



## مطالعه سیالات درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد، شواهدی بر منشأ کانسار سرب - نقره آهنگران، جنوب شرق ملایر

محمد معانی جو<sup>1\*</sup>، معصومه وفایی‌زاد<sup>1</sup> و فرهاد آلیانی<sup>1</sup>

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

دریافت مقاله: 1392/6/24، پذیرش: 1393/9/24

### چکیده

کانسار سرب و نقره آهنگران در غرب ایران در استان همدان و در فاصله 25 کیلومتری جنوب شرقی شهر ملایر واقع شده است. سنگ میزبان کانسار آهنگران عمدتاً سنگهای کربناتی کرتاسه زیرین است که به صورت دگرشیب بر روی سنگهای ژوراسیک قرار گرفته‌اند. کانه‌های اصلی شامل گالن، کالکوپیریت، پیریت، کانیهای اکسید آهن و پروتیت و کانیهای باطله شامل باریت، دولومیت، کلریت، کلسیت و کوارتز می‌شود. کانی‌سازی به صورت پرکننده فضای خالی، رگه‌ای، رگه‌چهای، توده‌ای، پراکنده و جان‌شینی می‌باشد. دگرسانی شامل سیلیسی شدن، سریسیتی شدن و دولومیتی شدن است. بر اساس مطالعات سیالات درگیر بر روی کانی کوارتز و کلسیت، انواع سیالات درگیر اصلی عبارتند از: I: دو فاز مایع-گاز (L+V)، II: دو فاز گاز - مایع (V+L)، III: چهار فاز  $L+V+CO_2$  (L+V)، IV: دی اکسید کربن (L+V) و  $CO_2$  و V: سه فاز  $L+V+Sy$ . دمای همگن‌شدگی سیالات درگیر اولیه نشان می‌دهد که کانی‌سازی در محدوده دمای 130 تا 320 درجه سانتی‌گراد (میانگین  $200^\circ C$ ) رخ داده است. در حالی که محدوده شوری آنها از 10 تا 15 درصد وزنی معادل نمک طعام است. نهایتاً درجه حرارت و شوری سیالات درگیر کانسار آهنگران مشابه کانسارهای سرب و روی نوع ایرلندی است. مقادیر  $\delta^{34}S$  در پیریت و گالن به ترتیب در محدوده  $-25/5$  تا  $11/6$  در هزار و  $-6/3$  تا  $-8/5$  در هزار و مقادیر  $\delta^{34}S$  باریت نیز در محدوده  $+26$  تا  $+27/2$  در هزار و مقادیر  $\delta^{34}S_{H_2S}$  سیال در حال تعادل با کانیهای گالن در محدوده  $-2/9$  تا  $-6/4$  در هزار و پیریت  $9/4$  تا  $27/9$  در هزار می‌باشد. مقادیر  $\delta^{34}S$  باریت نزدیک مقادیر سولفات دریای کرتاسه است و سولفات آب دریا می‌تواند منشأ باریت باشد. در حالی که مقادیر  $\delta^{34}S_{H_2S}$  گالن در یک محدوده باریک قرار دارند که می‌تواند بیانگر آن باشد که منشأ اصلی گوگرد احیای ترموشیمیایی سولفات است.

واژه‌های کلیدی: سرب و نقره، سیال درگیر، ایزوتوپ پایدار گوگرد، نوع ایرلندی، کانسار آهنگران، ملایر.

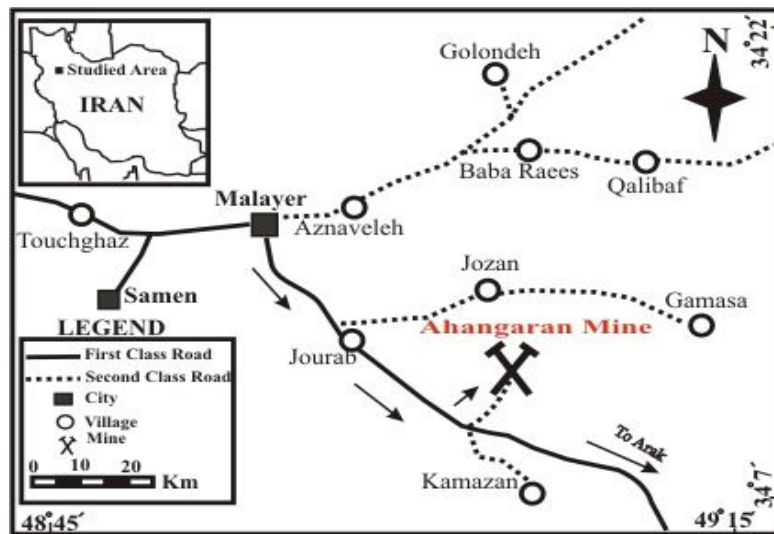
### مقدمه

گاومرده قرار گرفته و دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی است. منطقه آهنگران از لحاظ تقسیم‌بندی تکتونیکی و ساختمانی در زون سنندج - سیرجان قرار دارد و ماده معدنی به صورت عدسیهای مسطح و نازکی از میان لایه‌های دولومیتی - ماسه‌ای در کربنات‌های کرتاسه زیرین رخ می‌دهد. شکل 1 راههای دسترسی به معدن آهنگران را نشان می‌دهد. مؤمن زاده (Momenzadeh, 1988) به بررسی اکتشافی کانسار آهنگران پرداخت. او در این گزارش نقشه 1/5000

کانسار سرب و نقره آهنگران در استان همدان و در 25 کیلومتری جنوب شرقی ملایر واقع شده است و در محدوده طولهای شرقی  $48^\circ 45'$  تا  $49^\circ 15'$  و عرضهای شمالی  $34^\circ 7'$  تا  $34^\circ 22'$  قرار دارد. عیار نقره موجود در آن به‌طور متوسط 1300 ppm در یک تن کنسانتره گالن 60 درصد و عیار سرب در این کانسار به طور متوسط 6 درصد می‌باشد. ارتفاع کانسار از سطح دریا 2240 متر است که در دامنه جنوبی کوه

اساس مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی، (Zamanian, 1993) منشأ کانسار آهنگران را نیز از نوع اکسلاتیو رسوبی معرفی کرد. در این پژوهش سعی بر آن است با استفاده از مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، سیالات درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد منشأ کانسار مشخص گردد.

معدن آهنگران را تهیه و محل تونل‌های استخراجی را مشخص نمود. (Momenzadeh et al., 1979) بر اساس ژئومتری واحدهای کانه‌دار و ارتباط مکانی آنها با سنگهای دربرگیرنده، منشأ کانسار آهنگران را از نوع اکسلاتیو رسوبی معرفی کردند. رنجبران (Ranjbaran, 1991) با بررسی محیط رسوبی و دیانز سنگهای کربناته حاوی سرب و روی در منطقه، منشأ این کانسار را از نوع اپی ژنتیک هیپوژن معرفی کرد و بر



شکل 1. موقعیت جغرافیایی و نقشه راههای دسترسی به منطقه آهنگران در غرب ایران

Fig. 1. Location and access roads to the Ahangaran area, W Iran

196- تا +480 درجه سانتی‌گراد،  $\pm 0/1$  درجه سانتی‌گراد می‌باشد. جهت مطالعات ایزوتوپی گوگرد در منطقه به‌منظور شناسایی منبع کانه‌ساز، 2 نمونه باریت، 3 نمونه گالن و 2 نمونه پیریت انتخاب شد. ابتدا از نمونه‌های مربوطه مقاطع صیقلی تهیه شد تا با بررسی روابط بافتی و پاراژنتیکی اطمینان حاصل گردد که کانیهای سولفیدی مربوط به یک پاراژنز یا یک نسل از کانی‌سازی هستند. سپس نمونه‌ها را در هاون خرد کرده و در زیر میکروسکپ بیناکولار نمونه‌های خالص از باطله جدا شد. بعد از جداسازی، نمونه‌ها را با هاون آگاتی پودر نموده و در حدود یک گرم از آنها در ظروف مخصوص برای آنالیز به آزمایشگاه ایزوتوپ پایدار و ICP-MS دانشگاه کوئینز، در کشور کانادا ارسال شد. از بین این نمونه‌ها، نمونه‌های گالن و باریت به‌دلیل فراوانی و وضوح بیشتر، با صحت بالا و آلیش کمتر تهیه شد. پیریت به‌دلیل رشد درهم

#### روش مطالعه و آماده سازی نمونه‌ها

ابتدا با توجه به مطالعات اولیه روی کارهای انجام شده قبلی، نمونه‌برداری روی واحد‌های مختلف زمین‌شناسی کانسار صورت گرفت. سپس 20 مقطع نازک صیقلی جهت مطالعه کانه‌نگاری در دانشگاه تربیت مدرس تهران و 25 مقطع نازک در کارگاه مقطع نازک دانشگاه بوعلی سینا همدان تهیه گردید. نمونه‌برداری برای مطالعه سیالات درگیر از رگه‌های کوارتز و کلسیت همراه با کانه‌زایی، بعداً انجام شد و تعداد 5 مقطع دوبر صیقلی از آنها تهیه و به مطالعه پتروگرافی و تعیین شکل و ویژگیهای زایشی سیالات درگیر پرداخته شد. سپس مطالعات میکروترمومتری در آزمایشگاه سیالات درگیر شرکت مطالعات و پژوهش آذین زمین پویا با استفاده از دستگاه Linkam مدل THM600 با کنترل کننده حرارتی TMS94 و سرد کننده LNP که بر روی میکروسکپ زاپس نصب شده انجام پذیرفت. دقت و صحت استاندارد در محدوده دمایی

و ریز بودن اندازه، از نظر آرایش نسبت به نمونه گالن و باریت وضعیت نامطلوبتری داشت.

