



کانی‌سازی سرب و روی ژوراسیک در باباقله

فرهاد امیاء*^۱، محمد لطفی^۲ 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) دانشکده ی علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

* عهده دار مکاتبات

چکیده

تحقیق پیش رو شامل مطالعات صحرایی، پتروگرافی، سیالات درگیر، ژئوشیمی عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی و مطالعات ایزوتوپی گوگرد و سرب در رخداد سرب و روی باباقله، واقع در زون تکتونیکی سندج- سیرجان، می باشد. روابط کانسنگ- سنگ میزبان و مطالعات پتروگرافی نشان می دهد که سرب و روی باباقله از نوع رگه ای بوده و کانه ها عمدتاً همراه با رگه ها و عدسی های تخت میان لایه ای کوارتز در سنگ های دگرگونی میزبان رخ می دهند. گالن و اسفالریت کانه های غالب بوده و کوارتز و کلسیت کانی های باطله ی اصلی می باشند.

مطالعه ی سیالات درگیر بیانگر آن است که سیال کانه ساز دارای شوری پایین تا متوسط است. دمای همگن شدگی سیالات درگیر غالباً در محدوده ی $135-200^{\circ}\text{C}$ تغییر نموده و با محدوده ی دمایی سنگ های دگرگونی میزبان ماده ی معدنی همخوانی دارد. دمای سیال کانه ساز در محدوده ی دمای شوراب های حوضه ای قرار گرفته، اما شوری آن اندکی کمتر از شوراب های حوضه ای بوده که این امر ناشی از مداخله ی ناچیز آب های جوی در تشکیل سیال کانه ساز است.

ژئوشیمی عناصر جزئی نشان می دهد که سنگ های میزبان به طور غیرعادی از عناصر روی و سرب غنی بوده و از این نظر می توانند تأمین کننده ی فلزات تشکیل دهنده ی 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 کانه ساز با سنگ های میزبان، از این سنگ ها شسته شده اند.

ترکیب ایزوتوپی گوگرد در کانی های گالن و اسفالریت همزیست، نشان دهنده ی ته نشینت این کانی ها در شرایط عدم تعادل ایزوتوپی است که ناشی از غلظت کلی پایین سولفید هیدروژن (H_2S) و نرخ سریع ته نشینت سولفیدها است. گوگرد کانی های سولفیدی احتمالاً از سنگ های دگرگونی میزبان مشتق شده اند. مطالعات ایزوتوپی سرب تأییدکننده ی آن است که سرب گالن از یک منبع ناهمگن در پوسته ی بالایی با نسبت $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ بالاتر از میانگین، در پوسته ی بالایی منشأ گرفته است. سن های مدل ایزوتوپ سرب برای کانی سازی، از ۲۷۰ تا ۴۷۲ میلیون سال (میانگین 371 ± 100 میلیون سال) تغییر می کنند و سن اردوویسین میانی تا پرمین زیرین را نشان می دهد. این سن های مدل، با سن زمین شناسی کانی سازی سازگار نیست، زیرا سن کانی سازی پس از ژوراسیک میانی می باشد.

واژه های کلیدی: سیالات درگیر، عناصر نادر خاکی، ایزوتوپ، گوگرد، گالن

Jurassic Pb-Zn mineralization at Baba Gholleh

F. Ehya^{*1}, M. Lotfi² & I. Rasa³

1) Department of Geology, Islamic Azad University, Sciences and Research Branch, Tehran, I. R. Iran

2) Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, I. R. Iran

3) 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 H₂S 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 ²³⁸U/²⁰⁴Pb ratio than the average for continental crust. The Pb-isotope model ages for mineralization, range from 270 to 472 Ma (average value is 371±100 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

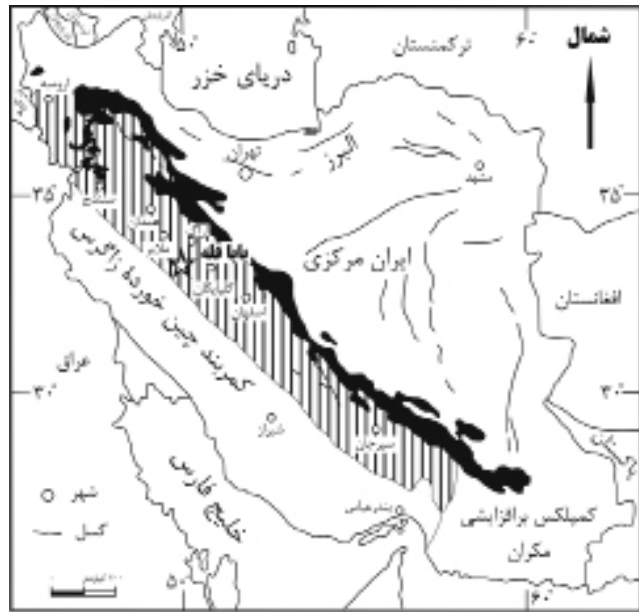
سیالات هیدروترمالی و همچنین منشأ فلزات و گوگرد استوار است. این تحقیق با هدف شناخت کامل و ارائه یک مدل زایشی، به بررسی ویژگی‌های پتروگرافی، سیالات درگیر، ژئوشیمی عناصر جزئی و عناصر نادر خاکی (REE)، و همچنین مطالعات ایزوتوپی گوگرد و سرب در این رخداد می‌پردازد. این مطالعات، ابزار مناسبی برای تشخیص منابع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

۲- فاستگاه زمین‌شناسی

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 می‌سازد (Stöcklin 1968). رخدادهای تکتونیکی فشارشی آپی ژوراسیک تا ترشیاری، روند ساختمانی خاصی را به زون سنندج- سیرجان بخشیده به‌طوری‌که این زون متشکل از کمربندهای موازی از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی با روند شمال غرب، چین‌های با روند شمال غرب که به‌طور بخشی به سمت جنوب و جنوب غرب برگشته‌اند، راندگی‌های مایل به جنوب غرب و گسل‌های معکوس با زاویه‌ی زیاد و روند شمال غرب می‌باشد، که منجر به ضخیم‌شدگی پوسته و بالاآمدگی ترشیاری زون سنندج- سیرجان شده است (Stöcklin 1968 Braud & Ricou 1971, Berberian & King 1981 Mohajjel & Ferguson 2000, Mohajjel et al. 2003, Agard et al. 2005, Ghasemi & Talbot 2006).

