



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

میثم خدام<sup>۱</sup>، محمد رضا جعفری<sup>۲\*</sup>، عباس عسگری<sup>۱</sup>، محمدعلی علی‌آبادی<sup>۱</sup>، احمد حسینخانی<sup>۳</sup>، طیبه رمضانی<sup>۴</sup>

- ۱- گروه علوم زمین، واحد محلات، دانشگاه آزاد اسلامی، محلات، ایران.  
۲- گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران.  
۳- شرکت معدن 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 فلزی ای ملایر- اصفهان است که در شمال اراک، استان مرکزی قرار دارد. پس از بررسی کانی‌شناسی آن و تعیین سه مرحله پیش‌کانه‌زایی، کانه‌زایی اصلی و پساکانه‌زایی، ریزدماسنجی میانبار سیال اولیه رگه‌های کوارتزی همزمان با کانه‌زایی، دمای همگن شدگی  $140^{\circ}\text{C}$  تا  $272^{\circ}\text{C}$  (متوسط  $208.47^{\circ}\text{C}$ ) در  $68^{\circ}\text{C}$  میانبار) و شوری ۱۰ تا ۲۲ wt. % NaCl (متوسط  $17.78\text{ gr/cm}^3$  در  $68^{\circ}\text{C}$ ) را نشان داد که شبیه ذخایر نوع ایرلندی است. همچنین ایزوتوپ گوگرد شش نمونه گالن از مرحله اصلی انتخاب و تجزیه شدند. مقدار  $\delta^{34}\text{S}$  کانه گالن بین -۳.۷۶ و  $-5.36\text{ ‰}$  بدست آمد که با تصحیح دمایی داده‌های ایزوتوپی براساس دمای میانگین  $200^{\circ}\text{C}$ ، مقدار  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H2S}}$  گالن  $-0.98\text{ ‰}$  تا  $-0.76\text{ ‰}$  بدست آمد. سرانجام، می‌توان فلزی ای 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 داشت. البته با توجه به گستردگی توده‌های آذرین منطقه، شناخت خاستگاه احتمالی توده‌های ماقمایی در تامین گوگرد و فلز این ذخیره نیز نیاز به سن‌سنگی دقیق آن‌ها و بررسی بیشتر دارد.

واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی سرب- روی؛ نوع ایرلندی؛ آمیختگی

### مقدمه

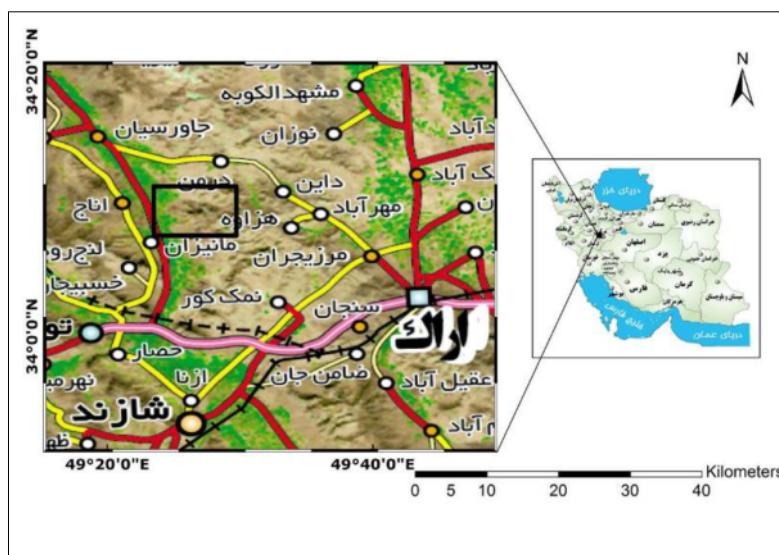
ذخایر سرب - روی نوع ایرلندی با میزانی سنگ‌های کربناتی ذخایر چینه‌سان و چینه‌کرانی با تکامل چند مرحله‌ای سیال کانه‌زا هستند [۱]. این ذخایر از نظر ساختاری با گسلش عادی همزمان با رسوب‌گذاری حوضه‌های کششی، همراه هستند که مجراهای لازم برای جریان سیال کانه‌دار را فراهم می‌کنند. بنابراین، مجموعه‌ای از شرایط از جمله وجود فرودیواره تأمین‌کننده شورابه، فعالیت باکتری‌های کاهنده سولفات در گودال‌های فرادیواره، رخداد همزمان جریان‌های بالارو سیال‌های گرمایی و پهنه‌های برهمکنش با سنگ بستر، سامانه