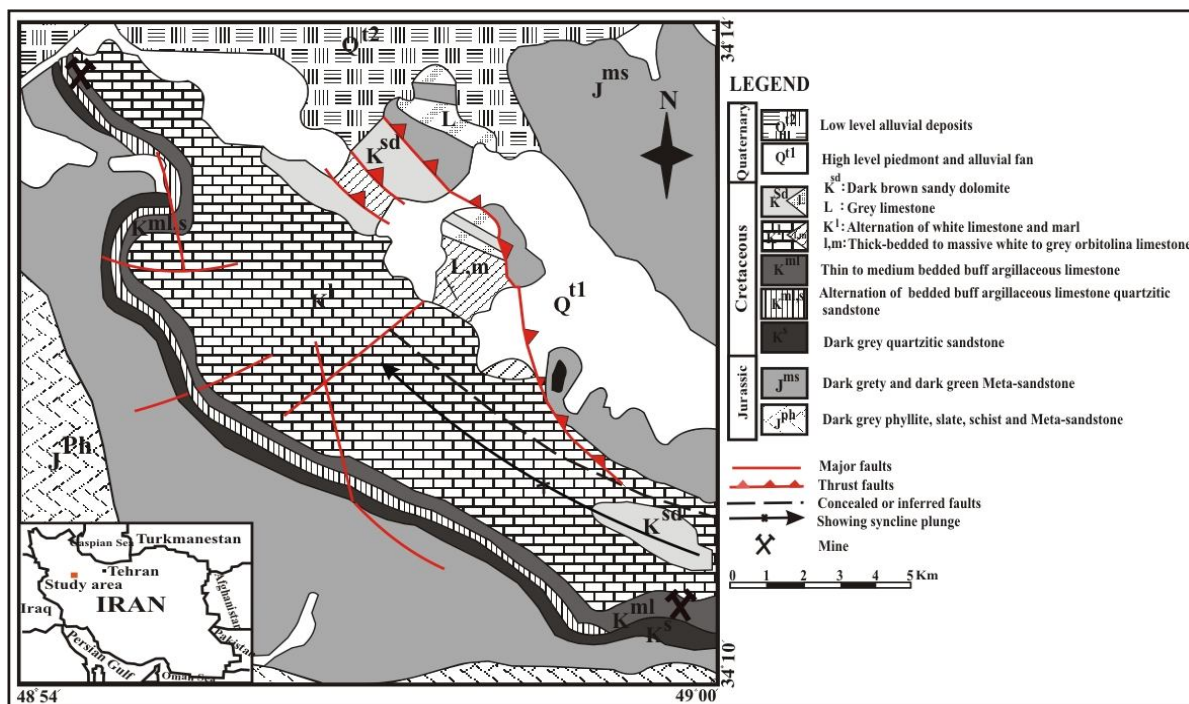
### زمین‌شناسی

منطقه آهنگران از لحاظ تقسیم‌بندی زون‌های زمین‌شناسی ایران در زون سنندج- سیرجان قرار می‌گیرد. زون سنندج- سیرجان به صورت یک نوار طویل به موازات رورانگی زاگرس قرار دارد و فعالترین زون ساختمانی از نظر فعالیتهای ماگمایی و دگرگونی در ایران است (Aghanabati, 2006). به علاوه منطقه آهنگران جزو ایالات متالوژنی ملایر- اصفهان می‌باشد به عنوان بخشی از زون ساختمانی سنندج- سیرجان که در طی کوه‌زاییهای سیمین و آلیی در معرض نیروهای فشاری با جهت شمال شرق- جنوب غرب قرار گرفته است، به همین دلیل ساختمانهای این ناحیه دارای امتداد شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد (Ranjbaran, 1991). شکل 2 نقشه زمین‌شناسی منطقه آهنگران را نشان می‌دهد. در منطقه آهنگران فعالیتهای تکتونیکی بسیار شدید بوده و از آنجایی که اثرات فعالیتهای تکتونیکی در واحدهای کرتاسه زیرین دیده می‌شود می‌توان این تغییر شکلها را به فعالیت آلیی به‌ویژه به کوه‌زایی لارامید نسبت داد. چین‌خوردگی همچنان که واحدهای سنگی را چین داده است، افقها و عدسیه‌های ماده معدنی داخل آنها را نیز متأثر نموده است. مؤمن‌زاده و همکاران (Momenzadeh et al., 1979) معتقدند در کانسار آهنگران بر اثر حرکات اولیه فاز لارامید، گسلها و همچنین زون‌های برشی ایجاد شده و محلولهای کانه‌دار از طریق این گسلها از اعماق به سمت بالا آمده و در جاهایی که توسط لایه‌های نفوذ ناپذیر پوشیده شده‌اند به تله افتاده‌اند. شکل 3-A و 3-B گسل خوردگی و برشی شدن را در کانسار آهنگران نشان می‌دهد و شکل 3-C و 3-D نمایی از سینه‌کار در یکی از تونل‌های کانسار آهنگران است که در آن کانیهای گالن و باریت مشاهده می‌شود. در منطقه آهنگران سری دگرگونی ضعیفی به چشم می‌خورد. جنس این سنگها فیلیتی و گاهی دارای کالک شیبست و لایه‌های نازکی از ماسه‌سنگ و آهک تخریبی می‌باشد. ضخامت این مجموعه به چند هزار متر می‌رسد که گاهی توسط رگه‌های کوارتز قطع شده‌اند. این دگرگونی قبل از تشکیل کانسار آهنگران صورت گرفته و در کانی‌سازی تأثیری نداشته است (Zamanian,

1993). نزدیکترین توده‌ی نفوذی به کانسار آهنگران گرانودیوریت - دیوریت جنوب شرقی ملایر (سامن) و توده گرانیت - گرانودیوریت همدان می‌باشد. این توده‌های نفوذی دارای سن کرتاسه بالایی - پالئوسن می‌باشند. در منطقه آهنگران فعالیتهای آتشفشانی محسوسی به چشم نمی‌خورد. در بعضی مواقع در لابه‌لای لایه‌های آهن‌دار این کانسار آثاری از مواد ولکانیکی اسیدی (توفیت) سبز رنگ که به شدت آتره شده‌اند، به چشم می‌خورد. به علاوه در قسمت بالای دره سماق (شمال غربی معدن) یک دایک آندزیتی که سنگ آهک پلیتی را قطع کرده است به چشم می‌خورد (Zamanian, 1993). سن تشکیلات دربرگیرنده کانسار آهنگران با توجه به میکروفسیل‌های موجود در واحدهای آهکی، کرتاسه پایین می‌باشد. واحدهای چین‌شناسی در منطقه آهنگران شامل شیست‌های تریاس بالایی - ژوراسیک، تشکیلات کرتاسه که شامل عضوهای  $Kc_1$ ،  $Kc_2$ ،  $Kc_3$ ،  $KL$ ،  $Km$  و رسوبات کواترنری می‌شود (Momenzadeh et al., 1979). واحد  $Kc_3$  از لحاظ کانه‌سازی مهمترین واحد لیتواستراتی گرافی می‌باشد که عمدتاً از دولومیت تشکیل شده است. در لابه‌لای این واحد، واحدهای آهن‌دار و باریت‌دار قرار دارند.

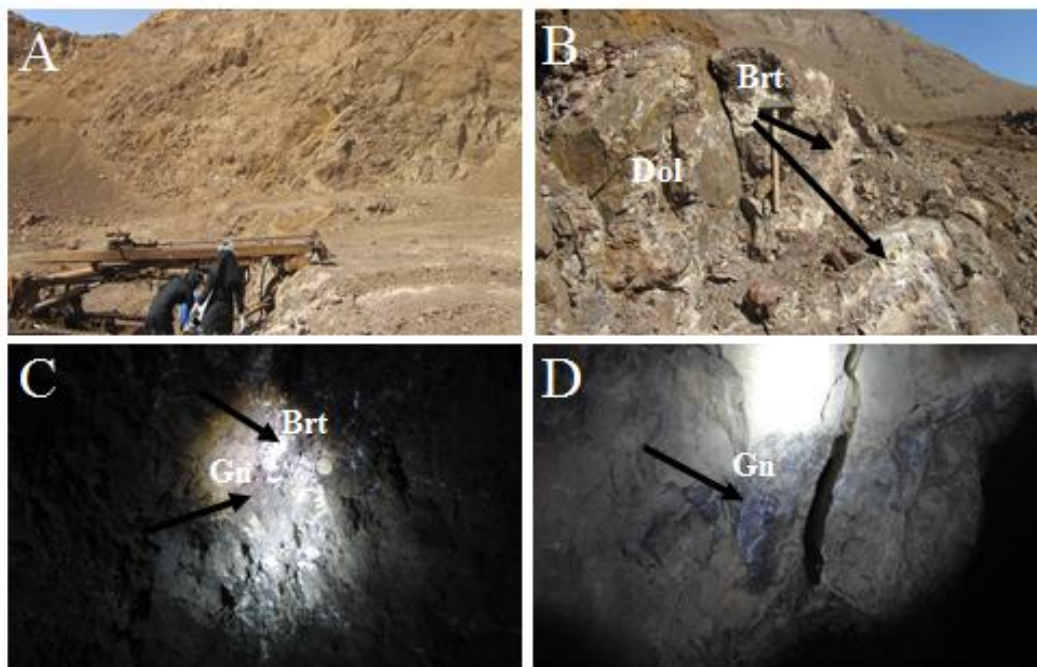
### دگرسانی سنگ میزبان

دگرسانی در کانسارهایی که محلولهای گرمایی در تشکیل آنها نقش دارند، بسیار مهم می‌باشد. در کانسار سرب- نقره آهنگران دگرسانیهای مشاهده شده عبارتند از دگرسانی سیلیسی شدن، دولومیتی شدن، تبلور مجدد، سرسیتی شدن، کلریتی و غیره. دگرسانی کلریتی شدن در واحدهای ماسه‌سنگی آهنگران به صورت پولک‌های کوچک و بزرگ کلریت و مسکویت در لابه‌لای دانه‌های کوارتز قرار گرفته‌است. ابعاد آن در حدود 20 تا 50 میکرون و فراوانی آن 5 تا 10 درصد می‌باشد (شکل 4-A). علاوه بر واحدهای ماسه‌سنگی، کلریت داخل توفیت‌های آهنگران نیز دیده می‌شود که بر اثر تجزیه فلدسپات‌های این رخساره به وجود آمده است. دگرسانی دیگر سرسیتی شدن است. گاهی این دگرسانی تا حدی پیش رفته که هیچ اثری از فلدسپات دیده نمی‌شود (شکل 4-B) و به نظر می‌رسد که از دگرسانی کانیهای رسی سنگ در برگیرنده به وجود آمده است (Zamanian, 1993).



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی منطقه آهانگران (بر گرفته از نقشه زمین‌شناسی 1/100000 ملایر) (Jafarian and Zamani, 2006)

**Fig. 2.** Geologic map of the Ahangaran area (according to the geologic map of Malayer in scale 1/100000) (Jafarian and Zamani, 2006)



شکل 3. A: واحدهای آهکی که دچار گسل خوردگی شده است، B: واحد آهنی - باریتی که برشی شده است، C: گالن و باریت به صورت پراکنده در واحدهای آهکی تونل، D: رگه‌هایی از گالن داخل واحد آهکی تونل (Gn - گالن، Brt - باریت، Dol - دولومیت) (حروف مخفف از Whitney and Evans, 2010)

