فصلنامه ی زمین شناسی کاربردی سال ۴ (۱۳۸۷)، شماره ی ۴ : ۲۴۶–۲۳۴ www.appliedgeology.ir



# کانیسازی سرب و روی ژوراسیک در باباقله

فرهاد امیاء\*ا، مممد لطفی و ایرج رسا ۳

۱) دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران ehya.farhad@gmail.com ۲) دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال ۳) دانشکدهی علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی \* عهده دار مکاتبات

### مِکیدہ

تحقیق پیش رو شامل مطالعات صحرایی، پتروگرافی، سیالات درگیر، ژئوشیمیعناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی و مطالعات ایزوتوپی گوگرد و سرب در رخداد سرب و روی باباقله، واقع در زون تکتونیکی سنندج- سیرجان، می باشد. روابط کانسنگ- سنگ میزبان و مطالعات پتروگرافی نشان میدهد که سرب و روی باباقله از نوع رگهای بوده و کانهها عمدتاً همراه با رگهها و عدسیهای تخت میان لایهای کوارتز در سنگهای دگرگونی میزبان رخ میدهند. گالن و اسفالریت کانههای غالب بوده و کوارتز و کلسیت کانیهای باطلهی اصلی میباشند.

مطالعهی سیالات درگیر بیانگر آن است که سیال کانهساز دارای شوری پایین تا متوسّط است. دمای همگنشدگی سیالات درگیر غالباً در محدودهی C\* ۲۰۰- ۱۳۵ تغییر نموده و با محدودهی دمایی سنگهای دگرگونی میزبان مادهی معدنی همخوانی دارد. دمای سیال کانهساز در محدودهی دمای شورابهای حوضهای قرار گرفته، امّا شوری آن اندکی کمتر از شورابهای حوضهای بوده که این امر ناشی از مداخلهی ناچیز آبهای جوی در تشکیل سیال کانهساز است.

ژئوشیمیعناصر جزئی نشان میدهد که سنگهای میزبان بهطور غیرعادی از عناصر روی و سرب غنی بوده و از این نظر میتوانند تأمینکنندهی فلزات تشکیل دهندهی کانسنگ باشند. الگوی عناصر نادر خاکی در کانی اسفالریت بیانگر آن است که این عناصر در شرایط دمای پایین و در اثر فعل و انفعال سیال کانهساز با سنگهای میزبان، از این سنگها شسته شدهاند.

ترکیب ایزوتوپی گوگرد در کانیهای گالن و اسفالریت همزیست، نشاندهندهی تهنشست این کانیها در شرایط عدم تعادل ایزوتوپی است که ناشی از غلظت کلّی پایین سولفید هیدروژن (H<sub>2</sub>S) و نرخ سریع تهنشست سولفیدها است. گوگرد کانیهای سولفیدی احتمالاً از سنگهای دگرگونی میزبان مشتق شده اند. مطالعات ایزوتوپی سرب تأییدکنندهی آن است که سرب گالن از یک منبع ناهمگن در پوستهی بالایی با نسبت M<sup>238</sup> بالاتر از میانگین، در پوستهی بالایی منشأ گرفته است. سنهای مدل ایزوتوپ سرب برای کانیسازی، از ۲۷۰ تا ۲۷۲ میلیون سال (میانگین ۱۰۰±۲۷۱ میلیون سال) تغییر میکنند و سن اردوویسین میانی تا پرمین زیرین را نشان میدهد. این سنهای مدل، با سن زمینشناسی کانیسازی سازگار نیست، زیرا سن کانیسازی پس از ژوراسیک میانی میاشد.

**واژههای کلیدی**: سیالات درگیر، عناصر نادر خاکی، ایزوتوپ، گوگرد، گالن

# Jurassic Pb-Zn mineralization at Baba Gholleh

# F. Ehya<sup>\*1</sup>, M. Lotfi<sup>2</sup> & I. Rasa<sup>3</sup>

Department of Geology, Islamic Azad University, Sciences and Research Branch, Tehran, I. R. Iran
Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, I. R. Iran
Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, I. R. Iran
\*Correspondence Author

# Abstract

A complete study including field geology, petrography, fluid inclusions, and trace- and rare-earth element geochemistry, and lead and sulfur isotope studies has been carried out on the Baba Gholleh Pb-Zn prospect located in the Sanandaj-Sirjan tectonic zone of western Iran. Ore-host rock relationships and petrographic studies show that Baba Gholleh Pb-Zn prospect is a vein-type deposit in which ore minerals occur predominantly with quartz veins and flat lenses, interbedded in the metamorphic host rocks. Galena and sphalerite are dominant ore minerals accompanied by quartz and calcite gangue minerals.

Fluid inclusion studies suggest that ore-forming fluid has a low to moderate salinity. The temperatures of homogenization range mostly between 135 °C and 200 °C, corresponding well with the metamorphic temperatures of the host rocks. This temperature range also occurs in the temperature range of the basinal fluids, but the salinity of the ore-forming fluid is slightly less than that of basinal fluids, resulting from interference of meteoric waters.

Geochemistry of trace elements points out that the host rocks are anomalously enriched in Zn and Pb, hence they could provide ore constituent metals. REE profile in mineral sphalerite reveals that these elements were leached from host rocks in low temperature conditions through fluid-rock interaction.

Sulfur isotope composition of coexisting galena and sphalerite indicates that deposition of these minerals occurred in disequilibrium conditions, resulting from low total concentration of  $H_2S$  in ore-forming fluid and rapid rates of sulfide deposition. Sulfur in sulfide minerals derived possibly from metamorphic host rocks. Lead isotopic studies indicate that the lead in galena was derived from an upper crustal source with higher <sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb ratio than the average for continental crust. The Pb-isotope model ages for mineralization, range from 270 to 472 Ma (average value is  $371\pm100$  Ma), indicate a Middle Ordovician to Lower Permian age. These Pb isotope model ages are not in accordance with the geological data which indicate a Post-Middle Jurassic age for mineralization.

Keywords: Fluid inclusions, galena, isotope, REE, sulfur



تصویر ۱۰ موقعیت جغرافیایی رخداد سرب و روی باباقله در زون سنندج-سیرجان (با تغییر از Stöcklin 1968, Alavi et al. 1997).

#### ۱- مقدمه

بیش از ۱۲۰ کانسار و رخداد سرب و روی در کمربند ملایر - اصفهان واقع در بخش میانی زون سنندج - سیرجان گزارش شده که مجموع ذخایر قطعی شناخته شدهی آنها (استخراج شده و باقی مانده) بیش از ۶۰ میلیون تن است. کانیسازی کانسارها و رخدادهای سرب و روی، اغلب چینه کران (Stratabound) است و بهطور عمده به سنگهای آهکی، آهکی – دولومیتی – شیلی و گاه ماسهسنگی کرتاسه محدود میشود، هر چند اندکی از کانسارها و رخدادهای سرب و روی دارای سنگ میزبان قدیمی تر از کرتاسه نیز می باشند (قربانی ۱۳۸۱).