تصویر ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی ناحیه‌ی باباقله و مناطق اطراف را نشان می‌دهد. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخمون شده در منطقه، سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک زیرین و میانی می‌باشند. واحد ژوراسیک زیرین (J^{ph}) از سریسیت- کلریت شیست‌های خاکستری تیره متعادل به سیاه‌رنگ به‌شدت چین‌خورده تشکیل می‌شود که در اصل سنگ‌های پلیتی رسی، سیلتی و کمی ماسه‌ای دانه‌ریز دگرگون شده هستند. درجه‌ی دگرگونی در این شیست‌ها در حد پایین رخساره‌ی شیست سبز است. واحد سنگی ژوراسیک میانی (J^{sh}) از شیل‌های سیلتی و رسی کم و بیش فیلیتی با درون لایه‌هایی از ماسه‌سنگ گری و واکی اکسید آهن‌دار دگرگون شده تشکیل شده است که به‌طور ناپیوسته بر روی فیلیت‌های همدان قرار می‌گیرند (Alavi 1994, خلقی ۱۳۸۳، سهندی و همکاران ۱۳۸۵).

در ناحیه‌ی باباقله، نهشته‌های کرتاسه پیشین به‌طور عمده شامل سنگ‌های آهکی و دولومیتی هستند (تصویر ۲). واحد رسوبی K_1^{ol} از شیل‌های آهکی و دولومیتی، دولومیت آرژیلی و سنگ آهک رسی، دولومیت، دولومیت ماسه‌ای و ماسه‌سنگ آهکی و دولومیتی با ضخامت حدود ۱۰۰ متر تشکیل شده و به‌طور پیوسته و هم‌شیب به‌وسیله‌ی واحد سنگ آهک اوربیتولین‌دار (K_1^{ol}) پوشیده می‌شود. واحد K_1^{ol} از سنگ‌های آهکی و سنگ آهک‌های دولومیتی و دولومیت ضخیم لایه تا توده‌ای اوربیتولین‌دار تشکیل می‌شود. این واحد به‌طور پیوسته، هم‌شیب و



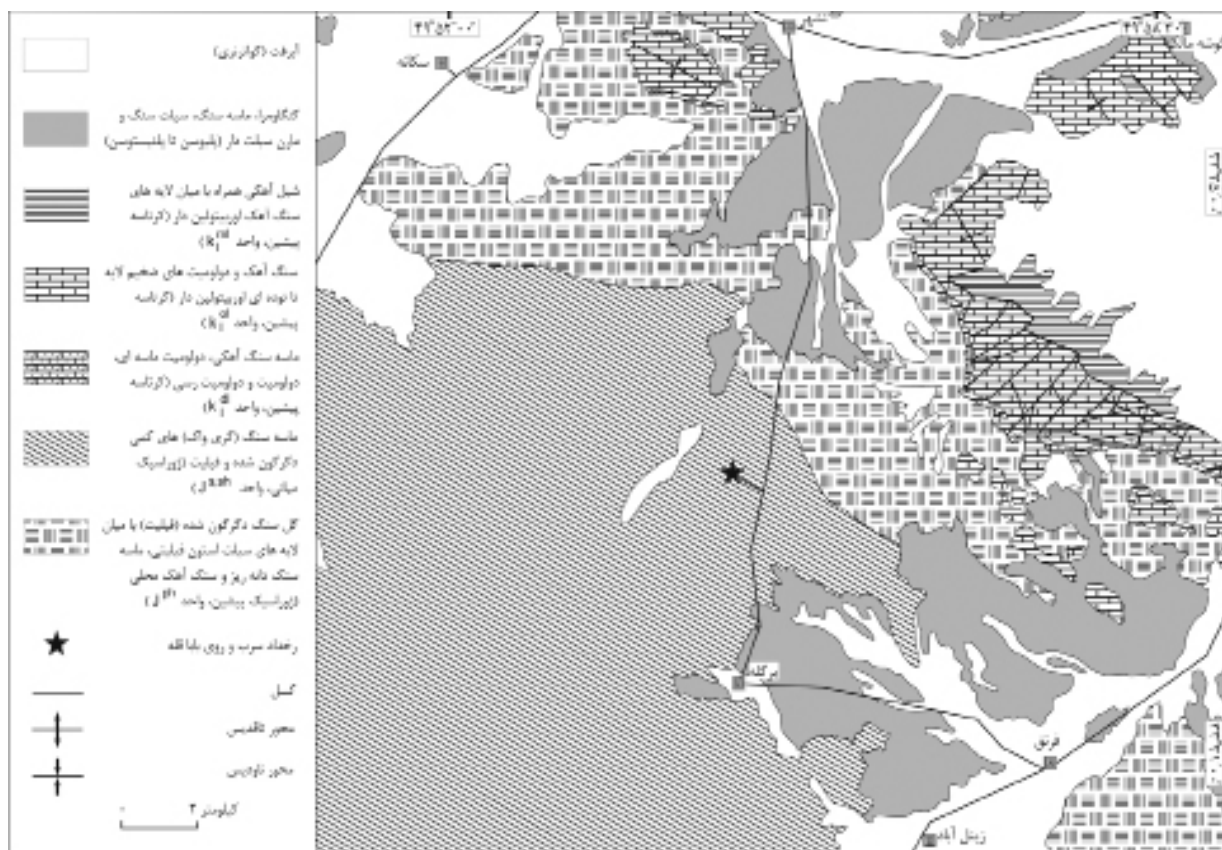
تصویر ۱- موقعیت جغرافیایی رخداد سرب و روی باباقله در زون سنندج- سیرجان (با تغییر از Stöcklin 1968, Alavi et al. 1997).

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 قدیمی‌تر از کرتاسه نیز می‌باشند (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 $30^{\circ} 53' 49''$ و عرض جغرافیایی $20^{\circ} 33' 33''$ 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، حال آن‌که براساس گزارش زمین‌شناسی منطقه‌ی باباقله و حسین‌آباد (مهندسین مشاور کاوشگران ۱۳۷۳) رخداد آن ناشی از تولید محلول‌های بالارونده‌ی حاوی سرب، روی و گوگرد به‌وسیله‌ی ماگماتیسیم و آنتاکسی 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



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

۳- زمین‌شناسی کانسنگ

۳-۱- سنگ میزبان و نمونه‌ی کانی‌سازی

سنگ میزبان کانسنگ، فیلیت سیاه (T^{s.sh}) همراه با میان لایه‌های اتفاقی ماسه‌سنگ‌های گری‌واکی دگرگون شده و بندرت سنگ‌های کربناتی اندک دگرگون شده می‌باشد. این توالی دارای امتداد غرب-شمال غرب و شیب ۴۵ درجه به سمت شمال است (Momenza-deh 1976). کانه‌ها به‌طور عمده همراه با (گاه بدون) فیلیت‌های کوارتزیتی و کوارتزیت (گاهی اوقات همراه با عدسی‌های کوارتزیتی خالص) به‌صورت عدسی‌های تخت میان لایه‌ای در سنگ میزبان، تشکیل شده‌اند. در برخی موارد، عدسی‌های کوارتزیتی کانه‌دار، لایه‌بندی را با زاویه‌ای کوچک قطع می‌نمایند. در مواردی که کانسنگ با مقدار زیادی باطله‌ی کوارتز همراهی می‌شود، تمام توده‌ی معدنی به‌صورت کاملاً رگه‌ای ظاهر می‌شود. کانه‌ها عمدتاً به‌صورت نوارها و لایه‌های نازک در منطقه‌ی انتقالی بین لایه‌های کوارتزیت و فیلیت رخ می‌دهند (Momenzadeh 1976). کانه‌ها گاه به‌صورت پراکنده و رگه-رگچه‌ای در درون سنگ‌های کربناتی کمی دگرگون شده که به‌دلیل حضور اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای مایل به قرمز دیده می‌شوند، تشکیل شده‌اند.