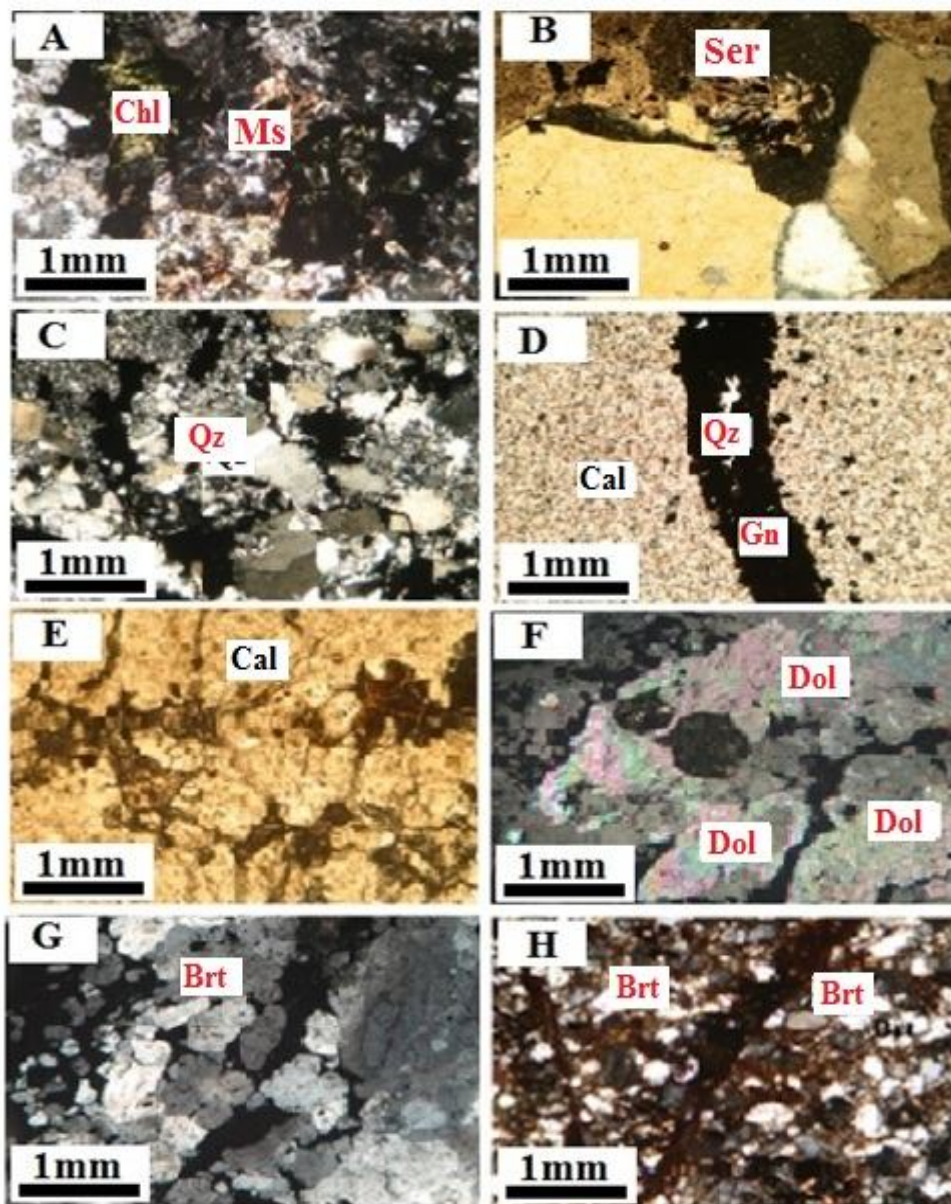
**Fig. 3.** A: limestone units that are faulted, B: iron-Barite unit that is sheared, C: disseminated galena and barite within limestone units in tunnel, D: galena veins in the limestone units in tunnel (Brt = Barite, Gn = Galena, Dol = Dolomite) (abbreviations from Whitney and Evans, 2010)

هستند. اندازه بلورهای دولومیت 62-250 میکرون (متوسط بلور) می‌باشد. بسیاری از رسوب شناسان از جمله فلوگل و بانورل و همکاران (Flugel, 2004; Bäuerle et al., 2000) اعتقاد دارند استیلولیت در اثر تراکم شیمیایی مراحل پایانی دیاژنز در سنگهای کربناتی به وجود می‌آید و در شکل‌های نامنظم، دندان‌های و ستونی مشاهده می‌شود و پدیده‌ای است که طی آن مواد قابل حل خارج و مواد نامحلول باقی می‌ماند. در اثر این فرآیند، مقدار زیادی از حجم سنگ و تخلخل کاهش می‌یابد و همین عمل باعث تجمع مواد انحلال ناپذیر در محل استیلولیت می‌شود. از تجمعات رایج در ساختار استیلولیت به کانیه‌های رسی، سولفیدها و اکسید آهن می‌توان اشاره کرد (شکل E-4). دولومیت‌های اپی‌ژنتیک نقش به‌سزایی در آماده کردن زمینه برای کانسارسازی دارد. این دولومیت‌ها دارای بافت شانه‌ای هستند و به صورت رگه‌ای دیده می‌شوند (Zamanian, 1993). این دولومیت‌ها درشت بلور بوده یعنی بین 250 تا 1000 میکرون می‌باشند. در مقاطع مطالعه شده دولومیت زین اسبی مشاهده شد که به واسطه بلورهای بسیار درشت، سطوح بلوری منحنی، خاموشی موجی و رنگ تیره (اپک) و سفید مشخص می‌گردد و کانی فلزی به صورت بافت پرکننده فضای خالی در آن دیده می‌شود (شکل F-4). دولومیت سنگی مناسب برای واکنش با محلولهای کانه‌ساز و تشکیل کانسار است. این فرآیند در واقع جزئی از فرآیند تهیه بستر به طریق شیمیایی است. به طور کلی می‌توان گفت که دولومیتی شدن در مرحله قبل از کانی‌سازی، فرآیند بسیار مهم برای کانی‌سازی است. این زون‌های دولومیتی شده به علت ترد بودن بر اثر اعمال نیروهای تکتونیکی شکسته شده و برشی می‌شوند و لذا سطح تماس بیشتری را برای واکنش با محلولهای کانه‌ساز فراهم می‌آورند. همچنین پدیده دولومیتی شدن آهکها با افزایش تخلخل همراه است، که عامل تسهیل کننده‌ای برای گردش محلولهاست. باریت از اصلی‌ترین کانیه‌های باطله در کانسار آهن‌گران است و به صورت توده‌ای در رگه‌ها، رگه‌چه‌ها و به عنوان پرکننده فضای بین بلورهای گالن حضور دارد. مشاهدات میکروسکوپی و ماکروسکوپی نشان می‌دهد قبل از مرحله کانی‌سازی سولفیدی در آهن‌گران، باریت با بافت توده‌ای و به صورت بلورهای طویل در امتداد سطوح شکستگی تشکیل شده است و در بیشتر موارد جانشین کانیه‌های دولومیت و کلسیت شده و فضای بین

دگرسانی دیگر تبلور مجدد می‌باشد و در مقاطع نازک بلورهای کوارتزی مشاهده می‌شود که اطراف آن را هاله‌هایی از کوارتزهای تبلور مجدد یافته پوشانده است. این هاله‌ها توسط سولفیدها مورد هجوم قرار گرفته و در آنها توسط سولفیدها خوردگی ایجاد شده است. این امر نشان می‌دهد که تبلور مجدد کانیه‌های کوارتز قبل از کانی‌سازی صورت گرفته است (شکل C-4). همچنین در مقاطع نازک مورد مطالعه بلورهای از پیریت دیده می‌شود که از تبلور مجدد پیریت‌های تکنونیزه حاصل گشته‌اند. دگرسانی سیلیسی شدن یکی از دگرسانی‌های مشاهده شده در کانسار آهن‌گران است، در مقاطع نازک مورد مطالعه، مشاهده می‌شود که در تمام نقاط کانسار اطراف رگه‌های کانی‌سازی شده را کانیه‌های سیلیس فراگرفته‌اند (شکل D-4) و گاهی هم وارد حفرات و فضاهای خالی شده‌اند و به صورت توده‌هایی از کانیه‌های کوارتز تجمع نموده‌اند. در بعضی مواقع کانیه‌های کوارتز در متن سنگ دربرگیرنده متبلور شده‌اند و بلورهای درشتی را تشکیل داده‌اند. هر جا که کانیه‌های کوارتز تشکیل شده‌اند مواد سولفوری نیز نفوذ کرده و متبلور شده‌اند. از مطالعه برشهای نازک و صیقلی می‌توان نتیجه گرفت که کوارتز حتی در مراحل آخر کانی‌سازی با گالن به صورت همزمان تشکیل شده است و به صورت بافت جریان‌ی در داخل گالن‌هایی که بافت توده‌ای دارند، دیده می‌شود. بلورهای کوارتزی که بر اثر فرآیند سیلیسی شدن تشکیل شده‌اند با بلورهای کوارتز اولیه موجود در ماسه سنگها و آهکهای ماسه‌ای ناحیه آهن‌گران تفاوت زیاد دارند. این بلورها معمولاً درشت‌تر هستند و در اطراف رگه‌ها، داخل حفرات و فضاهای خالی تجمع حاصل نموده‌اند و معمولاً همراه آنها کانیه‌های سولفیدی قرار دارند. دگرسانی دیگر دولومیتی شدن است که در طی این فرآیند سنگهای آهکی تبدیل به دولومیت می‌شوند. در آهن‌گران  $Mg^{+2}$  از فرآیند تبدیل مونتموریلونیت به ایلیت حاصل می‌شود، سپس  $Mg^{+2}$  جانشین  $Ca^{+2}$  در کلسیت شده و تولید دولومیت می‌نماید (Zamanian, 1993). در کانسار آهن‌گران دولومیتی شدن به دو صورت به وجود آمده است: 1) دولومیت‌های دیاژنتیک، 2) دولومیت‌های اپی‌ژنتیک. در واحدهای آهکی و ماسه‌سنگی آهن‌گران، دولومیت‌های دیاژنتیک به شکل پراکنده در متن سنگ، در امتداد استیلولیت‌ها و شکستگیها به وجود آمده‌اند (Zamanian, 1993). دولومیت‌های مذکور از نوع آهن‌دار

آنها ریز تا متوسط بوده و در بسیاری موارد بافت موزاییکی دارند (شکل H-4).

کانیهای سولفیدی را پرکرده است (شکل G-4). باریت در آهنگران همراه با اکسیدهای آهن نیز مشاهده می‌شود که معمولاً در بخش استراتی‌فرم کانسار تشکیل شده است. اندازه



شکل 4. A: نمونه‌ای از ماسه‌سنگ که کلریت و مسکوویت در فضای بین ذرات کوارتز قرار گرفته‌اند، B: کوارتز با بافت گرانولار و دگرسانی سرسیتی، C: کوارتز ثانوی در اطراف کوارتزهای تخریبی، D: رگه‌ای از کانی فلزی داخل کلسیت‌های میکریتی، E: تمرکز اکسید آهن در سطح استیلولیت، F: دولومیت زین‌اسبی، G: باریت با بافت توده‌ای، H: باریت با بافت موزاییکی (Chl= Chlorite، Qz= Quartz، Ms= Muscovite، Cal= Calcite، Ser= Sericite، Dol= Dolomite، Brt= Barite)

**Fig. 4.** A: sample of sandstone that chlorite and muscovite are located between space of the quartz particles, B: quartz with granular texture and sericitic alteration, C: secondary quartz around detrital quartz, D: a vein of metallic mineral within micritic calcite, E: concentration of iron oxide in the stylolite, F: saddle dolomite, G: barite with massive texture, H: barite with mosaic texture (Chl= Chlorite, Qz= Quartz, Ms= Muscovite, Cal= Calcite, Ser= Sericite, Dol= Dolomite, Brt= Barite)

## کانی‌سازی و مینرالوگرافی

به‌منظور شناسایی شرایطی که در هنگام تشکیل ذخیره حاکم بوده، نیازمند مطالعات میکروسکوپی کانه‌ها و پاراژن‌های حاکم بر آنها می‌باشیم. در شکل A-5، B، C و D تصاویر ماکروسکوپی مربوط به کانی‌سازی در رگه و رگه‌چه‌ها در کانسار آهنگران نشان داده شده است. دو مرحله اصلی کانی‌سازی در آهنگران وجود دارد که عبارتند از مرحله سین‌ژنتیک (هم‌زاد) هیپوژن که باعث به‌وجود آمدن واحد استراتی‌فرم کانسار آهنگران گشته است. مرحله اپی‌ژنتیک (دیرزاد) هیپوژن که باعث به‌وجود آوردن زون رگه‌ای کانسار شده است. بررسی مقاطع میکروسکوپی نشانگر تشکیل کانه‌های سولفیدی، سولفوسالت، اکسیدی و کربناتی به‌صورت اولیه و ثانویه همراه با کانیهای گانگ که شامل کوارتز، کلسیت، دولومیت، باریت، سرسیت، کلریت می‌باشد. کانیهای اصلی سولفیدی در کانسار آهنگران شامل گالن همراه با کانیهای فرعی پیریت، کالکوپیریت و کالکوزین است. از نشانه‌های هم‌زادی می‌توان به‌وجود پیریت فرامبوئیدال اشاره کرد و از نشانه‌های دیرزادی می‌توان به بافتهای ویژه این کانی‌زایی مانند برشهای حاصل از زمین‌ساختی، بافت رگه‌ای به‌صورت پرکننده فضای خالی اشاره کرد. در مرحله هوازدگی کانیهای ثانویه شامل اکسیدها و کربنات‌های سرب و روی مثل سرروزیت، انگلزیت، گوتیت، مالاکیت، کولیت و ... تشکیل شده‌اند. کانیهای سولفیدی منطقه بیشتر شامل گالن، پیریت و کالکوپیریت می‌شود.

