

خاستگاه کانسار سولفیدی سرب و روی کوه سورمه بر مبنای داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار

بتول تقی‌پور* و صفیه اسکندری

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

چکیده

کانسار سرب و روی کوه سورمه در ۵۰ کیلومتری جنوب فیروزآباد و در پهنه زاگرس چین خورده واقع شده است. سنگ‌های کربناتی سازند دالان زیرین به سن پرمین فوقانی، سنگ میزبان کانسار است. کانی‌های اسفالریت، گالن و پیریت از کانی‌های اصلی و کالکوپیریت و اسمیت‌زونیت کانی‌های فرعی این کانسار است. توالی کانی‌شناختی چندین مرحله کانه‌زایی را در این کانسار نشان می‌دهد. میزان $\delta^{34}\text{S}$ در نمونه‌های سولفیدی کانسار کوه سورمه از $+10/12$ تا $+15/2$ در هزار و در نمونه‌های سولفاتی از $+12/8$ تا $+14/9$ در هزار در تغییر است. مقدار $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ از $-18/32$ تا $-11/29$ در هزار و مقدار $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ از $-8/31$ تا $-6/08$ در هزار در نمونه‌های کربناته تغییر می‌کند. شواهد موجود بیانگر برتری فرآیند کاهیدگی گرمایشیمیایی سولفات، برای تأمین گوگرد کاهیده مورد نیاز این کانسار بوده و به نظر می‌رسد که گوگرد مورد نیاز از طریق کاهیدگی سولفات‌های موجود در گنبد نمکی جهانی تأمین شده باشد. مدل احتمالی تشکیل کانسار کوه سورمه، مدل آمیختگی است. شکل‌گیری دولومیت‌ها به واسطه دو سیال مختلف بوده است. سیال اصلی مربوط به شورابه‌های گرمایی عمیق‌تر یا از منابع حوضه‌ای مربوط به سنگ‌های نمکی پرکامبرین است که از طریق گسل‌ها در حین نفوذ گنبد نمکی صعود کرده و سیال دیگر مربوط به آب‌های جوی فرو رو است. مقایسه مقادیر گوگرد کانسار کوه سورمه با کانسارهای فلزات پایه با سنگ کربناته نشان می‌دهد که شاید این کانسار از نوع دره می‌سی‌سی‌پی باشد.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ‌های پایدار، کاهیدگی گرمایشیمیایی سولفات، مدل آمیختگی، کانسار کوه سورمه، زاگرس چین خورده

مقدمه

اهمیت مطالعه کانسار کوه سورمه به این دلیل است که تنها کانسار سرب و روی مشاهده شده در پهنه رسوبی زاگرس است. این کانسار در سال ۱۹۷۲ کشف شده است و محدوده معدنی به وسعت

۱۰ کیلومتر را پوشش می‌دهد (Liaghat *et al.*, 2000). کانسار سرب و روی کوه سورمه در جنوب‌شرق گنبد نمکی جهانی در جنوب فیروزآباد (شکل ۱) و در پهنه زاگرس چین خورده قرار دارد. این منطقه بین طول جغرافیایی $26^{\circ} 52'$ تا

گالن، اسمیت زونیت و پیریت و باطله‌ها شامل: دولومیت، کلسیت، باریت و ژپس است. اگر چه کانی‌شناسی این کانسارها نسبتاً ساده است، اما به طور کلی، تشخیص روابط کانی‌شناختی بین کانی‌ها مشکل است. وجود نسل‌های متفاوت از مواد معدنی در یک نمونه دستی و یا مقطع نازک بر پیچیدگی این روابط می‌افزاید (Peevler *et al.*, 2003).

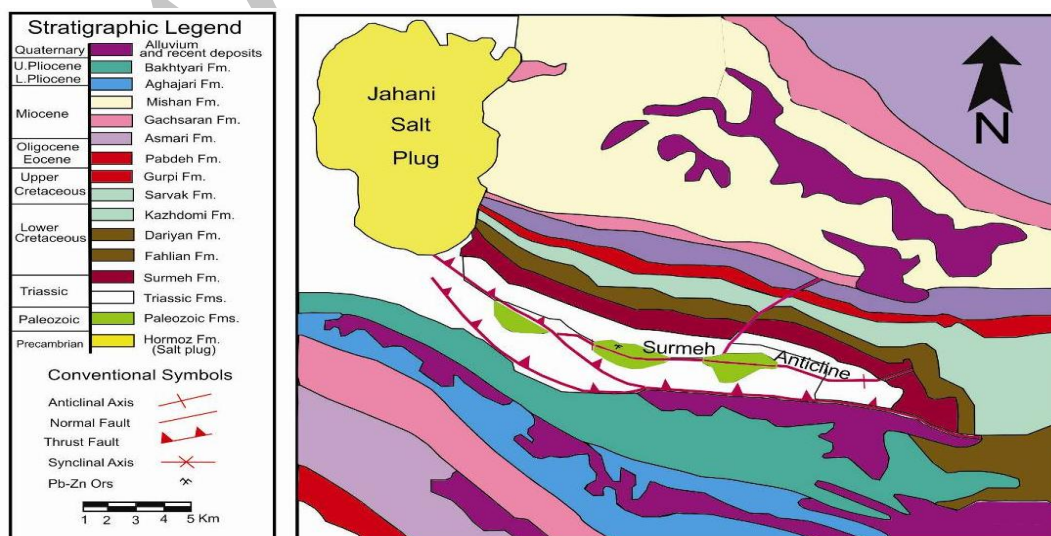
مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار از جمله مهم‌ترین بررسی‌های ژئوشیمیایی است که بر روی این نوع از کانسارها انجام می‌شود. به کمک ایزوتوپ گوگرد می‌توان اطلاعات با ارزشی از منشأ سیال کانسارساز به دست آورد و از ایزوتوپ پایدار اکسیژن برای تعیین دمای تشکیل کربنات‌ها استفاده می‌شود (Faure, 1986).

هدف این پژوهش تعیین منشأ سیالات کانسارساز در کوه سورمه با استفاده از مطالعات زمین‌شیمی ایزوتوپی بر روی کانی‌های سولفوری و واحدهای سنگ میزبان همانند سنگ‌های کربناته است. تعیین نقش شوراچه‌های گنبد جهانی در کانه‌زایی سرب و روی از دیگر بررسی‌های انجام شده در این پژوهش است.

۲۸° ۳۴' تا ۲۸° ۲۸' و عرض جغرافیایی ۵۲° ۳۹' واقع شده است.

پژوهش‌های قبلی بر روی کانسار کوه سورمه، اغلب بر مشاهدات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی استوار بوده است. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمی انجام شده بر این کانسار، منشأ عناصر سرب و روی، شیل‌های سازند زردکوه و تمرکز کانه‌های فلزی در کربنات‌ها نتیجه آب‌زدایی حوضه سازند زردکوه در نتیجه فشارش حاصل از فاز کوهزایی لارامید است (Solaimani, 1995). Mollasalehi و Mirnejad (۲۰۱۰) با استفاده از داده‌های ایزوتوپی سرب نشان دادند که سن سرب این کانسار از سنگ کربناته در بر گیرنده قدیمی‌تر و با فاز تکتونیکی کاتانگایی همزمان بوده است. به عقیده Liaghat و همکاران (۲۰۰۰) داده‌های حاصل از میانبارهای سیال بر کانی اسفالریت، کانسار کوه سورمه از نوع دره می‌سی‌سی‌پی مرتبط با کوهزایی است.

میزبان کانه‌زایی در این منطقه، کربنات‌های سازند دالان زیرین به سن پرمین فوقانی و رخداد کانه‌زایی به صورت رگه‌ای و افشان است. به طور کلی، مجموعه کانی‌های اصلی شامل: اسفالریت،



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی کانسار کوه سورمه (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ Sedaghat و Dabbaghiyannejad (۱۹۷۷))

زمین‌شناسی منطقه

پهنه زاگرس دارای ساختارهای زمین‌شناسی ساده، ملایم و شامل مجموعه‌ای از رشته تاقدیس‌های نزدیک به هم و فشرده با سطح محوری قائم با روند شمال غرب-جنوب شرق است. قدیمی‌ترین سنگ‌هایی که در منطقه برونزد دارد مربوط به سری هرمز است که به صورت سه گنبد نمکی در منطقه مشاهده می‌شود. بزرگ‌ترین آنها گنبد نمکی جهانی در شمال غرب طاقدیس کوه سورمه است. نمک طعام جزو اصلی این واحد است و مقادیر در خور توجهی دولومیت سیاه رنگ، شیل هماتیتی شده، مارن، ژئپس و انیدریت در این گنبد رخنمون دارد (Pousti, 2004).

