



الگوی تشکیل ذخیره Pb-Zn کیشان، غرب ایران براساس شواهد کانی‌شناسی، سیالات درگیر و ایزوتوپ گوگرد

میثم خدام^۱، محمدرضا جعفری^{۲*}، عباس عسگری^۱، محمدعلی علی‌آبادی^۱، احمد حسین‌خانی^۳، طیبه رضانی^۴

۱- گروه علوم زمین، واحد محلات، دانشگاه آزاد اسلامی، محلات، ایران.

۲- گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران.

۳- شرکت معادن سرمک، تهران، ایران.

۴- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۵/۲۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۸/۱۰)

چکیده: ذخیره سرب و روی کیشان از ذخایر کمربند فلززایی ملایر- اصفهان است که در شمال اراک، استان مرکزی قرار دارد. پس از بررسی کانی‌شناسی آن و تعیین سه مرحله پیش‌کانه‌زایی، کان‌زایی اصلی و پساکان‌زایی، ریزدماسنجی میانبار سیال اولیه رگه‌های کوارتزی همزمان با کان‌زایی، دمای همگن‌شدگی ۱۴۰ تا ۲۷۲ °C (متوسط ۲۰۸/۴۷ °C در ۶۸ میانبار) و شوری ۱۰ تا ۲۲ wt. % NaCl (متوسط ۱۷/۷۸ wt. % در ۶۸ میانبار) و چگالی ۰/۹ تا ۱/۱ gr/cm³ را نشان داد که شبیه ذخایر نوع ایرلندی است. همچنین ایزوتوپ گوگرد شش نمونه گالن از مرحله اصلی انتخاب و تجزیه شدند. مقدار $\delta^{34}\text{S}$ کان‌گالن بین ۳/۷۶- و ۵/۳۶- بدست آمد که با تصحیح دمایی داده‌های ایزوتوپی براساس دمای میانگین ۲۰۰ °C، مقدار $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ گالن ۰/۹۸- تا ۱/۷۶- بدست آمد. سرانجام، می‌توان فلززایی ذخیره کیشان را با فرایند آمیختگی شورابه‌های به نسبت چگال از دریای همزمان با سیال های کم‌شور دمابالا و فلزدار در حال گردش در سنگ بستر شیل- ماسه‌سنگی (سازند شمشک) در ارتباط دانست. البته با توجه به گستردگی توده‌های آذرین منطقه، شناخت خاستگاه احتمالی توده‌های ماگمایی در تامین گوگرد و فلز این ذخیره نیز نیاز به سن‌سنجی دقیق آن‌ها و بررسی بیشتر دارد.

واژه‌های کلیدی: کان‌زایی سرب-روی؛ نوع ایرلندی؛ آمیختگی.

مقدمه

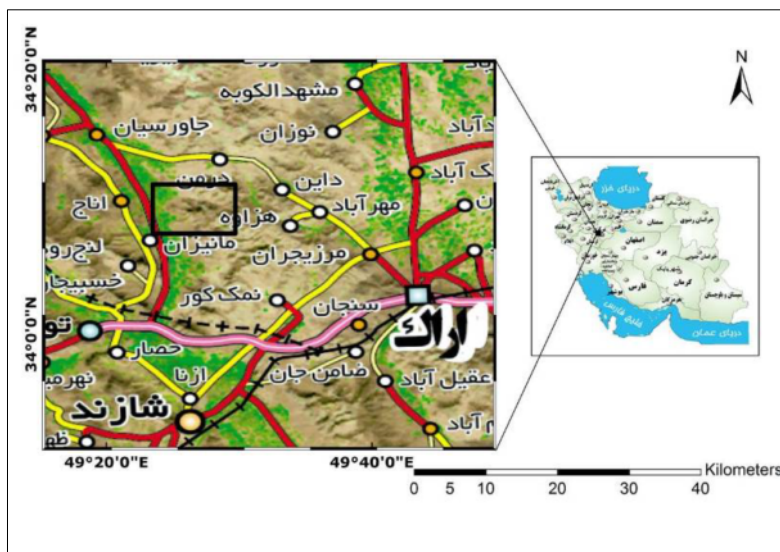
چرخشی را ایجاد می‌کنند که به‌طور متناوب منجر به استخراج فلزهای سنگ بستر و تحرک آن‌ها به سمت مکان‌های مطلوب کان‌زایی می‌شوند [۲].

ذخیره کیشان از ذخایر سرب - روی کمربند فلززایی ملایر - اصفهان (MEMB) در شمال‌غرب اراک است (شکل ۱). این کمربند به‌همراه کمربندهای کان‌زایی یزد - انارک (YAMB)، البرز مرکزی (CAMB) و طبس - پشت‌بادام (TPMB)، پهنه‌های اصلی کان‌زایی سرب - روی ایران را تشکیل می‌دهند (شکل ۲ الف، [۳]). رجبی و همکاران [۴] ذخایر کرتاسه کمربند ملایر- اصفهان را به ذخایر جانشینی زیربستر دریا

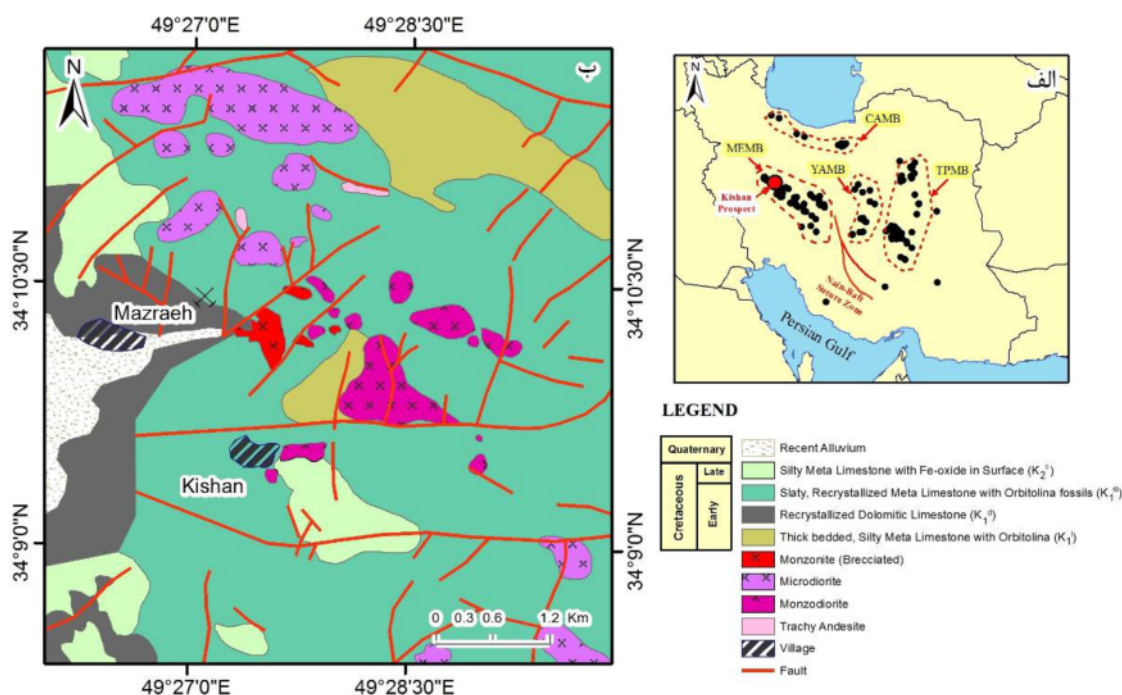
ذخایر سرب - روی نوع ایرلندی با میزبانی سنگ‌های کربناتی ذخایر چین‌سان و چین‌کرانی با تکامل چند مرحله‌ای سیال کان‌زا هستند [۱]. این ذخایر از نظر ساختاری با گسلش عادی همزمان با رسوب‌گذاری حوضه‌های کششی، همراه هستند که مجراهای لازم برای جریان سیال کان‌دار را فراهم می‌کنند. بنابراین، مجموعه‌ای از شرایط از جمله وجود فرودپواره تأمین‌کننده شورابه، فعالیت باکتری‌های کاهنده سولفات در گودال‌های فرادپواره، رخداد همزمان جریان‌های بالارو سیال- های گرمایی و پهنه‌های برهمکنش با سنگ بستر، سامانه

تجزیه ایزوتوپی، ابزاری کاربردی در درک عمیق‌تر سامانه‌های همرفتی درگیر در تشکیل این ذخایر و شناسایی مکان‌های مطلوب کانه‌زایی هستند. از اینرو، در این پژوهش، براساس این بررسی‌ها چگونگی عملکرد و نوع سامانه کانه‌زایی ذخیره کیشان تعیین شد.