**گالن:** گالن کانی اصلی و اولیه در کانسار آهنگران است (شکل A-5 و B). در مقاطع مطالعه شده گالن به‌صورت توده‌ای با پیت‌های کلیواژی خمیده مشاهده می‌شود. در این مورد به علت اعمال تنشهای مختلف، گالن تغییر شکل داده و پیت‌های کلیواژی آن به‌صورت منحنی در می‌آید. ابعاد کانی گالن در مقطع از 200 میکرون تا 2 میلی‌متر متغیر و فراوانی آن 30 درصد می‌باشد (شکل A-6). این بافت ناشی از خاصیت خمیری گالن است. زیرا گالن در برابر اعمال تنش خاصیت خمیری پیدا می‌کند و در اکثر موارد وارد شکستگی‌های دیگر کانیها می‌شود (Zamanian, 1993). همچنین گالن به‌صورت بافت پرکننده فضای خالی هم در سنگ کربناته درون‌گیر و هم درون رگه‌های کلسیتی و سیلیسی و در فضاهای خالی بین ذرات سنگ و رگه دیده می‌شود. ابعاد کانی گالن از 0/5

میلی‌متر تا 1 سانتی‌متر متغیر و فراوانی آن 50 درصد است (شکل B-6). این بافت تشکیل متأخر گالن نسبت به سنگ میزبان کربناته و اپی‌ژنتیک بودن کانه‌زایی را نشان می‌دهد. در این بافت ماده معدنی برخی از فضاهای خالی ناشی از فرآیندهای دیاژنتیکی را پر کرده است. دولومیتی شدن یکی از فرآیندهای دیاژنتیکی اصلی در افق معدنی است. فرآیند مذکور فضاهای خالی زیادی را در سنگ ایجاد کرده است، که این فضاها مکان مناسبی برای تمرکز مواد معدنی هستند. در بعضی مقاطع گالن با بافت پراکنده با فراوانی حدود 30 درصد و ابعاد 500 میکرون تا 1 میلی‌متر همراه با کالکوپیریت با فراوانی 5 درصد و با ابعاد 50 تا 200 میکرون در متن سنگ در برگزیده زون‌های رگه‌ای در آهنگران دیده می‌شود (شکل C-6). در تعدادی از نمونه‌ها کانی گالن بافت کاتاکلاستیک را نشان می‌دهد (شکل H-6) که بیانگر اعمال تکتونیک بر روی این کانی است. ابعاد کانی گالن از 1 میلی‌متر تا 2 میلی‌متر متغیر بوده و فراوانی آن 50 درصد می‌باشد (شکل D-6).

**پیریت:** پیریت یکی از کانیهای فراوان در اغلب مراحل کانه‌زایی می‌باشد. اصطلاح فرامبوئیدال برای آگرگات‌های کروی شکل و میکروکریستالین به‌کار می‌رود که اگر در کنار همدیگر تجمع نمایند یک آگرگات کروی شکل به‌صورت تمشک را به‌وجود می‌آورند (Ramdohr, 1980). در کانسار آهنگران پیریت‌های فرامبوئیدال در رخساره‌های آهنی مشاهده می‌شود و ابعاد آن از 30 تا 50 میکرون متغیر و فراوانی آن 10 درصد می‌باشد (شکل J-6). در بعضی نمونه‌ها پیریت با بافت کاتاکلاستیک مشاهده می‌شود که به‌صورت بلورهای درشت پس از تشکیل بر اثر اعمال تنشهای مختلف و به‌خاطر مقاومت خود پیریت‌ها در برابر تنش و به‌خاطر این‌که پیریت فاقد خاصیت جریان خمیری است می‌شکند (شکل K-6). همچنین پیریت به‌صورت بلورهای ایدیومورف با فراوانی 40 درصد و با ابعاد 500 میکرون تا 0/5 میلی‌متر مشاهده می‌شود که در حال تبدیل به اکسیدهای ثانوی آهن می‌باشد، این بلورها بیشتر در زون هوازدگی آهنگران دیده می‌شوند (شکل G-6). در بعضی مقاطع گالن دارای انکلوژیون‌های بزرگی از پیریت یوهدرال می‌باشد که نشان می‌دهد که گالن بعد از کانی فوق متبلور شده است (شکل D-6).

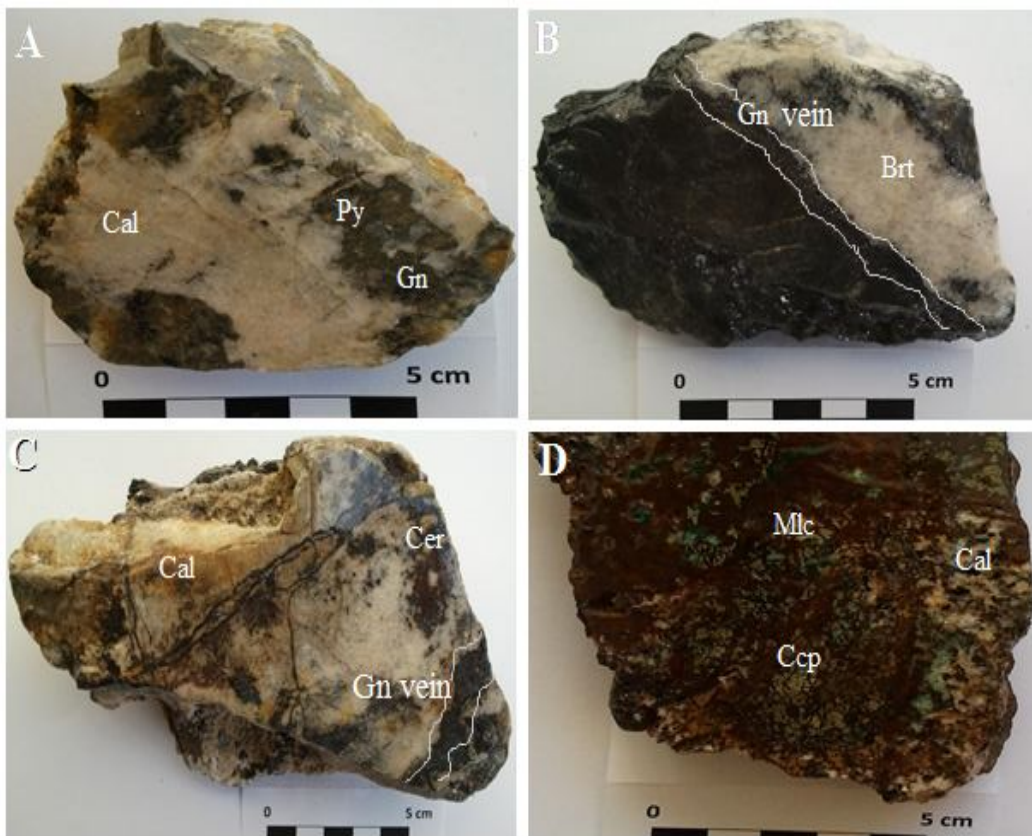
**کالکوپیریت:** مهمترین کانی مس‌دار در کانسار آهنگران کالکوپیریت است. کالکوپیریت به‌صورت بلورهایی با ابعاد 50

**پیروتیت:** پیروتیت به صورت محلول جامد و با ابعاد 10 تا 20 میکرون با فراوانی 10 درصد و با بافت پراکنده دانه در متن سنگ در برگیرنده مشاهده می‌شود که در حاشیه تبدیل به کولیت و کالکوزین شده‌اند. کولیت و کالکوزین دارای بافت جانشینی نسبت به کالکوپیریت می‌باشند (شکل E-6). در بعضی مقاطع کالکوپیریت به صورت بافت پرکننده فضای خالی و رگه-رگه‌های با بلورهای پیروتیت و در بعضی موارد همراه با گالن مشاهده می‌شود.

کانیهای فرعی در کانسار آهن‌گران شامل پیروتیت، تتراهدریت، مگنتیت و کانیهای ثانویه شامل انگلزیت و سروزیت، کولیت و کالکوسیت، گوتیت، مالاکیت و آروزیت می‌باشند (شکل 7).

**تتراهدریت:** کانی سولفوسالت نقره‌دار در کانسار آهن‌گران می‌باشد که به شکل ادخال‌های بی‌شکل و با حالت گرد داخل گالن حضور دارد. ابعاد کانی گالن 100 تا 200 میکرون است (شکل A-7).

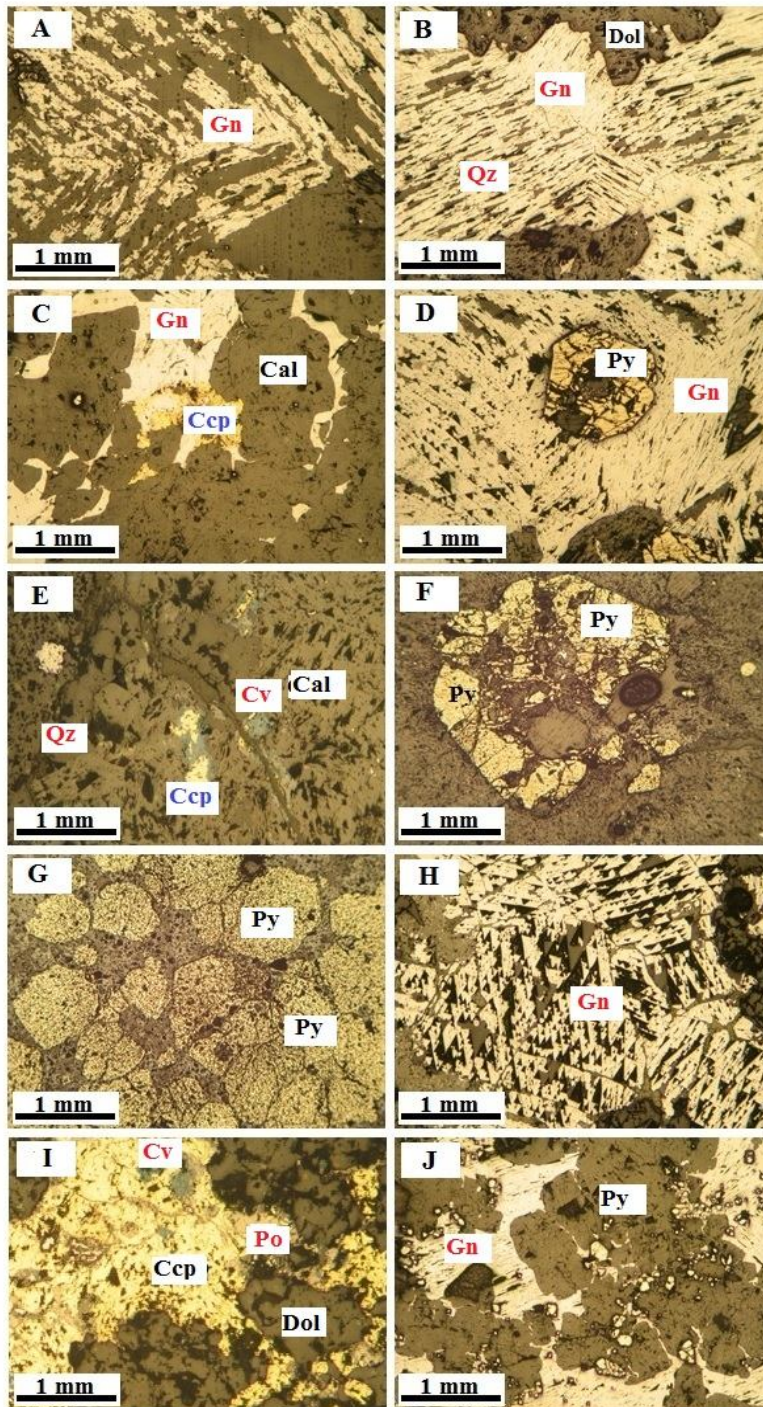
گالن مشاهده می‌شود.



