in the Southeastern Region of the Picosde Europe (Central Northern Spain) Province: geologic, fluid inclusion, and stable

- [59] Hanor J.S., "The sedimentary genesis of hydrothermal fluids", In: Barnes H.L. (ed) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, second ed. John Wiley & Sons Ltd (1979) 137-142.
- [60] Ehya F., Lotfi M., Rasa I., "Emarat carbonate-hosted Zn-Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study", *Journal of Asian Earth Sciences* 37 (2010) 186-194.
- [61] Garven G., Raffensperger J.P., "Hydrogeology and Geochemistry of Ore Genesis in Sedimentary Basins", In: Barnes H.L. (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, third ed. John Wiley & Sons Ltd (1997) 125- 190.
- [55] Jackson S.A., Beales F.W., "An aspect of sedimentary basine volution: The concentration of Mississippi Valley-type ores during the late stages of diagenesis", *Canadian Petroleum Geology Bulltin* 15 (1967) 383-433.
- [56] Bethke C.M., "A numerical model of compaction-driven groundwater flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins", *Journal of Geophysical Research* 80 (1985) 6817-6828.
- [57] Morrow D., "Regional subsurface dolomitization: Models and constraints", *Geoscience Canada* 25 (1998) 57- 70.
- [58] Coveney R.M., Glascock M.D., "A review of the origins of the metal rich Pennsylvanian black shales, central USA, with an inferred role for basinal brines", *Applied Geochemistry* 4 (1989) 317- 367.