توالی‌های موجود در کانسار کوه سورمه توسط James و Wynd (۱۹۶۵) بررسی شده است. توالی چینه‌نگاری در منطقه معدن با رسوبات تخریبی سازند زردکوه (بیشتر شیل‌های سیلتی و ماسه‌سنگ ریزدانه) به سن اردویسین شروع می‌شود که توسط رسوبات دونین و پرمین زیرین مرتبط به سازند فراقان (اغلب از شیل و ماسه سنگ) پوشیده شده است. سازند فراقان به نو به خود توسط سازند دالان به سن پرمین بالایی پوشیده می‌شود که شامل ۱۲۰ متر آهک لامینه، دولوستون، ماسه‌سنگ قرمز قهوه‌ای کربناته و در برخی موارد ژئپس و مارن است (Mollasalehi and Mirnejad, 2010).

سازند دالان به دو بخش دالان پایینی و دالان بالایی تقسیم شده است. دالان پایینی (دالان یک) میزبان کانسار کوه سورمه بوده است و به وسیله لایه‌های نازک ژئپس بخش نار از دالان بالایی جدا می‌شود. رخساره و سنگ‌شناختی این سازند در شکل B-۲ نشان داده شده است که از آن میان بخش دالان زیرین با داشتن رخساره دولومیتی

شده، میزبان کانه‌زایی در معدن کوه سورمه است. Steuber و همکاران (۱۹۸۷) پیشنهاد دادند که فلزات موجود در سیال از طریق آلبیتی شدن شیل ایجاد می‌شود.

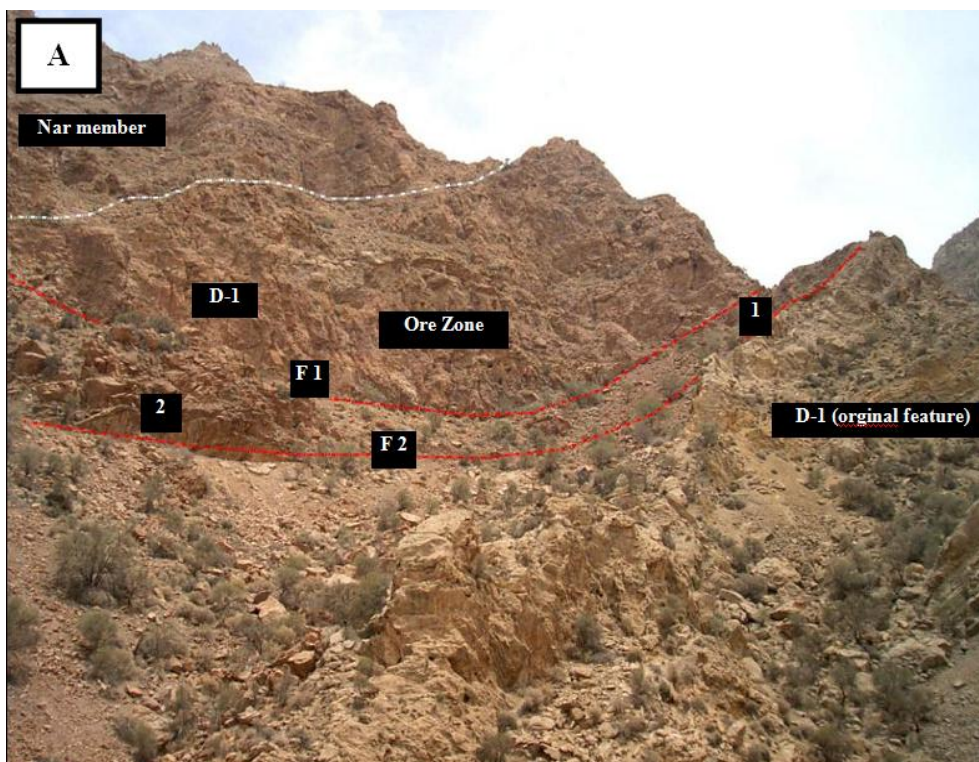
تجزیه شیمیایی از شیل و ماسه‌سنگ سازندهای زردکوه و فراقان، نشان می‌دهد که آنها حاوی مقدار کافی سرب و روی برای کانه‌زایی کانه‌های سولفیدی کوه سورمه بوده‌اند (Liaghat *et al.*, 2000). بنابراین، شیل به عنوان منبع احتمالی برای فلزات سرب و روی که در سنگ میزبان کربناته کشف شده است، پیشنهاد داده شده است.

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که منطقه به شدت تحت فرآیندهای ساختاری دچار دگرشکلی شده و گسل‌های زیادی موازی با محور طاقدیس و تعدادی نیز عمود بر محور طاقدیس، کانسار را قطع کرده‌اند (شکل ۲-A). به طوری که کانی‌سازی از روند گسل‌ها تبعیت کرده و می‌توان نتیجه گرفت که این گسل‌ها به عنوان معبری برای عبور سیالات و تمرکز ماده معدنی عمل کرده‌اند.

از لحاظ زمین‌ساختاری این کانسار در ارتباط با نیروهای کششی در یک محیط زمین‌ساختاری فشارشی است (Mitchell and Garson, 1981). کانه‌زایی در ارتباط با گسل‌های موازی بوده و گسل‌های عمود سبب جابجایی ماده معدنی شده است.

گنبد نمکی جهانی یکی از واحدهای اصلی زمین‌شناختی منطقه است که نمای بارزی در منطقه دارد.

تشکیلات نمکی شامل: هالیت، ژئپس و انیدریت از کانی‌های بارز این گنبد است. همچنین، وجود آهک‌های بیتومینه با بوی سولفور از تشکیل‌دهنده‌های دیگر این گنبد است.



شکل ۲- A) ساختار پهنه گسلیده اصلی (1) و وضعیت پهنه مینرالیزه در فرادیواره شمال شرقی (گسل‌های منطقه = F1 و F2، دالان زیرین = D-1)؛ B) نمایی از سازند دالان یک و دو که توسط عضو تبخیری نار از هم جدا شده‌اند.