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

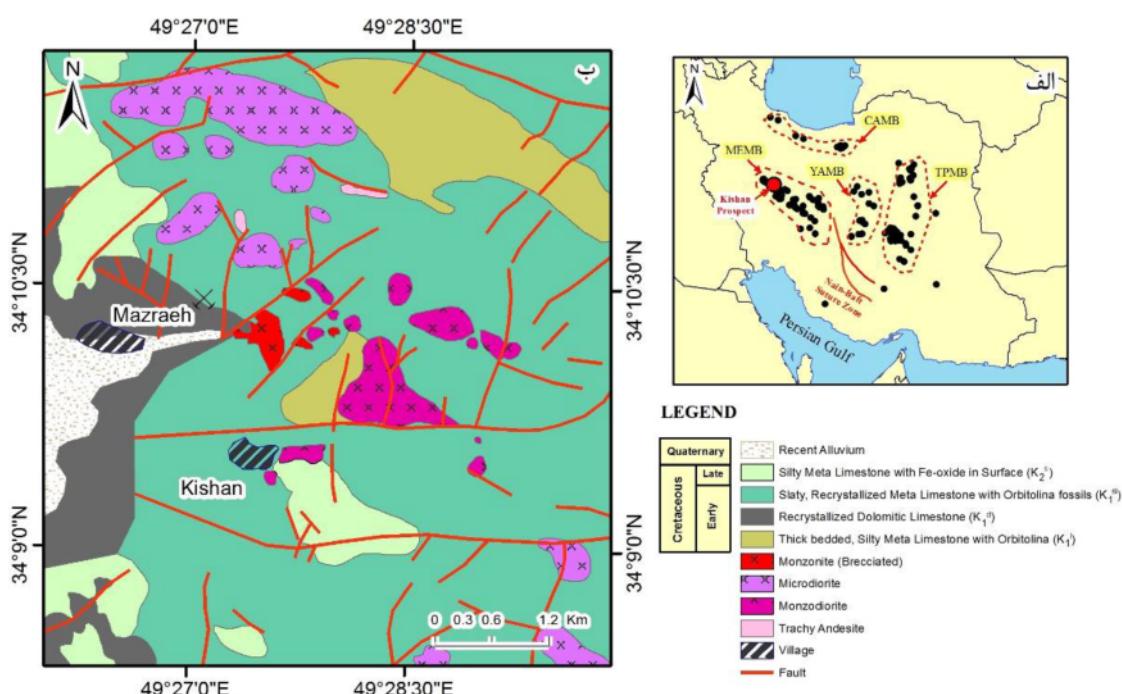
ذخیره کیشان از ذخایر سرب - روی کمربند فلزی ای ملایر- اصفهان (MEMB) در شمال غرب اراک است (شکل ۱). این کمربند به همراه کمربندهای کانه‌زایی یزد - انارک (YAMB)، البرز مرکزی (CAMB) و طبس- پشت‌بadam (TPMB)، پهنه‌های اصلی کانه‌زایی سرب - روی ایران را تشکیل می‌دهند (شکل ۲ الف، [۳]). رجبی و همکاران [۴] ذخیر کرتاسه کمربند ملایر- اصفهان را به ذخایر جانشینی زیربستر دریا

تجزیه ایزوتوبی، 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 فرورانش نئوتیپس یا به احتمال بسیار حوضه نایین - بافت هستند [۳]. حضور کانسراها و ذخایر اقتصادی ارزشمند چون آهنگران [۵]، ایرانکوه [۶]، گوش‌فیل [۷] و تپه‌سرخ [۸]، اهمیت بررسی ذخایر این کمریند را دوچندان می‌کند. بررسی‌های همبازایی، میانبارهای سیال و



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



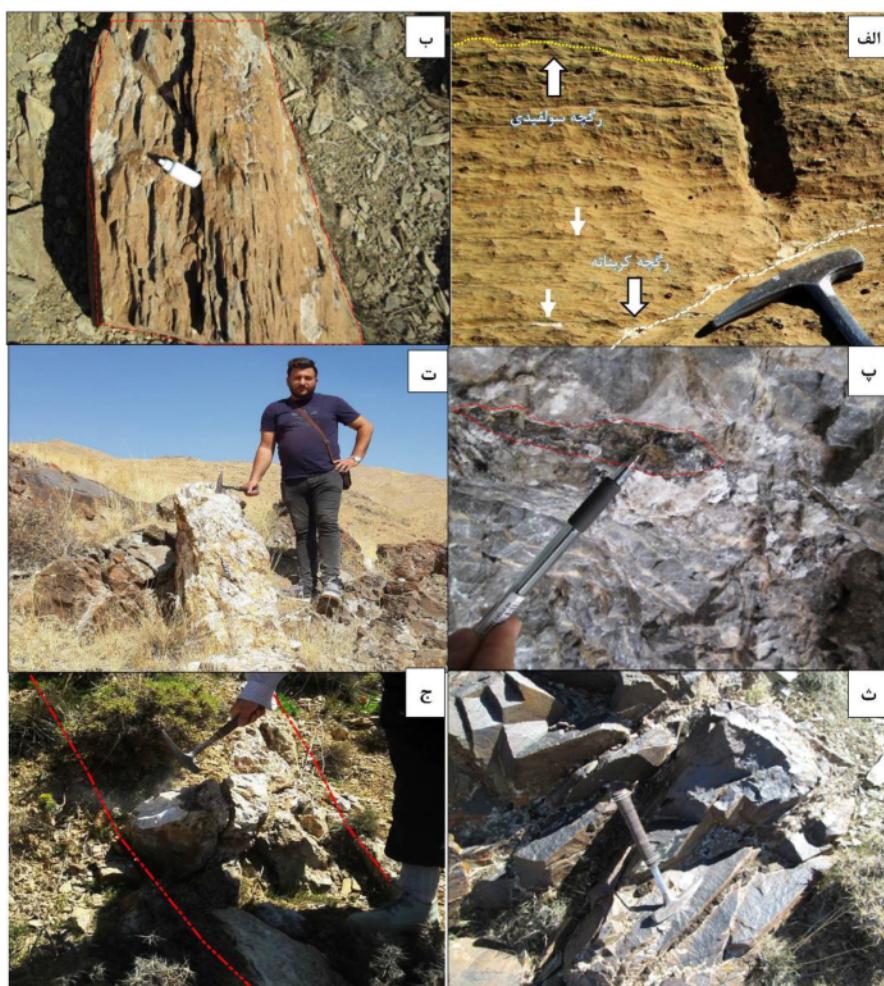
شکل ۲ الف) کمریندهای فلززایی سرب - روی ملایر - اصفهان (MEMB)، طبس - پشت‌بادام (YAMB)، یزد - انارک (TPMB) و البرز مرکزی (CAMB) و موقعیت ذخیره کیشان (برگرفته از مرجع [۳])، ب) نقشه زمین‌شناسی ذخیره کیشان (برگرفته از مرجع [۹]) که سنگ‌های آهکی- دولومیتی مختلف با سن کرتاسه را نشان می‌دهد که با توده‌های مختلف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