**شکل 5.** A: پیروتیت و گالن به صورت پراکنده در متن سنگ میزبان دیده می‌شود که از حاشیه گالن داخل پیروتیت نفوذ کرده است، B: هم‌رشدی گالن و باریت در سنگ میزبان، C: گالن از حاشیه در حال تبدیل به سروزیت می‌باشد و به صورت رگه ای در سنگ میزبان نفوذ کرده است، D: کالکوپیریت در حال تبدیل به مالاکیت و کانیهای اکسیدی آهن می‌باشد (Cal = کلسیت، Py = پیروتیت، Ccp = کالکوپیریت، Gn = گالن، Mlc = مالاکیت، Cer = سروزیت، Brt = باریت)

**Fig. 5.** A: pyrite and galena scattered in the host rock in which galena entered to the margins of pyrite, B: galena and barite intergrowth in host rock, C: galena from margins is converging to cerussite and as veins are penetrated into the host rock, D: chalcopyrite is converting to malachite and iron oxides (Cal = Calcite, Py = Pyrite, Ccp = Chalcopyrite, Gn = Galena, Mlc = Malachite, Cer = Cerussite, Brt = Barite)





شکل 6. A: گالن با بافت توده‌ای. B: گالن با بافت پرکننده فضای خالی. C: گالن با بافت پراکنده به همراه کالکوپیریت. D: پیریت یوهدرال در داخل گالن. E: کالکوپیریت در حال تبدیل به کولیت و کالکوسیت. F: پیریت با بافت کاتاکلاستیک. G: پیریت در حال تبدیل به اکسیدهای ثانوی آهن. H: گالن با بافت کاتاکلاستیک. I: کالکوپیریت در حال تبدیل به پیروتیت و کولیت. J: پیریت فرامبوئیدال. (Cal = کلسیت، Qz = کوارتز، Py - پیریت، Ccp - کالکوپیریت، Gn - گالن، Cv - کولیت، Po - پیروتیت)

**Fig. 6.** A: galena with massive texture, B: galena with open-space filling texture, C: galena with scattered texture with chalcopyrite, D: euhedral pyrite within galena, E: chalcopyrite is converted to covellite and chalcocite, F: pyrite with cataclastic texture, G: pyrite altering to secondary iron oxides, H: galena with cataclastic texture, I: chalcopyrite is converting to covellite and pyrrhotite, J: framboidal pyrite (Cal = Calcite, Qz = Quartz, Py = Pyrite, Ccp = Chalcopyrite, Gn = Galena, Cv = Covellite, Po = Pyrrhotite)

که این نوع سیالات در صورتی به وجود می‌آیند که بی‌نظمی همزمان با رشد بلور آغاز و با ادامه رشد آن بسته شود و به خوبی نشانگر سیالی است که بلور هنگام رشد در آن شناور بوده است (Roedder, 1976). حالت همگن شدن در اکثر سیالات درگیر به صورت مایع ( $V \rightarrow L$ ) می‌باشد. البته به‌ندرت سیالات درگیری که به حالت بخار ( $L \rightarrow V$ ) همگن شدند، نیز وجود دارد که می‌تواند نشان‌دهنده بروز پدیده تراپلینگ<sup>1</sup> یا اثر برنولی<sup>2</sup> باشد که در آن سیال به علت کم شدن فشار اعمال شده بر آن، دچار گازدار شدن یا جوشش می‌شود (Guilbert and Park, 1986).

شکل 9 تصاویر مربوط به انواع سیالهای درگیر در کانسار آهنگران را نشان می‌دهد. در شکل A-9 سیال درگیر مایع-کربونیک که غنی از  $CO_2$  است دیده می‌شود. نمونه‌ای از سیالات درگیر غنی از گاز هستند (شکل B-9). در شکل‌های C-9، E و F دو نوع میانبار همراه هم دیده می‌شوند. این روابط نشان می‌دهد که هر دو سیال در طی ته‌نشست کوارتز حضور داشتند اما لزوماً نشان‌دهنده به دام افتادن همزمان میانبارها نمی‌تواند باشد. سیال درگیر دو فاز غنی از مایع در شکل D-9 دیده می‌شود. در بعضی میانبارها کانی دختر همراه با فازهای مایع و گاز مشاهده می‌شود که فاز دختر سیلوت می‌باشد (شکل E-9). همچنین در بعضی از میانبارها شواهدی از گردن کشیدگی دیده می‌شود (شکل F-9). براساس مطالعات پتروگرافی، میانبارهای سیال نمونه‌ها را می‌توان در پنج گروه به شرح زیر قرار داد (جدول 1).

**I:** دو فاز مایع - گاز ( $L+V$ ),

**II:** دو فاز مایع - گاز - مایع ( $V+L$ ),

**III:** چهار فاز ( $L+V+CO_2$ )

**IV:** تک فاز ( $L+V$ ) و  $CO_2$

**V:** سه فاز ( $L+V+Sy$ )

در میانبارهای گروه I فاز مایع همراه با فاز حباب گاز وجود دارد. اندازه آن بین 5 تا 16 میکرومتر متغیر است. بیشترین حجم را فاز مایع تشکیل می‌دهد و فاز گازی تنها 5 تا 25 درصد حجم سیالات درگیر مطالعه شده را در بر می‌گیرد. میانبارهای نوع II فقط در نمونه کلسیت مشاهده شده است. اندازه آنها 5 میکرون بوده و حباب گاز بیشترین حجم سیال را (بیش از 60 درصد) اشغال کرده است. دمای همگن شدن در این سیالات بالا ( $> 500^\circ C$ ) است.

مگنتیت: یکی از فراوانترین کانیهای اکسیدی آهن در کانسار آهنگران است. پیریت با فراوانی 40 درصد و با ابعاد 50 تا 250 میکرون مشاهده می‌شود که در حال تبدیل به اکسیدهای ثانویه آهن (گوتیت) و مگنتیت می‌باشد (شکل 7-7 و B-7).

کولیت و کالکوسیت: در نمونه‌های مورد مطالعه گالن با ابعاد 200 تا 500 میکرون و با فراوانی 30 درصد در امتداد رخها و از حاشیه به کولیت و کالکوسیت با بافت جانیشینی تبدیل شده است (شکل 7-D). همچنین در مقاطع مورد مطالعه مشاهده می‌شود که کالکوپیریت در حال تبدیل به کولیت و کالکوسیت می‌باشد (شکل 6-E).

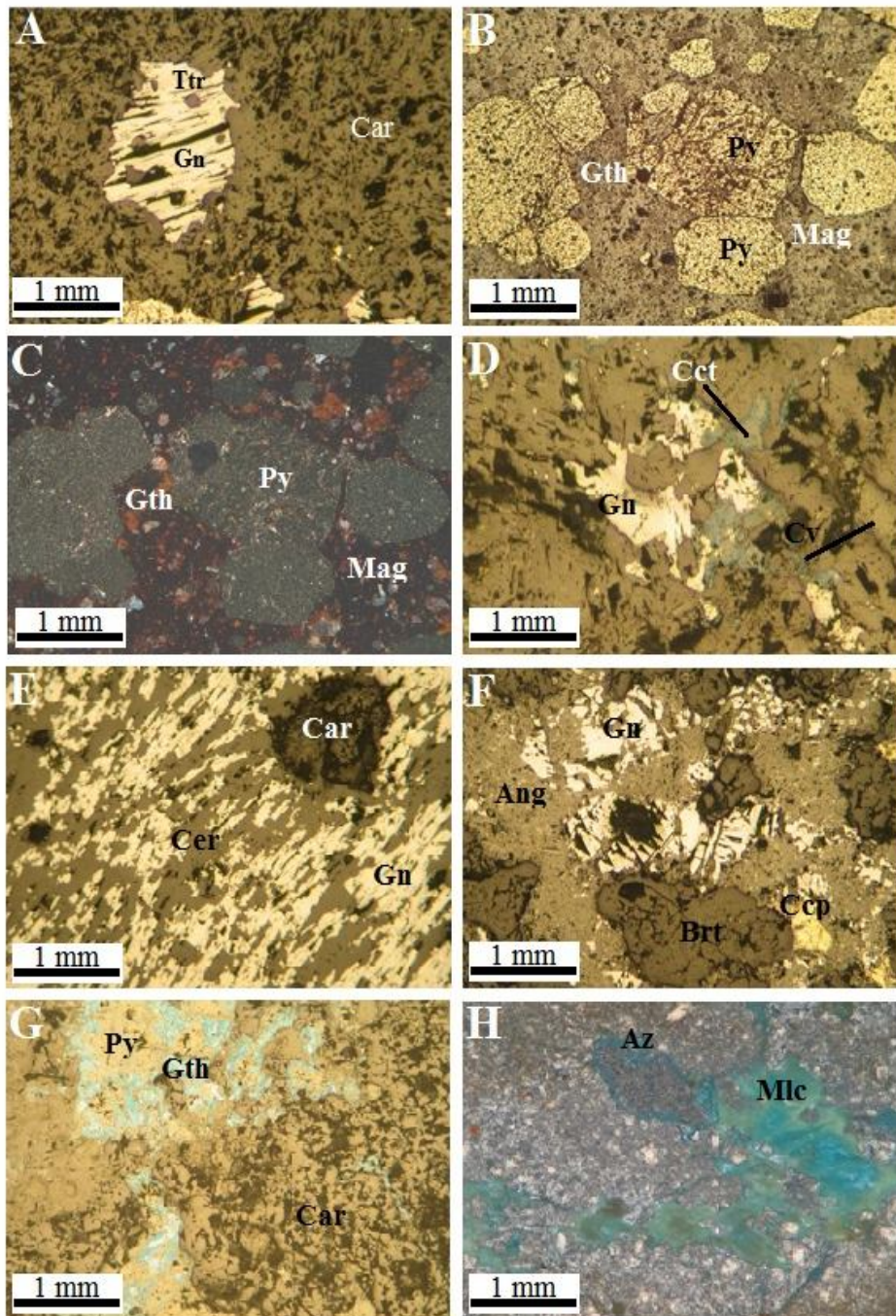
انگلیزیت و سروزیت: بر اساس مطالعات میکروسکپی، گالن از اطراف و در امتداد سطوح رخ و شکستگیها به وسیله سروزیت و انگلیزیت جانیشین شده است. ابعاد کانی گالن 500 میکرون تا 0/5 میلی‌متر و فراوانی آن 30 درصد می‌باشد. بافت جانیشینی یکی از بافتهای ثانویه در منطقه مورد مطالعه است (شکل‌های 7-E و 7-F).