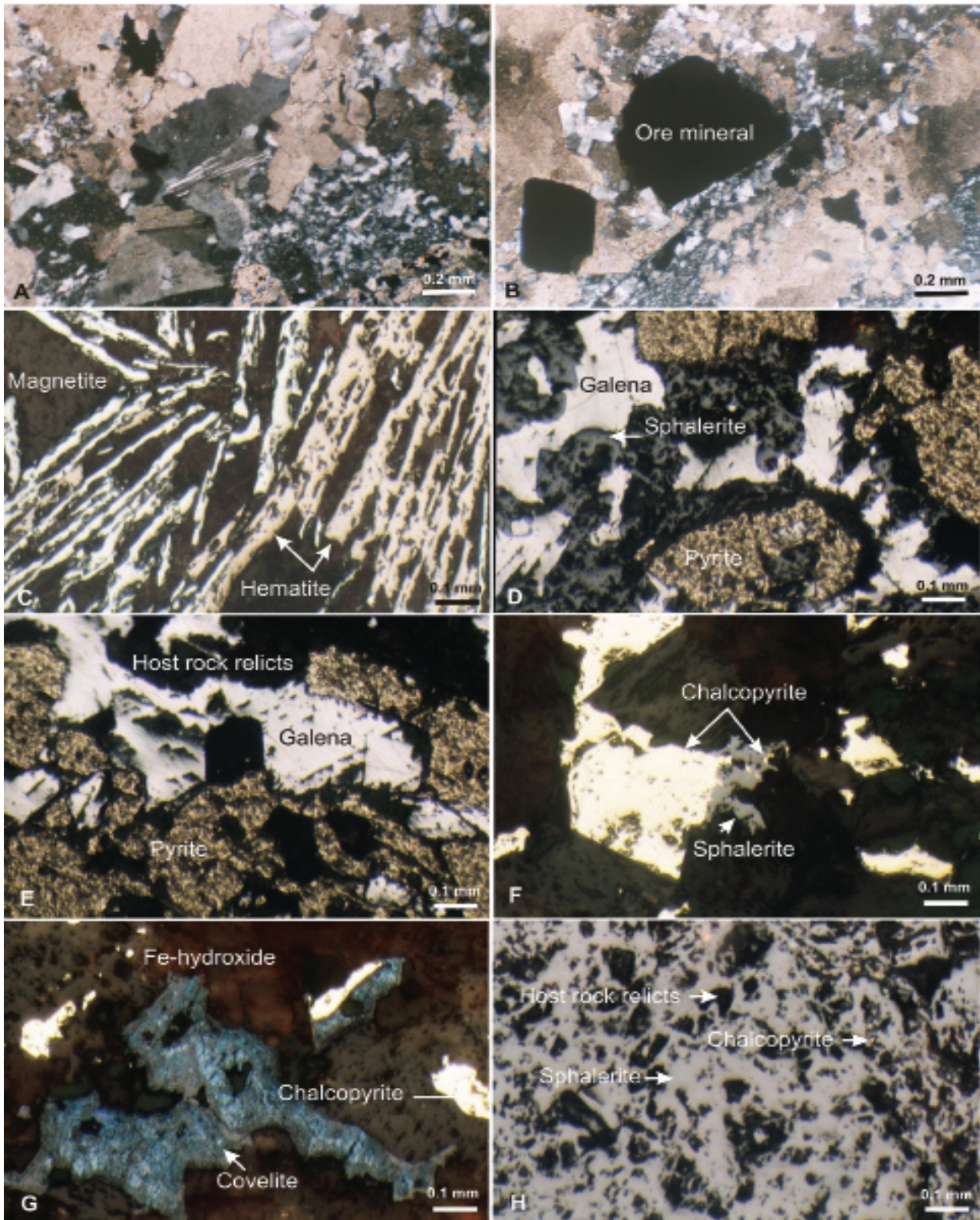
۳-۲- کانی‌شناسی کانسنگ

در مقاطع نازک مطالعه شده از کانسنگ سنگ‌های کربناتی،

تدریجی به واحد بالایی (واحد) تبدیل می‌شود. مطالعه‌ی دیرینه‌شناسی نمونه‌های این واحد، سن آلبین-آلبین را برای آن پیشنهاد می‌کند. واحد که به‌طور پیوسته و تدریجی بر روی واحد قرار دارد، از مارن، شیل آهکی و سنگ آهک‌های رسی با درون لایه‌هایی از سنگ آهک اوربیتولین دار تشکیل شده است. مطالعه‌ی دیرینه‌شناسی درون لایه‌های سنگ آهک اوربیتولین دار، سن آلبین-سنوماین را برای سنگ نهشته‌های این واحد معلوم می‌کند (سهندی و همکاران ۱۳۸۵). در منطقه‌ی عمارت واقع در شمال غرب ناحیه‌ی باباقله، مرز بین واحدهای K₁^{ol} و K₁^{ml} گاه با کانی‌سازی 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 کانی‌ها 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 کوارتزیتی 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 به‌صورت یک 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).



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 اکسولوشن در کانی اسفالریت دیده می‌شود، G- واپاشی بلورهای بی‌شکل کالکوپیریت و تبدیل آن‌ها به کوولیت و هیدروکسیدهای آهن (اغلب نوع گوتیت) به‌طوری 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.