چینهسان به صورت پراکنده، رگه‌ای و لایه‌ای (شکل ۳) در سنگ میزبان آهکی- دولومیتی رخ داده است. از نظر ساختاری، واحدهای سنگی منطقه کیشان بر يال شرقی طاقدیس گردان واقع هستند که موادی با رشتہ کوه 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 کمربند ملایر- اصفهان و بزد- آنارک در نظر گرفته شده است [۸,۵]. البته، رجبی و همکاران [۳] احتمال شکل گرفتن فلزهای از سری‌های سرب و روی دار کرتاسه اولیه طی کوه‌زایی را نیز مطرح کرده‌اند. روند گسلش غالب منطقه کیشان شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و شمال‌شرقی- جنوب‌غربی است.

### زمین‌شناسی

قدیمی‌ترین سنگ‌های رخ‌منون یافته منطقه ذخیره کیشان، سنگ‌آهک‌های اوربیتولین‌دار و کمی دگرگون شده با سن کرتاسه پیشین ( $K_1^1$ ) هستند که در شرق منطقه با سنگ‌آهک‌های بازتلور یافته و کمی دگرگون شده دولومیتی و اوربیتولین‌دار ( $K_1^4$ ) 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 آتش‌شناختی تراکی‌آندزیتی با سن تقریبی پس از کرتاسه پیشین قطع شده‌اند. همچنان، چند رگه سیلیسی، کربناتی و باریتی این واحدها را قطع کرده‌اند (شکل‌های ۳الف تا ت).

گسترده‌ترین دگرسانی موجود در منطقه کیشان، دولومیتی شدن، بازتلور و سیلیسی شدن است. کانه‌زایی چینه‌کران و



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

**نتایج**

**کانی شناسی**

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 همیر با کانی‌های پیریت نیز دیده می‌شود (شکل ۴ ب). تبدیل گالن به کانی‌های ثانویه کربناتی چون سروسیت و آنگلزیت 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 زمین ساختی در منطقه افزون بر قطع رگه‌های کانه‌دار، باعث ایجاد پیچش و خمیدگی در رخ مثلثی گالن شده‌اند [۱۸] (شکل ۴ ث).

اسفالریت: این کانی فراوانی به نسبت کمی در منطقه کیشان دارد و به شکل‌های مختلف توده‌ای، رگچه‌ای، شکافه پرکن و دانه پراکنده در رگه‌های سیلیسی و همچنین رگه‌های موجود دیده می‌شود. در شکل توده‌ای، بلورهای درشت اسفالریت انبوه‌هایی 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 قطعه‌هایی 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 در برگرفته‌اند (شکل ۴ ج). رگچه‌های

افرون 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

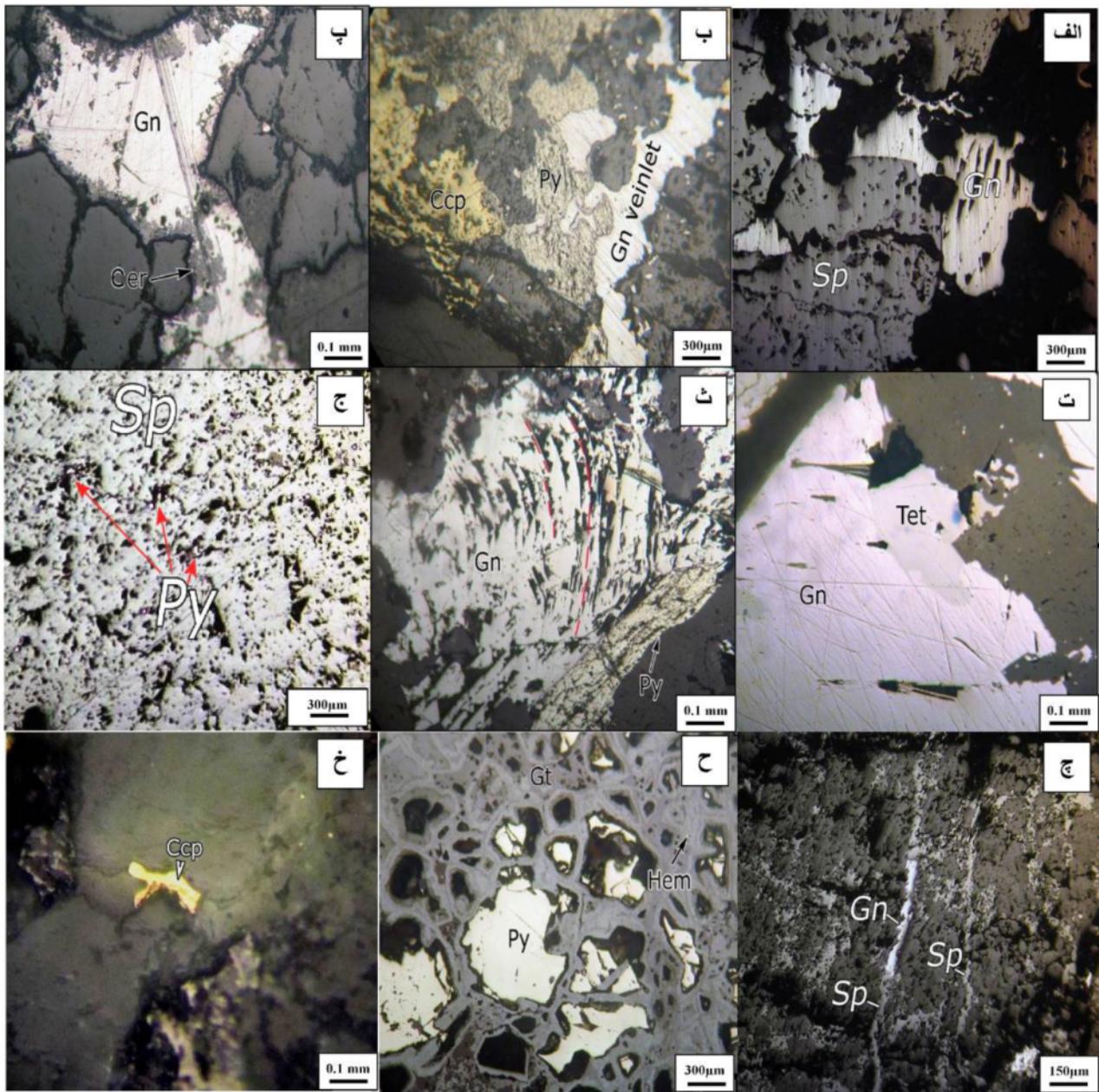
به منظور بررسی روابط همیری و بافتی کانی‌ها، تعداد ۶۰ مقطع نازک و صیقلی از نمونه‌های مختلف انتخاب و تهیه شدند. پس از بررسی کانی‌شناسی، شش مقطع دوبرصیقل برای اندازه‌گیری ریزدماسنجی رگه‌های کوارتزی انتخاب شدند. بررسی ۶۸ میانبار سیال اولیه در دانشگاه تربیت مدرس و با استیج گرم‌کننده و سردکننده لینکام مدل THMSG 600 متصل به میکروسکوپ زایس بررسی شدند. این دستگاه قادر به اندازه-گیری دما در گستره ۱۹۶-۶۰۰ °C است. واسنجی دستگاه با استفاده از C<sub>4</sub>H<sub>3</sub>CH<sub>3</sub> در دمای ۹۵ °C و KNO<sub>3</sub> در دمای ۳۳۵ °C ۳۳۵ 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 همیرزایی 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 تحفیقات ایزوتوپی Hatch دانشگاه اتاوا انجام شد. نمونه‌ها با طیفسنج جرمی Finnigan-MAT 252 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<sub>2</sub> 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 ±۰۰۰۰۲ 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. رگه‌های دارای کانی‌سازی اسفالریت اغلب طول کوتاه چند میکرومتری دارند (شکل ۴ چ). کانی‌سازی دانه پراکنده اسفالریت اغلب به‌شکل پراکنده فضای خالی است. در بخش‌های با