رخداد سرب و روی باباقله در ۳۳ کیلومتری جنوب غربی شهرستان خمین در استان مرکزی، در کمربند ملایر – اصفهان قرار دارد (تصویر ۱). این رخداد در طول جغرافیایی "۳۰ "۳۵ "۴۹ و عرض جغرافیایی "۲۰ "۳۰ و ۳۳ واقع است. رخداد باباقله از نظر سنگ میزبان و خاستگاه، با دیگر کانسارهای سرب و روی در کمربند ملایر – اصفهان که دارای سنگ میزبان عمدتاً کربناتی به سن کرتاسه میباشند، متفاوت است. رخداد سرب و روی باباقله در سنگهای دگرگونی با سن ژوراسیک میانی جای دارد و نظریههای مختلفی در مورد منشأ آن ارائه شده است. مؤمنزاده (Momenzadeh 1968) رخداد باباقله را رگهای نوع تلهترمال میداند، (مهندسین مشاور کاوشگران ۱۳۷۳) رخداد آن ناشی از تولید محلولهای بالاروندهی حاوی سرب، روی و گوگرد به وسیلهی ماگماتیسم و آناتکسی ژرفایی و اختلاط این محلولها با محلولهای سطحی و تهنشست کانهها در شکستگیها و سازندهای کربناته است.

مدلهای پیشنهادی برای توضیح منشأ رخداد سرب و روی باباقله، بر مبنای دادههای علمی اندک، به ویژه در خصوص ماهیت و منشأ

سیالات هیدروترمالی و همچنین منشأ فلزات و گوگرد استوار است. این تحقیق با هدف شناخت کامل و ارائهی یک مدل زایشی، به برّرسی ویژگیهای پتروگرافی، سیالات درگیر، ژئوشیمی عناصر جزیی و عناصر نادر خاکی (REE)، و همچنین مطالعات ایزوتوپی گوگرد و سرب در این رخداد میپردازد. این مطالعات، ابزار مناسبی برای تشخیص منابع احتمالی فلزات و گوگرد، نتیجهگیری دربارهی شرایط ژئوشیمیایی و مکانیسمهای تشکیل کانسانگ و تعیین سن و دمای تشکیل کانسارها میباشند.

### ۹- خاستگاه زمین شناسی

زون سنندج – سیرجان به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۲۰۰ کیلومتر، از شمال غرب تا جنوب شرق ایران گسترش دارد (تصویر ۱). این زون تکتونیکی که بهطور عمده از سنگهای مزوزوئیک و اندکی سنگهای پالئوزوئیک تشکیل میشود (Berberian 1977)، بلوک پایدار ایران مرکزی را از صفحهی آفریقا – عربی جدا می سازد (Stöcklin 1968). زخدادهای تکتونیکی فشارشی آلپی ژوراسیک تا ترشیاری، روند ساختمانی خاصی را به زون سنندج – سیرجان بخشیده بهطوریکه این زون متشکل از پینهای با روند شمال غرب که بهطور بخشی به سمت جنوب و جنوب غرب برگشتهاند، راندگیهای مایل به جنوب غرب و گسلهای معکوس پوسته و بالاآمدگی ترشیاری زون سنندج – سیرجان شده است (Stöcklin با زاویهی زیاد و روند شمال غرب می باشد، که منجر به ضخیم شدگی ایوسته و بالاآمدگی ترشیاری زون سنندج – سیرجان شده است (Stöcklin) موانه همان عرب می باشد، که منجر به ضخیم شدگی داده دای 1968 Braud & Ricou 1971, Berberian & King 1981 Mohajjel & Ferguson 2000, Mohajjel et al. 2003, Agard et al. 2005, Ghasemi & Talbot 2006,

تصویر ۲ نقشه ی زمین شناسی ساده شده ی ناحیه ی باباقله و مناطق اطراف را نشان می دهد. قدیمی ترین واحدهای سنگی رخنمون شده در منطقه، سنگهای دگرگونی ژوراسیک زیرین و میانی می باشند. واحد ژوراسیک زیرین (J<sup>ph</sup>) از سریسیت کلریت شیستهای خاکستری تیره متمایل به سیاهرنگ به شدت چین خورده تشکیل می شود که در اصل سنگهای پلیتی رسی، سیلتی و کمی ماسه ای دانه ریز دگرگون شده هستند. در جه ی دگرگونی در این شیستها در حد پایین رخساره ی شیست سبز است. واحد سنگی ژوراسیک میانی (J<sup>s,sh</sup>) از شیل های سیلتی و رسی کم و بیش فیلیتی با درون لایه هایی از ماسه سنگ گری واکی اکسید آهن دار دگرگون شده تشکیل شده است که به طور ناپیوسته بر روی فیلیت های همدان قرار می گیرند (Alavi 1994، حلقی ۱۳۸۳، سهندی و همکاران ۱۳۸۵).

در ناحیهی باباقله، نهشتههای کرتاسه پیشین بهطور عمده شامل سنگهای آهکی و دولومیتی هستند (تصویر ۲). واحد رسوبی <sup>Ih</sup> K از شیلهای آهکی و دولومیتی، دولومیت آرژیلی و سنگ آهک رسی، دولومیت، دولومیت ماسه ای و ماسهسنگ آهکی و دولومیتی با ضخامت حدود ۱۰۰ متر تشکیل شده و بهطور پیوسته و همشیب بهوسیلهی واحد سنگ آهک اوربیتولیندار (K1<sup>ol</sup>) پوشیده میشود. واحد<sup>Io</sup> K از سنگهای آهکی و سنگ آهکهای دولومیتی و دولومیت ضخیم لایه تا تودهای اوربیتولیندار تشکیل میشود. این واحد بهطور پیوسته، همشیب و



تصویر ۲– نقشهی زمینشناسی ساده شدهی ناحیهی باباقله (با تغییر از خلقی ۱۳۸۳، توصیف واحدهای سنگی ژوراسیک و کرتاسه از سهندی و همکاران ۱۳۸۵).

تدریجی به واحد بالایی (واحد) تبدیل می شود. مطالعه ی دیرینه شناسی نمونه های این واحد، سن آپتین – آلبین را برای آن پیشنهاد می کند. واحد که به طور پیوسته و تدریجی بر روی واحد قرار دارد، از مارن، شیل آهکی و سنگ آهک های رسی با درون لایه هایی از سنگ آهک اوربیتولین دار تشکیل شده است. مطالعه ی دیرینه شناسی درون لایه های سنگ آهک اوربیتولین دار، سن آلبین – سنومانین را برای سنگ نهشته های این واحد معلوم می کند (سهندی و همکاران ۱۳۸۵). در منطقه ی عمارت واقع در شمال غرب ناحیه ی باباقله، مرز بین واحدهای  $K_1^{0}$  و  $K_1^{10}$  گاه با کانی سازی لایه کران سرب و روی همراه است.

توالی نهشتههای کرتاسه زیرین، تحت تأثیر یک فاز دگرگونی ناحیهای ناشی از فاز کوهزایی لارامید در کرتاسه بالایی قرار گرفته است (سهندی و همکاران ۱۳۸۵). اثرات این دگرگونی بسیار ضعیف تا ضعیف بوده و باعث جهتیافتگی و کشیدگی کانی ها و ظهور سطوح برگوارگی در سنگها گردیده است.

جوانترین نهشتههای رسوبی در ناحیهی باباقله از کنگلومرا، ماسهسنگ، سیلتاستون، مارن سیلتی و آبرفت با سن ترشیاری تا کواترنری تشکیل میشوند (تصویر ۲) (خلقی ۱۳۸۳). ناحیهی رخداد باباقله عاری از هرگونه سنگهای آذرین است. نزدیکترین تودهی نفوذی به رخداد باباقله، تودهی نفوذی کوه مسترون میباشد. این تودهی نفوذی بهصورتیک استوک در فاصلهی مستقیم حدود ۲۲ کیلومتری جنوب غرب رخداد واقع و متشکل از گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز دیوریت میباشد. سن این تودهی آذرین، پس از ژوراسیک پیشین تعیین شده است (خلقی ۱۳۸۳).