مرحله ی پس از کانی سازی	مرحله ی اصلی کانی سازی	مرحله ی قبل از کانی سازی
ته نشست شیل و میان لایه های آهنی		
دگرگونی و تشکیل فیلیت		
هیدروکسیدهای آهن		
کولیت		
مارتیت (هماتیت)		
گالن		
اسفالریت		
کالکوپیریت		
پیریت		
مگنتیت		
کلسیت		
دولومیت		
کوارتز		
پلاژیوکلاز		

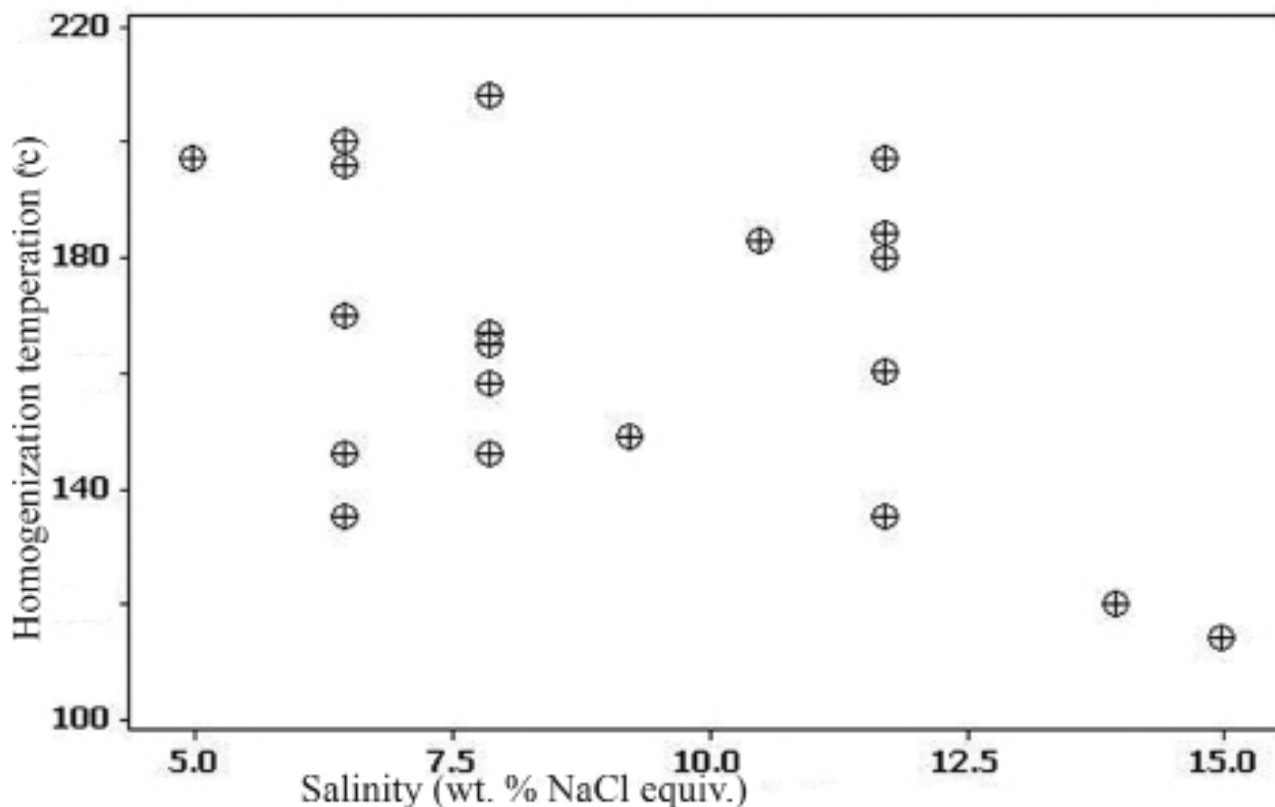
تصویر ۴- توالی پاراژنزی سنگ میزبان، کانسنگ و کانی های باطله در رخداد باباقله

علاوه بر کانی های کلسیت و دولومیت، کانی های کوارتز و پلاژیوکلاز نیز مشاهده می شوند که دولومیت های میزبان را قطع نموده و نوعی جانیشینی را نشان می دهند (تصویر ۳- A). کانه ها و کوارتز معمولاً حاوی ادخال هایی از باقی مانده های کربناتی سنگ میزبان هستند که نشان دهنده ی جانیشینی سنگ میزبان به وسیله ی کانی های مذکور است (تصویر ۳- B).

در مقاطع صیقلی مطالعه شده از کانسنگ، کانی های مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، مارتیت (هماتیت)، کولیت و هیدروکسیدهای آهن شناسایی شده اند. بلورهای مگنتیت گاه در اثر فرآیند هوازدگی مارتیتی شده (Martitization) و در امتداد برخی از جهت های رخ به تیغه هایی از هماتیت تبدیل شده اند (تصویر ۳- C). اسفالریت به صورت دانه های بی شکل به همراه گالن، پیریت و کالکوپیریت یافت می شود (تصویر ۳- D). گالن به شکل رگه ای و بلورهای ریز در متن سنگ پراکنده است. پیریت و کالکوپیریت به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل یافت می شوند. 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 به عنوان فاز جدایشی ناشی از اکسلوشن (Exsolution) در درون اسفالریت دیده می شوند (تصویر ۳- F). کولیت به صورت لکه هایی طی فرآیند سوپرژن از آب شست کالکوپیریت تشکیل شده و در برخی از نمونه ها مشاهده می شود (تصویر ۳- G). در مقاطع صیقلی نیز کانی های سولفیدی به ویژه اسفالریت حاوی باقی مانده های سنگ میزبان بوده و نشان دهنده ی جانیشینی سنگ میزبان به وسیله ی این کانی ها می باشند

۴- سیالات درگیر

سیالات درگیر در کوارتزهای حاوی کانی های سولفیدی منفرد بوده و دارای پراکندگی اتفاقی هستند. آنها ادخال های آبگین با دو فاز مایع و گاز می باشند. سیالات درگیر دارای شکل منظم بوده و اندازه ی آنها بین ۳ تا ۱۰ میکرون است. ۲۵ تا ۵۰ درصد حجمی سیال درگیر را فاز گاز اشغال می نماید. بر اساس معیارهای رودر (Roedder 1981)، این سیالات درگیر از نوع اولیه 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 همگن‌شدگی برای سیالات درگیر مطالعه شده در رخداد سرب و روی باقله

۵- ژئوشیمی عناصر جزئی و عناصر نادر فاکتی ۵-۱- روش تجزیه

نمونه‌هایی از فیلیت میزبان و کانی اسفالریت، به منظور تجزیه‌ی شیمیایی عناصر جزئی و عناصر نادر خاکی به روش طیف سنجی جرمی هم‌جوشی (FUS-MS: Fusion-Mass Spectrometry) در آزمایشگاه (ACT: Labs: Activation Laboratories Ltd) در کشور کانادا تجزیه شد. دقت روش تجزیه‌ای مورد استفاده برای هر عنصر، در محدوده‌ی مورد انتظار برای مطالعات تحقیقاتی کمترین مقدار ۰/۰۴ ppm برای لوتسیم (Lu) و بیشترین مقدار ۳۰ ppm برای روی (Zn) می‌باشد. از میان کانی‌های سولفیدی، به دلیل فراوانی و اهمیت بیشتر، تنها کانی اسفالریت مورد تجزیه قرار گرفت. به منظور به دست آوردن داده‌های نسبتاً نشانگر، هر نمونه به وسیله‌ی مخلوط کردن ۳ نمونه که از محل‌های مختلف جمع‌آوری شده بودند، تهیه گردید.