شکل ۴ تصاویر نوریازتابی عادی (PPL) از کانستگ کیشان: (الف) درهمرشدی 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 نبروهای زمین‌ساختی، (ج) رگچه‌های گالن و اسفالریت باحضور اسفالریت افshan در زمینه، (ح) تبدیل پیریت به هماتیت (Hem) و گوتیت (Gt)، (خ) بلور کالکوپیریت در زمینه. (محفوظ کانی‌ها از مرجع [۱۰]).

**توالی همبازایی و مراحل کانه‌زایی**  
روابط بافتی و همبازی 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 به صورت 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 گرمابی است. قطع شدن پیریت با گالن و اسفالریت نشانده‌شده 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 کانسنسی 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 هجمی مایع به گاز بیشتر از حدود ۶۰ درصد که با افزایش دما به فاز مایع همگن می‌شوند، (۴) گروه  $L+V$ : 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  $-49^{\circ}\text{C}$  تا  $-56^{\circ}\text{C}$  بیشترین فراوانی را دارد. این گستره دمایی به حضور کاتیون‌های افتادن سیال در سامانه  $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$   $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  و  $\text{Na}^{+}$ ,  $\text{K}^{+}$  تأیید می‌کند [۱۲]. در بعضی نمونه‌ها، دمای ذوب نخستین بلور یخ  $13^{\circ}\text{C}$  در بعضی نمونه‌ها، دمای ذوب نخستین بلور یخ  $56/6^{\circ}\text{C}$  بوده که نشانده‌شده 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، رگچه‌های 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.