(مانند نوع ایرلندی) شبیه دانسته‌اند که در محیط کششی تشکیل شده‌اند و در ارتباط با فروانش نئوتیس یا به احتمال بسیار حوضه ناین - بافت هستند [۳]. حضور کانسارها و ذخایر اقتصادی ارزشمند چون آهنگران [۵]، ایرانکوه [۶]، گوش‌فیل [۷] و تپه‌سرخ [۸]، اهمیت بررسی ذخایر این کمربند را دوچندان می‌کند. بررسی‌های همبرزایی، میانبراهای سیال و



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه کیشان که با چهارگوش مشخص شده است.

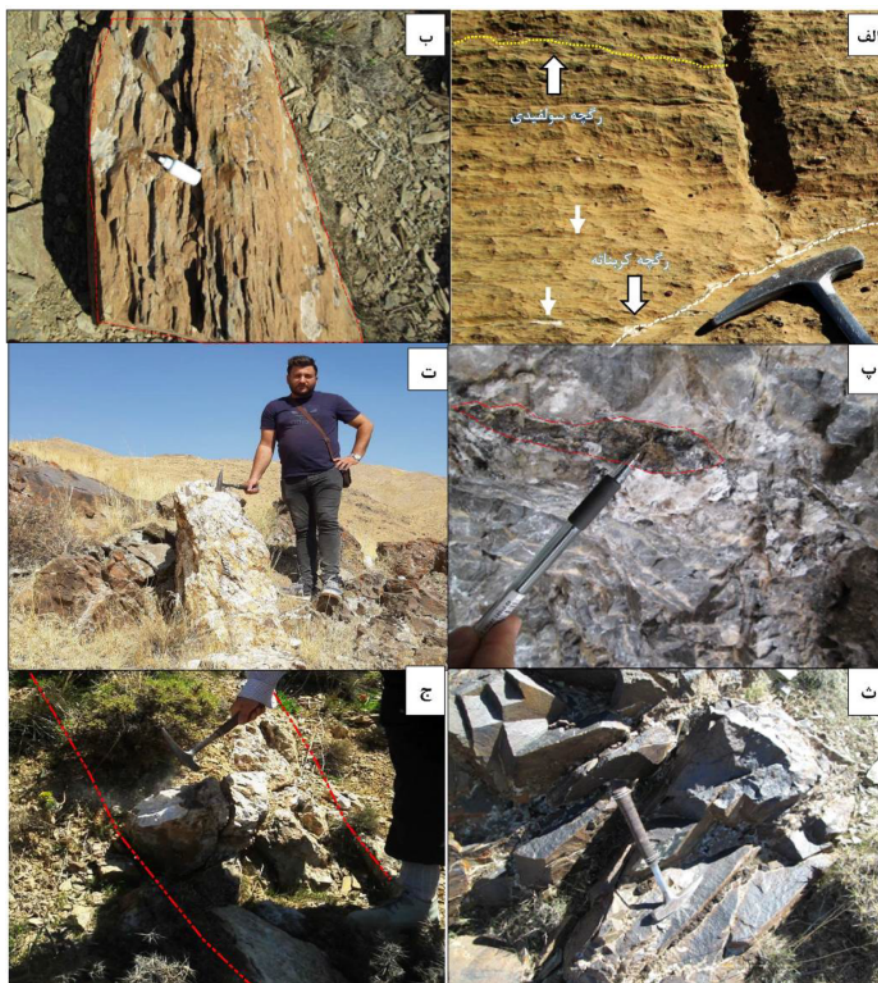


شکل ۲ الف) کمربندهای فلززایی سرب - روی ملایر - اصفهان (MEMB)، طیس - پشت‌بادام (TPMB)، یزد - انارک (YAMB) و البرز مرکزی (CAMB) و موقعیت ذخیره کیشان (برگرفته از مرجع [۳])، ب) نقشه زمین‌شناسی ذخیره کیشان (برگرفته از مرجع [۹]) که سنگ‌های آهکی - دولومیتی مختلف با سن کرتاسه را نشان می‌دهد که با توده‌های مختلف نفوذی و آتشفشانی قطع شده‌اند.

زمین‌شناسی

قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون‌یافته منطقه ذخیره کیشان، سنگ‌آهک‌های اوربیتولین‌دار و کمی دگرگون‌شده با سن کرتاسه پیشین (K_1^1) هستند که در شرق منطقه با سنگ‌آهک‌های بازتبلور یافته و کمی دگرگون‌شده دولومیتی و اوربیتولین‌دار (K_1^d) و سپس سنگ‌آهک‌های اسلیتی و با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های بیومیکروسپارایت اوربیتولین‌دار (K_1^{sl}) پوشیده شده‌اند (شکل ۲ب). این سنگ‌های کرتاسه پیشین با چندن توده نفوذی با ترکیب میکرودیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت و نیز سنگ‌های آتشفشانی تراکی‌آندزیتی با سن تقریبی پس از کرتاسه پیشین قطع شده‌اند. همچنین، چند رگه سیلیسی، کربناتی و باریتی این واحدها را قطع کرده‌اند (شکل‌های ۳ الف تا ت). گسترده‌ترین دگرسانی موجود در منطقه کیشان، دولومیتی شدن، بازتبلور و سیلیسی شدن است. کانه‌زایی چینه‌کران و

چینه‌سان به‌صورت پراکنده، رگه‌ای و لایه‌ای (شکل ۳) در سنگ میزبان آهکی-دولومیتی رخ داده است. از نظر ساختاری، واحدهای سنگی منطقه کیشان بر یال شرقی طاق‌دیس گردان واقع هستند که موازی با رشته‌کوه زاگرس و دارای راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق است. توالی‌های رسوبی شیل و ماسه‌سنگی دگرگون یافته با سن ژوراسیک (سازند شمشک)، هسته این طاق‌دیس را تشکیل می‌دهند. این سازند به عنوان خاستگاه احتمالی فلزهای بیشتر ذخایر و کانسارهای کمر بند ملایر-اصفهان و یزد-انارک در نظر گرفته شده است [۸، ۵]. البته، رجبی و همکاران [۳] احتمال شکل گرفتن فلزهای از سری‌های سرب و روی‌دار کرتاسه اولیه طی کوه‌زایی را نیز مطرح کرده‌اند. روند گسلش غالب منطقه کیشان شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شمال‌شرقی - جنوب‌غربی است.



شکل ۳ الف) لایه‌ها و رگچه‌های کانی‌های سولفیدی (خط‌چین زرد) که با رگه‌های کربناتی (خط‌چین سفید) قطع شده‌اند، ب) سنگ‌آهک اسلیتی قهوه‌ای رنگ، پ) گالن موجود در رگه سیلیسی یک تونل اکتشافی، ت) رگه سیلیسی، ث) واحد میکرودیوریت، ج) رگه باریت.

نتایج

کانی‌شناسی

گالن: گالن فراوانترین کانی سولفیدی منطقه کیشان است که به شکل‌های مختلف توده‌ای، دانه پراکنده و گاهی رگچه‌ای دیده می‌شود. این کانی در رگه‌های سیلیسی و همچنین در رگه‌های موجود به شکل بلورهای درشت و یکنواخت و گاهی در لبه‌های کانی‌های فلزی دیگر چون اسفالریت دیده می‌شود. شواهد کانی‌شناسی نشانگر تشکیل گالن پس از اسفالریت در بخش‌های کانی‌سازی است (شکل ۴ الف). گالن گاهی به صورت همبر با کانی‌های پیریت نیز دیده می‌شود (شکل ۴ ب). تبدیل گالن به کانی‌های ثانویه کربناتی چون سروسیت و آنکلیزیت در برخی از مقاطع دیده شد (شکل ۴ پ). شدت این تبدیل گاهی در حدی است که همه گالن به کانی‌های ثانویه کربناتی سرب تبدیل شده‌اند. درون کانی گالن گاهی میانبار-هایی از کانی‌های چون کانی‌های سولفوسالتی نیز دیده می‌شود (شکل ۴ ت). رخدادهای زمین‌ساختی در منطقه افزون بر قطع رگه‌های کانه‌دار، باعث ایجاد پیچش و خمیدگی در رخ مثلی گالن شده‌اند [۸] (شکل ۴ ث).