۵-۲- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی

نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر جزئی و نادر خاکی در جدول ۱ مشاهده می‌گردد. 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 جزئی بدون عناصر نادر خاکی نرمال شده با شیل استرالیایی پس از آرکن نرمال شد (تصویر ۶-۵).

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

مطالعات میکروترمومتری به وسیله‌ی 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 $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ و برای اندازه گیری‌های گرمایش $\pm 0.6^{\circ}\text{C}$ می‌باشد.

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

از 14°C تا 22°C - و عمدتاً نزدیک به 11°C - 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 ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$)، ممکن است نشان‌دهنده‌ی ذوب یوتکتیک نیمه پایدار باشد (Goldstein & Reynolds 1994). دمای ذوب یخ (TM: Melting Temperature) بین 3°C و 11°C - تغییر می‌کند.

شوری سیال بر اساس دمای ذوب یخ و با استفاده از معادله‌ی بودنار (Bodnar 1993) محاسبه گردید. شوری بین ۴/۹۶ و ۱۴/۹۷ درصد وزنی معادل کلرید سدیم تغییر می‌کند (تصویر ۵). دماهای همگن‌شدگی (TH: Homogenization Temperature) بین 114°C و 208°C قرار گرفته و بیشتر مقادیر بین 135°C و 200°C توزیع شده‌اند (تصویر ۵).

topic Standard from the National Institute for Standards and Testing) استفاده شد. برای سنجش فرآوری دوباره‌ی خارجی (External Reproducibility) نسبت‌های ایزوتوپ سرب در حین تجزیه، استاندارد بی سی آر (۲-BCR) سازمان زمین‌شناسی آمریکا مورد استفاده قرار گرفت. فرآوری دوباره‌ی خارجی نسبت‌های ایزوتوپ سرب در سطح ۵۲ عبارتند از:

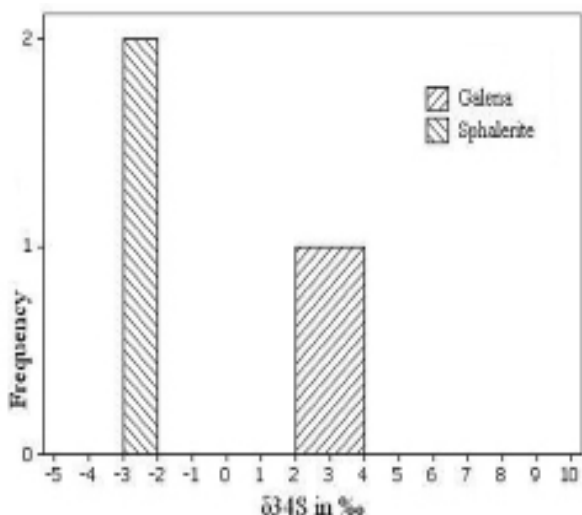
$$[\%] \quad {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}=0.6$$

$$[\%] \quad {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}=0.6$$

$$[\%] \quad {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}=0.6$$

۲-۶- ترکیب ایزوتوپی گوگرد

$\delta^{34}\text{S}$ دو زوج اسفالریت- گالن از رخداد باباقله در جدول ۲ و تصویر ۷ آورده شد. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برای دو نمونه از گالن در رخداد باباقله، از ۲/۹+ در هزار تا ۳/۲+ در هزار با میانگین ۳+ در هزار تغییر می‌کند (تصویر ۷). مقادیر تغییرات $\delta^{34}\text{S}$ 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 گوگرد ۳۲ می‌باشند.



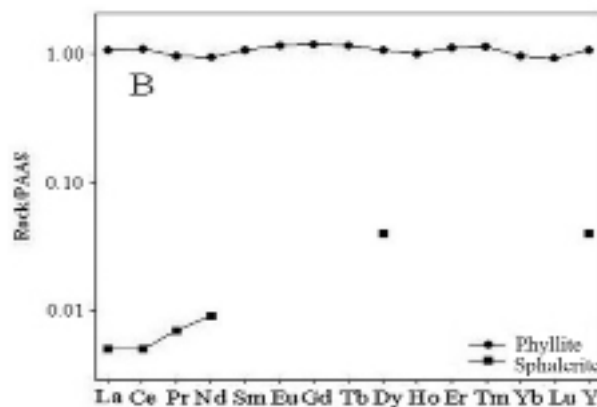
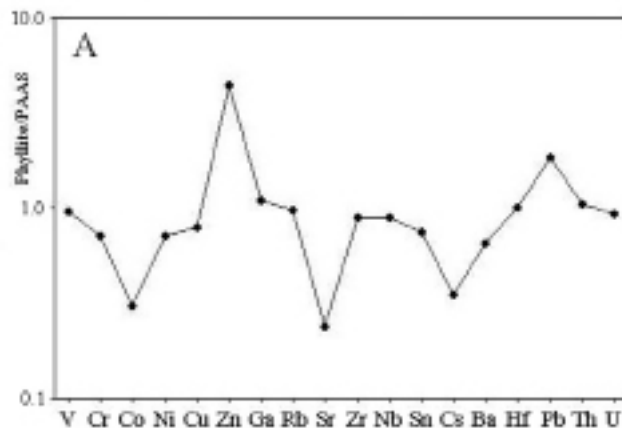
تصویر ۷- ویژگی ایزوتوپی گوگرد برای کانی‌های گالن و اسفالریت در رخداد باباقله

۳-۶- ترکیب ایزوتوپی 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. همان‌طور که در جدول ۳ مشاهده می‌شود، نسبت‌های ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ ، ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ و ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ نمونه‌ها در محدوده‌ی نسبتاً وسیعی به ترتیب بین ۱۸/۵۱-۱۸/۸۱، ۱۵/۹۱-۱۵/۶۹ و ۳۹/۴۰-۳۹/۹۴ تغییر می‌کنند.

۷- بمت

داده‌های سیالات درگیر نشان می‌دهند که سیالات مسئول کانی‌سازی، آبگین بوده و دارای شوری پایین تا متوسط هستند. شوری سیال در



تصویر ۶-A- توزیع عناصر جزئی نرمال‌شده با شیل استرالیایی پس از آرکنن (Tay- lor & McLennan 1985) در فیلیت، B- توزیع عناصر نادر خاکی نرمال‌شده با شیل استرالیایی پس از آرکنن در فیلیت و اسفالریت (B)

۶- ژئوشیمی ایزوتوپ گوگرد و سرب

۶-۱- روش 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. به دلیل 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 کانی‌های دیگر جدا شدند. تجزیه‌ی ایزوتوپ گوگرد به‌وسیله‌ی یک طیف‌سنج جرمی نسبت ایزوتوپی (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 ($\delta^{34}\text{S}$) بر حسب در هزار (per mil) نسبت به استاندارد ترویلیت کانیون دیابلو (CDT: Canyon Diablo Troilite) نشان داده می‌شوند. دقت کلی بهتر از ± 0.2 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. به‌منظور تصحیح تشخیص جرمی (Mass Discrimination Correction) از استاندارد ایزوتوپی سرب معمولی (NIST 981: Common Lead Iso-) آزمایش و استاندارد و آزمایش