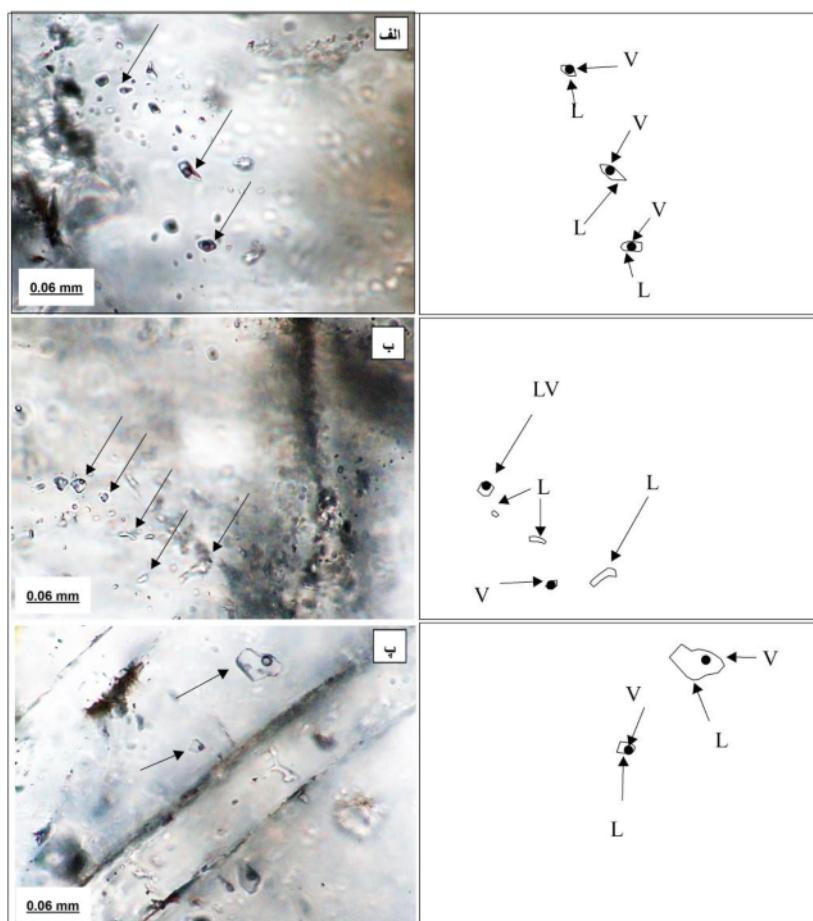
رخداد اصلی تشکیل پیریت درون آهک‌های متورق به شکل دانه پراکنده است. پیریت دانه پراکنده به صورت بلورهای ریز تا بسیار درشت در سنگ دیده می‌شود. گاهی بلورهای درشت از لبه و در راستای شکستگی‌ها به اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند (شکل ۴ج). پیریت به همراه کانی‌های سرب و روی به شکل رگچه‌ای با ضخامت‌های مختلف نیز تشکیل شده است. پیریت، به دلیل تشکیل شدن پیش از اسفالریت و گالن، گاهی به شکل میانبار درون گالن و اسفالریت دیده می‌شود که به دلیل نفوذ محلول‌های سرب و روی دار 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 افروزن بر اینکه در سنگ‌آهک به فراوانی دیده می‌شوند، در رگچه‌های دارای کانی‌سازی نیز یافت می‌شوند. انواع مختلفی از کانی‌های اکسیدی آهن ثانویه شامل پراکنده‌دانه، رگچه‌ای و توده‌ای در کانسنس دیده شد. تشکیل گوتیت توده‌ای به همراه سروسیت نشانگر حضور اکسیژن در محیط و اکسایش کانی‌های سولفیدی است [۵] (شکل ۴ج).



شکل ۵ توالی همبازی کانی‌ها سه مرحله اصلی کانه‌زایی را مشخص می‌کند.



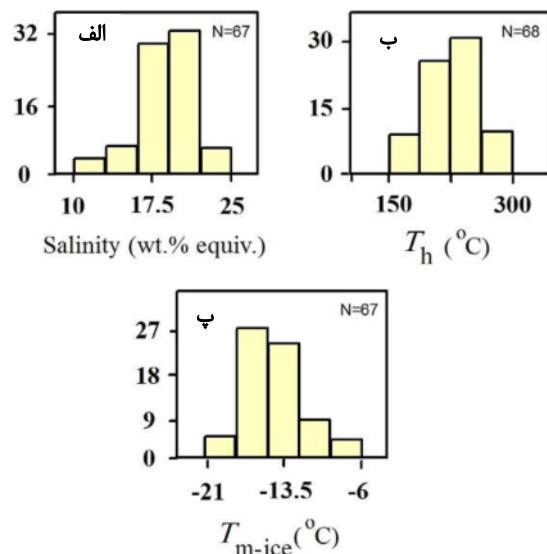
شکل ۶ میانبرهای سیال کانی کوارتز ذخیره کیشان: (الف) دوفازی مایع - گازی، (ب) دوفازی مایع - گازی، (پ) انباشتی از تکفازی مایع، تکفازی گازی و دوفازی مایع - گازی.

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

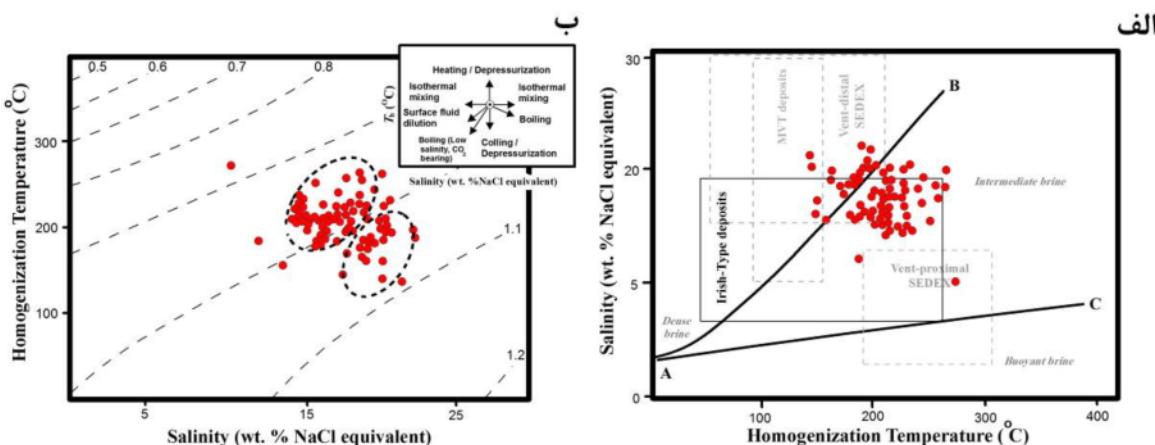
دهمای همگن شدگی ۱۵۰ °C تا ۲۷۲ °C به دست آمد که بیشترین فراوانی در گستره‌ی دمایی ۲۰۰ °C تا ۲۲۰ °C است (شکل ۷ الف). دمای نهایی ذوب یخ ( $T_{m\text{-ice}}$ ) بین ۲۱-۲۶ °C تعیین شد (شکل

نشان می‌دهند. در روند تکامل سیال گرمابی پدیده سردشدن 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 به همراه روند فرآیندهای مؤثر آمیختگی و رقیق‌شدگی در سیال‌های این نمودار مشاهده کرد (شکل ۸).