روش انجام پژوهش

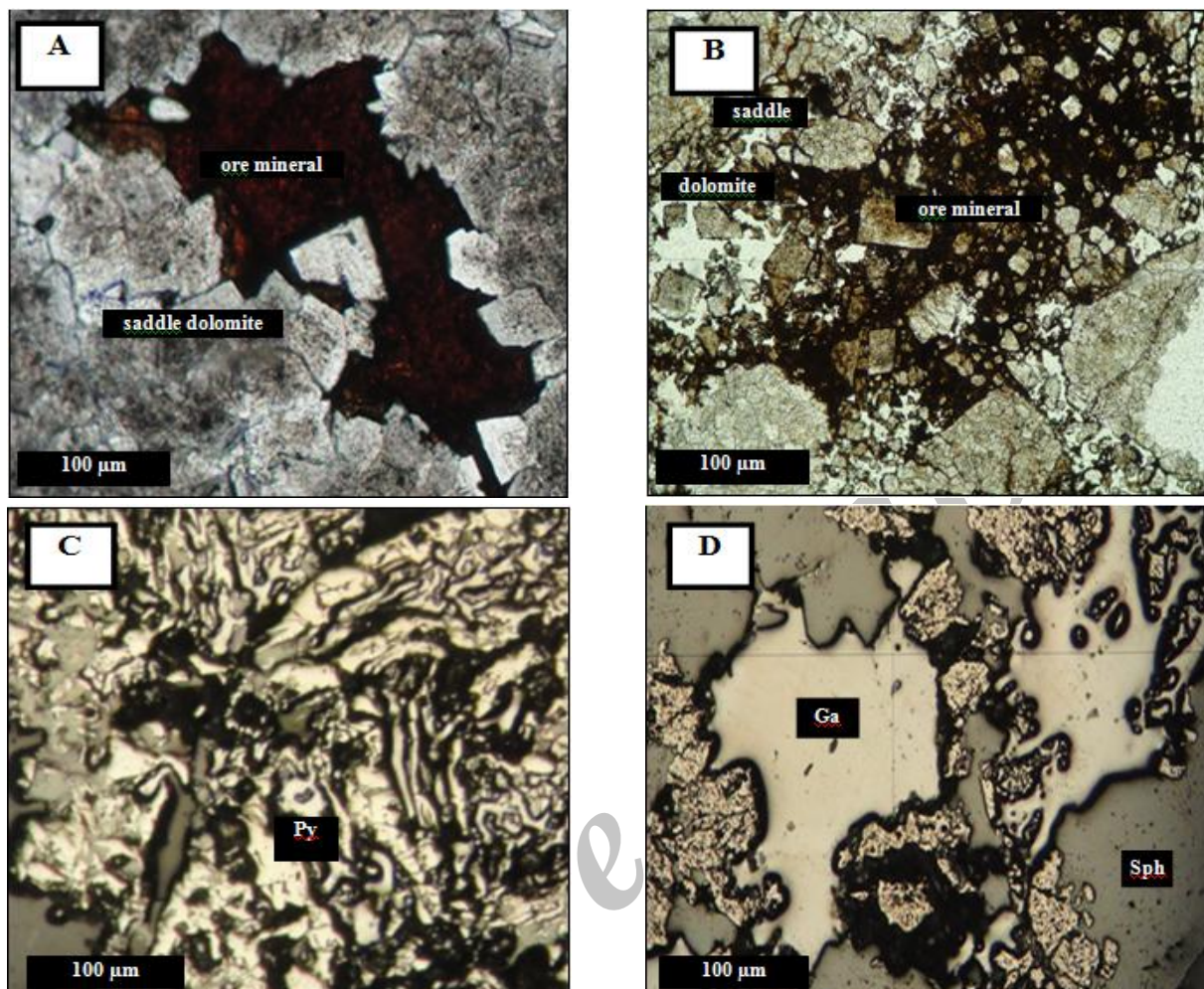
در عملیات صحرایی از منطقه کانسار کوه سورمه و کوه جهانی ۸۹ نمونه سنگی از معدن سرب و روی و سازندهای مختلف منطقه برداشت شد که از این میان ۲۹ مقطع نازک و ۱۵ مقطع صیقلی تهیه و این مقاطع به منظور تشخیص اولیه کانی‌ها، توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل BH2، بررسی شد. پس از جداسازی کانی‌های گالن و اسفالریت از سنگ کربناته و خالص‌سازی آنها به روش سنگ‌جوری دستی (hand picking) در زیر میکروسکوپ بینوکولار، نمونه‌ها به صورت پودر به آزمایشگاه Cornell ایالت متحده آمریکا فرستاده شد تا مورد تجزیه ایزوتوپی قرار گیرد. بررسی نتایج به دست آمده از تحلیل ایزوتوپی از معدن کوه سورمه در جدول‌های ۱ و ۲ آمده است. نمونه‌های سولفیدی که شامل ۵ نمونه گالن و اسفالریت است از رگه‌های سولفیدی در کانسار کوه سورمه و دو نمونه سولفاتی (ژیپس و انیدریت) از گنبد نمکی جهانی به منظور بررسی ایزوتوپ گوگرد، چهار نمونه دولومیت سفید نیز از کانسار کوه سورمه به منظور بررسی ایزوتوپ اکسیژن و کربن انتخاب شد. همچنین، دو نمونه تبخیری (انیدریت و هالیت) از گنبد نمکی جهانی و یک نمونه ژیپس از کوه سورمه برای انجام بررسی‌های ایزوتوپی انتخاب شد. در تمامی نمونه‌های سولفیدی، نسبت ایزوتوپی گوگرد (^{34}S) بر مبنای استاندارد CDT یا فاز سولفیدی ترویلیت شخانه آهنی کانیون دیابلو آریزونا (Canyon Diablo Troilite) محاسبه شده است (Faure, 1986). مقدار ایزوتوپ اکسیژن-کربن به صورت δ و بر حسب در هزار بیان می‌شود و اندازه‌گیری مقدار آن نسبت به استاندارد SMOW و PDB صورت می‌گیرد.

کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری

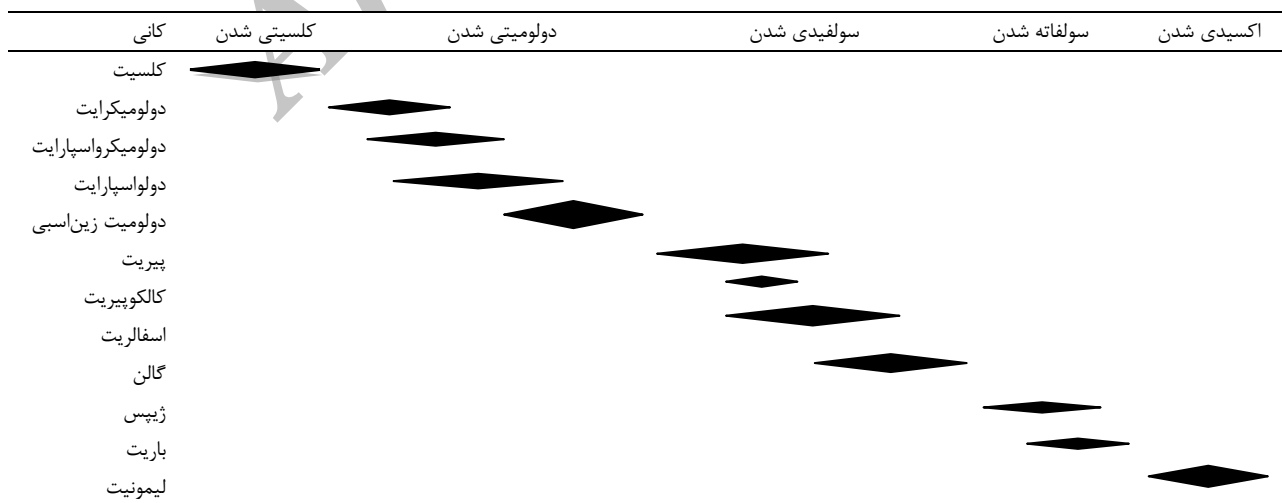
بررسی‌های سنگ‌شناسی از نمونه‌های سازند دالان در این منطقه نشان می‌دهد که مهم‌ترین فرآیند مؤثر برای کانه‌زایی، دولومیتی شدن است. دولومیت‌های سفید در کانسار کوه سورمه به چهار صورت دولومیکرایست، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت و دولومیت زین‌اسبی حضور دارد. کانه‌زایی در کوه سورمه درون دولومیت زین‌اسبی رخ داده است (شکل ۳- A و B).

دگرسانی در دولومیت‌ها را می‌توان از روی شواهد سنگ‌شناسی مشخص نمود. تغییر در فابریک دولومیت از دولومیکرایست به دولومیکرواسپارایت و دولومیت‌های دانه‌درشت‌تر بیانگر افزایش میزان دگرسانی در دولومیت است. معمولاً دولومیکرایت‌ها تحت شرایط سطحی، دمای پایین و در محیط بالای جزر و مدی تشکیل می‌شود. دولومیکرواسپارایت در مرحله تدفین کم‌عمق حاصل می‌شود و دولواسپارایت در مرحله تدفین کم‌عمق تا متوسط تشکیل و دولومیت‌های زین‌اسبی نیز تحت دیاژنز تدفینی خیلی عمیق در نظر گرفته می‌شود (Adabi, 2004).

بررسی‌های میکروسکوپی و صحرایی نشان می‌دهد که این کانسار از نظر بافت و ساخت تنوع زیادی دارد و این تنوع بافتی به علت تشکیل کانسار در مراحل مختلف است. سیستم کانه‌زایی در محدوده کوه سورمه با توالی دولومیت-پیریت-اسفالریت-گالن آغاز می‌شود (شکل ۳- C و D) که در اینجا دولومیت به عنوان سنگ میزبان کانه‌سازی وجود دارد که در آن کانه‌های فلزی پیریت-اسفالریت-گالن تشکیل شده و در پایان با کانی‌سازی باریت خاتمه می‌یابد (شکل ۴). رخداد کانی‌های سولفیدی به صورت رگه‌ای و افشان است.