اسفالریت: این کانی فراوانی به نسبت کمی در منطقه کیشان دارد و به شکل‌های مختلف توده‌ای، رگچه‌ای، شکافه پرن و دانه پراکنده در رگه‌های سیلیسی و همچنین رگه‌های موجود دیده می‌شود. در شکل توده‌ای، بلورهای درشت اسفالریت انبوهه‌هایی از این کانی را تشکیل داده‌اند که قطر بلورهای اسفالریت به حدود ۱-۲ میلی‌متر می‌رسد. اسفالریت توده‌ای اغلب پس از انحلال کوارتز جایگزین آن شده است، به طوری که در کانسنگ توده‌ای، گاهی آثار سنگ سیلیس به طور کامل از بین رفته است. در بخش‌هایی از کانسنگ، اسفالریت قطعه-هایی از کوارتز را نیز در بر گرفته است. سیال کانه‌دار اسفالریت همچنین گاهی ضمن نفوذ به درون رگه‌های سیلیسی، آنها را برشی و خرد کرده است. در بخش‌های با کانی‌سازی اسفالریت توده‌ای، کانی اسفالریت گاهی یکنواخت و بدون میانبارهایی از سایر کانی‌هاست، ولی میانبار ریز پیریت درون اسفالریت معمول است (شکل ۴ ج). گالن از دیگر کانی‌هایی است که به شکل بلورهای درشت و میانبار ریز درون توده‌های اسفالریت دیده می‌شود. رگچه‌های غیرفلزی درون اسفالریت توده‌ای هستند که گاهی آن را قطع و گاهی دربر گرفته‌اند (شکل ۴ چ). رگچه‌های

افزون براین، جایگاه پشت-کمانی در وابسته به محیط کششی کرتاسه پیشین [۳] منجر به گسلش عادی و ایجاد ساختارهای هورست - گراین شده است که بنظر می‌رسد که شرایط لازم برای انتقال سیال‌های کانسنگی را فراهم کرده‌اند. بعضی از این گسل‌ها سپس در محیط فشارشی کرتاسه پسین به صورت معکوس فعال شده‌اند.

روش بررسی

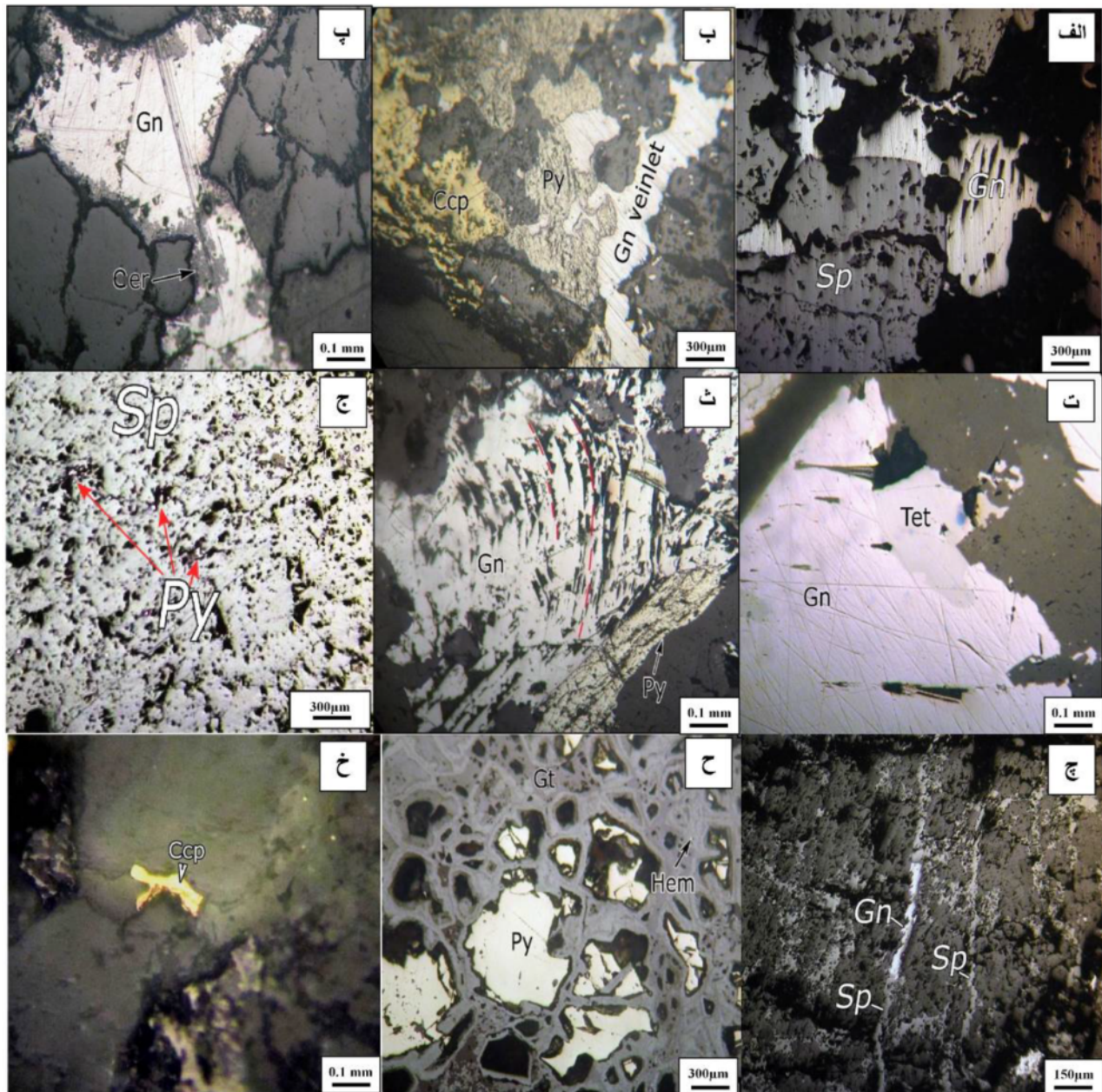
به منظور بررسی روابط همبری و بافتی کانی‌ها، تعداد ۶۰ مقطع نازک و صیقلی از نمونه‌های مختلف انتخاب و تهیه شدند. پس از بررسی کانی‌شناسی، شش مقطع دوبرصیقل برای اندازه‌گیری ریزدماسنجی رگه‌های کوارتزی انتخاب شدند. بررسی ۶۸ میانبار سیال اولیه در دانشگاه تربیت مدرس و با استیج گرم‌کننده و سردکننده لینکام مدل THMSG 600 متصل به میکروسکوپ زایس بررسی شدند. این دستگاه قادر به اندازه-گیری دما در گستره ۱۹۶- تا ۶۰۰°C است. واسنجی دستگاه با استفاده از $C_4H_3CH_3$ در دمای ۹۵°C و KNO_3 در دمای ۳۳۵°C انجام شد. چگالی و شوری با رابطه بودنار و ویتیک [۱۱،۱۰] محاسبه شدند.

بررسی‌های ایزوتوپی گوگرد در منطقه کیشان برای ۶ نمونه گالن انجام شد. به منظور جداسازی کانی گالن برای بررسی‌های ایزوتوپی گوگرد، نخست از نمونه‌های مورد نظر مقطع نازک-صیقلی تهیه شد و سپس کانی گالن از نظر توالی همبرزایی بررسی شده و بخش‌های مناسب برای تجزیه انتخاب شدند. سپس، نمونه‌های انتخاب شده خردایش و ذرات مناسب در زیر میکروسکوپ دوچشمی جدا شدند.

بررسی‌های ایزوتوپی در آزمایشگاه تحقیقات ایزوتوپی Hatch دانشگاه اتاوا انجام شد. نمونه‌ها با طیف‌سنج جرمی Finnigan-MAT 252 تجزیه شدند. در این روش، پودر کانی‌های سولفیدی به همراه حدود دو برابر مقدار اکسید تنگستن درون کپسول‌های قلع اندود ریخته و سپس تا ۱۸۰۰°C گرمادهی می‌شوند تا گاز SO_2 تولید شود. نسبت ایزوتوپی گوگرد بر حسب قسمت در هزار نسبت به استاندارد مرجع ترولیت (FeS) شخانه آهنی کانون دیابلو (CDT) محاسبه شده است. خطای اندازه‌گیری با دستگاه برابر با $\pm 0.02\%$ درصد است.

کانی‌های کوارتز درشت بلور، میزان تخلخل بین‌بلوری بیشتر بوده که موجب جایگزینی کانه‌ها در فضای بین کانی‌های غیرفلزی شده است. اسفالریت شکافه پرکن گاهی شکل بلوری کوارتز را به خود گرفته است.