# ۳– زمین شناسی کانسنگ ۳– ۱– سنگ میزبان و نموهی کانیسازی

سنگ میزبان کانسنگ، فیلیت سیاه (J<sup>s,sh</sup>) همراه با میان لایههای اتفاقی ماسهسنگهای گریواکی دگرگون شده و بندرت سنگهای کربناتی اندک دگر گون¬شده میباشد. این توالی دارای امتداد غرب− شمال غرب و شيب ۴۵ درجه به سمت شمال است (-Momenza deh 1976). كانه ها به طور عمده همراه با (گاه بدون) فيليت هاي کوارتزیتی و کوارتزیت (گاهی اوقات همراه با عدسیهای کوارتزی خالص) بهصورت عدسی های تخت میان لایهای در سنگ میزبان، تشکیل شدهاند. در برخی موارد، عدسی های کوارتزی کانهدار، لايهبندي را با زاويهاي كوچك قطع مي نمايند. در مواردي كه كانسنگ با مقدار زیادی باطلهی کوارتز همراهی میشود، تمام تودهی معدنی بهصورت كاملاً رگهای ظاهر می شود. كانهها عمدتاً بهصورت نوارها و لایههای نازک در منطقهی انتقالی بین لایههای کوارتزیت و فیلیت رخ می دهند (Momenzadeh 1976). کانه ها گاه به صورت پر اکنده و رگه- رگچهای در درون سنگهای کربناتی کمیدگرگون شده که بهدلیل حضور اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن به رنگ قهومای تا قهوهای مایل به قرمز دیده میشوند، تشکیل شدهاند.

### ۳\_۹\_ کانیشناسی کانسنگ

در مقاطع نازک مطالعه شده از کانسنگ سنگهای کربناتی،



تصویر ۳- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع نازک و صیقلی که بافتهای رخداد باباقله را نشان میدهند: A- همرشدی کوارتز دانهریز، پلاژیوکلاز و کانهها (سیاه) در سنگهای کربناتی که نشاندهندهی سیلیسیشدن سنگ میزبان و تهنشست کانهها میباشد، B- کانیهای فلزی و کوارتز و جانشینی آنها در سنگهای کربناتی، C- بلورهای مگنتیت که در اثر هوازدگی به هماتیت (مارتیت) تبدیل شدهاند، D- پاراژنز کانیایی پیریت، اسفالریت و گالن، E- بافت تزریقی که در آن رگچههای گالن در داخل پیریت تزریق گردیده است، F- همزیستی کالکوپیریت و اسفالریت که گاه بلورهای ریز کالکوپیریت بهعنوان فاز جدا شده در اثر اکسلوشن در کانی اسفالریت دیده میشود، G- واپاشی بلورهای بی شکل کالکوپیریت و تبدیل آنها به کوولیت و هیدروکسیدهای آهن (اغلب نوع گوتیت) به طوری که تنها بقایایی از کالکوپیریت اولیه باقی مانده است، H- اسفالریت تودهای و ادخالهای فراوان از سنگ میزبان که نشاندهندهی جانشینی اسفالریت به جای سنگ میزبان است.



تصویر ۴– توالی پاراژنزی سنگ میزبان، کانسنگ و کانیهای باطله در رخداد باباقله

علاوه بر کانیهای کلسیت و دولومیت، کانیهای کوارتز و پلاژیوکلاز نیز مشاهده می شوند که دولومیتهای میزبان را قطع نموده و نوعی جانشینی را نشان میدهند (تصویر ۳– A). کانهها و کوارتز معمولاً حاوی ادخالهایی از باقیماندههای کربناتی سنگ میزبان هستند که نشاندهندهی جانشینی سنگ میزبان به وسیلهی کانیهای مذکور است (تصویر ۳– B).

در مقاطع صیقلی مطالعه شده از کانسنگ، کانی های مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، مارتیت (هماتیت)، کوولیت و هیدروکسیدهای آهن شناسایی شدهاند. بلورهای مگنتیت گاه در اثر فرآیند هوازدگی مارتیتی شده (Martitization) و در امتداد برخی از جهتهای رخ به تیغههایی از هماتیت تبدیل شدهاند (تصویر ۳-C). اسفالریت به صورت دانه های بی شکل به همراه گالن، پیریت و کالکوپیریتیافت میشود (تصویر ۳- D). گالن به شکل رگهای و بلورهای ریز در متن سنگ پراکنده است. پیریت و کالکوپیریت بهصورت بلورهای نیمهشکلدار تا بیشکلیافت میشوند. از نظر توالی پاراژنزی، پیریت کانی سولفیدی قدیمی است و اغلب در اثر تزریق کانی های سولفیدی دیگر مانند کالکوپیریت، اسفالریت و گالن به قطعاتی شکسته می شود (تصویر –۳ E). بلورهای ریزی از کالکوپیریت بهعنوان فاز جدایشی ناشی از اکسلوشن (Exsolution) در درون اسفالریت دیده می شوند (تصویر ۳– F). کوولیت بهصورت لکههایی طی فرآیند سوپرژن از آب شست کالکوپیریت تشکیل شده و در برخی از نمونهها مشاهده میشود (تصویر ۳– G). در مقاطع صیقلی نیز کانی های سولفیدی بهویژه اسفالریت حاوی باقی ماندههای سنگ میزبان بوده و نشاندهندهی جانشینی سنگ میزبان بهوسیلهی این کانی ها می باشند

(تصوير ۳- H).

توالی پاراژنزی رخداد باباقله در تصویر ۴ مشاهده میگردد. برنول (Momenzadeh 1976)، مؤمنزاده (Momenzadeh 1976) و مهندسین مشاور کاوشگران (۱۳۷۳)، کانی های باریت، سروسیت، سیدریت، کالکوپیروتیت، پیروتیت و مارکاسیت را علاوه بر کانی های ذکر شده در این تحقیق، از رخداد باباقله گزارش نمودهاند.

توالی پاراژنزی رخداد باباقله در تصویر ۴ مشاهده میگردد. برنول (Burnol 1968)، مؤمنزاده (Momenzadeh 1976) و مهندسین مشاور کاوشگران (۱۳۷۳)، کانیهای باریت، سروسیت، سیدریت، کالکوپیروتیت، پیروتیت و مارکاسیت را علاوه بر کانیهای ذکر شده در این تحقیق، از رخداد باباقله گزارش نمودهاند.

# ۴– سیالات درگیر

سیالات درگیر در کوارتزهای حاوی کانیهای سولفیدی منفرد بوده و دارای پراکندگی اتفاقی هستند. آنها ادخالهای آبگین با دو فاز مایع و گاز میباشند. سیالات درگیر دارای شکل منظم بوده و اندازهی آنها بین ۳ تا ۱۰ میکرون است. ۲۵ تا ۵۰ درصد حجمی سیال درگیر را فاز گاز اشغال مینماید. بر اساس معیارهای رودر (Roedder 1981)، این سیالات درگیر از نوع اوّلیّه در نظر گرفته شدند و مطالعات میکروترمومتری بر روی آنها انجام شد. همچنین، سیالات درگیر کوچک، تخت یا دارای شکل نامنظم نسبتاً زیادی



تصویر ۵- نمودار شوری در مقابل دمای همگن شدگی برای سیالات در گیر مطالعه شده در رخداد سرب و روی باباقله

وجود دارند که بهعنوان سیالات درگیر ثانویه در نظر گرفته شدند و مورد مطالعه قرار نگرفتند.