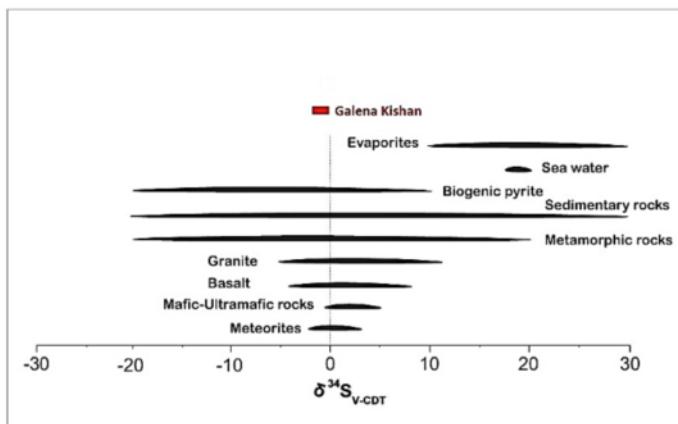
چنان که در شکل‌های ۸ و ۹ دیده می‌شود، با افزایش دما، میزان شوری افزایش می‌یابد. با استفاده از شوری و دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال [۱۴] می‌توان چگالی سیال را با دقت به نسبت خوبی محاسبه کرد (شکل ۹). برای این منظور، با استفاده از خطوط هم‌تراز چگالی نمودار شوری- دمای همگن‌شدگی، چگالی سیال بدست می‌آید. براساس این نمودار، میانبارهای سیال ذخیره کیشان چگالی  $1.1 \text{ g/cm}^3$  تا  $1.1 \text{ g/cm}^3$  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 پراکندگی شوری و دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال کانی کوارتز با گستره مشخص انواع شورابههای شناور، حد بواسطه و چگال [۱۵]. در این نمودار، گستره‌های دمای همگن‌شدگی و شوری انواع ذخایر سدکس غیرهمجوار [۱۷، ۱۶] و همجوار [۱۹، ۱۸]، ذخایر نوع ایرلندي [۲۰] و ذخایر نوع دره می‌سی سی پی (MVT) [۲۱] تعیین شده است. خطوط AB و AC به ترتیب نشانگر خطوط هم‌چگالی مراجعه [۲۳، ۲۲] هستند. بیشتر سیال‌های ذخیره کیشان در گستره ذخایر نوع ایرلندي 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 سردشدنی، رقیق‌شدگی و آمیختگی را می‌توان از روند سیال‌های مورد بررسی تشخیص داد.



شکل ۹ طرح ساده مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  برای ترکیب ایزوتوبی  $\text{H}_2\text{S}$  گالن در تعادل با سیال گرمابی 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 ایرلندي) محسوب می‌شود که به ویژه در ذخایر دارای سولفیدهای با مقادیر ایزوتوبی منفی اهمیت قابل توجهی دارد [۳۱]. البته، نقش فعالیت‌های ماگمایی را نیز نمی‌توان نادیده گرفت.

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

#### بحث و بررسی

میانبارهای سیال ذخایر سرب و روی نوع ایرلندي در سه گروه قرار می‌گیرند: (۱) سیال‌های با شوری  $\text{NaCl}$  (۱۰-۱۵%) و دمای  $150-220^\circ\text{C}$  حدواتسط با  $T_{\text{e-ice}}$  حدود  $22^\circ\text{C}$ - که بیانگر ترکیب غالب  $\text{NaCl}$  است و خاستگاه احتمالی سیال‌های گرمابی دارد؛ (۲) سیال‌های دما پایین (کمتر از  $150^\circ\text{C}$ ) و شوری بالا ( $20-25\%$   $\text{NaCl}$ ) با  $T_{\text{e-ice}}$  حدود  $55^\circ\text{C}$ - که نشاندهنده ترکیب غالب  $\text{NaCl-CaCl}_2$  با خاستگاه احتمالی تبخیری است و (۳) تعداد کمتری از سیال‌ها با دمای همگن‌شدنی کم تا متوسط ( $120-200^\circ\text{C}$ ) و شوری پایین (کمتر از ۵%  $\text{NaCl}$ ) که ترکیب غالب  $\text{NaCl}$  را نشان می‌دهد [۲۴].

#### بررسی‌های ایزوتوب گوگرد

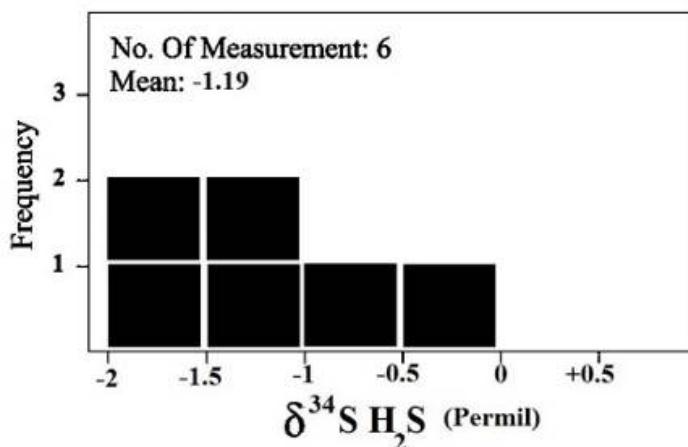
ترکیب‌های ایزوتوبی گوگرد در کانی‌های سولفیدی گرمابی با عواملی چون ترکیب ایزوتوبی گوگرد کل، دما، گریزندگی اکسیژن و pH سیال کانه‌ساز کنترل می‌شود [۲۶].