شکل ۳- A و B) رخداد ماده معدنی به صورت شکافه پُر کن در دولومیت‌های زین‌اسبی؛ C) پیریت در کوه سورمه، پیش در آمد اسفالریت و گالن است؛ D) بافت هم‌رشدی بین اسفالریت و گالن در کوه سورمه (Ga=گالن، Sph=اسفالریت، Py=پیریت) (تمامی عکس‌ها در نور پلاریزه گرفته شده است).



شکل ۴- روابط پاراژنتیک کانی‌ها در منطقه کانسار کوه سورمه

زمین‌شیمی ایزوتوپ‌ها

ایزوتوپ گوگرد

نتایج حاصل از آزمایش ایزوتوپ گوگرد کانی‌های سولفیدی برای تعیین خاستگاه کانسارها مورد استفاده قرار می‌گیرد (Ohmoto and Rye, 1979؛ Jones, 1993؛ Kesler *et al.*, 1994). ایزوتوپ گوگرد یکی از پر کاربردترین ایزوتوپ‌های مورد استفاده در مطالعه کانسارها است. این عنصر هم در ساختار کانه‌ها و هم در ساختار باطله‌ها به طور گسترده حضور دارد و در نتیجه ایزوتوپ‌های گوگرد کاربرد وسیعی برای تعیین منشأ سیالات کانه‌ساز دارد. تغییر در مقدار ^{34}S در کانی‌ها و سیالات ممکن است بر اثر تغییر در دما، شرایط احيایی، pH و مقدار ایزوتوپ گوگرد در منشأ اولیه باشد (Ohmoto, 1972). گوگرد موجود در کانه‌های سولفیدی کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی، می‌تواند از منابع مختلفی از جمله: گوگرد مربوط به مواد آلی، مخزن گاز H_2S ، تبخیری‌ها، آب دریا و همچنین، از گوگردهای شکل گرفته از رویدادهای درون‌زایی اولیه، منشأ گرفته باشد (Jemmali *et al.*, 2011). کاهیدگی سولفات‌ها یا از طریق فرآیندهای واسطه باکتریایی و یا از طریق فرآیند گرمایشیمیایی غیر جانوری صورت می‌گیرد. کاهیدگی سولفات باکتریایی (BSR) می‌تواند باعث تفکیک سولفات-سولفید شود که به طور معمول مقدار $\delta^{34}\text{S}$ به میزان ۱۵ تا ۶۰ در هزار است (Goldhaber and Kaplan, 1975). در حالی که این مقدار در کاهیدگی گرمایشیمیایی، طیفی از ۰ تا ۱۰٪ دارد (Orr, 1974؛ Kiyosu, 1980). کاهیدگی باکتریایی سولفات در درجه حرارت کمتر از ۱۱۰ درجه سانتیگراد پایدار است (Jorgensen *et al.*, 1992). در حالی که کاهیدگی گرمایشیمیایی (TSR) تنها در درجه حرارت بالاتر از ۱۲۵ درجه سانتیگراد مؤثر است (Ohmoto, 1992).

داده‌های ایزوتوپی گوگرد در کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) در آمریکای شمالی دو گستره ایزوتوپی را نشان می‌دهد. الف) بین ۵- تا ۱۵٪ و ب) بزرگتر از ۲۰٪ قرار گرفته است (Seal, 2006). میزان $\delta^{34}\text{S}$ در اسفالریت کانسار کوه سورمه (۱۳/۲ تا ۱۵/۲) با میزان $\delta^{34}\text{S}$ اسفالریت، در اولین مجموعه از کانسارهای MVT آمریکای شمالی همپوشانی دارد. مقایسه $\delta^{34}\text{S}$ در اسفالریت کانسار کوه سورمه با دیگر کانسارهای Pb-Zn در ایران، نشان می‌دهد که میزان میانگین $\delta^{34}\text{S}$ اسفالریت در کانسار کوه سورمه ۱۴/۴٪ است (جدول ۱). در صورتی که میزان گوگرد در اسفالریت کانسار عمارت ۱۳/۳٪ (Ehya *et al.*, 2010) است. ایزوتوپ‌های گوگرد در کانسار ایرانکوه، ۹/۶- تا ۳/۶٪- گزارش شده است (Ghazban *et al.*, 1994) و در کانسار انگوران محدوده‌ای بین ۵/۲ تا ۸٪ را نشان می‌دهد (Gilg *et al.*, 2006). در حالی که در کانسارهای ناحیه راور-بافق محدوده‌ای بین ۱۱/۰۳ تا ۱۸/۵۵٪ را اشغال می‌کند (Amiri *et al.*, 2010). طبق مقادیر بالا، میزان گوگرد اسفالریت کوه سورمه با میزان گوگرد کانسارهای ناحیه راور-بافق و کانسار عمارت مطابقت دارد (شکل ۵).

ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن

مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار یکی از ابزارهای مفید برای شناخت محیط‌های رسوبگذاری و دیاژنتیکی گذشته و حال است (Hudson, 1977؛ Morse and James and Choquette, 1983؛ Mackenzie, 1990).

یکی از کاربردهای ایزوتوپ اکسیژن در کربنات‌ها استفاده از آن به عنوان دماسنج است (Morse and Mackenzie, 1990). این مسأله در

دولومیت‌ها معادل ۸۸ درجه سانتیگراد و در صورتی که سنگین‌ترین ایزوتوپ ^{18}O یعنی $\text{PDB}\%$ ۱۱/۹۲- را در معادله لند قرار دهیم، کمینه دمای تشکیل دولومیت‌ها برای کانسار کوه سورمه معادل ۱۴۸ درجه سانتیگراد تخمین زده می‌شود (جدول ۲). تغییرات نسبتاً وسیع در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و تغییرات ناچیز در مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در نمونه‌های کربناته بیانگر فرآیندهای دیاژنز تدفینی است (Al-Choquette and Asam and Veizer, 1986; James, 1987; Nelson and Smith, 1996). همچنین، تأثیر دیاژنز جوی در سنگ‌های کربناته را می‌توان از روی شکل روند تغییرات اکسیژن و کربن که به روند J برگشته موسوم است شناسایی نمود (Lohmann, 1988).

با توجه به شکل ۶ تغییرات مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ در دولومیت‌های کانسارکوه سورمه ناچیز است. همچنین، این تغییرات به شکل J برگشته است. بنابراین، با توجه به توضیحات بالا و همچنین، تنوع در دولومیت‌های کوه سورمه (دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت و دولومیت زین‌اسبی) می‌توان دو نوع دیاژنز جوی و تدفینی را برای این کربنات‌ها در نظر گرفت.

دولومیت‌ها نیز صادق است و محاسبه دمای تشکیل دولومیت‌ها یکی از مطالعات ژئوشیمیایی در مطالعه این گونه سنگ‌ها است. در این پژوهش برای تعیین دمای تشکیل دولومیت‌ها از معادله Land (۱۹۸۵) استفاده شده است.

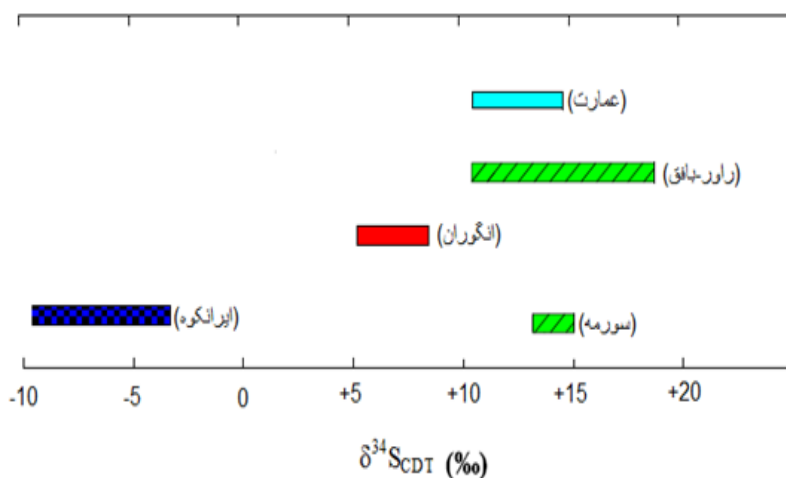
$$T(\text{C}^\circ) = 16.4 - 4.3 ([\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}} - 3.8] - \delta_{\text{water}}) + 0.14 ([\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}} - 3.8] - \delta_{\text{water}})^2$$

در این معادله، ایزوتوپ اکسیژن دولومیت با علامت $\delta^{18}\text{O}_{\text{dol}}$ ، ایزوتوپ سیال با δ_{water} نشان داده شده‌اند. با توجه به این که کربنات‌های سازند دالان (به سن پرمین) میزبان کانه‌زایی است و متحمل فرآیند دولومیتی شدن شده‌اند؛ بنابراین، در معادله بالا به جای δ_{water} ، ایزوتوپ اکسیژن آب مربوط به دریای پرمین، معادل $\text{PDB}\%$ ۲/۸- قرار داده می‌شود (Roedder, 1984).