گوتیت: گوتیت از اکسایش کانیهای سولفوری اولیه مثل پیریت و کالکوپیریت حاصل شده که با بافت اسکلتی قابل مشاهده است و فراوانی آن در حدود 0/5 درصد می‌باشد. این هیدروکسیدها در داخل قالب کانی دیگری که همان پیریت است جانیشین شده‌اند. این خصوصیت تداعی‌کننده بافت پسودومورفیک و نشان‌دهنده پدیده آلتراسیون سوپرژن می‌باشد. (شکل 7-G).

مالاکیت و آزوریت: فراوانترین کانیهای ثانویه مس‌دار در بخشهای سطحی کانسار آهنگران هستند که در اثر اکسایش کالکوپیریت حاصل شده‌اند. فراوانی آنها در حدود 5 درصد است (شکل 7-H). بر اساس مطالعات انجام شده در مقیاس صحرایی، نمونه دستی و میکروسکپی، توالی پاراژنتیک کانیها و کانه‌های کانسار سرب و نقره آهنگران رسم شد (شکل 8).

#### پتروگرافی سیالات درگیر

از لحاظ شکل ظاهری، سیالات درگیر در نمونه‌های کانسار آهنگران همگی بی‌شکل می‌باشند. نبود شکل خاص در میانبارها نشان‌دهنده این است که فضاهای بین سطوح بلوری که باعث به تله افتادن میانبارها شده، دارای شکل خاصی نبوده‌اند. اندازه آنها بین 5 تا 20 میکرون است و اغلب کوچکتر از 10 میکرون هستند. سیالات درگیر بیشتر از نوع اولیه بوده



شکل 7. A: ادخالهای تتراهدریت درون گالن، B: تبدیل شدگی پیریت به گوتیت و مگنتیت (PPL) و C: (XPL)، D: بافت جاننشینی کوولیت و کالکوسیت، E: بافت جاننشینی سروزیت توسط گالن، F: بافت جاننشینی انگلزیت توسط گالن، G: گوتیت با بافت اسکلتی، H: ملاکیت و آزوریت از اکسایش کالکوپیریت تشکیل شده‌اند (Ttr- تتراهدریت، Gn- گالن، Car- کربنات، Py- پیریت، Cv- کوولیت، Cct- کالکوسیت، Ang- انگلزیت، Brt- باریت، Ccp- کالکوپیریت، Cer- سروزیت، Mag- مگنتیت، Gth- گوتیت، Mlc- ملاکیت، Az- آزوریت)

**Fig. 7.** A: inclusions of tetrahedrite in galena, B: pyrite converting to goethite and magnetite (PPL) and C: (XPL), D: covellite and chalcocite replacement texture, E: cerussite replacement texture by galena, F: anglesite replacement texture by galena, G: goethite with skeletal texture, H: malachite and azurite formed from oxidation of chalcopyrite (Ttr = Tetrahedrite, Gn = Galena, Car = Carbonate, Py = Pyrite, Cv = Covellite, Cct = Chalcocite, Ang = Anglesite, Brt = Barite, Ccp = Chalcopyrite, Cer = Cerussite, Mg = Magnetite, Gth = Goethite, Mlc = Malachite, Az = Azurite)

minerals	Mineralization		
	Early	Hypogene	Late
Quartz	██████████	██████████	██████████
Carbonates	██████████	██████████	██████████
Sericite	██████████	██████████	██████████
Chlorite	██████████	██████████	██████████
Barite	██████████	██████████	██████████
Magnetite		██████████	
Pyrite	██████████	██████████	██████████
Galena	██████████	██████████	██████████
Chalcopyrite	██████████	██████████	
Pyrrhotite			██████████
Tetrahedrite			██████████
Covellite			██████████
Chalcocite			██████████
Malachite			██████████
Azorite			██████████
Cerussite			██████████
Anglesite			██████████
Fe Secondary Oxides			██████████

شکل 8. توالی پاراژنتیک مراحل کانی‌سازی در معدن آهن‌گران.

Fig. 8. Paragenetic sequence illustrating stages of mineralization in the Ahangaran deposit

به‌همین دلیل حضور گاز  $H_2S$  با شواهد کانی‌شناسی در سیالات کانه‌ساز تطبیق دارد. از طرفی با توجه به حضور مواد آلی در سنگ میزبان کربناته و شواهد کانی‌شناسی، احتمالاً گاز متان نیز همراه با  $CO_2$  در سیالات کانه‌ساز وجود داشته است. حضور نمکهای حل شده این دما را پایین می‌آورد، در حالی که حضور گازهایی به غیر از  $CO_2$  نقطه‌نهایی ذوب را بالا می‌برد (Sterner and Bodnar, 1991). در میانبارهای نوع IV فاز  $CO_2$  به‌صورت مایع و بخار دیده می‌شود و فاز آبدگین همراه آن دیده نمی‌شود. بیشترین حجم را فاز کربونیک مایع تشکیل داده و فاز گازی 10 تا 25 درصد حجم را در بر می‌گیرد و اندازه آنها 5 میکرومتر است. میانبارهای نوع V فقط در یکی از نمونه‌های کوارتز مشاهده شد. اندازه آن 10 میکرومتر می‌باشد. بیشترین حجم را فاز مایع تشکیل داده و فاز گازی فقط 5 درصد حجم را در بر گرفته است. در این میانبار بلور سیلویت به عنوان کانی دختر<sup>1</sup> است. بنابراین با توجه به سیالات درگیر موجود می‌توان گفت کانی‌سازی در کانسار آهن‌گران از یک کمپلکسی از  $H_2O-CO_2-KCl-NaCl$

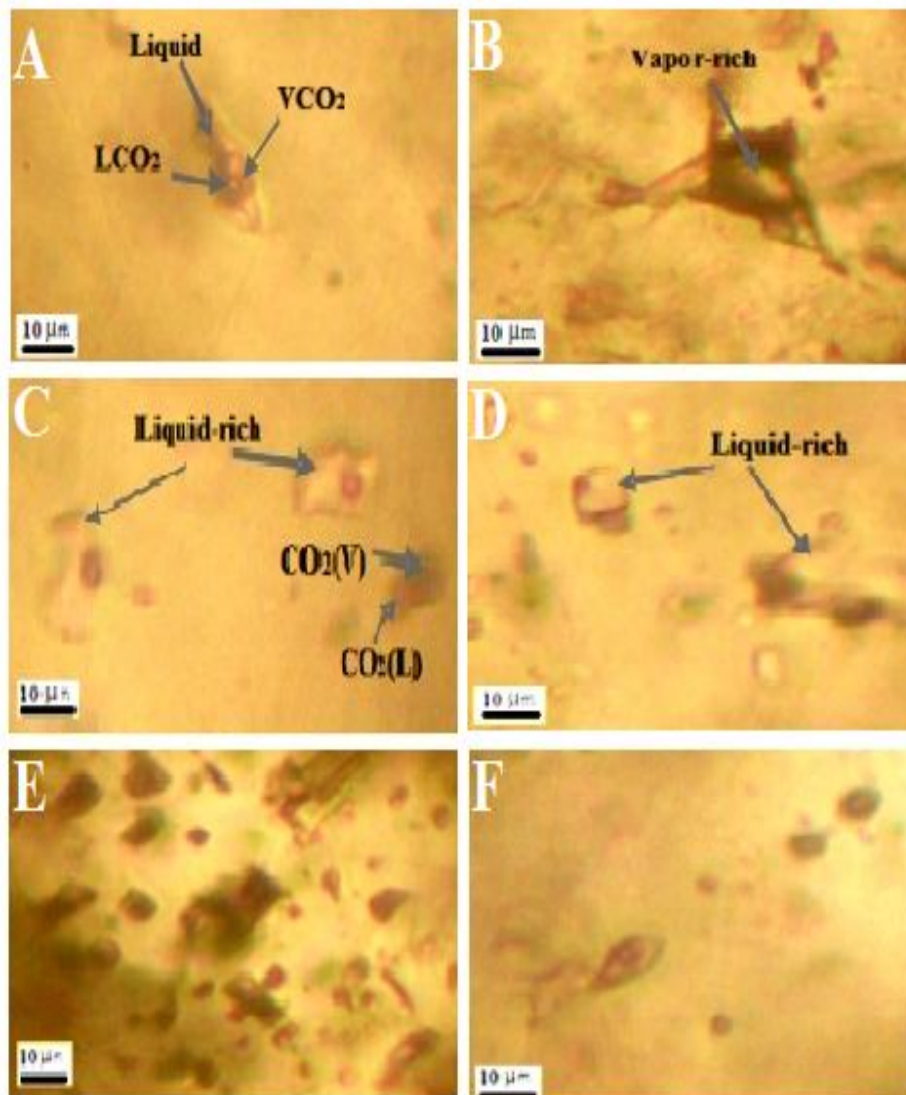
میانبارهای نوع III فراوانترین نوع سیالات درگیر بوده و در همه نمونه‌های مورد مطالعه حضور دارند. این نوع سیالات متشکل از فازهای مایع و گاز بوده (L+V) و فازهای مایع و گازی دی‌اکسید کربن نیز به آنها اضافه می‌گردد که به‌صورت اشکال نامنظم و دارای نسبت‌های مایع به بخار متغیر هستند. بیشترین حجم را فاز مایع تشکیل داده و فاز گازی تنها 5 تا 50 درصد حجم سیالات درگیر مطالعه شده را در بر می‌گیرد. اندازه آنها بین 5 تا 16 میکرومتر است. در این نوع از سیالات درگیر، فاز  $CO_2$  مایع بین 52/6- تا 58/8- درجه سانتی‌گراد ذوب می‌شود. دی‌اکسید کربن خالص دارای نقطه ذوب  $56/6^\circ C$  است (Burruss, 1981). ولی  $TmCO_2$  های اندازه گیری شده در آهن‌گران بین 52/6- تا 58/8- درجه سانتی‌گراد است که حاکی از گازهای دیگر در نمونه دارد (مانند  $CH_4$ ،  $N_2$  و  $H_2S$ ). با توجه به نتایج ترمومتری، گاز  $H_2S$  می‌تواند در سیالات کانه‌ساز آهن‌گران وجود داشته باشد. وجود پیریت در منطقه می‌تواند بیانگر این باشد که فشار گاز گوگرد بالا بوده که توانسته پیریت و سایر فازهای سولفیدی را ته‌نشست کند.

1. Daughter Crystal

(Chen, 1994 و برای سیالات آبگین-کربونیک از معادله 1972) در شکل B-10 نشان داده شده است. میزان شوری در تیپ I به‌طور متغیر و بین 5/1 تا 24/2 درصد وزنی معادل NaCl می‌باشد. دمای نهایی ذوب یخ در این سیالات در محدوده بین 3/1- تا 22/8- درجه سانتی‌گراد و دمای همگن شدن بین 131/5 تا 274 درجه سانتی‌گراد است.