اسفالریت اغلب درون رگه‌های سیلیسی جایگزین شده‌اند. رگچه‌های دارای کانی‌سازی اسفالریت اغلب طول کوتاه چند میکرونی دارند (شکل ۴ چ). کانی‌سازی دانه پراکنده اسفالریت اغلب به شکل پرکننده فضای خالی است. در بخش‌های با



شکل ۴ تصاویر نوربازتابی عادی (PPL) از کانسنگ کیشان: الف) در هم‌رشدی اسفالریت (Sp) و گالن (Gn)، ب) قطع شدن پیریت (Py) با رگچه گالن، پ) تبدیل لبه گالن به سروزیت (Cer)، ت) تتراهدریت (Tet) که به طور بخشی جانشین گالن شده است، ث) خمیدگی رخ مثلثی شکل گالن در اثر نیروهای زمین‌ساختی، ج) میانبارهای میکرونی پیریت در اسفالریت، چ) رگچه‌های گالن و اسفالریت با حضور اسفالریت افشان در زمینه، ح) تبدیل پیریت به هماتیت (Hem) و گوتیت (Gt)، خ) بلور کالکوپیریت در زمینه. (مخفف کانی‌ها از مرجع [۱۰]).

توالی همبرزایی و مراحل کانه‌زایی

روابط بافتی و همبرزی کانی‌ها (شکل ۵) و بررسی‌های صحرایی سه مرحله اصلی کانه‌زایی را نشان داد که شامل پیش‌کانه‌زایی، کانه‌زایی اصلی و مرحله تأخیری تا پساکانه‌زایی است.

مرحله نخست، مرحله اصلی دولومیتی شدن همراه با کمی کانه‌زایی سولفیدی است، در حالی که در مرحله اصلی، کانه‌زایی بیشتر کانی‌های سولفیدی پیریت، گالن، اسفالریت و کمی کالکوپیریت رخ داده است که به‌صورت کانی‌های ریزدانه با بافت لایه‌ای، جان‌شینی یا توده‌ای دیده می‌شوند. مرحله تأخیری کانه‌زایی نتیجه ته‌نشینی کانی‌های سولفیدی دانه‌درشت‌تر در تخلخل‌ها و شکستگی‌هاست که نسبت به مرحله پیش، ته‌نشینی آهسته‌تر را نشان می‌دهد. گاهی آثار برشی شدن دولومیت، پیریت و اسفالریت بیانگر جریان‌های بالارو سیال گرمایی است. قطع شدن پیریت با گالن و اسفالریت نشان‌دهنده تشکیل ابتدایی‌تر پیریت است، در صورتی که گاهی بافت هم‌رشدی گالن و اسفالریت یا گالن و پیریت، ته‌نشینی هم‌زمان آن‌ها را نشان می‌دهد. از سوی دیگر، قطع شدن کانی‌های اصلی کانسنگی با کلسیت و دولومیت مرحله پساکانه‌زایی را مشخص می‌کند.

بررسی‌های میانبارهای سیال

سیال‌های مورد بررسی بر اساس فازهای دیده شده به پنج گروه تقسیم می‌شوند؛ (۱) گروه V: گروهی از سیال‌هایی که فقط از فاز گاز تشکیل شده‌اند، (۲) گروه L: سیال‌هایی که فقط از فاز مایع تشکیل شده‌اند، (۳) گروه L+V: میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع دارای مایع + بخار و حباب گاز کوچک با نسبت حجمی مایع به گاز بیشتر از حدود ۶۰ درصد که با افزایش دما به فاز مایع همگن می‌شوند، (۴) گروه V+L: میانبارهای سیال دوفازی غنی از بخار دارای بخار + مایع با نسبت حجمی گاز به مایع بیشتر از حدود ۵۵ درصد که به فاز بخار همگن می‌شوند و (۵) گروه $L_{H_2O} + LCO_2 + V$: سیال‌های شامل دو فاز کاملاً مجزای غنی از CO_2 و H_2O .

دمای ذوب نخستین بلور یخ (T_{e-ice}) در کانی کوارتز ذخیره کیشان در گستره‌ی دمایی ۴۹- تا ۵۶ °C - بیشترین فراوانی را دارد. این گستره دمایی به حضور کاتیون‌های $Ca^{2+}, Fe^{2+}, K^+, Na^+$ و Mg^{2+} برمی‌گردد [۱۲] و دمای بدام افتادن سیال در سامانه $CaCl_2-NaCl-H_2O$ را تأیید می‌کند [۱۳]. در بعضی نمونه‌ها، دمای ذوب نخستین بلور یخ ۵۶/۶ °C - بوده که نشان‌دهنده حضور CO_2 در میانبار سیال است (شکل ۶).

پیریت: پیریت از سولفیدهای با فراوانی بالا در منطقه کیشان است که اغلب به صورت توده‌ای، دانه پراکنده و گاهی رگچه‌ای دیده می‌شود. براساس شواهد کانی‌شناسی، پیریت نخستین کانی سولفیدی تشکیل شده در منطقه کیشان بوده که در سنگ‌آهک، رگه‌های سیلیسی و همچنین مرز بین توده‌های نفوذی و آهک تشکیل شده است. پس از تشکیل پیریت، کانه‌های اسفالریت و گالن تشکیل شده‌اند. قطع شدن پیریت با گالن و اسفالریت، نشانگر تشکیل پیریت پیش از کانی‌های سرب و روی است (شکل ۴ب). گاهی نیز نفوذ رگچه‌های دارای کانی‌سازی گالن باعث برشی شدن پیریت موجود در زمینه سنگ شده است.

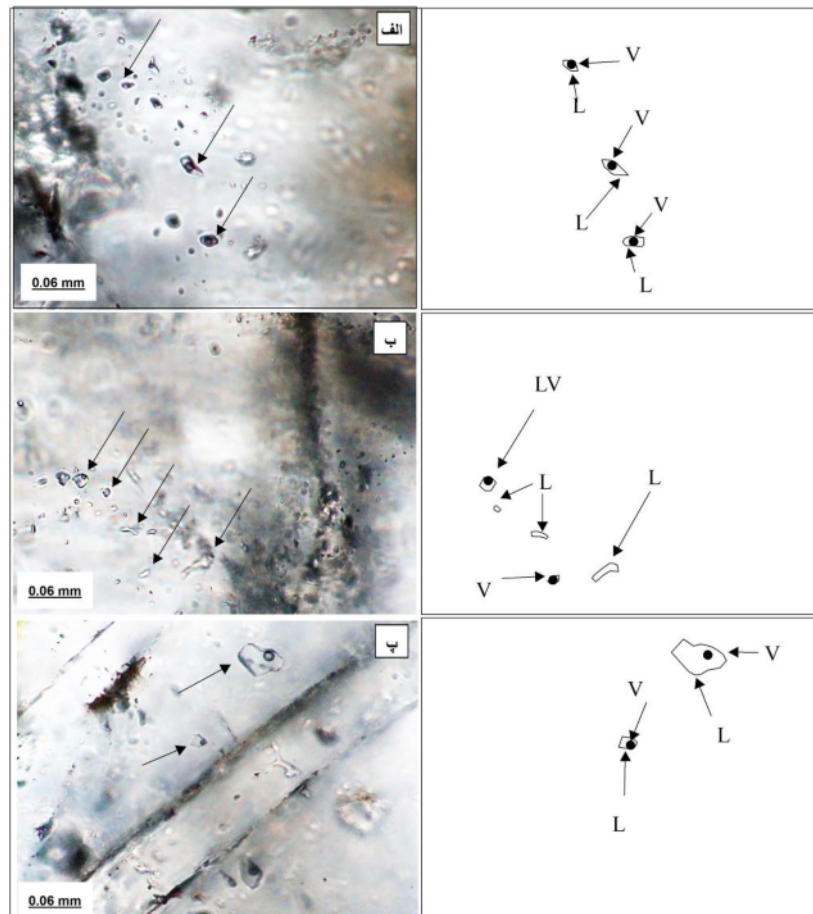
رخداد اصلی تشکیل پیریت درون آهک‌های متورق به‌شکل دانه پراکنده است. پیریت دانه پراکنده به صورت بلورهای ریز تا بسیار درشت در سنگ دیده می‌شود. گاهی بلورهای درشت از لبه و در راستای شکستگی‌ها به اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند (شکل ۴ج). پیریت به همراه کانی‌های سرب و روی به‌شکل رگچه‌ای با ضخامت‌های مختلف نیز تشکیل شده است. پیریت، به دلیل تشکیل شدن پیش از اسفالریت و گالن، گاهی به‌شکل میانبار درون گالن و اسفالریت دیده می‌شود که به دلیل نفوذ محلول‌های سرب و روی‌دار به درون زمینه، دارای پیریت هستند.

کالکوپیریت: این کانی در کیشان فراوانی به نسبت کمی دارد و در رگه دارای گالن و پیریت در مرز توده نفوذی مونزونیت و آهک و در بخش‌هایی درون سنگ‌آهکی دیده می‌شود. کالکوپیریت به دو شکل رگچه‌ای و پراکنده‌دانه دیده می‌شود و به نظر می‌رسد که در بخش‌هایی با کانی‌سازی کالکوپیریت (شکل ۴خ)، به همراه پیریت و یا کمی پس از آن تشکیل شده باشد.