به طور معمول برای تعیین دمای محیط رسوبی از سنگین‌ترین ایزوتوپ $\text{PDB}\%$ $\delta^{18}\text{O}$ و برای تعیین دمای دیاژنتیکی از سبک‌ترین ایزوتوپ $\text{PDB}\%$ $\delta^{18}\text{O}$ استفاده می‌شود (Adabi, 1996). بر این اساس، در صورتی که سبک‌ترین ایزوتوپ $\text{PDB}\%$ $\delta^{18}\text{O}$ دولومیت‌ها که معادل $\text{PDB}\%$ ۱۸/۳۲- است را در معادله Land قرار دهیم بیشینه دمای تشکیل

جدول ۱- داده‌های ایزوتوپی گوگرد مربوط به معدن کوه سورمه (بر اساس استاندارد CDT)

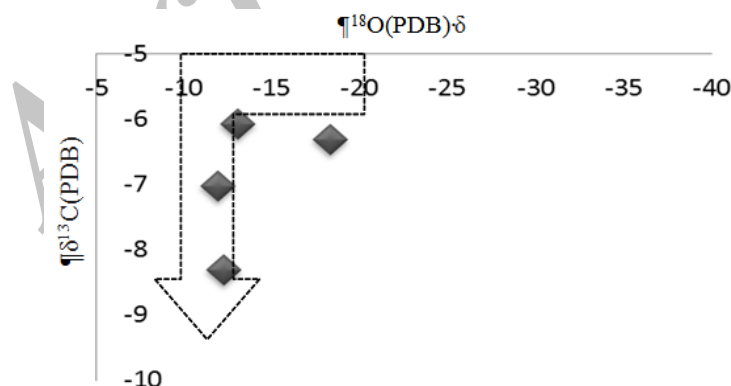
نام نمونه	نام کانی	Weight (mg)	$\delta^{34}\text{S}$
K1	گالن	0.471	10.12
K2	اسفالریت	0.543	15.2
K3	گالن	0.521	12.1
K4	اسفالریت	0.541	14.8
K5	اسفالریت	0.532	13.2
S1	ژپیس	0.485	12.8
S4	انیدریت	0.496	14.9



شکل ۵- میزان $\delta^{34}\text{S}$ در کانی اسفالریت کانسار کوه سورمه و مقایسه آن با برخی از کانسارهای سرب و روی در ایران

جدول ۲- داده‌های ایزوتوپی اکسیژن-کربن-هیدروژن مربوط به معدن کوه سورمه (بر اساس استاندارد PDB و SMOW)

نام نمونه	نام کانی	وزن	اکسیژن ۱۸ (PDB)	اکسیژن ۱۸ (vs. SMOW)	کربن ۱۳ (vs. PDB)	هیدروژن
S5	دولومیت سفید	.537	-12.27	18.21	-8.31	
S9	دولومیت سفید	.537	-18.32	20.22	-6.31	
S6	دولومیت سفید	.562	-13.06	17.39	-6.08	
S7	دولومیت سفید	.541	-11.92	18.57	-7.03	
S4	انیدریت	.496	-34.18	-4.38	-40.65	
S1	ژیپس	.485	-34.80	-5.01	-36.2	
S3	هالیت	.562	-35.80	-6.05	-65.7	



شکل ۶- تغییرات مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ در کانسار کوه سورمه

(Strauss, 1980؛ 1997). این مقدار ایزوتوپی با بیشینه $+35\%$ برای پرکامبرین تا کامبرین و کمینه $+11\%$ برای پرموتریاس در تغییر است. بر اساس تحقیقات انجام شده توسط Holser و

بحث و نتیجه‌گیری

ترکیب ایزوتوپ‌های گوگرد در سولفات‌های دریا به طور قابل ملاحظه‌ای طی زمان زمین‌شناسی متفاوت است (Claypool *et al.*,

همان طور که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، نسبت $\delta^{34}\text{S}$ در گالن کمتر از نسبت $\delta^{34}\text{S}$ در اسفالریت است که نشان می‌دهد که کوه سورمه نیز از این قاعده پیروی می‌کند.

نسبت ایزوتوپی کانی‌های سولفیدی در کانسار کوه سورمه با کانسارهای فلزهای پایه با سنگ میزبان کربناتی در نقاط مختلف دنیا مقایسه شد (شکل ۷). بر اساس شکل ۷ مقدار ایزوتوپ گوگرد کانی‌های سولفیدی این کانسار با کانی‌های سولفیدی و سولفاتی کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی همخوانی دارد. شکل ۸ نشان می‌دهد که محدوده ایزوتوپی کانسارهای این ناحیه همخوانی خوبی با SO_4 تبخیری‌ها دارد. ترکیب ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ و $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ از دولومیت‌های سفید در کوه سورمه به ترتیب بین $(-18/32)$ تا $(-11/92\%)$ و $(-8/31)$ تا $(-6/08\%)$ است (جدول ۲). دولومیت‌های کوه سورمه محدوده دمای ۸۸ تا ۱۴۸ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. روند تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در مقایسه با ایزوتوپ کربن در کانسار کوه سورمه خیلی بیشتر است. این شرایط می‌تواند در اثر افزایش عمق تدفین به همراه افزایش دما باشد که منجر به تخلیه ایزوتوپ اکسیژن شده است. زیرا ایزوتوپ‌های کربن برخلاف ایزوتوپ‌های اکسیژن توسط دما تفکیک در خور توجهی ندارد (Scholle and Halley, 1985; Ripperdan, 2001).

همچنین، تغییرات ناچیز در مقادیر ایزوتوپ کربن این نمونه‌ها می‌تواند به دلیل تأثیر کم برهم‌کنش آب با سنگ در محیط بسته باشد (Lohmann, 1988).

تنوع کم ایزوتوپ‌های اکسیژن کانی‌های کربناته در یک کانسار نشانگر این است که دمای شکل‌گیری کربنات‌ها ثابت و منبع سیال نیز یکسان است (Gilg *et al.*, 2008). تغییرات منفی در $\delta^{13}\text{C}$ دولومیت‌ها نشانگر این است که منبع