مطالعات میکروترمومتری بهوسیلهی یک میز گرمایش و سرمایش مدل تی اچ ام اس (THMS-600) لینکام در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. کالیبراسیون دستگاه با استفاده از ترکیبات استاندارد صورت گرفته و دقت دستگاه برای اندازه گیریهای سرمایش ۰/۲°C ± و برای اندازه گیریهای گرمایش ۰/۶°C ± میباشد.

اندازهگیریهای سرمایش بر روی سیالات درگیر، تا انجماد کامل آنها انجام شد. دمای اوّلین ذوب یخ (-TFM: Final Ice Melting Tem (perature)

از ۵۳٬۲۰ تا ۵٬۲۲۰ و عمدتاً نزدیک به ۵٬۲۱۰ تغییر و نشان میدهد که نمک محلول در سیال غالباً کلرید سدیم (NaCl) میباشد (Crawford) 1981). انحراف مشاهده شده از دمای یوتکتیک پایدار برای سیستم آب کلرید سدیم (H<sub>2</sub>O-NaCl)، ممکن است نشاندهنده ی ذوب یوتکتیک نیمه پایدار باشد (H<sub>2</sub>O-NaCl)، ممکن است نشاندهنده ی ذوب یوتکتیک نیمه پایدار باشد (TM: Melting Temperature). دمای ذوب یخ شوری سیال بر اساس دمای ذوب یخ و با استفاده از معادله ی بودنار شوری سیال بر اساس دمای ذوب یخ و با استفاده از معادله ی بودنار وزنی معادل کلرید سدیم تغییر میکند (تصویر ۵). دماهای همگن شدگی وزنی معادل کلرید سدیم تغییر میکند (تصویر ۵). دماهای همگن شدگی گرفته و بیشتر مقادیر بین ۲۵°۲ و ۲۰۰° توزیع شدهاند (تصویر ۵).

# ۵- ژئوشیمیعناصر مزیی و عناصر نادر فائی ۵-۱- روش تمزیه

نمونههایی از فیلیت میزبان و کانی اسفالریت، بهمنظور تجزیهی شیمیایی عناصر جزیی و عناصر نادر خاکی به روش طیف سنجی جرمیهمجوشی

ACT) در آزمایشگاه (FUS-MS: Fusion-Mass Spectrometry) در آزمایشگاه (LABS: Activation Laboratories Ltd دقت روش تجزیهای مورد استفاده برای هر عنصر، در محدودهی مورد انتظار برای مطالعات تحقیقاتی کمترین مقدار ppm ۰/۰۴ برای لوتسیم (Lu) و بیشترین مقدار pm ۳۰ برای روی (Zn) میباشد. از میان کانیهای سولفیدی، بهدلیل فراوانی و اهمیّت بیشتر، تنها کانی اسفالریت مورد تجزیه قرار گرفت. بهمنظور بهدست آوردن دادههای نسبتاً نشانگر، هر نمونه به وسیلهی مخلوط کردن ۳ تمونه که از محلهای مختلف جمعآوری شده بودند، تهیه گردید.

## ۵–۹– نتایج تجزیہی شیمیایی

نتایج تجزیهی شیمیایی عناصر جزیی و نادر خاکی در جدول ۱ مشاهده می گردد. در مقایسه با سنگهای مشابه، مقدار این عناصر در محدودهی مناسبی بوده، در صورتی که مقدار بیشتر این عناصر در اسفالریت در زیر حدود آشکارسازی قرار دارند. به منظور روشن نمودن پتانسیل سنگ میزبان به عنوان سنگ منشأ فلزات، منحنی مقدار عناصر جزیی بدون عناصر نادر خاکی نرمال شده با شیل استرالیایی پس از آرکئن نرمال شد (تصویر ۶–B).





تصویر P-A- توزیع عناصر جزیی نرمالشده با شیل استرالیایی پس از آرکٹن (-Tay lor & McLennan 1985) در فیلیت، –B توزیع عناصر نادر خاکی نرمال،شده با شیل استرالیایی پس از آرکئن در فیلیت و اسفالریت (B)

# ۷- ژئوشیمی ایزوتوپ گوگرد و سرب +-۱- (وش تجزیه

تعداد چهار نمونهی تک کانی اسفالریت و گالن به منظور تجزیهی ایزوتوپ گوگرد، و دو نمونهی تک کانی از گالن به منظور تجزیهی ایزوتوپ سرب، مورد تجزیه قرار گرفتند. تجزیهی ایزوتوپ گوگرد بر روی نمونههای اسفالریت و گالن همزیست (coexisting) انجام شد. بهدلیل ریز بلور بودن نمونهها بهویژه نمونههای حاوی گالن، ابتدا نمونهها خرد و سپس کانیهای اسفالریت و گالن بهوسیلهی انتخاب دستی در زیر میکروسکوپ بیناکولار، از کانی های دیگر جدا شدند. تجزیهی ایزوتوپ گوگرد بهوسیلهی یک طیفسنج جرمی نسبت ایزوتویی (VG 602 Isotope Ratio Mass Spectrometer) در آزمایشگاه (ACT LABS) به روش اودا و کروز (Ueda & Krouse 1986) انجام گردید. نتایج با نماد تغییرات گوگرد ۳۴ استاندارد (δ<sup>34</sup>S) بر حسب در هزار (per mil) نسبت به استاندارد ترویلیت کانیون دیابلو (:CDT Canyon Diablo Troilite) نشان داده می شوند. دقّت کلّی بهتر از ۲/۰± در هزار میباشد.

تعیین نسبت ایزوتوپی سرب نیز بهوسیلهی آزمایشگاه (ACT LABS) به روش طیفسنجی جرمی پلاسمای مزدوج القایی با قدرت جداسازی بالا (HR-ICP/MS) انجام شد. به منظور تصحيح تشخيص جرمي (Mass Discrimination Correction) از استاندارد ایزوتوپی سرب معمولی مؤسسهی ملی استاندارد و آزمایش (-NIST 981: Common Lead Iso

topic Standard from the National Institute for Standards and Testing) استفاده شد. برای سنجش فر آوری دوبارهی خارجی (External Reproducibility) نسبت های ایزوتوب سرب در حین تجزیه، استاندارد بی سی آر (BCR-۲) سازمان زمین شناسی آمریکا مورد استفاده قرار گرفت. فرآوری دوبارهی خارجی نسبتهای ايزوتوپ سرب در سطح ٥٢ عبارتند از:

- [%] <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=0.6
- [%] <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=0.6
- [%] <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=0.6

### ۷–۹– ترکیب ایزوتویی گوگرد

دو زوج اسفالریت– گالن از رخداد باباقله در جدول ۲ و  $\delta^{34} {f S}$ تصویر ۷ آورده شد. مقادیر  $\delta^{34}S$  برای دو نمونه از گالن در رخداد باباقله، از ۲/۹+در هزار تا ۳/۲+ در هزار با میانگین ۳+در هزار تغییر می کند (تصویر ۷). مقادیر تغییرات  $\delta^{34}S$  برای دو نمونه از اسفالریت در رخداد باباقله، از ۲/۵ – در هزار تا ۳ – در هزار با میانگین ۲/۷ – در هزار تغییر نموده (تصویر ۷) و نسبت به گالن همراه، اندکی غنی از گو گرد ۳۲ می باشند.