هماتیت و گوتیت: کانی‌های هماتیت و گوتیت اغلب به همراه هیدروکسیدهای آهن ثانویه یافت می‌شوند. این کانی‌ها بیشتر نتیجه اکسایش سولفیدهای اولیه چون پیریت هستند. هماتیت و گوتیت به همراه اکسیدهای آهن افزون بر اینکه در سنگ‌آهک به فراوانی دیده می‌شوند، در رگه‌های دارای کانی‌سازی نیز یافت می‌شوند. انواع مختلفی از کانی‌های اکسیدی آهن ثانویه شامل پراکنده‌دانه، رگچه‌ای و توده‌ای در کانسنگ دیده شد. تشکیل گوتیت توده‌ای به همراه سروسیت نشانگر حضور اکسیژن در محیط و اکسایش کانی‌های سولفیدی است (شکل ۴ح).

	زمان		
	پیش‌کانه‌زایی	کانه‌زایی اصلی	کانه‌زایی تأخیری تا پساکانه‌زایی
کلسیت			
دولومیت			
کوارتز			
پیریت			
اسفالریت			
گالن			
کالکوپیریت			
هماتیت			
گوئیتیت			

شکل ۵ توالی همبرزایی کانی‌ها سه مرحله اصلی کان‌زایی را مشخص می‌کند.



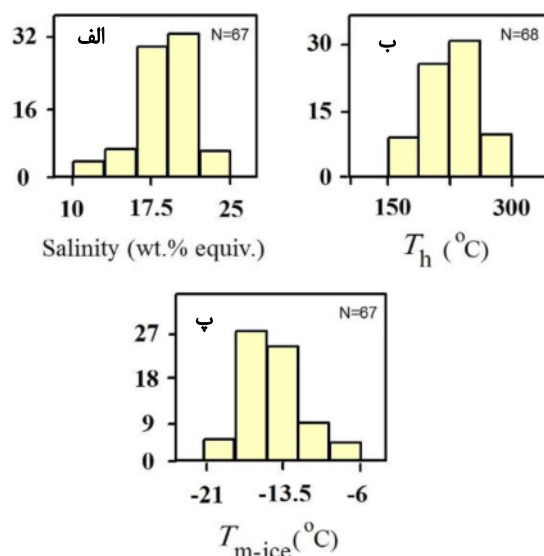
شکل ۶ میان‌بهارهای سیال کانی کوارتز ذخیره کیشان: الف) دوفازی مایع - گازی، ب) دوفازی مایع - گازی، پ) انباشتی از تک‌فازی مایع، تک‌فازی گازی و دوفازی مایع - گازی.

۷پ). براساس این دما و با استفاده از رابطه‌ی بودنار و ویتیک [۱۱]، مقدار شوری ۱۰ تا ۲۲% NaCl بدست آمد که در گستره‌ی ۱۵ تا ۲۰ % NaCl بیشترین فراوانی را دارد (شکل ۷ ب).

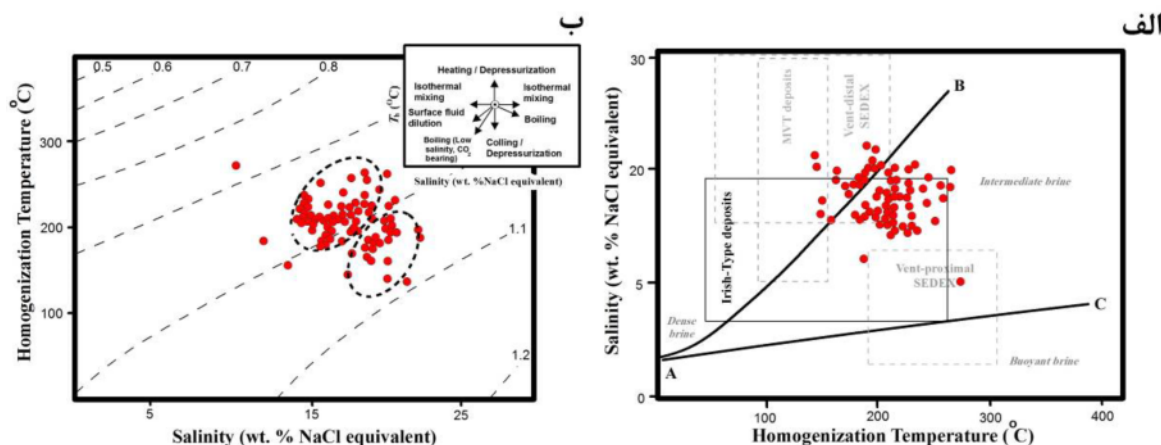
دمای همگن‌شدگی ۱۵۰ تا ۲۷۲ °C به دست آمد که بیشترین فراوانی در گستره‌ی دمایی ۲۰۰ تا ۲۲۰ °C است (شکل ۷ الف). دمای نهایی ذوب یخ (T_{m-ice}) بین -۲۱ تا -۶ °C با بیشترین فراوانی -۱۸ تا -۱۵ °C تعیین شد (شکل

نشان می‌دهند. در روند تکامل سیال گرمایی پدیده سرد شدن رخ داده و کاهش دمای همگن‌شدگی سبب افزایش چگالی، کاهش سرعت سیال کانه‌ساز و سرانجام رسوب مواد معدنی شده است. روند این فرآیند را می‌توان به‌همراه روند فرآیندهای مؤثر آمیختگی و رقیق‌شدگی در سیال‌های این نمودار مشاهده کرد (شکل ۸ ب).

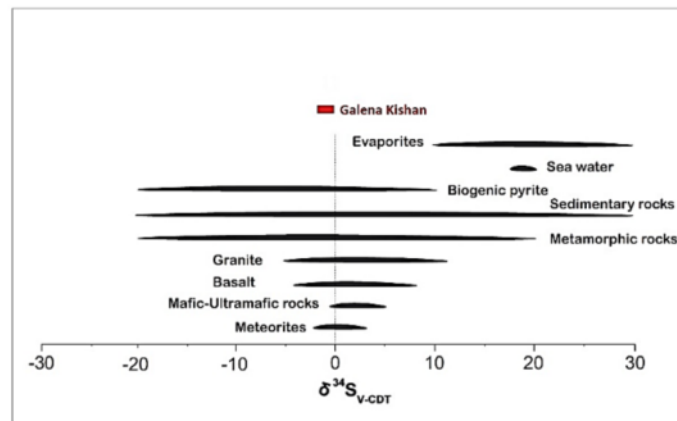
چنان که در شکل‌های ۸ و ۹ دیده می‌شود، با افزایش دما، میزان شوری افزایش می‌یابد. با استفاده از شوری و دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال [۱۴] می‌توان چگالی سیال را با دقت به نسبت خوبی محاسبه کرد (شکل ۹). برای این منظور، با استفاده از خطوط هم‌تراز چگالی نمودار شوری-دمای همگن‌شدگی، چگالی سیال بدست می‌آید. براساس این نمودار، میانبارهای سیال ذخیره کیشان چگالی 0.8 تا 1.1 g cm^{-3} را



شکل ۷ نمودار فراوانی پارامترهای اندازه‌گیری شده از میانبار سیال نوع LV: الف) دمای همگن‌شدگی، ب) شوری و پ) دمای ذوب نهایی یخ ذخیره کیشان.



شکل ۸ الف) نمودار پراکنندگی شوری و دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال کانی کوارتز با گستره مشخص انواع شورابه‌های شناور، حدواسط و چگال [۱۵]. در این نمودار، گستره‌های دمای همگن‌شدگی و شوری انواع ذخایر سدکس غیرهمجوار [۱۷، ۱۶] و همجوار [۱۹، ۱۸]، ذخایر نوع ایرلندی [۲۰] و ذخایر نوع می‌سی‌سی‌پی (MVT) [۲۱] تعیین شده است. خطوط AB و AC به ترتیب نشانگر خطوط همچگالی مراجع [۲۳، ۲۲] هستند. بیشتر سیال‌های ذخیره کیشان در گستره ذخایر نوع ایرلندی قرار دارند. ب) نمودار دما - شوری با خطوط همچگال [۲۴] که گستره محدود چگالی و نیز دو گروه مشخص میانبارهای سیال ذخیره کیشان را نشان می‌دهد. اثر فرآیندهای سردشدگی، رقیق‌شدگی و آمیختگی را می‌توان از روند سیال‌های مورد بررسی تشخیص داد.