به طور کلی سه خاستگاه متمایز ایزوتوبی برای  $\delta^{34}\text{S}$  وجود دارد [۲۷]: (۱) گوگرد ناشی از گوشته با مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  حدود  $3 \pm 20\%$  [۲۸]، (۲) گوگرد آب دریا با  $\delta^{34}\text{S}$  اموزشی حدود  $20\%$  که این مقدار در گذشته متفاوت بوده است و (۳) گوگرد به شدت کاهیده (رسوبی) با مقادیر منفی بزرگ  $\delta^{34}\text{S}$  که در نتیجه کاهیدگی باکتریایی سولفات می‌تواند به  $-56$  نیز برسد. بنابراین، به کمک ایزوتوب‌های گوگرد می‌توان خاستگاه گوگرد کانسار را تعیین کرد.

در جدول ۱ مختصات نمونه‌های برداشت شده برای تجزیه ایزوتوبی گوگرد آورده شده است. مقدار ایزوتوبی گوگرد ( $\delta^{34}\text{S}$ ) نمونه‌های گالن ذخیره کیشان بر پایه استاندارد CDT (فاراز سولفیدی شهاب سنگ آهنی کانیون دیابلو آریزونا) در گستره بین  $-376$  تا  $-536\%$  (- با میانگین  $-479\%$ )- بدست آمد (جدول ۱). با توجه به نقش دما در تفکیک ایزوتوب‌های پایدار، برای محاسبه مقادیر ایزوتوبی سیال در تعادل با گالن، با استفاده از نتایج ریزدماسنجی و نیز بررسی تفکیک ایزوتوبی اوهموت و رای [۲۹]، تصحیحات دمایی انجام شد. بر این اساس، ترکیب ایزوتوبی  $\text{H}_2\text{S}$  سیال در تعادل با گالن محاسبه شد. مقدار ایزوتوبی  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  گالن در تعادل با سیال در گستره  $-98$  تا  $-76\%$  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	$\delta^{34}\text{S H}_2\text{S}$ (‰)	۱۰۰۰ Ln alpha	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
KS-GN-1	-۰,۱۶	-۳,۶	-۳,۷۶
KS-GN-2	-۰,۹۸	-۳,۶	-۴,۵۸
KS-GN-3	-۱,۳	-۳,۶	-۴,۹
KS-GN-4	-۱,۶	-۳,۶	-۵,۲
KS-GN-5	-۱,۳۹	-۳,۶	-۴,۹۹
KS-GN-6	-۱,۷۶	-۳,۶	-۵,۳۶

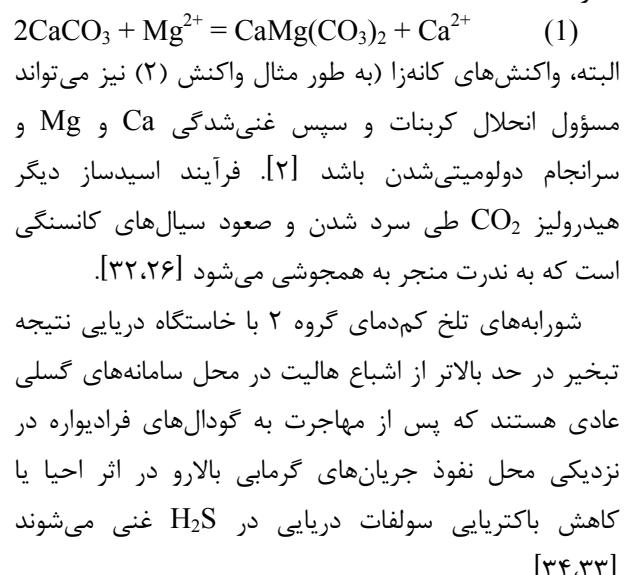


شکل ۱۰ نمودار فراوانی ترکیب ایزوتوپی گوگرد (‰) گالن در سیال در تعادل با گالن.

در مجموع، گوگرد کانی‌های سولفیدی می‌تواند ناشی از واکنش‌های کاهنده ترمومیمیابی و یا باکتریابی باشد. واکنش‌های باکتریابی در محیط درونزادی با دمای تا  $80^{\circ}\text{C}$  و بندرت  $113^{\circ}\text{C}$  فعال هستند، درحالی‌که واکنش‌های ترمومیمیابی 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 ماقمایی در مربوط می‌داند. اهموتو و رای [۲۹] و اهموتو [۳۶] مقادیر  $-4$  تا  $-40\text{‰}$  را به خاستگاه ماقمایی نسبت می‌دهند، در حالی که رولینسون و همکاران [۲۷] گستره وسیع‌تری از مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  تا  $-4$  تا  $-11\text{‰}$  را برای خاستگاه ماقمایی 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

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



از سوی دیگر، این سیال های گرمابی، افزون بر آمیختگی ممکن است دستخوش سازوکارهای مختلف از جمله دولومیتی شدن پیش از چرخش عمیق و برهمکنش با سنگ بستر شده باشند که از این طریق، فلز و گوگرد لازم برای کانه‌زایی فراهم می‌شود [۲]. بنابراین فلزهای ذخیره کیشان مانند ذخایر سرب و روی کمربندهای فلزی ملایر - اصفهان (چون آهنگران [۵]، عمارت [۴۱] و گوشفیل [۴۲]) و بزد-انارک (چون مهدی آباد [۴۳]، نخلک [۴۴] و انجیره [۴۵]) می‌تواند از توالی‌های رسویی دگرگون شده فلزدار ژوراسیک (گروه شمشک) شکل گرفته باشند که با سنگ‌های میزبان این ذخایر پوشیده شده‌اند [۳]. نفوذ چند رخداد آتسفسانی و نفوذی به نسبت همزمان با کانه‌زایی منطقه کیشان، نقش گرمابی این توده‌ها در فلزیابی این ذخیره را پررنگ‌تر می‌کند، اگرچه جایگاه زمین‌ساختی پشت-کمانی این ذخیره را نیز می‌توان به عنوان عامل مؤثر در چرخش سیال‌های کانه‌زا در نظر گرفت.