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

نوع سنگ	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	
فیلیت	۴۰/۸	۸۷/۳	۸/۵۳	۳۰/۵	۶/۰	۱/۲۸	۵/۱	۰/۹	۵/۰	۱/۰	۳/۲	۰/۴۶	۲/۷	۱۴۴	۸۰	۹	۴۰	۴۰	۳۶۰	۲۲	
اسفالریت	۰/۲	۰/۴	۰/۰۶	۰/۳	<۰/۱	<۰/۰۵	<۰/۱	<۰/۱	۰/۲	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۰۵	<۰/۱	۱	۲۵	۵۳	<۲۰	<۲۰	>۱۰۰۰۰	۱۴	
نوع سنگ	Ge	As	Rb	Sr	Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U	Ga/Ge
فیلیت	۲	۱۶	۱۵۷	۹۹	۱۸۹	۱۷	<۲	۱/۴	<۰/۲	۳	۵/۳	۴۳۲	۵۰	۱/۲	۲	۰/۸	۳۷	<۰/۴	۱۵/۴	۲/۹	۱۱
اسفالریت	۲۰	<۵	<۲	<۲	<۵	<۱	<۲	<۰/۵	۴	۰/۴	<۰/۵	<۳	<۰/۲	<۰/۱	<۱	<۰/۱	۲۷۲	<۰/۴	<۰/۱	<۰/۱	۰/۷

سرب و روی باباقله نقش مهمی نداشته 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 می‌پذیرد و لذا برای مطالعات عناصر جزئی بسیار مناسب می‌باشد (Viets et al. 1992). برخی از عناصر جزئی، جانشین روی (Zn) در اسفالریت شده و برخی نیز در ادخال‌های کوچک کانی‌های دیگر حضور دارند (Deer et al. 1978). حضور عناصر وانادیم (V)، کبالت (Co)، گالیم (Ga)، ژرمانیوم (Ge)، ایندیم (In) و قلع (Sn) در کانی اسفالریت باباقله (جدول ۱)، ناشی از جانشین شدن این عناصر به جای روی می‌باشد (Boyle & Jambor 1963, Viets et al. 1992, Deer et al. 1978). مقدار قابل توجه سرب (ppm) (Pb ۲۷۲) در مقایسه با سایر عناصر کمیاب) در کانی اسفالریت، علاوه بر جانشینی به جای روی، می‌تواند 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 به‌وسیله سیال هیدروترمالی از سنگ‌های منبع شسته شده‌اند و همچنین دمای ته‌نشست اسفالریت، با فرض آن‌که نسبت گالیم به ژرمانیم در سیال مساوی این نسبت در اسفالریت می‌باشد، پیشنهاد نموده است. نسبت گالیم به ژرمانیم در اسفالریت باباقله ۰/۷ است (جدول ۱). این مقدار محدوده دمایی °C ۱۹۰-۱۸۰ را برای سیال کانه‌دار اولیه نشان می‌دهد (Mladenova & Valchev 1998). این دما، در محدوده دمایی تشکیل کانی که از مطالعه سیالات درگیر در کوارتز حاصل شده است (°C ۲۰۰-۱۳۵)، قرار دارد.

نمودار نرمال شده‌ی عناصر جزئی (تصویر ۶- A) نشان می‌دهد 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 توجه است. مقدار روی و سرب در فیلیت، به ترتیب ۴/۲۴ و ۱/۸۵ برابر مقدار آن‌ها در شیل می‌باشد. بنابراین، فیلیت به‌طور غیر عادی نسبت به فلزات تشکیل دهنده کانسنگ غنی بوده و از این نظر می‌تواند منبع تأمین‌کننده این فلزات در توده‌ی معدنی باشد.

توزیع عناصر نادر خاکی در کانی‌های ته‌نشست شده‌ی هیدروترمالی، محصول ترکیبی 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

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

نمونه	کانی	δ ^{۳۴} S	Δδ ^{۳۴} S sph-ga	دما (°C)
FB-1	اسفالریت	-۲/۵	-۵/۷	عدم تعادل
	گالن	۳/۲		
FB-2	اسفالریت	-۳	-۵/۹	عدم تعادل
	گالن	۲/۹		

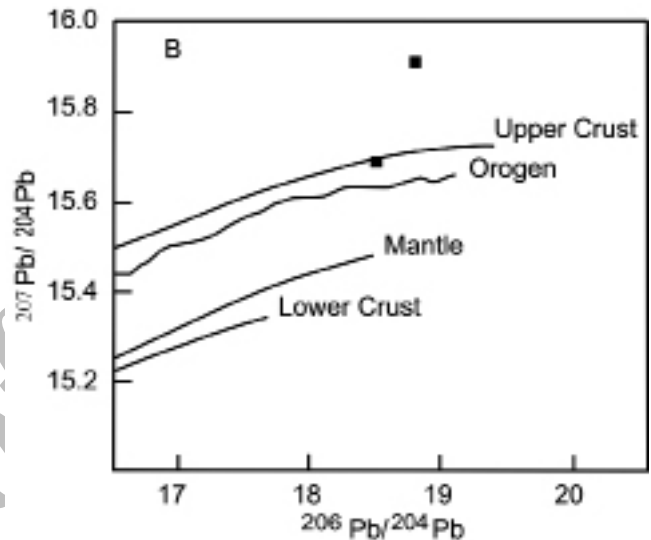
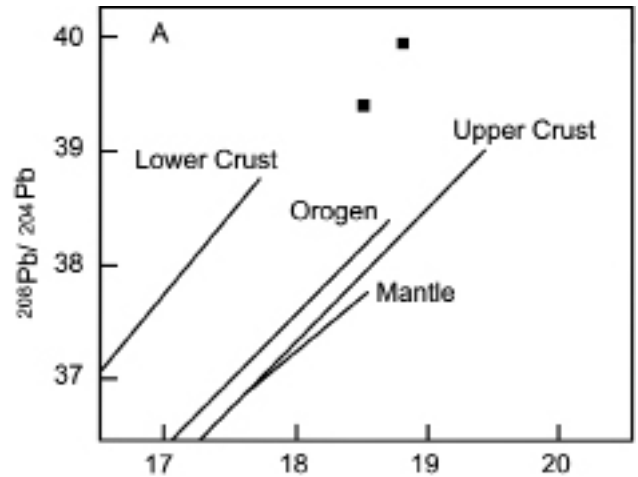
محدوده‌ی ۴/۹۶ تا ۱۴/۹۷ درصد وزنی معادل کلرید سدیم قرار می‌گیرد. حضور سیالات درگیر با شوری پایین، به‌ویژه شوری کمتر از ۵ درصد وزنی معادل کلرید سدیم، نشان دهنده‌ی مشارکت آب‌های جوی در تشکیل سیال کانه‌دار است. داده‌های دمای همگن‌شدگی سیالات درگیر نشان می‌دهد که کوارتز و کانی‌های سولفیدی همراه در محدوده‌ی دمایی °C ۱۳۵ تا °C ۲۰۰ (با میانگین °C ۱۶۹) ته‌نشست شده‌اند (تصویر ۵). بر اساس گرادیان حرارتی °C/km ۳۰، دماهای °C ۲۰۰-۱۳۵ با اعماق ۴/۵ km تا ۶ km مطابقت می‌نمایند. این محدوده‌ی دمایی منطبق بر محدوده‌ی دمایی رخساره‌ی دگرگونی ژئولیتی 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 همگن‌شدگی می‌باشد. با توجه به گستره‌ی دمایی °C ۱۹۰-۱۸۰ برای سیال کانه‌دار که بر اساس زمین‌دماسنج نسبت گالیم به ژرمانیوم (Ga/Ge) در اسفالریت تعیین شده، دماهای به دام افتادن سیالات درگیر (دمای واقعی کانی‌سازی) از محدوده‌ی دمای دگرگونی سنگ‌های میزبان تجاوز نمی‌کند.