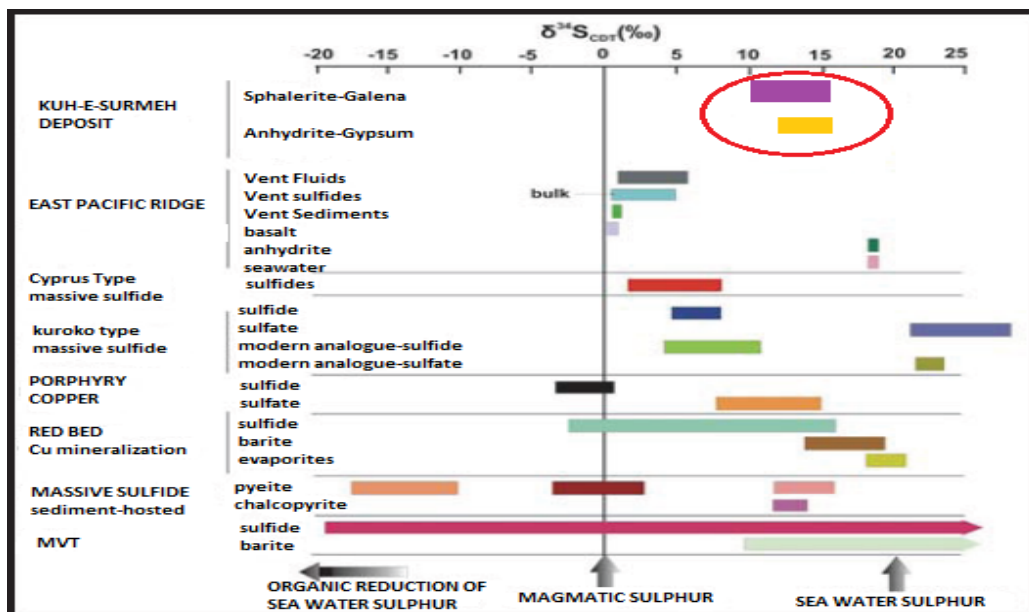
Kaplan (۱۹۶۶) میزان $\delta^{34}\text{S}$ برای آب دریا در زمان پرکامبرین در محدوده ۱۵ تا ۳۰٪ بوده است. به دلیل این که سن واحدهای رسوبی که در زیر سازند دالان (سنگ میزبان کانی‌های سولفیدی) قرار دارد در کانسار کوه سورمه پرکامبرین تا پرمین فوقانی است و محدوده ^{34}S انیدریت و ژیبس $(+12/8)$ تا $(+14/9)$ در هزار) گنبد نمکی جهانی نیز در همین طیف گوگرد آب دریای پرکامبرین قرار می‌گیرد. بنابراین، گوگرد موجود در سولفیدهای کوه سورمه می‌تواند از SO_4^{2-} تبخیری‌های گنبد نمکی که از آب دریای پرکامبرین نشأت گرفته‌اند آیشویی شده و از طریق فرآیند کاهیدگی سولفات‌ها به شکل سولفید درآمده باشد. نسبت ایزوتوپی ^{34}S کانی‌های سولفیدی (گالن و اسفالریت) در کانسار کوه سورمه، $+10/12$ تا $+15/2$ در هزار (جدول ۱) و کانی‌های سولفاتی از گنبد نمکی جهانی $+12/8$ تا $+14/9$ در هزار در تغییر است. تغییرات محدود $\delta^{34}\text{S}$ در سولفیدهای کوه سورمه نشان می‌دهد که توسط کاهیدگی شدن باکتریایی تولید نشده‌اند (Ehya *et al.*, 2010) بلکه از طریق فرآیند کاهیدگی گرمایشی‌مییابی به شکل سولفید درآمده‌اند. در این شیوه سولفات حل شده می‌تواند در برخورد با مواد هیدروکربنی (گاز، نفت و بیتومین) کاهیده شده و H_2S و شکل‌های کاهیده دیگر گوگرد را تولید کند. بنابراین، به نظر می‌رسد که کاهش گرمایشی سولفات موجود در گنبد نمکی جهانی محتمل‌ترین سازوکار برای تولید گوگرد در کانسار کوه سورمه باشد. همچنین، بررسی‌هایی که بر اساس قدرت‌های پیوندی توسط Sakai (۱۹۶۸) و Bachinski (۱۹۶۹) انجام شد نشان می‌دهد که غنی‌شدگی ^{34}S برخی از کانی‌های سولفیدی می‌بایست به ترتیب زیر کاهش یابد:

پیریت < اسفالریت < کالکوپیریت < گالن

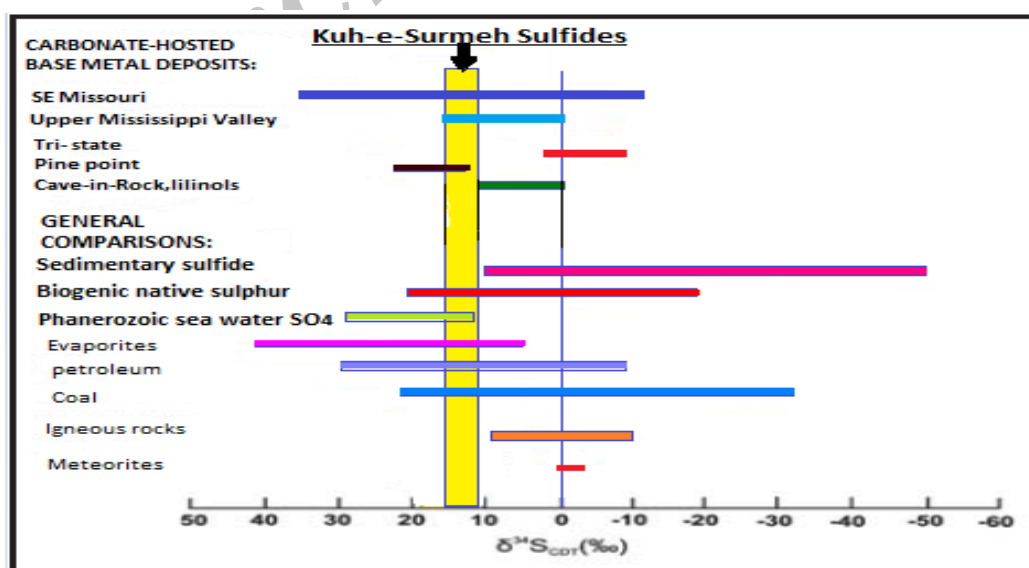
گرمابی عمیق‌تر یا از منابع حوضه‌ای مربوط به سنگ‌های نمکی پرکامبرین است که از طریق گسل‌ها در حین نفوذ گنبد نمکی صعود کرده‌اند و سیال دیگر مربوط به آب‌های جوی فرو رو است که آمیختگی این دو سیال سبب کانسارسازی در کوه سورمه شده است.

کربن ترکیبات آلی است (Holland and Malinin, 1979).

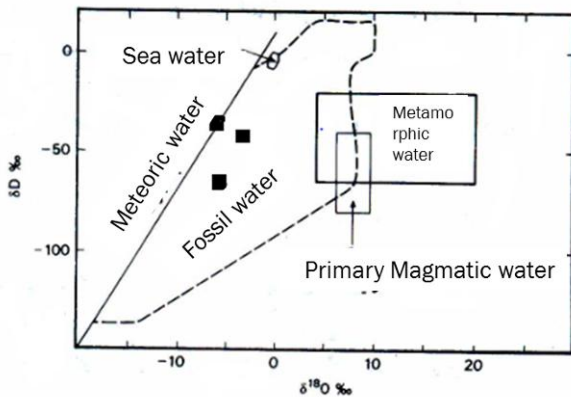
بر اساس ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن، شکل‌گیری دولومیت‌های کانسار کوه سورمه نیز به واسطه دخالت دو نوع سیال (آب جوی و آب فسیل) است (شکل ۹). سیال اصلی مربوط به آب‌های



شکل ۷- تغییرات $\delta^{34}\text{S}$ در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی (Rollinson, 1995) و جایگاه محدوده تغییرات $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی و سولفات‌های کانسار کوه سورمه



شکل ۸- مقایسه محدوده ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی سرب و روی در کانسار کوه سورمه با کانسارهای فلزهای پایه با سنگ میزبان کربناتی دنیا (Heyl et al., 1974).



شکل ۹- ترکیب ایزوتوپی مربوط به آب‌هایی که در کانسار سازی کانسار سورمه دخالت دارد (Evans, 1993).