تشکیل شده و میانبارهای موجود در نمونه‌ها بیشتر از نوع I و III بوده و اندازه‌گیری پارامترهای دمایی بر روی آنها صورت گرفته است.

میکروترمومتری: با استفاده از دمای ذوب یخ می‌توان به میزان شوری سیال پی برد. درصد شوری سیالات درگیر موجود در کانسار آهنگران با استفاده از جداول و فرمولهای ارائه شده توسط بودنار و ویتیک (Bodnar and Vityk,



شکل 9. A: سیال درگیر سه فاز مایع-کربونیک، B: سیال درگیر دو فاز غنی از بخار (V+L)، C: سیال درگیر دو فاز غنی از مایع (L+V) و سیال درگیر تک فاز گازی، D: سیال درگیر دو فاز غنی از مایع، E: سیالات درگیر سه فاز دارای کانی دختر، F: گردن کشیدگی در سیال درگیر

**Fig. 9.** A: three-phases liquid-carbonic inclusion, B: two-phases vapor-rich inclusion (L+V), C: two-phases liquid-rich inclusion (L + V) and single-phase-gas inclusion, D: two-phases liquid-rich inclusion, E: three-phases inclusion with daughter crystal, F: necking down in inclusion

جدول 1. اطلاعات ریزدماسنجی سیالات درگیر در کانسار آهنگران

Table 1. Microthermometric data of fluid inclusions in the Ahangaran deposit

Sample No.	Size ( $\mu\text{m}$ )	Phase	Liquid (%)	T <sub>mi</sub> ( $^{\circ}\text{C}$ )	T <sub>mCO<sub>2</sub></sub> ( $^{\circ}\text{C}$ )	T <sub>clat</sub> ( $^{\circ}\text{C}$ )	Th(V→L) ( $^{\circ}\text{C}$ )	Salinity
145	8	L+V+CO <sub>2</sub> (L+V)	90	-8.8	-	-6	153.9	20.2
145	16	L+V+CO <sub>2</sub> (L+V)	95	-9.2	-	+10	215.4	13.1
145	6	L+V+CO <sub>2</sub> (L+V)	95	-11.1	-55.6	-10	191.2	15.1
145	10	L+V+Sy	95	-11.2	-	-	197.5	20.3
114	7	L+V+CO <sub>2</sub> (L+V)	85	-6.8	-	+4	218.1	11.3
114	5	L+V	90	-5.7	-	-	133.1	8.8
114	5	L+V+CO <sub>2</sub> (L+V)	60	-6.1	-56.1	+8.5	326.4	4.4
114	5	L+V+CO <sub>2</sub> (L+V)	75	-6.4	-58	-	291.6	15.5
114	6	CO <sub>2</sub> (L+V)	75	-	-59	-	-11	-
114	10	L+V+CO <sub>2</sub> (L+V)	85	-4.3	-56.9	+5.2	298.8	9.7
114	5	CO <sub>2</sub> (L+V)	90	-	-	-14.9	-0.7	-
114	5	CO <sub>2</sub> (L+V)	90	-	-57.2	-	-0.1	-
115	5	L+V	95	-3.1	-	-	131.5	5.1
115	5	L+V	95	-8.2	-	-	230.1	11.9
115	5	L+V	95	-7.6	-	-	159.7	11.2
115	5	L+V	95	-9.3	-	-	232.2	13.2
115	5	L+V	95	-6.4	-	-	274.2	9.7
115	10	L+V+CO <sub>2</sub> (L+V)	95	-	-	+1.9	191.2	13.7
135	5	L+V+CO <sub>2</sub> (L+V)	75	-6.8	-	+5.4	163.9	9.4
135	5	V+L	40	-	-	-	>500	-
135	5	V+L	40	-	-	-	>500	-
135	5	L+V+CO <sub>2</sub> (L+V)	75	-9.2	-	+4.1	135.6	11.2
135	5	L+V	95	-9.1	-	-9.1	155.5	13
106	5	L+V+CO <sub>2</sub> (L+V)	90	-15.8	-	-	180.6	14.7
106	16	L+V	95	-16.9	-	-	189.4	20.2
106	10	L+V	95	-22.8	-	-	210.5	24.2
106	10	L+V	95	-22.1	-	-	210.5	23.1
106	9	L+V	95	-18.2	-	-	173.5	21.1
106	6	L+V	95	-13.2	-	-	174	17.1

سیلویت: Sy, بخار: V, مایع: L

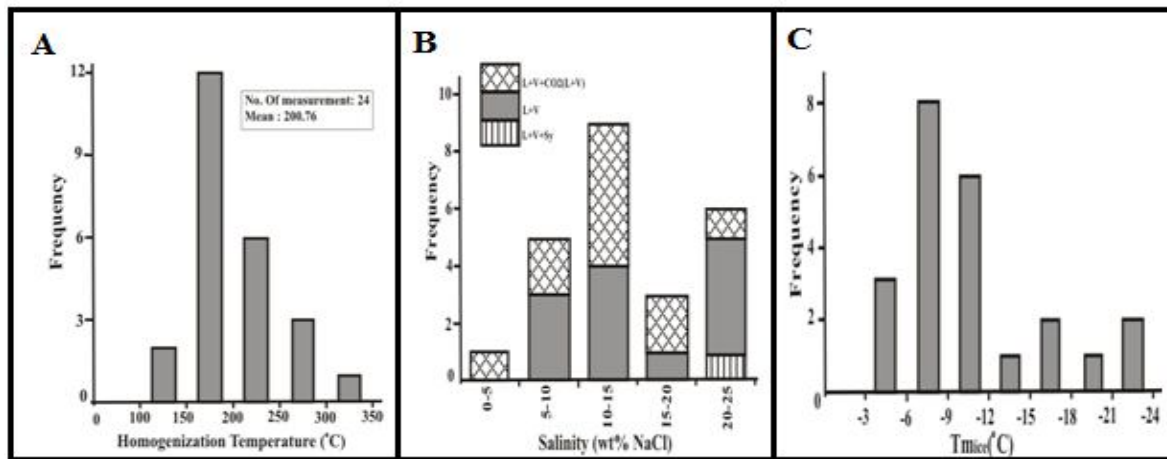
کلاتریت تشکیل می‌شود. شوری فاز آبگین بررسی شده از دماهای ذوب یخ نسبت به شوری واقعی فاز آبگین بالاتر است اگر ذوب یخ قبل از ذوب کلاتریت رخ دهد. به این علت شوری سیالات درگیر گازدار نمی‌تواند مستقیماً از دمای ذوب یخ تعیین شود (Roedder, 1963; Takenouchi and Kennedy, 1965; Collins, 1979).

تاکنوجی و کندی، کولینز و دیاموند (Diamond, 1994; Takenouchi and Kennedy, 1965; Collins, 1979) پیشنهاد کردند که دماهای ذوب کلاتریت باید برای تعیین شوری سیالات درگیر CO<sub>2</sub> دار استفاده شود. در میانبارهای نوع IV دمای همگن شده آنها پایین بوده و منفی می‌باشد. در این نوع سیالات درگیر، فاز CO<sub>2</sub> مایع بین -57/2 تا -59

در میانبارهای تیپ III دمای نهایی ذوب یخ این سیالات در محدوده بین 4/3- تا 15/8- درجه سانتی‌گراد و دمای همگن شدن آن بین 135 تا 326 درجه سانتی‌گراد متغیر است. مقادیر دمای ذوب کلاتریت برای این گروه بین 10- و 10°C+ است. میزان شوری در این تیپ متغیر و بین 3/52 تا 20/78 درصد وزنی معادل NaCl می‌باشد. شوری بررسی شده با فرض این‌که سیستم H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> خالص می‌باشد محاسبه شده است. اندرسون و همکاران (Anderson et al., 2004) بیان کردند که اگر گازهای N<sub>2</sub>، CH<sub>4</sub> و H<sub>2</sub>S وجود داشته باشد، باعث افزایش شوری می‌شود. رویدر (Roedder, 1963) بیان کرد که اگر یک جزء فرار مثل CO<sub>2</sub> در میانبارها وجود داشته باشد، وقتی میانبارها سرد می‌شوند یک فاز

9- درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. همچنین میانگین شوری نیز 10 تا 15 درصد وزنی معادل نمک طعام است. وجود  $\text{CO}_2$  در سیالهای رقیق، حتی در مقادیر اندک، دمای ذوب یخ ( $T_m$ ) را دستخوش تغییر می‌کند. به‌طوری‌که با افزایش مقدار این گاز،  $T_m$  کاهش و میزان شوری افزایش می‌یابد، در نتیجه شوری اندازه‌گیری شده بیشتر از شوری واقعی خواهد بود. از طرفی فرار گاز  $\text{CO}_2$  از سیستم گرمایی در مقادیر جزئی (طی پدیده جوشش) باعث کاهش شوری کاذب می‌شود (Wilkinson, 2001).

درجه سانتی‌گراد ذوب می‌شود. در میانبرهای نوع V میزان شوری 20/3 درصد وزنی معادل NaCl است. دمای همگن شدن آن 197/5 درجه سانتی‌گراد و دمای نهایی ذوب یخ در آن 11/2- درجه سانتی‌گراد می‌باشد. میانگین دمای همگن شدگی در سیالات درگیر 150 تا 200 درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل A-10). بر اساس مطالعات انجام شده بر روی نمونه‌ها میزان  $T_m$  از 4/3- تا 22/8- درجه سانتی‌گراد متغیر است. دامنه تغییرات  $T_{m_{ice}}$  سیالات درگیر در شکل C-10 نمایش داده شده است که بیشتر آنها گستره دمایی بین 6- تا



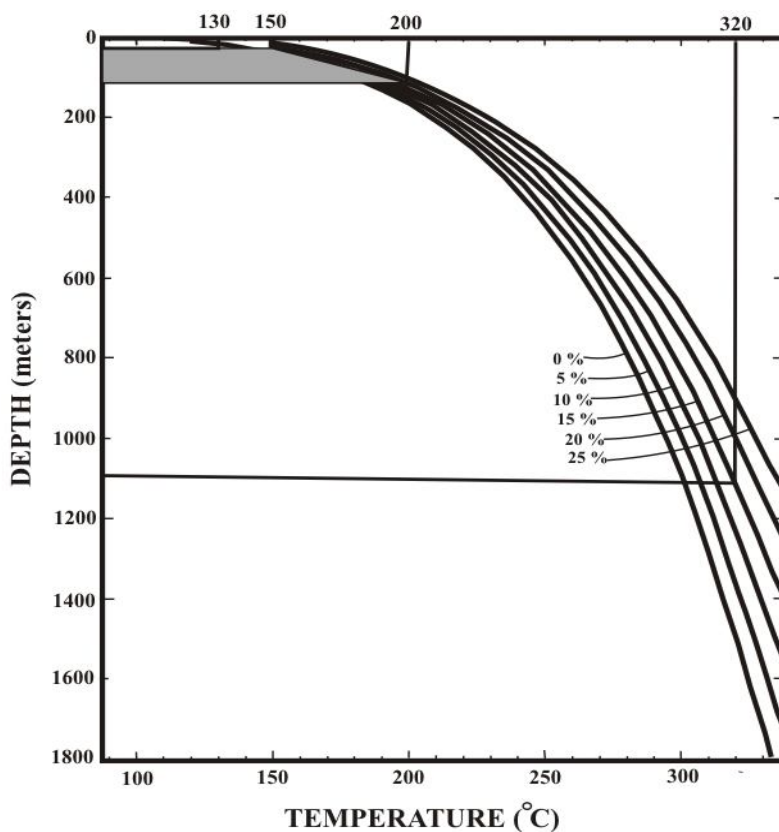
شکل 10. A: هیستوگرام دمای همگن شدن سیالات درگیر، B: هیستوگرام شوری سیالات درگیر، C: هیستوگرام دمای ذوب یخ سیالات درگیر

**Fig. 10.** A: homogenization temperature histogram of fluid inclusions, B: salinity histogram of fluid inclusions, C: ice melting temperature histogram of fluid inclusions

با استفاده از نمودار احمد و رز (Ahmad and Rose, 1980) میزان فشار بخار در زمان تشکیل سیالات درگیر کمتر از 100 اتمسفر می‌باشد. طبق شکل 12 سیالات درگیر در زیر منحنی اشباع شدگی هالیت قرار گرفته‌اند که ممکن است میانبرها (با توجه به NaCl) از یک سیال همگن غیر اشباع در دماها و فشارهای پایین به دام افتاده باشند.