دمای همگن‌شدگی سیالات درگیر به‌خوبی در محدوده‌ی دمایی شوراب‌های حوضه‌ای (Bodnar 1999) قرار گرفته، اما شوری سیالات درگیر اندکی پایین‌تر از شوری شوراب‌های حوضه‌ای می‌باشند که ناشی از شرکت اندک آب‌های جوی در تشکیل سیال کانی‌ساز است. با توجه 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 در رخداد

سبک (LREE) و فراوانی یوروپیم (Eu^{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 غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و سریم (Ce^{4+}) در سیال هیدروترمالی می‌شود (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 توجه به اختلاف شعاع یونی، جانشینی عناصر نادر خاکی به جای یون روی (Zn^{2+}) 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 به‌طور مشابه، دیگر کانی‌های سولفیدی نیز احتمالاً فقیر از این عناصر می‌باشند. بنابراین، می‌توان تصور نمود که بخش عمده‌ای از 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 ته‌نشست 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 (ΣREE) در فیلیت نزدیک به مجموع غلظت این عناصر در شیل می‌باشد. الگوهای توزیع عناصر نادر خاکی فیلیت و کانی اسفالریت موازی نیستند (تصویر ۶- B). اگرچه مقدار بیشتر عناصر نادر خاکی سنگین و برخی از عناصر نادر خاکی سبک در اسفالریت کمتر از حدود آشکارسازی روش تجزیه‌ای به‌کار رفته می‌باشد. با توجه به مقدار عناصر دیسپروسیم (Dy) و ایتیریم (Y) (شعاع یونی ایتیریم به شعاع یونی عناصر نادر خاکی سنگین نزدیک‌تر است)، ظاهراً عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به عناصر نادر خاکی سبک در اسفالریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین در اسفالریت نشان می‌دهد که فروشت عناصر نادر خاکی از سنگ منبع و همچنین مهاجرت سیال هیدروترمالی، در شرایط مناسب برای کمپلکس شدن رخ داده است. این شرایط به‌وسیله‌ی دمای همگن‌شدگی پایین سیالات درگیر (میانگین $169^\circ C$) و دمای تعیین‌شده به‌وسیله‌ی زمین دماسنج نسبت گالیم به ژرمانیوم در اسفالریت ($190^\circ C - 180^\circ C$) تأیید می‌گردد. با توجه به این‌که نیمرخ عناصر نادر خاکی در فیلیت افقی می‌باشد، فروشت عناصر نادر خاکی در دمای پایین از این سنگ منجر به غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین در سیال خواهد شد. در این صورت، نیمرخ عناصر نادر خاکی سیال هیدروترمالی کاملاً مشابه نیمرخ عناصر نادر خاکی اسفالریت است. بنابراین، الگوی عناصر نادر خاکی اسفالریت نشان



تصویر ۸- نسبت‌های ایزوتوپی سرب گالن رخدادهای سرب و روی باقوله در نمودارهای مدل پلوموتکتونیک (Zartman & Haines 1988).

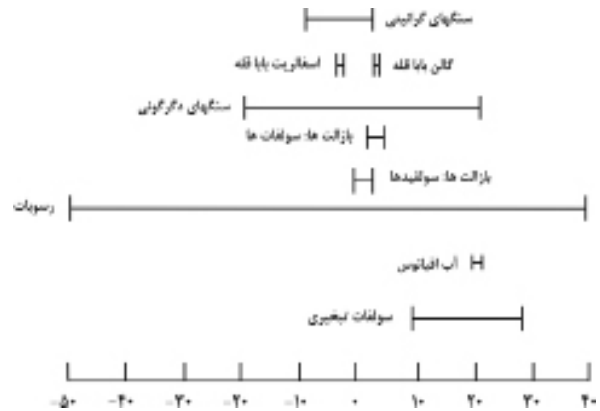
جدول ۳- ترکیب ایزوتوپی سرب نمونه‌های تجزیه شده از رخدادهای سرب و روی باقوله

نمونه	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ	سن مدلی (میلیون سال)
GBA-1	۱۸/۵۱	۶۹/۱۵	۳۹/۴۰	۱۰/۰۵	۲۷۰
GBA-2	۱۸/۸۱	۹۱/۱۵	۳۹/۹۴	۱۰/۹۵	۴۷۲

به‌وسیله‌ی شرایط فیزیکوشیمیایی خاصی که در هر یک از این مراحل حکم‌فرما است، تعیین می‌شود. در هنگام فروشت عناصر نادر خاکی و مهاجرت سیال، پ هاش و دمای سیال هیدروترمالی مهم‌ترین عواملی هستند که تعیین می‌کنند جذب و تبادل عناصر نادر خاکی به‌وسیله‌ی فرآیندهای جذب این عناصر به سطوح کانی صورت گیرد، یا به‌وسیله‌ی فرآیند کمپلکس شدن با لیگاندی‌هایی از قبیل یون کربنات (CO_3^{2-})، یون فلوئور (F^-) یا یون هیدروکسیل (OH^-). (Michard 1989 1992, Bau & Möller 1991). با افزایش پ هاش و کاهش دما، اغلب تأثیر جذب کاهش‌یافته و تأثیر کمپلکس شدن غالب می‌گردد (Bau & Möller 1991). در شرایط دمای زیاد و پ هاش پایین، جذب عناصر نادر خاکی با ظرفیت پایین و شعاع یونی بزرگ بسیار بیشتر است که این امر منجر به افزایش نسبی غلظت‌های عناصر نادر خاکی

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 به صورت یک دسته رخ نمی‌دهند. از این نظر، داده‌های ایزوتوپی سرب نشان‌دهنده‌ی یک منبع ناهمگن برای سرب می‌باشند.