منشأ سیالات سازنده کانسار کوه سورمه

طاقدیس و ناودیس‌های متقارن شده است که به دنبال آن گسل‌های کششی و برشی در طاقدیس به وجود می‌آید. در اثر این چین‌خوردگی آب بین منفذی از بین رسوبات فراقان و زردکوه از طریق گسل‌ها به سمت بالا حرکت کرده و عناصر فلزی سرب و روی را از تشکیلات شیلی به بالا هدایت می‌کند. در اثر این حرکات زمین‌ساختی گسل‌های عمیق‌تر و طویل‌تری از جمله گسل منقارک (کره بس) باعث می‌شود تا گنبد نمکی جهانی به سمت بالا رانده شده و با افزایش دیاپیرسم، شورابه‌های حاوی SO_4^{2-} حاصل از انیدریت و Cl^- حاصل از نمک طعام موجود در گنبد نمکی را به سمت بالا حرکت می‌دهد و در برخورد با ترکیبات سولفیدی و آلی موجود در سازند شیلی زردکوه، کاهیده می‌شود. در نتیجه، سیال حاوی فلز و سیال حاوی گوگرد، از طریق گسل‌ها به سمت بالا حرکت کرده و در برخورد با لایه‌های نفوذ ناپذیر عضو نار، در سنگ‌های کربناتی دالان زیرین با یکدیگر مخلوط شده و باعث ته‌نشست کانی‌های سولفیدی شده است. در نتیجه، مدل آمیختگی یک سیال با چگالی، شوری بیشتر و غنی از کمپلکس‌های سولفات و کلریدی که قدرت انحلال‌پذیری فلزات را داشته و سیال دیگر از آب‌های سرد جوی با چگالی کمتر را برای کانه‌زایی در کانسار کوه

تا کنون چهار مدل زایشی برای انتقال و ته‌نشست فلزات پایه سولفیدی در کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی پیشنهاد شده است (Anderson and Sverjensky, 1981; MacQueen, 1982). این چهار مدل را می‌توان به دو دسته آمیختگی و عدم آمیختگی تقسیم کرد.

مدل آمیختگی توسط بسیاری از پژوهشگران برای کانسارهای MVT حمایت شد (Cumming Sasaki and Krouse, and Robertson, 1969; Kessen *et al.*, 1981; Foley *et al.*, 1981; 1969 Taylor *et al.*, Zimmerman and Kesler, 1981) و دو سیال مختلف را برای ته‌نشست سولفیدها بیان کردند که یک سیال حوضه‌ای، فلزات حل شده را حمل می‌کند در حالی که دیگری گوگرد کاهیده را فراهم می‌کند و ته‌نشست زمانی رخ می‌دهد که دو سیال با یکدیگر ترکیب شود. با توجه به پژوهش انجام شده می‌توان نتیجه گرفت که کانسار کوه سورمه نیز از این مدل پیروی می‌کند. آب جوی در برخورد با آب حوضه‌ای (که حاوی فلزات است) سبب کاهش دمای آب حوضه‌ای شده و ته‌نشست کانی‌های سولفیدی را سبب شده است.

در این منطقه فاز کوهزایی آلپی سبب چین خوردگی رسوبات مربوط به دریای تتیس و ایجاد

سورمه می‌توان در نظر گرفت.

سورمه، مدل آمیختگی است. در این مدل جریان شوراب‌های حوضه‌ای در اثر فشارهای تکتونیکی و از طریق گسل‌های عمیق ناحیه‌ای باعث فروشستن فلزات از سنگ‌های اطراف شده و پس از آمیختگی با آب‌های جوی اکسایشی فرورو سبب ته‌نشست سولفیدها در سنگ‌های کربناته با تخلخل بالا و مناسب برای جانشینی فلزات شده‌اند. در مجموع مقایسه داده‌های میانبره‌های سیال و مقادیر گوگرد کانسار کوه سورمه با کانسارهای فلزات پایه با سنگ میزبان کربناته نشان می‌دهد که شاید این کانسار از نوع دره می‌سی‌سی‌پی باشد.

سپاسگزاری

نگارندگان این مقاله از حمایت‌های مالی کمیته تحقیقات دانشگاه شیراز به خاطر مساعدت در انجام این پروژه تشکر می‌نمایند. همچنین، از راهنمایی‌های ارزنده دکتر فرید مر (دانشگاه شیراز) و کمک‌های بی‌دریغ دکتر محمد علی مکی‌زاده از دانشگاه اصفهان برای بررسی‌های صحرائی و انجام آزمایش‌های میانبره‌های سیال قدردانی می‌شود.

نتیجه‌گیری

مطالعات سنگ‌نگاری در منطقه کوه سورمه چهار نوع دولومیت شامل: دولومیکرایت، دولومیکرواسپارایت، دولواسپارایت و دولومیت زین‌اسبی را نشان می‌دهد. کانه‌زایی در ارتباط با دولومیت‌هایی با ساخت زین‌اسبی است. نسبت ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی در این ناحیه در محدوده $10/12$ تا $15/2$ قرار می‌گیرد و نسبت ایزوتوپی کانی‌های سولفاتی گنبد نمکی جهانی، بین $12/8$ تا $14/9$ است. گوگرد مورد نیاز برای تشکیل کانی‌های سولفیدی از طریق کاهیدگی سولفات‌های موجود در گنبد نمکی جهانی تأمین شده است. بر اساس دماسنجی ایزوتوپ اکسیژن، دمای تشکیل دولومیت‌های کوه سورمه بین 88 تا 148 درجه سانتیگراد است. دولومیت‌های کوه سورمه دو نوع دیاژنز جوی و تدفینی را متحمل شده‌اند. بر اساس داده‌های ایزوتوپی و نتایج میانبره‌های سیال، بهترین مدل تشکیل کانسار سرب و روی کوه

منابع

- Adabi, M. H. (1996) Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania. PhD thesis, University of Tasmania, Australia.
- Adabi, M. H. (2004) Sedimentary geochemistry. Arian Zamin Publications, Tehran (in Persian).
- Al-Asam, I. S. and Veizer, J. (1986) Diagenetic stabilization of aragonite and low-Mg calcite, II. Stable isotopes in rudists. *Sedimentary Petrology* 56: 763-770.
- Amiri, A., Rassa, I., Khakzad, A. and Adabi, M. H. (2010) Thermometry and formation model of carbonate-hosted Zn-Pb sulfide deposits in the Ravar-Bafgh area based on sulfur stable isotopes. *Geosciences Iran* 72: 3-10 (in Persian).
- Anderson, G. M. and MacQueen, R. W. (1982) Ore deposit models: 6 Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. *Geosciences Canada* 9: 108-117.
- Bachinski, D. J. (1969) Bond strength and sulfur isotopic fractionation in coexisting sulfides. *Economic Geology* 64: 56-65.
- Choquette, P. W. and James, N. P. (1987) Diagenesis in limestones -3. the deep Burial environment.

- Geosciences Canada 14: 3-35.
- Claypool, G. E., Holser, W. T., Kaplan, I. R., Sakou, H. and Zak, I. (1980) The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology* 28: 199-260.
- Cumming, G. L. and Robertson, D. K. (1969) Isotopic composition of lead from the Pine Point deposit. *Economic Geology* 64: 731-732.
- Ehya, F., Lotfi, M. and Rasa, I. (2010) Emarat carbonate-hosted Zn-Pb deposit, markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. *Journal of Asian Earth Sciences* 37: 186-194.
- Evans, A. M. (1993) *Ore geology and industrial minerals: An introduction*, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Faure, G. (1986) *Principles of isotope geology*. 2nd edition, John Wiley and Sons, New York.
- Foley, N. K., Sinha, A. K. and Craig, J. R. (1981) Isotopic composition of lead in the Austinville-Ivanhoe Pb-Zn district, Virginia. *Economic Geology* 76: 2012-2017.
- Ghazban, F., McNutt, R. H. and Schwarcz, H. P. (1994) Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran. *Economic Geology* 89: 1262-1278.
- Gilg, H. A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C. R., Banks, D. and Moore, F. (2006) Marble hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralium Deposita* 41: 1-16.
- Gilg, H. A., Boni, M., Hochleitner, R. and Struck, U. (2008) Stable isotope geochemistry of carbonate minerals in supergene oxidation zones of Zn-Pb deposits. *Ore Geology Reviews* 33: 117-133.
- Goldhaber, M. and Kaplan, I. (1975) Controls and consequences of sulfate reduction rates in recent marine sediments. *Soil Sciences* 119 (1): 42-55.
- Heyl, A. V., Landis, G. P. and Zartman, R. E. (1974) Isotopic evidence for the origin of Mississippi valley-type mineral deposits. *Review Economic Geology* 69: 992-1006.
- Holland, H. D. and Malinin, S. D. (1979) The solubility and occurrence of non-ore minerals. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (EdS. Barnes, H.) 2nd edition 461-508. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Holser, W. T. and Kaplan, I. R. (1966) Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. *Chemical Geology* 1: 93-135.
- Hudson, J. D. (1977) Stable isotope studies and limestone lithification. *Journal of the Geological Society London* 133: 637-660.
- James, G. A. and Wynd, J. G. (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association Petroleum, Geology Bulletin* 49: 2182-2245.
- James, N. P. and Choquette, P. W. (1983) Diagenesis of limestone the seafloor diagenetic environment. *Geosciences Canada* 10: 162-179.
- Jemmali, N., Souissi, F., Villa, I. M. and Vennemann, T. W. (2011) Ore genesis of Pb-Zn deposits in the Nappe zone of Northern Tunisia: Constraints from Pb-S-C-O isotopic systems. *Ore Geology Reviews* 40: 41-53.
- Jones, H. D. (1993) *Geochemical and sulfur isotopic investigations into the origins of Mississippi valley-type mineralization in the southern Appalachians and nearby areas*. PhD thesis, University