تصویر -۷ ویژگی ایزوتوپی گوگرد برای کانیهای گالن و اسفالریت در ر خداد باباقله

### ←µ\_ ترکیب ایزوتویی سرب

نتایج تجزیهی ایزوتوپ سرب، دو نمونه از گالن در جدول ۳ آورده شده و در نمودارهای مرسوم ایزوتوپ سرب در تصویر ۸ نشان داده شد. همان طور که در جدول ۳ مشاهده می شود، نسبت های <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb، <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb و <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb نمونه ها در محدودهی نسبتا وسيعى به ترتيب بين ١٨/٨١–١٨/٥١، ١٥/٩٩–١٥/۶٩ و ۳۹/۹۴-۳۹/۹۴ تغيير مي کنند.

### ۷- بمث

دادههای سیالات در گیر نشان میدهند که سیالات مسئول کانی سازی، آبگین بوده و دارای شوری پایین تا متوسّط هستند. شوری سیال در

Ga	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	v	Y	Lu	Yb	Tm	Er	Ho	Dy	ТЬ	Gd	Eu	Sm	Nd	Pr	Ce	La	نوع سنگ
٢٢	۳۱.	٤٠	٤٠	٩	٨٠	155	٢٩	·/£·	٢/٧	·/£1	۳/۲	1/.	۵/۰	۰/۹	۵/٦	1/54	٦/٠	۳۰/۵	۸/۵۳	۸۷/۳	٤٠/٨	فيليت
١٤	>1	<1.	<٢٠	٥٣	<٢٠	٢٥	۱	< • / • ٤	<٠/١	< ۰ / ۰ ۵	<٠/١	<٠/١	۰/۲	<٠/١	<٠/١	<٠/٠٥	<٠/١	۰/۳	•/•1	·/ź	۰/۲	اسفالريت
Ga/Ge	U	Th	Bi	Pb	ті	w	Та	Hf	Ва	Cs	Sb	Sn	In	Ag	Мо	Nb	Zr	Sr	Rb	As	Ge	نوع سنگ
11	٢/٩	10/5	<٠/٤	۳۷	·/٨	٢	1/5	۵/۰	٢٣٤	۵/۳	۳/۵	٣	<٠/٢	1/2	۲>	١٧	۱۸۹	٩٩	۱۵۷	11	r	فيليت
·/v	<٠/١	<٠/١	<٠/٤	٢٧٢	<٠/١	<1	<٠/١	<٠/٢	۳>	<٠/۵	<٠/۵	٤	•/5	<٠/۵	<1	<1	<0	<1	<1	<0	٢.	اسفالريت

جدول ۱- فراوانی عناصر جزئی و نادر خاکی در نمونههای فیلیت و اسفالریت (ppm)

جدول ۲- دادههای ایزوتوپ گوگرد برای زوج کانیهای اسفالریت- گالن در رخداد باباقله

لمونه	کانی	9.2	∆ õ <sup>on</sup> Ssph-ga	دما (° <b>C</b> )					
FB-1	اسقالريت	- 1/0	- 0/V	عدم تعادل					
	گالن	۲/۲							
FR.2	اسقالريت	-٣	- 0/ ٩	عدم تعادل					
	گالن	۲/۹							

محدودهی ۴/۹۶ تا ۱۴/۹۷ درصد وزنی معادل کلرید سدیم قرار می گیرد. حضور سیالات درگیر با شوری پایین، بهویژه شوری کمتر از ۵ درصد وزنی معادل کلرید سدیم، نشان دهندهی مشارکت آبهای جوی در تشکیل سیال کانهدار است. دادههای دمای همگنشدگی سیالات درگیر نشان میدهد که کوارتز و کانیهای سولفیدی همراه در محدودهی دمایی °C ۱۳۵ تا ۲۰۰ C (با میانگین °C ۱۶۹) ته نشست شدهاند (تصویر ۵). بر اساس گرادیان حرارتی ۳۰ C/km، دماهای ۲۰۰ C با اعماق ۴/۵ km تا ۶ km > ۶ km می نمایند. این محدودهی دمایی منطبق بر محدودهی دمایی رخسارهی دگرگونی زئولیتی بوده و با دگرگونی درجهی خیلی پایین سنگهای میزبان مادهی معدنی (فیلیت)، همخوانی دارد. رابطهی بین دماهای همگنشدگی و دماهای به دام افتادن (TT: Trapping Temperature) برای سیالات درگیر در رخداد باباقله نامشخص، ولی دماهای به دام افتادن بیشتر از دماهای همگن شدگی میباشد. با توجّه به گسترهی دمایی °C ۱۹۰ – ۱۸۰ برای سیال کانهدار که بر اساس زمین دماسنج نسبت گالیم به ژرمانیوم (/Ga Ge) در اسفالریت تعیین شده، دماهای به دام افتادن سیالات درگیر (دمای واقعی کانی سازی) از محدودهی دمای دگر گونی سنگهای میزبان تجاوز نمي کند.

دمای همگنشدگی سیالات درگیر بهخوبی در محدودهی دمایی شورابهای حوضهای (Bodnar 1999) قرار گرفته، امًا شوری سیالات درگیر اندکی پایینتر از شوری شورابهای حوضهای میباشند که ناشی از شرکت اندک آبهای جوی در تشکیل سیال کانیساز است. با توجّه به دمای همگنشدگی پایین سیالات درگیر و همچنین درجهی دگرگونی ضعیف سنگهای میزبان، تبلور مجدد کانیهای رسی و آبدار به کانیهای بدون آب، در تشکیل سیال کانیساز کانیساز در رخداد

سرب و روی باباقله نقش مهمینداشته است. بنابراین، دفع سیالات منفذی یعنی شورابهای حوضهای بیشترین سهم را در تولید سیال کانیساز دارد.

اسفالریت به راحتی تعدادی از عناصر را در ساختمان خود می پذیرد و لذا برای مطالعات عناصر جزیی بسیار مناسب می باشد (Viets et al. 1992). برخی از عناصر جزیی، جانشین روی (Zn) در اسفالریت شده و برخی نیز در ادخالهای کوچک کانی های دیگر حضور دارند (Boer et al. 1978). حضور عناصر وانادیم (V)، کبالت (OO)، گالیم (Ga)، ژرمانیوم (Ge)، ایندیم (In) و قلع (Sn) در کانی اسفالریت باباقله (جدول ۱)، ناشی از جانشین شدن این عناصر به جای روی می باشد (Tabbor). مقدار قابل توجه سرب جانشین شدن این عناصر به جای روی می باشد (Subbor)، مقدار قابل توجه سرب علاوه بر جانشینی به جای روی، می تواند ناشی از حضور ادخالهای جامد گالن در این کانی باشد.