از طرف دیگر، مقادیر μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) محاسبه شده برای گالن از $10/05$ تا $10/95$ 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.



تصویر ۹- $\delta^{34}\text{S}$ در مواد زمین‌شناسی مختلف (Hoefs 1988).

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

مطالعات تعادل- عدم تعادل اسفالریت و گالن که با هم تهنشین شده‌اند، می‌تواند داده‌های مهمی درباره‌ی غلظت گوگرد (S) در سیال کانه‌ساز، سرعت و مکانیسم تهنشست سولفید ارائه نماید (Ohmoto & Goldhaber 1997). تفاوت $\delta^{34}\text{S}$ اسفالریت و گالن

بین زوج‌های سولفیدی با هم تهنشست شده در رخدادهای باباقله، بین $5/7$ - در هزار و $5/9$ - در هزار با میانگین $5/8$ - در هزار تغییر می‌کند.

برای هر دو زوج اسفالریت- گالن، رابطه‌ی گالن $\delta^{33}\text{S}$ اسفالریت $\delta^{34}\text{S}$ برقرار است و نشان‌دهنده‌ی تهنشست احتمالی آن‌ها در شرایط غیرتعادلی می‌باشد (Ohmoto 1986). به دلیل وجود رابطه‌ی غیرتعادلی بین کانی‌های سولفیدی، محاسبه‌ی دماهای تشکیل کانسنگ امکان‌پذیر نمی‌باشد. عدم تعادل ایزوتوپی بین سولفیدهای موجود با هم، بیانگر آن است که غلظت کلی سولفید هیدروژن در سیال کانه‌ساز مساوی یا کمتر از غلظت کلی فلزات بوده و نرخ تهنشست کانی‌های سولفیدی بسیار سریع بوده است (Ohmoto & Goldhaber 1997). به دلیل غلظت پایین سولفید هیدروژن در سیال کانه‌ساز، عناصر روی و سرب می‌توانستند به صورت یونی و یا کمپلکس‌های کلریدی در آن حمل شوند.

تصویر ۹ ترکیب ایزوتوپی گوگرد در مواد زمین‌شناسی مختلف را نشان می‌دهد. بر اساس این تصویر، میانگین $\delta^{34}\text{S}$ اسفالریت ($2/7$ - در هزار) و گالن (3 + در هزار) در رخدادهای باباقله، با مقدار $\delta^{34}\text{S}$ گوگرد ماگمایی (سنگ‌های گرانیتی) و گوگرد سنگ‌های دگرگونی هم‌خوانی بیشتری دارد. با توجه به این‌که مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی شاهده‌ی مبنی بر فعالیت ماگمایی در ناحیه‌ی رخدادهای 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 و هاینس (Zartman & Haines 1988) مورد بررسی قرار گرفت (تصویر ۸). در تصویر ۸- الف، نقاط داده‌ها در بین منحنی‌های نشان‌دهنده‌ی پوسته‌ی زیرین و پوسته‌ی بالایی قرار گرفته، اما یکی از نقاط داده‌ها به منحنی پوسته‌ی بالایی نزدیک‌تر است. در تصویر ۸- ب، یکی از

سن‌های مدل ایزوتوپ سرب محاسبه شده بر اساس استیسی و کرامرز (Sta- cey & Kramers 1975) از 270 تا 472 میلیون سال (میانگین 371 ± 100 میلیون سال) تغییر می‌کند و سن اردوویسین میانی تا پرمین زبرین را نشان می‌دهد. اما این سن‌های مدل با سن زمین‌شناسی کانی‌سازی سازگار نیست، زیرا با توجه به ماهیت رگه- رگچه‌ای کانسنگ و جانیشینی بخش‌های کربناتی سنگ‌های میزبان به وسیله‌ی کانی‌های سولفیدی که تأییدکننده‌ی اپی‌ژنتیک بودن کانی‌سازی می‌باشد، سن کانی‌سازی پس از ژوراسیک میانی است. این ناهنجاری بیانگر آن است که کانی‌سازی گالن در اثر تحرک مجدد سرب از یک منبع قدیمی‌تر در واحدهای اردوویسین یا پرمین رخ داده است.

۸- نتیجه‌گیری

کانی‌سازی سرب و روی در رخدادهای باباقله در غرب ایران، دارای سن پس از ژوراسیک میانی بوده و محصول دگرگونی سنگ‌های رسوبی با سن ژوراسیک میانی می‌باشد. 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 می‌دهد 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 ایزوتوپ سرب، سرب کانی‌سازی گالن ابتدا در سنگ‌هایی با سن اردوویسین یا پرمین وجود داشته و گوگرد کانسنگ از سنگ‌های دگرگونی میزبان منشأ گرفته است. به دلیل غلظت پایین سولفید هیدروژن در سیال کانه‌ساز، عناصر روی و سرب می‌توانستند به صورت یونی و یا کمپلکس‌های کلریدی در آن حمل شوند. احتمالاً رسیدن سیالات کانه‌دار به مناطق کم فشار، باعث تمرکز سیلیس به صورت رگه‌ها و عدسی‌های کوارتزی در آن مناطق و همچنین تهنشست فلزات به صورت کانی‌های سولفیدی به همراه آن شده است. در محل‌هایی که سنگ میزبان از سنگ‌های کربناتی تشکیل شده، کانی‌های سولفیدی از طریق جانیشین شدن به جای کانی‌های کربناتی جایگزین شده‌اند.

۹- تشکر و قدردانی

مؤلفین صمیمانه از داوران محترم فصلنامه‌ی علمی- پژوهشی زمین‌شناسی کاربردی که با انتقادات و پیشنهادات سازنده‌ی خود باعث ارتقاء سطح علمی این مقاله گردیدند، سپاسگزار می‌نمایند.

مراجعه

- determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 57: 683-684.
- Bodnar, R. J., 1999**, "Hydrothermal solutions", In: *Encyclopedia 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 Sci.*
- خلقی، م. ه.، ۱۳۸۳، "نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی ورچه"، منتشر نشده.
- سهندی، م. ر.، رادفر، ج.، حسینی‌دوست، ج.، محجل، م.، ۱۳۸۵، "نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی شازند"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م.، ۱۳۸۱، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۹۵ ص.
- مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۷۳، "طرح اکتشاف مقدماتی سرب و روی"، گزارش زمین‌شناسی ۲۰۰۰۰ / مناطق باباقله و حسین‌آباد (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 Nakhhlak 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 Mississippi 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-zinc ores in the Lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer-Esfahan district (west central Iran), lithology, metal content, zonation and genesis", *Ph.D Thesis, Heidelberg University.*
- 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.*