شکل ۹ طرح ساده مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برای ترکیب ایزوتوپی H_2S گالن در تعادل با سیال گرمایی در منطقه کانی‌سازی کیشان در مقایسه با مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ محیط‌های زمین‌شناسی مختلف [۲۵]. در این نمودار مقادیر گالن کیشان منفی و نزدیک به صفر بوده که با رنگ قرمز نشان داده شده است.

منبع اصلی گوگرد ذخایر سرب و روی با میزبان سنگ‌های رسوبی، سولفات آب دریا است [۳۰، ۱۹] که نشاندهنده نبود حجم زیاد سنگ‌های آذرین پیرامون این کانسارهاست. سولفید می‌تواند از سولفات آب دریا و توسط فعالیت‌های زیست‌زاد (کاهش سولفاتی باکتری‌ها) تولید شود [۳۰]. بنابراین سولفید زیست‌زاد خاستگاه اصلی گوگرد ذخایر سرب و روی با سنگ میزبان رسوبی (مانند ذخایر نوع ایرلندی) محسوب می‌شود که به ویژه در ذخایر دارای سولفیدهای با مقادیر ایزوتوپی منفی اهمیت قابل توجهی دارد [۳۱]. البته، نقش فعالیت‌های ماگمایی را نیز نمی‌توان نادیده گرفت.

در منطقه کیشان، مقادیر ایزوتوپی گوگرد سیال در تعادل با گالن منفی و نزدیک به صفر است که با توجه به شکل ۹ با گستره وسیعی از سنگ‌های موجود در پوسته زمین همپوشی دارد.

بحث و بررسی

میانبارهای سیال ذخایر سرب و روی نوع ایرلندی در سه گروه قرار می‌گیرند: (۱) سیال‌های با شوری (۱۵-۱۰٪ NaCl) و دمای (۱۵۰-۲۲۰ °C) حدواسط با T_{e-ice} حدود ۲۲-°C که بیانگر ترکیب غالب NaCl است و خاستگاه احتمالی سیال‌های گرمایی دارد؛ (۲) سیال‌های دما پایین (کمتر از ۱۵۰°C) و شوری بالا (۲۵-۲۰٪ NaCl) با T_{e-ice} حدود ۵۵-°C که نشاندهنده ترکیب غالب NaCl-CaCl₂ با خاستگاه احتمالی تبخیری است و (۳) تعداد کمتری از سیال‌ها با دمای همگن‌شدگی کم تا متوسط (۲۰۰-۱۲۰ °C) و شوری پایین (کمتر از ۵٪ NaCl) که ترکیب غالب NaCl را نشان می‌دهد [۲۴].

بررسی‌های ایزوتوپ گوگرد

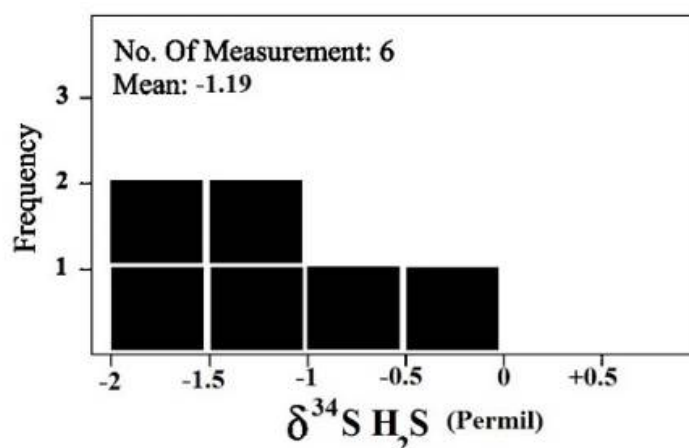
ترکیب‌های ایزوتوپی گوگرد در کانی‌های سولفیدی گرمایی با عواملی چون ترکیب ایزوتوپی گوگرد کل، دما، گریزندگی اکسیژن و pH سیال کانه‌ساز کنترل می‌شود [۲۶].

به طور کلی سه خاستگاه متمایز ایزوتوپی برای $\delta^{34}\text{S}$ وجود دارد [۲۷]: (۱) گوگرد ناشی از گوشته با مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ حدود ۳ ‰ ± [۲۸]، (۲) گوگرد آب دریا با $\delta^{34}\text{S}$ امروزی حدود ۲۰ ‰+ که این مقدار در گذشته متفاوت بوده است و (۳) گوگرد به شدت کاهش‌دهنده (رسوبی) با مقادیر منفی بزرگ $\delta^{34}\text{S}$ که در نتیجه کاهیدگی باکتریایی سولفات می‌تواند به ۵۶- نیز برسد. بنابراین، به کمک ایزوتوپ‌های گوگرد می‌توان خاستگاه گوگرد کانسار را تعیین کرد.

در جدول ۱ مختصات نمونه‌های برداشت شده برای تجزیه ایزوتوپی گوگرد آورده شده است. مقدار ایزوتوپی گوگرد ($\delta^{34}\text{S}$) نمونه‌های گالن ذخیره کیشان بر پایه استاندارد CDT (فاز سولفیدی شهاب سنگ آهنی کانیون دیابلو آریزونا) در گستره بین ۳/۷۶- تا ۵/۳۶ ‰ - (با میانگین ۴/۷۹ ‰ -) بدست آمد (جدول ۱). با توجه به نقش دما در تفکیک ایزوتوپ‌های پایدار، برای محاسبه مقادیر ایزوتوپی سیال در تعادل با گالن، با استفاده از نتایج ریزدماسنجی و نیز بررسی تفکیک ایزوتوپی اوهومتو و رای [۲۹]، تصحیحات دمایی انجام شد. بر این اساس، ترکیب ایزوتوپی H_2S سیال در تعادل با گالن محاسبه شد. مقدار $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ گالن در تعادل با سیال در گستره ۰/۹۸- تا ۱/۷۶ ‰ - بدست آمد که مقادیر آن در جدول ۱ و نمودار فراوانی آن در شکل ۱۰ آورده شده است.

جدول ۱ نتایج تجزیه ایزوتوپی گوگرد کانی گالن به همراه مقدار ایزوتوپی گوگرد (‰) سیال در تعادل با سولفید ذخیره کیشان.

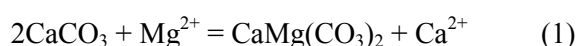
شماره نمونه	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	1000 Ln alpha	$\delta^{34}\text{S H}_2\text{S}$ (‰)	دما ($^{\circ}\text{C}$)
KS-GN-1	-۳٫۷۶	-۳٫۶	-۰٫۱۶	۲۰۰
KS-GN-2	-۴٫۵۸	-۳٫۶	-۰٫۹۸	۲۰۰
KS-GN-3	-۴٫۹	-۳٫۶	-۱٫۳	۲۰۰
KS-GN-4	-۵٫۲	-۳٫۶	-۱٫۶	۲۰۰
KS-GN-5	-۴٫۹۹	-۳٫۶	-۱٫۳۹	۲۰۰
KS-GN-6	-۵٫۳۶	-۳٫۶	-۱٫۷۶	۲۰۰



شکل ۱۰ نمودار فراوانی ترکیب ایزوتوپی گوگرد (‰) گالن در سیال در تعادل با گالن.

مرحله پیش‌کانه‌زایی

نخستین مرحله کانه‌زایی سرب و روی با سنگ میزبان کربناتی، با افزایش نفوذپذیری سنگ میزبان طی فرآیند دولومیتی شدن همراه است:



البته، واکنش‌های کانه‌زا (به طور مثال واکنش (۲) نیز می‌تواند مسؤول انحلال کربنات و سپس غنی‌شدگی Ca و Mg و سرانجام دولومیتی‌شدن باشد [۲]. فرآیند اسیدساز دیگر هیدرولیز CO_2 طی سرد شدن و صعود سیال‌های کانسنگی است که به ندرت منجر به همجوشی می‌شود [۳۲، ۲۶].

شورابه‌های تلخ کم‌دمای گروه ۲ با خاستگاه دریایی نتیجه تبخیر در حد بالاتر از اشباع‌هالیت در محل سامانه‌های گسلی عادی هستند که پس از مهاجرت به گودال‌های فرادیواره در نزدیکی محل نفوذ جریان‌های گرمابی بالارو در اثر احیا یا کاهش باکتریایی سولفات دریایی در H_2S غنی می‌شوند [۳۴، ۳۳].

در مجموع، گوگرد کانی‌های سولفیدی می‌تواند ناشی از واکنش‌های کاهنده ترموشیمیایی و یا باکتریایی باشد. واکنش‌های باکتریایی در محیط درون‌زادی با دمای تا 80°C و بندرت 113°C فعال هستند، درحالی‌که واکنش‌های ترموشیمیایی در دماهای بالاتر رخ می‌دهند [۳۰].