مولر (Möller 1985) استفاده از نسبت گالیم به ژرمانیم در اسفالریت را به منظور تخمین دمایی که در آن فلزات به وسیلهی سیال هیدور ترمالی از سنگهای منبع شسته شدهاند و همچنین دمای ته نشست اسفالریت، با فرض آنکه نسبت گالیم به ژرمانیم در سیال مساوی این نسبت در اسفالریت می باشد، پیشنهاد نموده است. نسبت گالیم به ژرمانیم در اسفالریت باباقله // است (جدول ۱). این مقدار محدودهی دمایی C° ۱۹۰۰ – ۱۸۰ را برای سیال کانه دار اولیّه نشان می دهد (Mladenova & Valchev 1998). این دما، در محدودهی دمای تشکیل کانی که از مطالعه ی سیالات در گیر در کوارتز حاصل شده است (C° ۲۰۰ – ۱۳۵)، قرار دارد.

نمودار نرمال شدهی عناصر جزیی (تصویر ۶– A) نشان می دهد که بیشتر این عناصر به استثنای روی، گالیم، هافنیم (Hf)، سرب و توریم (Th) در فیلیت سنگ میزبان، مقادیر کمتری نسبت به شیل دارند. از میان عناصری که در فیلیت در مقادیر بیشتری حضور دارند، فراوانی روی و سرب قابل توجّه است. مقدار روی و سرب در فیلیت، به ترتیب ۴/۲۴ و ۱/۸۵ برابر مقدار آنها در شیل می باشد. بنابراین، فیلیت به طور غیر عادی نسبت به فلزات تشکیل دهندهی کانسنگ غنی بوده و از این نظر می تواند منبع تأمین کننده ی این فلزات در توده ی معدنی باشد.

توزیع عناصر نادر خاکی در کانیهای تەنشست شدهی هیدروترمالی، محصول مرکبی از تفکیک عناصر نادر خاکی در حین فروشست (-Leach ing) از سنگ منبع، تبادل با سنگ همبر ضمن مهاجرت سیال به محل تهنشست کانی و تفکیک در حین تهنشست کانی میباشد. ماهیت تفکیک



تصویر ۸- نسبتهای ایزوتوپی سرب گالن رخداد سرب و روی باباقله در نمودارهای مدل پلومبوتکتونیک (Zartman & Haines 1988).

جدول ۳- ترکیب ایزوتوپی سرب نمونههای تجزیه شده از رخداد سرب و روی باباقله

نمونه	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	μ	سن مدلى (ميليون سال)
GBA-1	1 A/A 1	89/10	24/4.	1 • / • ۵	7V.
GBA-2	1 A/A 1	91/10	24/94	1 • / ۹۵	4V7

بهوسیلهی شرایط فیزیکوشیمیایی خاصی که در هر یک از این مراحل حکم فرما است، تعیین می شود. در هنگام فروشست عناصر نادر خاکی و مهاجرت سیال، پ هاش و دمای سیال هیدروترمالی مهمترین عواملی هستند که تعیین می کنند جذب و تبادل عناصر نادر خاکی بهوسیلهی فرآیندهای جذب این عناصر به سطوح کانی صورت گیرد، یا بهوسیلهی فرآیند کمپلکس شدن با لیگاندهایی از قبیل یون کربنات (<sup>2</sup> <sub>2</sub>Co)، یون فلوئور (<sup>-</sup>F) یا یون هیدروکسیل (<sup>-</sup>OH). و کاهش دما، اغلب تأثیر جذب کاهشیافته و تأثیر کمپلکس شدن غالب می گردد (Bau & Möller 1991). در شرایط دمای زیاد و پ هاش پایین، جذب عناصر نادر خاکی با ظرفیت پایین و شعاعیونی بزرگ بسیار بیشتر است که این امر منجر به افزایش نسبی غلظتهای عناصر نادر خاکی

سبک (LREE) و فراوانی یوروپیم (<sup>+Eu</sup>2) در سیال میگردد. در مقابل، کمپلکس شدن در شرایط دمای پایین و پ هاش بالا باعث جذب ترجیحی عناصر نادر خاکی با ظرفیت بالاتر و شعاع یونی کوچک شده و بنابراین سبب غنی شدگی عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و سریم (<sup>+4</sup>Ce) در سیال هیدروترمالی می شود (& Bau (Möller 1991).

عناصر نادر خاکی نه تنها به جای یونهای اصلی در شبکهی بلوری کانیهای میزبان جایگزین میشوند، بلکه ممکن است در سیالات درگیر که نشان دهندهی سیال کانیساز میباشند نیز به دام افتند. با توجّه به اختلاف شعاع یونی، جانشینی عناصر نادر خاکی به جای یون روی (<sup>+2</sup>Zn) در شبکهی بلوری اسفالریت کاملاً مشکل است. مورگان و واندلس (Morgan & Wandless 1980) نشان دادند که عناصر نادر خاکی به راحتی وارد شبکهی بلوری گالن نمیشوند و میباشند. بنابراین، میتوان تصور نمود که بخش عمدهای از این عناصر نادر خاکی موجود در کانی اسفالریت از سیالات درگیر حاصل شده است. ویژگی عناصر نادر خاکی اسفالریت نشان دهندهی ویژگی عناصر نادر خاکی سیال کانیساز میباشند. در نتیجه، تفکیک احتمالی عناصر نادر خاکی در حین ته نشست اسفالریت، تأثیر چندانی بر ویژگی عناصر نادر خاکی در این کانی ندارد.

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در فیلیت (تصویر ۶- B) افقی بوده، یعنی غلظت عناصر نادر خاکی سبک و سنگین یکسان میباشد و مقدار این عناصر در فیلیت نسبت به شیل انحراف ناچیزی نشان میدهد. به عبارت دیگر، مجموع غلظت عناصر نادر خاکی (REE) در فیلیت نزدیک به مجموع غلظت این عناصر در شیل میباشد. الگوهای توزیع عناصر نادر خاکی فیلیت و کانی اسفالریت موازى نيستند (تصوير ۶- B). اگرچه مقدار بيشتر عناصر نادر خاكى سنگین و برخل از عناصر نادر خاکی سبک در اسفالریت کمتر از حدود آشکارسازی روش تجزیهای بهکار رفته میباشد. با توجّه به مقدار عناصر دیسپروسیم (Dy) و ایتریم (Y) (شعاع یونی ایتریم به شعاع یونی عناصر نادر خاکی سنگین نزدیکتر است)، ظاهراً عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به عناصر نادر خاکی سبک در اسفالریت غنی شدگی نشان می دهند. غنی شدگی عناصر نادر خاکی سنگین در اسفالریت نشان میدهد که فروشست عناصر نادر خاکی از سنگ منبع و همچنین مهاجرت سیال هیدروترمالی، در شرایط مناسب برای کمپلکس شدن رخ داده است. این شرایط بهوسیلهی دمای همگن شدگی پایین سیالات درگیر (میانگین C° ۱۶۹) و دمای تعیین شده به وسیلهی زمین دماسنج نسبت گالیم به ژرمانیوم در اسفالریت (C° ۱۹۰ – ۱۸۰) تأیید می گردد. با توجّه به این که نیمرخ عناصر نادر خاکی در فیلیت افقی میباشد، فروشست عناصر نادر خاکی در دمای یایین از این سنگ منجر به غنی شدگی عناصر نادر خاکی سنگین در سیال خواهد شد. در این صورت، نیمرخ عناصر نادر خاکی سیال ہیدروترمالی کاملاً مشابه نیمرخ عناصر نادر خاکی اسفالريت است. بنابراين، الكوى عناصر نادر خاكى اسفالريت نشان



میدهد که سیال کانیساز در حین مهاجرت، با فیلیت فعل و انفعال داشته و محتوی عناصر نادر خاکی و احتمالاً فلزات تشکیل دهندهی کانسنگ را از آن کسب نموده است.