#### مرحله تأخیری تا پساکانه‌زایی

از آنجا که تخلخل در اثر فرآیندهای مرحله پیش تقریباً کاهش یافته است، کانی‌های تهنشین شده در مرحله تأخیری دچار فرآیندهای برشی و رگه‌ای شدن می‌شوند، اما تشکیل کانه‌های سولفیدی در مرحله پساکانه‌زایی مربوط به انحلال کربنات و تحرك دوباره سولفیدها است [۱]. چنان که بیان شد، ترکیب‌های  $2\text{Ca}^{2+}$  و  $\text{CO}_2$  ناشی از برهمکنش سیال برآمده از واکنش (۲) با سنگ میزبان کربناتی می‌توانند این رگه‌ها و رگچه‌های کربناتی را بوجود آورند [۴۰]. در فاز پایانی کانه‌زایی، جریان‌های همرفتی با انحلال گستردۀ کربنات، سرد شدن و کاهش سولفاتی غیرآلی رخ می‌دهد [۲].

#### برداشت

بررسی‌های همبزایی، میانبارهای سیال و ایزوتونی، ذخیره کیشان را به عنوان یک ذخیره سرب و روی نوع ایرلندي با میزبان سنگ کربناتی نشان داد که کانه‌زایی آن در سه مرحله اصلی صورت گرفته و با گسلش همزمان با رسوبگذاری و جریان‌های همرفتی متناوب کنترل شده است. مرحله ابتدایی با گسترش تخلخل توسط دولومیتی شدن همراه است، در حالی که مرحله اصلی کانه‌زایی با فرآیند آمیختگی دو سیال کم‌شور -

توده‌ها دارد که هنوز انجام نشده است، اما با توجه به گستردگی سنگ‌های آذرین منطقه، احتمال خاستگاه ماقمایی گوگرد را نمی‌توان رد کرد. چنان که ویلکینسون [۳۱، ۳۸]. خاستگاه گوگرد ذخایر سرب و روی ایرلندي را بیشتر سولفات‌دریایی کاهیده دانسته و این ذخایر را در ارتباط زمانی و مکانی نزدیک با فعالیت‌های آذرین معرفی کرده است.

البته باید این نکته را نیز در نظر گرفت که براساس نمودار دما - شوری (شکل ۸ الف)، بیشتر سیال‌های ذخیره سرب و روی چینه‌سان - چینه‌کران کیشان از نوع سیال‌های ذخایر نوع ایرلندي تشخیص داده شده‌اند.

#### مرحله کانه‌زایی اصلی

دو مجموعه شاخص میانبارهای سیال در نمودار دما - شوری (شکل ۸ب) برای ذخایر دیگر (به طور مثال ذخایر ناوان، آبیتون و سیلورماینز) نیز دیده شده است [۳۸]. در ظاهر این سیال‌های دمابالا - شوری پایین (گروه ۲) و کم‌دما - شوری بالا (گروه ۱) به ترتیب نمایانگر سیال‌های گرمابی و شورابه‌های دریابی هستند که طی کانه‌زایی دچار آمیختگی شده‌اند [۴۰، ۴۹]. به بیان دیگر، طی مراحل اصلی و پایانی کانه‌زایی نوع ایرلندي، آمیختگی سیال‌های گرمابی بالارو و دمابالای دربردارنده فلزهای اصلی کانسنگی و گوگرد گرمابی با شورابه‌های فرورونده در تهنشست کانی‌های کانسنگی چون گالان و اسفالریت (واکنش ۲) نقش دارند [۲]. در اثر واکنش این دو سیال، محیط اسیدی ایجاد می‌شود:



که در نتیجه آن، انحلال سنگ میزبان صورت می‌گیرد  

$$2\text{CaCO}_3 + 4\text{H}^+ = 2\text{Ca}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 \quad (3)$$
  
 ترکیب‌های  $2\text{Ca}^{2+}$  و  $\text{CO}_2$  ناشی از برهمکنش سیال برآمده از واکنش (۲) با سنگ میزبان کربناتی و در نتیجه تغییر pH محیط (واکنش ۳)، رگه‌ها و رگچه‌هایی کلسیتی را در مرحله تأخیری ایجاد می‌کنند [۴۰].

از دلایل این آمیختگی، نفوذ رگه‌های باریت در منطقه (شکل ۳ج) هستند، زیرا حجم زیاد باریت و سولفات نمی‌توانند با یک سیال یکسان انتقال یابند. لایه‌ها و نوارهای پیریت و کربنات در این منطقه (شکل ۳الف) نیز می‌توانند از شواهد دیگر رخداد pH نوسانی و تغییرات شیمی سیال کانه‌زا در اثر آمیختگی‌های 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-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 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 دمابالای سور مشخص می‌شود. افزون بر اختلاف چگالی مشخص این سیال‌ها، فعالیت ماقمایی تقریباً همزمان نیز می‌تواند نقش کلیدی در القای جریان عمیق سیال‌ها داشته باشد. برهمنش با سنگ بستر فلزدار (گروه شمشک) منجر به شستشوی فلزهای کانسنگی و گوگرد گرمابی و انتقال آن‌ها به مکان‌های آمیختگی سیال‌ها شده است، در حالی‌که گوگرد لازم برای کانه‌زایی سولفیدی می‌تواند خاستگاه ماقمایی نیز داشته باشد. مراحل پایانی این سامانه با بافت‌های انحلالی و رگه‌رگچه‌ای مشخص می‌شود که نشاندهنده کاهش جریان‌های چرخشی این سامانه است.

#### قدرتانی

به این وسیله از آقای دکتر رضا علیپور بخاره 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 review 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 Ariège (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 Mehdabad 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., Shafiae 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.