شکل‌گیری گوگرد گالن ذخیره کیشان از سنگ‌های دگرگونی با توجه به گستردگی پایین آن‌ها در زمان تشکیل ذخیره قابل چشم‌پوشی است. از سوی دیگر، جنسن [۳۵] گستره محدود مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ را به خاستگاه ماگمایی در مربوط می‌داند. اهموتو و رای [۲۹] و اهموتو [۳۶] مقادیر ۴- تا ۴۰‰ را به خاستگاه ماگمایی نسبت می‌دهند، در حالی‌که رولینسون و همکاران [۲۷] گستره وسیع‌تری از مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ (۴- تا ۱۱۰‰) را برای خاستگاه ماگمایی گوگرد در نظر می‌گیرند [۳۷]. البته، سن سنگ‌های آذرین منطقه کیشان حدود کرتاسه پسین در نظر گرفته شده است [۹] و شناسایی خاستگاه آذرین گوگرد ذخیره کیشان نیاز به سن‌سنجی دقیق

از سوی دیگر، این سیال های گرمایی، افزون بر آمیختگی ممکن است دستخوش سازوکارهای مختلف از جمله دولومیتی شدن پیش از چرخش عمیق و برهم کنش با سنگ بستر شده باشند که از این طریق، فلز و گوگرد لازم برای کانه زایی فراهم می شود [۲]. بنابراین فلزهای ذخیره کیشان مانند ذخایر سرب و روی کمربندهای فلززایی ملایر - اصفهان (چون آهنگران [۵]، عمارت [۴۱] و گوش فیل [۴۲]) و یزد - انارک (چون مهدی آباد [۴۳]، نخلک [۴۴] و انجیره [۴۵]) می تواند از توالی های رسوبی دگرگون شده فلزدار ژوراسیک (گروه شمشک) شکل گرفته باشند که با سنگ های میزبان این ذخایر پوشیده شده اند [۳]. نفوذ چند رخداد آتشفشانی و نفوذی به نسبت همزمان با کانه زایی منطقه کیشان، نقش گرمایی این توده ها در فلز زایی این ذخیره را پررنگ تر می کند، اگرچه جایگاه زمین ساختی پشت-کمانی این ذخیره را نیز می توان به عنوان عامل مؤثر در چرخش سیال های کانه زا در نظر گرفت.

مرحله تأخیری تا پسا کانه زایی

از آنجا که تداخل در اثر فرآیندهای مرحله پیش تقریباً کاهش یافته است، کانی های ته نشین شده در مرحله تأخیری دچار فرآیندهای برشی و رگه ای شدن می شوند، اما تشکیل کانه های سولفیدی در مرحله پسا کانه زایی مربوط به انحلال کربنات و تحرک دوباره سولفیدها است [۱]. چنان که بیان شد، ترکیب - های $2Ca^{2+}$ و CO_2 ناشی از برهم کنش سیال برآمده از واکنش (۲) با سنگ میزبان کربناتی می توانند این رگه ها و رگچه های کربناتی را بوجود آورند [۴۰]. در فاز پایانی کانه زایی، جریان های همرفتی با انحلال گسترده کربنات، سرد شدن و کاهش سولفاتی غیرآلی رخ می دهد [۲].

برداشت

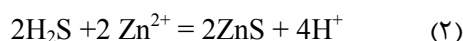
بررسی های همبرزایی، میانبارهای سیال و ایزوتوپی، ذخیره کیشان را به عنوان یک ذخیره سرب و روی نوع ایرلندی با میزبان سنگ کربناتی نشان داد که کانه زایی آن در سه مرحله اصلی صورت گرفته و با گسلش همزمان با رسوبگذاری و جریان های همرفتی متناوب کنترل شده است. مرحله ابتدایی با گسترش تداخل توسط دولومیتی شدن همراه است، درحالی که مرحله اصلی کانه زایی با فرآیند آمیختگی دو سیال کم شور -

توده ها دارد که هنوز انجام نشده است، اما با توجه به گستردگی سنگ های آذرین منطقه، احتمال خاستگاه ماگمایی گوگرد را نمی توان رد کرد. چنان که ویلکینسون [۳۱، ۳۸]. خاستگاه گوگرد ذخایر سرب و روی ایرلندی را بیشتر سولفات دریایی کاهیده دانسته و این ذخایر را در ارتباط زمانی و مکانی نزدیک با فعالیت های آذرین معرفی کرده است.

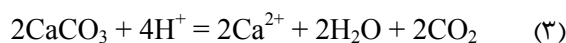
البته باید این نکته را نیز در نظر گرفت که براساس نمودار دما - شوری (شکل ۸ الف)، بیشتر سیال های ذخیره سرب و روی چینه سان - چینه کران کیشان از نوع سیال های ذخایر نوع ایرلندی تشخیص داده شده اند.

مرحله کانه زایی اصلی

دو مجموعه شاخص میانبارهای سیال در نمودار دما - شوری (شکل ۸ ب) برای ذخایر دیگر (به طور مثال ذخایر ناوان، آبتون و سیلورماینز) نیز دیده شده است [۳۸]. در ظاهر این سیال های دمابالا - شوری پایین (گروه ۲) و کم دما - شوری بالا (گروه ۱) به ترتیب نمایانگر سیال های گرمایی و شورابه های دریایی هستند که طی کانه زایی دچار آمیختگی شده اند [۴۰، ۳۹]. به بیان دیگر، طی مراحل اصلی و پایانی کانه زایی نوع ایرلندی، آمیختگی سیال های گرمایی بالارو و دمابالای دربردارنده فلزهای اصلی کانسنگی و گوگرد گرمایی با شورابه های فرورونده در ته نشست کانی های کانسنگی چون گالن و اسفالریت (واکنش ۲) نقش دارند [۲]. در اثر واکنش این دو سیال، محیط اسیدی ایجاد می شود:



که در نتیجه آن، انحلال سنگ میزبان صورت می گیرد



ترکیب های $2Ca^{2+}$ و CO_2 ناشی از برهم کنش سیال برآمده از واکنش (۲) با سنگ میزبان کربناتی و در نتیجه تغییر pH محیط (واکنش ۳)، رگه ها و رگچه هایی کلسیتی را در مرحله تأخیری ایجاد می کنند [۴۰].

از دلایل این آمیختگی، نفوذ رگه های باریت در منطقه (شکل ۳ ج) هستند، زیرا حجم زیاد باریت و سولفات نمی توانند با یک سیال یکسان انتقال یابند. لایه ها و نوارهای پیریت و کربنات در این منطقه (شکل ۳ الف) نیز می تواند از شواهد دیگر رخداد pH نوسانی و تغییرات شیمی سیال کانه زا در اثر آمیختگی های متناوب باشد [۲].

Province, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences (2020)104339.

[6] Liu Y., Song Y., Fard M., Zhou L., Hou Z., Kendrick M.A., "Pyrite Re-Os age constraints on the Irankuh Zn-Pb deposit, Iran, and regional implications", Ore Geology Review 104 (2019) 148–159.

[7] Boveiri Konari M., Rastad E., Peter J., "A sub-seafloor hydrothermal syn-sedimentary to early diagenetic origin for the Gushfil Zn-Pb-(Ag-Ba) deposit, south Esfahan, Iran", Journal of Mineralogy and Geochemistry 194 (2017) 61–90.

[8] Boveiri Konari M.B., Rastad E., Peter J.M., Choulet F., Kalender L., Nakini A., "Sulfide ore facies, fluid inclusion and sulfur isotope characteristics of the Tappehsorkh Zn-Pb ($\pm$ Ag-Ba) deposit, South Esfahan, Iran", Geochemistry 80 (2020) 125600.

[9] Haddadan M., "Geological map of Khondab on the scale of 1:100000. Map", Tehran, Iran (1384).

[10] Whitney, D.L., Evans, B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.

[11] Bodnar R.J., Vityk M.O., "Interpretation of microthermometric data for H_2O -NaCl fluid inclusions", In: De Vivo B., Frezzotti M.L. (eds.) Fluid inclusions in minerals, methods and applications. Virginia Tech, Blacksburg (1994) 117–130

[12] Yao Y., Murphy P.J., Robb L.J., "Fluid characteristics of granitoids hosted gold deposits in the birimian terrane of Ghana: A fluid inclusions microthermometric and Raman spectroscopic study", Economic Geology 96 (2001) 1611–1643.

[13] Grandia F., Canals À., Cardellach E., Banks D.A., Perona J., "Origin of ore-forming brines in sediment-hosted Zn-Pb deposits of the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain", Economic Geology 98 (2003) 1397-1411.

[14] Zhang Y.G., Frantz J.D., "Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions", Chemical Geology 64 (1987) 335-350.