مطالعات تعادل– عدم تعادل اسفالریت و گالن که با هم تهنشین شدهاند، می تواند داده های مهمّی درباره ی غلظت گوگرد (8) در سيال كانهساز، سرعت و مكانيسم تهنشست سولفيد ارائه نمايد (Ohmoto & Goldhaber 1997). تفاوت  $\delta^{34}$ S اسفالریت و گالن بین زوجهای سولفیدی با هم تهنشست شده در رخداد باباقله، بین ۵/۷– در هزار و ۵/۹– در هزار با میانگین ۵/۸– در هزار تغییر میکند. برای هر دو زوج اسفالریت− گالن، رابطهی گالن S\*\*δ> اسفالریت δ۳۴Sبرقرار است و نشاندهندهی تهنشست احتمالی آنها در شرایط غیرتعادلی میباشد (Ohmoto 1986). بەدلیل وجود رابطەی غیرتعادلی بین کانی های سولفیدی، محاسبهی دماهای تشکیل كانسنگ امكان پذير نمىباشد. عدم تعادل ايزوتوپي بين سولفيدهاي موجود با هم، بیانگر آن است که غلظت کلّی سولفید هیدروژن در سیال کانهساز مساوی یا کمتر از غلظت کلّی فلزات بوده و نرخ تەنشست كانى ھاى سولفيدى بسيار سريع بودە است (Ohmoto Goldhaber 1997 &). بەدلىل غلظت پايين سولفىد ھىدروژن در سیال کانهساز، عناصر روی و سرب میتوانستند بهصورت یونی و یا کمپلکس های کلریدی در آن حمل شوند.

تصویر ۹ ترکیب ایزوتوپی گوگرد در مواد زمینشناسی مختلف را نشان میدهد. بر اساس این تصویر، میانگین گ<sup>34</sup> اسفالریت (۲/۲-در هزار) و گالن (۳+ در هزار) در رخداد باباقله، با مقدار گ<sup>34</sup> گوگرد ماگمایی (سنگهای گرانیتی) و گوگرد سنگهای دگرگونی همخوانی بیشتری دارد. با توجّه به اینکه مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی شاهدی مبنی بر فعالیت ماگمایی در ناحیهی رخداد سرب و روی باباقله ارائه نمیدهد، به نظر میرسد که گوگرد کانسنگ از سنگهای دگرگونی میزبان (فیلیت) منشأ گرفته است.

منابع احتمالی سرب از طریق استفاده از نمودارهای مدل پلومبوتکتونیک (Plumbotectonics model) زارتمن وهاینس (Zartman & Haines 1988) مورد بررسی قرار گرفت (تصویر ۸). در تصویر ۸- الف، نقاط دادهها در بین منحنی های نشاندهندهی پوسته ی زیرین و پوسته ی بالایی قرار گرفته، امّا یکی از نقاط دادهها به منحنی پوسته ی بالایی نزدیک تر است. در تصویر ۸-ب، یکی از

نقاط دادهها بر روی منحنی نشانگر پوستهی بالایی و نقطهی دیگر در بالای آن منحنی قرار میگیرد. در هر دو مورد، دادهها در امتداد یک روند خطی واقع شده و بهصورت یک دسته رخ نمیدهند. از این نظر، دادههای ایزوتوپی سرب نشاندهندهی یک منبع ناهمگن برای سرب میباشند.

از طرف دیگر، مقادیر μ (<sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb) محاسبه شده برای گالن از ۱۰/۰۵ تا ۱۰/۹۵ تغییر میکند (جدول ۳). این مقادیر بیانکنندهی آن است که سرب عمدتاً از سنگهایی با نسبتهای اورانیم به سرب (U/Pb) بالا که ویژهی پوستهی بالایی میباشند، مشتق شده است.

مینهای مدل ایزوتوپ سرب محاسبه شده بر اساس استیسی و کرامرز (-Sta ۳۷۱ میلیون سال (میانگین ۲۷۰ تا ۲۷۲ میلیون سال (میانگین ۲۰۰±۲۰۱ میلیون سال) تغییر میکند و سن اردوویسین میانی تا پرمین زیرین را نشان میدهد. امّا این سنهای مدل با سن زمین شناسی کانیسازی سازگار نیست، زیرا با توجّه به ماهیت رگه- رگچهای کانسنگ و جانشینی بخشهای کربناتی سنگهای میزبان به وسیلهی کانیهای سولفیدی که تأییدکننده ی اپی ژنتیک بودن کانی سازی می باشد، سن کانی سازی پس از ژوراسیک میانی است. این ناهنجاری بیانگر آن است که کانی سازی گالن در اثر تحرک مجدد سرب از یک منبع قدیمی تر در واحدهای اردوویسین یا پرمین رخ داده است.

## ۸– نتيجەگيرى

کانی سازی سرب و روی در رخداد باباقله در غرب ایران، دارای سن پس از ژوراسیک میانی بوده و محصول دگرگونی سنگهای رسوبی با سن ژوراسیک میانی می باشد. دگرگونی درجه پایین سنگهای رسی، ماسهسنگی و تا حدودی کربناتی ژوراسیک میانی منجر به تراکم و کاهش تخلخل این سنگها و خروج سیالات منفذی از آنها گردیده است. الگوی عناصر نادر خاکی در کانی اسفالریت نشان می دهد که احتمالاً سیالات دفع شده ضمن مهاجرت خود، با سنگهای مسیر فعل و انفعال داشته، سیلیس و فلزات مختلف به ویژه روی و سرب را از آنها شسته و با خود حمل نمودهاند.

بر اساس سنهای مدل ایروتوپ سرب، سرب کانیسازی گالن ابتدا در سنگهایی با سن اردوویسینیا پرمین وجود داشته و گوگرد کانسنگ از سنگهای دگرگونی میزبان منشأ گرفته است. بهدلیل غلظت پایین سولفید هیدروژن در سیال کانهساز، عناصر روی و سرب میتوانستند بهصورت یونی و یا کمپلکسهای کلریدی در آن حمل شوند. احتمالاً رسیدن سیالات کانهدار به مناطق کم فشار، باعث تمرکز سیلیس بهصورت رگهها و عدسیهای کوارتزی در آن مناطق و همچنین تهنشست فلزات بهصورت کانیهای سولفیدی به همراه آن شده است. در محلهایی که سنگ میزبان از سنگهای کربناتی تشکیل شده، کانیهای سولفیدی از طریق جانشین شدن به جای کانیهای کربناتی جایگزین شدهاند.

### ۹– تشحّر و قدردانی

مؤلفین صمیمانه از داوران محترم فصلنامهی علمی- پژوهشی زمین شناسی کاربردی که با انتقادات و پیشنهادات سازندهی خود باعث ارتقاء سطح علمیاین مقاله گردیدند، سپاسگزاری مینمایند. determining the freezing point depression of H2O-NaCl solutions", *Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 57:* 683-684.

Bodnar, R. J., 1999, "Hydrothermal solutions", *In: Ency*clopedia of Geochem., C. P. Marshall & Fairbridge (Eds.), Kluwer Academic Publishers, Lancaster, 333-337.