- of Michigan, Ann Arbor, USA.
- Jorgensen, B., Isaksen, M. and Jannasch, H. (1992) Bacterial sulfate reduction above 100°C in deep-sea hydrothermal vent sediments. *Science* 258: 1756-1757.
- Kesler, S. E., Jones, H. D., Furman, F. C., Sassen, R. anderson, W. H. and Kyle, J. R. (1994) Role of crude oil in the genesis of Mississippi valley-type deposits; evidence from the Cincinnati arch. *Geology* 22: 609-612.
- Kessen, K. M., Woodruff, M. S. and Grant, N. K. (1981) Gangue mineral (super 87) Sr/(super 86) Sr ratios and the origin of Mississippi valley-type mineralization. *Economic Geology* 76: 913-920.
- Kiyosu, Y. (1980) Chemical reduction and sulfur-isotope effects of sulfate by organic matter under hydrothermal conditions. *Chemical Geology* 30: 47-56.
- Land, L. S. (1985) The origin of massive dolomite. *Journal Geology Education* 33: 112-125.
- Liaghat, S., Moore, F. and Jami, M. (2000) The Kuh-e-Surmeh mineralization, a carbonate-hosted Zn-Pb deposit in the Simply Folded Belt of the Zagros Mountains, SW Iran. *Mineralium Deposita* 35: 72-78.
- Lohmann, K. C. (1988) Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In: *Paleokarst* (Eds. James, N. P. and Choquette, P. W.) 58-80. Springer-Verlag, New York.
- Mitchell, H. G. and Garson, M. S. (1981) *Mineral deposit and global tectonic settings*. Academic Press, London.
- Mollasalehi, F. and Mirnejad, H. (2010) Comparison of lead isotope in the Kuh-e-Surmeh deposit with some Zn-Pb deposits of central Iran and role of Neotethys subduction in mobility of Lead in central Iran. *Tehran University. Journal of Science* 36(1): 11-17 (in Persian).
- Morse, J. W. and Mackenzie, F. T. (1990) *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Elsevier, New York.
- Nelson, C. S. and Smith, A. M. (1996) Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestone. a synthesis and review: New Zealand. *Journal Geology Geophysics* 39: 93-107.
- Ohmoto, H. (1972) Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology* 67: 551-578.
- Ohmoto, H. (1992) Biogeochemistry of sulfur and the mechanisms of sulfide-sulfate mineralization in Archean oceans. In: *Early organic evolution: implications for mineral and energy resources* (Eds. Schidlowski, M., Golubic, S., Kimberley, M. M., Mckirdy, D. M. and Trudinger, P. A.) 378-397. Springer-Verlag, Berlin.
- Ohmoto, H. and Rye, R. O. (1979) Isotopes of sulphur and carbon. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (Eds. Barnes, H. L.) 2nd edition 509-567. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Orr, W. L. (1974) Changes in sulfur content and isotopic ratios of sulfur during petroleum maturation- study of Big Horn Basin Paleozoic oils. *American Association of Petroleum, Geologists Bulletin* 58: 2295-2318.
- Peevler, J., Fayek, M., Misra, K. C. and Riciputi, L. R. (2003) Sulfur isotope microanalysis of sphalerite by SIMS: constraints on the genesis of Mississippi valley-type mineralization, from the Mascot-Jefferson city district, East Tennessee. *Journal of Geochemical Exploration* 80: 277-296.
- Pousti, M. (2004) Lead and Zinc Study of the Paleozoic rocks in the southern Zagros Mountains,

- with Special Reference to the Kuh-e-Surmeh. PhD thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran (in Persian).
- Ripperdan, R. L. (2001) Stratigraphic variation in marine carbonate carbon isotope ratios. In: *Stable Isotope* (Eds. Valley, J. W. and Cole, D. R). *Geochemistry Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 43: 637-662.
- Roedder, E. (1984) Fluid inclusion. *Reviews in Mineralogy: Mineralogical Society of America* 12: 305-336.
- Rollinson, H. R. (1995) *Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation*. Longman Group, London.
- Sakai, H. (1968) Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes. *Geochemical* 2: 29-49.
- Sasaki, A. and Krouse, H. R. (1969) Sulfur isotopes and the pine point lead-zinc mineralization. *Economic Geology* 64: 718-730.
- Scholle, P. A. and Halley, R. B. (1985) Burial diagenesis: out of sight, out of mind. In: *Carbonate Cements* (Eds. Schneidermann, N. and Harris, P. M.), *Special Publication* 36: 309-334.
- Seal, R. R. (2006) Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 61: 633-677.
- Sedaghat, M. A. and Dabbaghiyannejad, A. (1977) Geological map 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Solaimani, B. (1995) *Geochemistry and mineralogy and genesis of lead-zinc mineralization in the Kuh-e-Surmeh*. MSc thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Steuber, A. M., Pushkar, P. and Hetherington, E. A. (1987) Astrontium isotopic study of the formation waters from the Illinois basin, USA. *Applied Geochemistry* 2: 477-797.
- Strauss, H. (1997) The isotopic composition of sedimentary sulfur through time. *Palaeogeography Palaeoclimatology Paleoecology* 132: 97-118.
- Sverjensky, D. A. (1981) The origin of a Mississippi valley-type deposit in the Viburnum trend, southeast Missouri. *Economic Geology* 76: 1848-1872.
- Taylor, M., Kesler, S. E., Cloke, P. L. and Kelly, W. C. (1983) Fluid inclusion evidence for fluid mixing, Mascot-Jefferson City Zinc district, Tennessee. *Economic Geology* 78: 1425-1439.
- Zimmerman, R. K. and Kesler, S. E. (1981) Fluid inclusion evidence for solution mixing, Sweetwater (Mississippi Valley-Type) district, Tennessee. *Economic Geology* 76: 134-142.

Stable isotope evidence for the genesis of Zn-Pb sulfide mineralization in the Kuh-e-Surmeh deposit

Batoul Taghipour * and Safiyeh Eskandari

Department of Earth Sciences, School of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Abstract

The Kuh-e-Surmeh Pb-Zn deposit is located 50 km south of Firouzabad in the Zagros mountain folding belt. The upper Permian carbonates of lower Dalan Formation are hosted by mineralization. Galena, sphalerite and pyrite are the main ore minerals and chalcopyrite and smithsonite have been found as the accessory minerals. Mineralogical paragenesis point to mineralization taken place in several stages. Based on the stable isotope analyses the $\delta^{34}\text{S}$ values of the sulfide minerals are in the range of +10.12 to +15.2‰ and those of the sulfate minerals vary between +12.8 to +14.9 ‰. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of the white dolomites exhibit values in the range of -11.29 to -18.32‰ and -6.08 to -8.31‰ for $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ respectively. Geochemical evidences imply that thermochemical sulfate reduction processes have supplied required reduced sulfur for ore deposition, which seems to be provided through sulfates reduction in the Jahani salt dome. So the Kuh-e-Surmeh mineralization could be explained by mixing model. Dolomitization is affected by two different fluids. The main fluid originated from deeper hydrothermal or basinal sources related to the Precambrian rock units. These brine fluids have ascended through faults related salt diapirism. The second one is sourced from meteoric water. Comparing of sulfur isotope values of the Kuh-e-Surmeh deposit with other carbonate hosted base metal sulfides deposits, display that the mineralization is likely the Mississippi valley type.

Key words: Stables isotope, Thermochemical sulfate reduction, Mixing model, Kuh-e-Surmeh, Zagros mountain folding belt