[15] Sangster D.F., "The role of dense brines in the formation of vent-distal sedimentary exhalative (SEDEX) lead-zinc deposits: field and laboratory evidence", Mineralium Deposita 37 (2002) 149–157.

دما بالا و دما بالای شور مشخص می‌شود. افزون بر اختلاف چگالی مشخص این سیال‌ها، فعالیت ماگمایی تقریباً همزمان نیز می‌تواند نقش کلیدی در القای جریان عمیق سیال‌ها داشته باشد. برهم‌کنش با سنگ بستر فلزدار (گروه شمشک) منجر به شستشوی فلزهای کانسنگی و گوگرد گرمایی و انتقال آن‌ها به مکان‌های آمیختگی سیال‌ها شده است، درحالی‌که گوگرد لازم برای کانه‌زایی سولفیدی می‌تواند خاستگاه ماگمایی نیز داشته باشد. مراحل پایانی این سامانه با بافت‌های انحلالی و رگه‌رگچه‌ای مشخص می‌شود که نشان‌دهنده کاهش جریان‌های چرخشی این سامانه است.

قدردانی

به این وسیله از آقای دکتر رضا علیپور بخاطر همکاری و کمک‌شان قدردانی می‌شود. همچنین از داوران محترم مجله که نظر آنها باعث غنای این مقاله گردید، بسیار سپاسگزاریم.

مراجع

[1] Wilkinson J.J., Eyre S.L., Boyce A.J., "Ore-forming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn-Pb deposits: Evidence from mineralogy, chemistry, and isotopic composition of sulfides at the Lisheen mine", Economic Geology 100 (2005) 63-86.

[2] Wilkinson J.J., "A reviews of fluid inclusion constraints on mineralization in the Irish ore field and implications for the genesis of sediment-hosted Zn-Pb deposits", Economic Geology 105 (2010) 417– 442

[3] Rajabi A., Rastad E., Canet C., "Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn-Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration", International Geology Review 54 (2012) 1649-1672.

[4] Rajabi A., Mahmoodi P., Rastad E., Niroomand S., Canet C., Alfonso P., Shabani A.A.T., Yarmohammadi A., "Comments on "Dehydration of hot oceanic slab at depth 30–50 km: Key to formation of Irankuh-Emarat Pb-Zn MVT belt, Central Iran" by Mohammad Hassan Karimpour and Martiya Sadeghi", Journal of Geochemical Exploration 205 (2019) 106346.

[5] Maanijou M., Fazel E.T., Hayati S., Mohseni H., Vafaei M., "Geology, fluid inclusions, C–O–S–Pb isotopes and genesis of the Ahangaran Pb-Ag (Zn) deposit, Malayer-Esfahan Metallogenic

- [27] Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation", Longman, Harlow, England (1994).
- [28] Chaussidon M., Lorand J.P., "Sulphur isotope composition of orogenic spinel lherzolite massifs from Ariege (North-Eastern Pyrenees, France): an ion micro-probe study", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54 (1990) 2835–2846.
- [29] Ohmoto H., Rye R.O., "Isotope of sulfur and carbon", In: Barnes H.L. (eds.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, New York (1982) 509–567.
- [30] Machel H.G., "Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings- old and new insights", *Sedimentary Geology* 140 (2001) 143–175.
- [31] Wilkinson J.J., "Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives", In: Holland H.D., Turekian K.K. (eds.) *Treatise on Geochemistry* (2014) 219–249.
- [32] Samson I.M., Russell M.J., "Genesis of the Silvermines zinc-lead-barite deposit, Ireland: Fluid inclusion and stable isotope evidence", *Economic Geology* 82 (1987) 371–394.
- [33] Boyce A.J., Anderton R., Russell M.J., "Rapid subsidence and early Carboniferous mineralisation in Ireland", *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy* 92 (1983) B55–66.
- [34] Caulfield J.B.D., LeHuray A.P., Rye D.M., "A review of lead and sulphur isotope investigations of Irish sediment-hosted base metal deposits, with new data from Keel, Ballinalack, Moyvoughly and Tatestown deposits", In: Andrew C.J., Crowe R.W.A., Finlay S., Pennell W.M., Pyne J. (eds.) *Geology and genesis of mineral deposits in Ireland*: Dublin, Irish Association for Economic Geology (1986) 591–616.
- [35] Jensen M.L., "Sulfur Isotopes and Problems of Mineragenesis", In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 1st Ed. (Wiley, New York, 1967; Mir, Moscow, 1970), pp. 129–147.
- [36] Ohmoto H. "Stable isotope geochemistry of ore deposits", In: Valley JW, Taylor HP, O'Neil JR (eds.) *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Washington DC, American Mineralogist Society 16 (1986) 491–559.
- [37] Volkov, A. V., Egorov, V. N., Prokof'ev, V. Y., Sidorov, A. A., Goryachev, N. A., Biryukov, A. V. "Gold deposits in dikes of the Yana-Kolyma
- [16] Cooke D.R., Bull S.W., Large R.R., McGoldrick P.J., "The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted Pb–Zn (Sedex) deposits", *Economic Geology* 95 (2000) 1–18.
- [17] Large R.R., McGoldrick P., Bull S., Cooke D., "Proterozoic stratiform sediment-hosted zinc-lead-silver deposits of northern Australia", In: Deb M., Goodfellow W.D. (eds.) *Sediment-hosted lead-zinc sulphide deposits: attributes and models of some major deposits of India, Australia and Canada*. Narosa Publishing House, Delhi, India (2004) 1–24.
- [18] Ansdell K.M., Nesbitt B.E., Longstaffe F.J., "A fluid inclusion and stable isotope study of the Tom Ba-Pb-Zn deposit, Yukon Territory, Canada", *Economic Geology* 84 (1989) 841–856.
- [19] Gardner H.D., Hutcheon I., "Geochemistry, mineralogy, and geology of the Jason Pb-Zn deposits, Macmillan Pass, Yukon, Canada", *Economic Geology* 80 (1985) 1257–1276.
- [20] Wilkinson J.J., Stoffel B., Wilkinson C.C., Jeffries T.E., Appold M.S., "Anomalously Metal-Rich Fluids Form Hydrothermal Ore Deposits", *Science* 323 (2009) 762–767.
- [21] 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", *Economic Geology* 100th Ann. (2005) 561–607.
- [22] Hass J.L., "Thermodynamic properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the NaCl component in boiling NaCl solutions", *U.S. Geological Survey Bulletin* (1976) 1421.
- [23] Turner J.S., Campbell I.H., "Temperature, density and buoyancy fluxes in "black smoker" plumes, and the criterion for buoyancy reversal", *Earth and Planetary Science Letters* 86 (1987) 85–92.
- [24] Wilkinson J.J., "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits", *Lithos* 55 (2001) 229–272.
- [25] Hoefs J., "Stable isotope geochemistry", Springer Verlag, Berlin, 5th edition (2004) 244.
- [26] Ohmoto H., Goldhaber M.B., "Sulfur and carbon isotopes", In: Barnes H.L. (eds.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (1997) 517–612

- [42] Saboori M., Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., "Mineralogy, ore chemistry, and fluid inclusion studies in Gushfil Pb-Zn deposit, Irankuh mining district, SW Isfahan", Journal of Crystallography and Mineralogy 26 (2019) 857-870
- [43] Rayshert Y., Burg G., Rashidi B., "Mineralogy of non - sulfide ore from the Mehdiabad zinc - lead deposit, central Iran", Journal of Crystallography and Mineralogy 11 (2003) 209-217
- [44] Jazi M., Karimpour M., Malekzadeh A., "Crystallography, mineralogy and geochemistry of galena, Nakhlak lead deposit (Isfahan)", Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2016) 3-18
- [45] Toorchi M., Nasr U., "Geological Studies of the Anjireh Pb-Zn Deposits Esfahan District", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 5 (1997) 83-96.
- "belt", Geology of Ore Deposits 50.4 (2008): 275-298.
- [38] Wilkinson, J.J. "On diagenesis, dolomitisation and mineralisation in the Irish Zn-Pb orefield", Mineralium Deposita 38 (2003) 968-983.
- [39] Eyre S.L., "Geochemistry of dolomitization and Zn-Pb mineralization in the Rathdowney Trend, Ireland", Unpub. Ph.D. thesis, Univ. London (1998) 414.
- [40] Corbella M., Ayora C., Cardellach E., "Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-Type deposits", Mineral Deposita 39 (2004) 344-357.
- [41] Fazli S., Samaanian Gh., Shafiaei B., "The Emarat and Muchan sedimentary rock-hosted stratabound Zn-Pb deposits: New data and genetic implications", Journal of Crystallography and Mineralogy 20 (2012) 67-80.