Boyle, R. W. & Jambor, J. L., 1963, "The geochemistry and geothermometry of sphalerite in the lead-zinc-silver lodes of the Keno Hill-Galena Hill area, Yukon", *Can. Mineral., Vol. 7: 479–496.* 

Boyle, R. W. & Jambor, J. L., 1963 "The geochemistry and geothermometry of sphalerite in the lead-zinc-silver lodes of the Keno Hill-Galena Hill area, Yukon", *Can. Mineral.*, *Vol. 7: 479–496.* 

**Burnol, L., 1968,** "Contribution a letude des gisements de plomb et zinc de Iran", *Geological Sur. Iran, Rep. 11: 113p.* 

Crawford, M. L., 1981, "Phase equilibria in aqueous fluid inclusions", *In: Hollister, L. S., Crawford, M. L. (Eds.), Mineral. Ass. Can., Ottawa, Short Course Handbook, Vol. 6:39–74.* 

Deer, F. R. S., Howie, R. A. & Zussman, J., 1978, "An introduction to the rock forming minerals", *Longman Scientific & Technical, Seventeenth impression*, *528 p.* 

Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006, "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran)", J. Asian Earth Sci., Vol. 26: 683–693.

Goldstein, R. H. & Reynolds, T. J., 1994, "Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals", *Soc. Sed. Geol., Short Course, 31, 199 p.* 

Hoefs, J., 1988, "Stable isotope geochemistry", *3rd Ed., Berlin: Springer-Verlag, 241p.* 

Michard, A., 1989, "Rare earth element systematics in hydrothermal fluids", *Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 53: 745-750.* 

Mladenova, V. & Valchev, S., 1998, "Ga/Ge ratio in sphalerite from the carbonate-hosted Sedmochislenitsi deposit as a temperature indication of initial fluids", *Rev. Bulg. Geol. Soc., Vol. 59 (2-3): 49-54.* 

Mohajjel, M. & Fergusson, C. L., 2000, "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", *J. Struc. Geol., Vol. 22: 1125–1139.* 

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003, "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", *J. Asian Earth* 

### مراجع

**خلقی، م. ه.، ۱۳۸۳،** "نقشهی ۱/۱۰۰۰۰ زمینشناسی ورچه"، منتشر *نشا*ه.

سهندی، م. ر.، رادفر، ج.، حسینی دوست، ج.، محجل، م.، ۱۳۸۵، "نقشهی ۱/۱۰۰۰۰ زمین شناسی شازند"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. قربانی، م.، ۱۳۸۱، "دیبا چهای بر زمین شناسی اقتصادی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۹۵ ص. مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۷۳، "طرح اکتشاف مقدماتی سرب و روی"، گزارش زمین شناسی ۲۰۰۰۰ امناطق باباقله و حسین آباد (خمین)، ۲۲۵ ص، منتشر نشده.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005, "Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation", *International J. Earth Sci., Vol. 94: 401–419.* 

Alavi, M., 1994, "Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretation", *Tectonophysics, Vol. 229:* 211–238.

Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. & Lasemi, Y., 1997, "The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin", *Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 109: 1563–1575.* 

**Bau, M. & Möller, P., 1991,** *"REE systematics as source of information on minerogenesis", In: Pagel M. & Leroy J. L. (Eds.): Source, transport and deposition of metals, Balkema, Rotterdam, 17-20.* 

**Bau, M. & Möller, P., 1992,** "Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite", Mineral. Petrol., Vol. 45: 231-246.

Berberian, M., 1977, "Three phases of metamorphism in Haji-Abad quadrangle (southern extremity of the Sanandaj-Sirjan structural zone): A palaeotectonic discussion". *In: Berberian, M. (Ed.), Geological Sur. Iran, Rep. 40, Tehran, Iran, 239–263.* 

Berberian, M. & King, G. C. P., 1981, "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Can. J. Earth Sci., Vol. 18: 210–265.* 

Braud, J. & Ricou, L. E., 1971, "L'accident du Zagros ou main thrust, un charriage et un coulissement", *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Vol. 272:* 203–206.

Bodnar, R. J., 1993, "Revised equation and table for

Roedder, E., 1981, "Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping", *In: Hollister, L. S., Crawford, M. L. (Eds.), Short course in fluid inclusions: Applications to petrology, Mineral. Ass. Can., Ottawa, 304 p.* 

Stacey, J. S. & Kramers, J. D., 1975, "Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model", *Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 26: 207-221.* 

Stöcklin, J., 1968, "Structural history and tectonics of Iran", AAPG, Bull., Vol. 52: 1229–1258.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1985, "The continental crust: Its composition and evolution", *Oxford, Blackwell Scientific Publishing, 312 p.* 

Ueda, A. & Krouse, H. R., 1986, "Direct conversion of sulphide and sulphate minerals to SO2 for isotope analyses", *Geochem. J., Vol. 20: 209-212.* 

Viets, J. G., Hopkins, R. T. & Miller, B. M., 1992, "Variations in minor and trace elements in sphalerite from Mississsippi Valley-Type deposits of the Ozark region: genetic implications", *Econ. Geol., Vol. 87: 1897-1905.* 

Zartman, R. E. & Haines, S. M., 1988, "The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs-a case for bidirectional transport", *Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 52:* 1327-1339. Sci., Vol. 26: 683–693.

Goldstein, R. H. & Reynolds, T. J., 1994, "Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals", *Soc. Sed. Geol., Short Course, 31, 199 p.* 

Hoefs, J., 1988, "Stable isotope geochemistry", 3rd Ed., Berlin: Springer-Verlag, 241p.

Michard, A., 1989, "Rare earth element systematics in hydrothermal fluids", *Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 53: 745-750.* 

Mladenova, V. & Valchev, S., 1998, "Ga/Ge ratio in sphalerite from the carbonate-hosted Sedmochislenitsi deposit as a temperature indication of initial fluids", *Rev. Bulg. Geol. Soc., Vol. 59 (2-3): 49-54.* 

Mohajjel, M. & Fergusson, C. L., 2000, "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", *J. Struc. Geol., Vol. 22: 1125–1139*.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003, "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran", *J. Asian Earth Sci., Vol. 21: 397–412.* 

Möller, P., 1985, "Development and application of the Ga/ Ge geothermometer for sphalerite from sediment-hosted deposits". *In: German K. (Ed.) Geochemical aspects of ore formation in recent and sedimentary environments, Gebrüder Borträger, Berlin, 15-30.* 

Momenzadeh, M., 1968, "The Baba Gholleh lead-zinc prospect, Khomein area", *Geological Sur. Iran, 4p.* 

*Momenzadeh, M., 1976,* "Stratabound lead-zincores in the Lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer-Esfahan district (west central Iran), lithology, metal content, zonation and genesis", *Ph.D Thesis, Heidelberg University.* 

Morgan, J. W. & Wandless, G. A., 1980, "Rare earth element distribution in some hydrothermal minerals: evidence for crystallographic control", *Geochim. Cosmochim. Acta., Vol. 44: 973-980.* 

Ohmoto, H., 1986, "Stable isotope geochemistry of ore deposits", *Stable isotopes in high-temperature systems, Rev. Mineral., Vol. 16, 491-559.* 

Ohmoto, H. & Goldhaber, M. B., 1997, "Sulphur and carbon isotopes", *In: Barnes H. L. (Ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd Ed., Wiley and Sons, 517-611.*