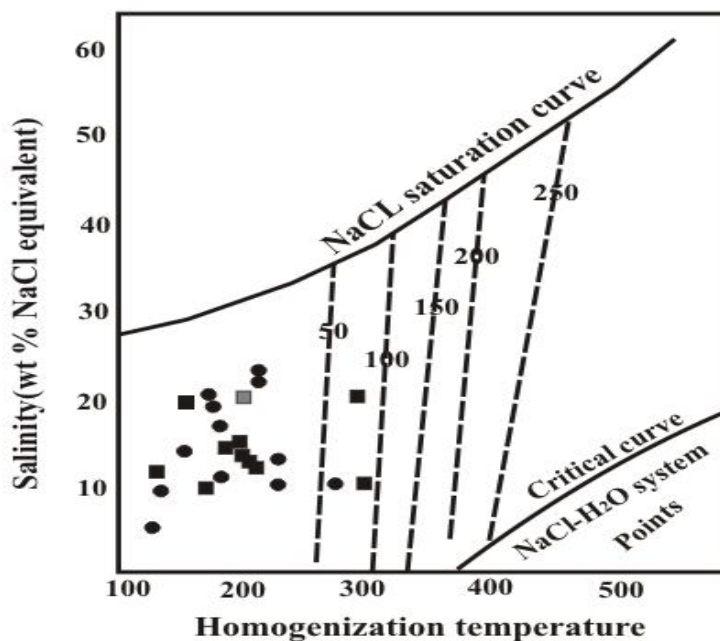
برای شناسایی کمپلکس غالب در حمل فلزات از نمودار (Pirajno, 2009) استفاده شده است (شکل 13). داده‌های آهنگران بر طبق این نمودار در محدوده مربوط به کمپلکس سولفیدی قرار می‌گیرد و می‌توان نتیجه گرفت آنیون غالب در ناحیه  $\text{SO}_4^{2-}$  یا  $\text{HS}^-$  است. وجود کانه‌های پیریت، گالن و کالکوپیریت در ناحیه تأییدی بر این ادعاست.

اگر شواهد تعادل مجدد در نمونه دیده نشود (Samson et al., 2003) ولی شواهد جوشش یا ناآمیختگی مشاهده گردد، نیاز به تصحیحات فشار نیست و می‌توان دمای همگن شدن را برابر دمای به دام افتادن سیال در نظر گرفت (Yang and Bodnar, 2004). در شکل 11 عمق کانی‌سازی در کانسار آهنگران با استفاده از نمودار هاس (Haas, 1971) رسم شده است. حداقل و حداکثر دمای همگن شدن سیالات درگیر به ترتیب 130 و 325 درجه سانتی‌گراد است و چون بیشترین دامنه دمای همگن شدن سیالات درگیر 150 تا 200 درجه سانتی‌گراد (شکل A-10) است، محدوده متناظر با این بازه به‌عنوان فراوانترین میزان برای عمق به دام افتادن در نظر گرفته شده و عمق تشکیل سیالات درگیر حدود 40 تا 120 متر به دست می‌آید.



شکل 11. رسم دمای همگن شدن در نمودار هاس (Haas, 1971) برای تخمین عمق سیال به دام افتاده در کانسار آهنگران

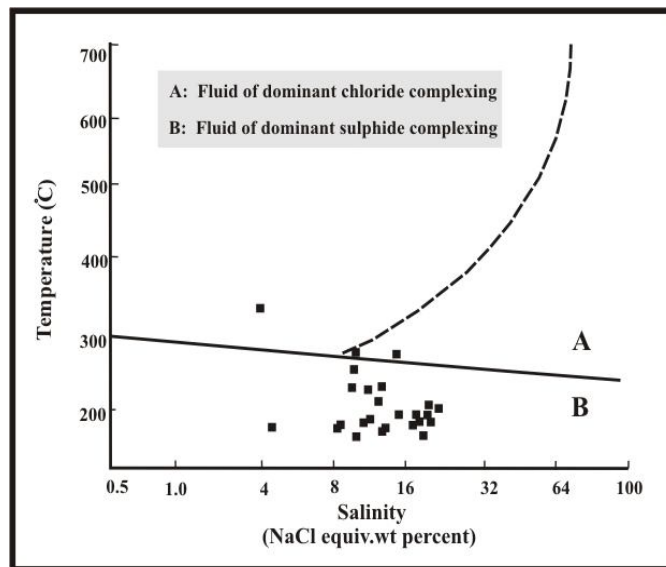
Fig. 11. Homogenization temperatures plotted in Haas (1971) diagram to estimate depth of trapped fluid



شکل 12. نمودار دمای همگن شدن و شوری برای تعیین فشار بخار (Ahmad and Rose, 1980)

Fig. 12. Homogenization temperature and salinity diagram to determining the vapor pressure (Ahmad and Rose, 1980)



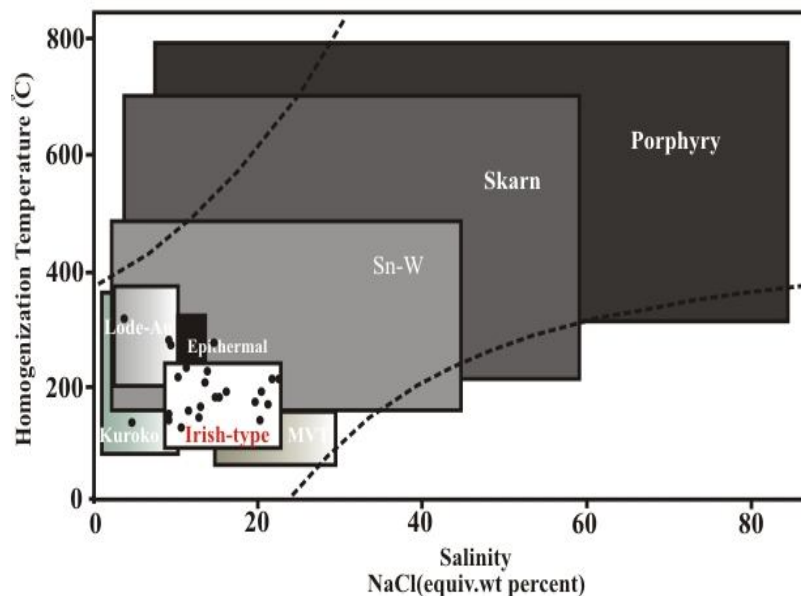


شکل 13. نمودار دمای همگن شدن - شوری برای تعیین کمپلکس فلزی (Pirajno, 2009)

Fig.13. Homogenization temperature- salinity diagram to determine metal complex (Pirajno, 2009)

نمونه‌های بررسی شده در محدوده ذخایر نوع ایرلندی قرار می‌گیرند (شکل 14).

بر اساس نمودار ارائه شده بر پایه شوری و دمای همگن شدن که سیستم‌های کانه‌زایی را از هم تفکیک نموده است،



شکل 14. نمودار تعیین تیپ کانه‌زایی بر اساس شوری و دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001)

Fig. 14. Salinity-homogenization temperature diagram to determine type of mineralization (Wilkinson, 2001)

دریابی نشان می‌دهند و احتمالاً محتوای فلزات این سیالات ضمن واکنش با سنگ در برگرفته کانه‌زایی در منطقه بالا آمده و در امتداد گسلها و شکستگیها صعود کرده و بار خود را

پیش بینی منشأ سیال با استفاده از نمودار کسلر (Kesler, 2005) و بدون استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار نشان می‌دهد که میانبرهای سیال بیشترین تمرکز را در محدوده آبهای

فشار در طی شکستگی هیدرولیکی و افزایش در چگالی سیال (از 0/7 تا  $1/07 \text{ gr/cm}^3$ ) باشد. با توجه به این که سنگ دربرگیرنده کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه شامل کلسیت و دولومیت بوده، به دلیل ترکیب کربناتی خود، با سیالات گرمایی اسیدی واکنش پذیر می‌باشد، این امر عاملی در جهت افزایش واکنش سیال و سنگ محسوب می‌گردد. از طرفی دگرسانی سنگ میزبان اکثراً از نوع دولومیتی شدن است که باعث کاهش حجم شبکه بلوری و افزایش فضاهای خالی در سنگ می‌شود. با پیشرفت دگرسانی، قابلیت نفوذپذیری سنگ نیز افزایش می‌یابد و در نتیجه سیال راحت‌تر به سنگ نفوذ کرده و میزان واکنش بین سنگ و سیال افزایش می‌یابد. انتقال تمرکزهای قابل توجه از گوگرد و فلزات در داخل یک سیال واحد مشکل است (Sverjensky, 1984). از آنجا که گوگرد و فلزات اغلب به وسیله سیالات مجزا حمل می‌شوند، کانه‌زایی زمانی صورت می‌گیرد که اختلاط دو سیال رخ دهد. در اثر اختلاط سیالات، تغییر ناگهانی در شرایط اکسیداسیون - احیا (Eh) و نیز اسیدیته سیال (pH) رخ می‌دهد که باعث کاهش حلالیت کمپلکس‌های حاوی فلز شده و به ته‌نشینی منجر می‌شود.

#### ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد

یکی از پرکاربردترین ایزوتوپ‌های مورد استفاده در مطالعه کانسارها، ایزوتوپ‌های گوگرد است. دلیل آن امر این است که گوگرد به عنوان یک جزء مهم، بیشتر کانسارها را همراهی می‌کند. از جمله کاربردهای ایزوتوپ‌های گوگرد، تعیین منشأ سیال کانه‌دار و عناصر تشکیل‌دهنده کانسنگ، تعیین منشأ و سازوکار احیا گوگرد، تعیین نسبت مؤثر آب به سنگ در طول کانی‌سازی، تعیین فرآیندهای اختلاط سیال/سیال، تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌دار در طی ته‌نشست سولفیدها، تعیین سازوکار واکنشهای مؤثر در حین کانی‌سازی و دماسنجی است (Rollinson, 1995; Hoefs, 2004; Ohmoto and Goldhaber, 1997; Anderson, 2008).

#### نتایج آنالیز شیمیایی ایزوتوپ‌های گوگرد

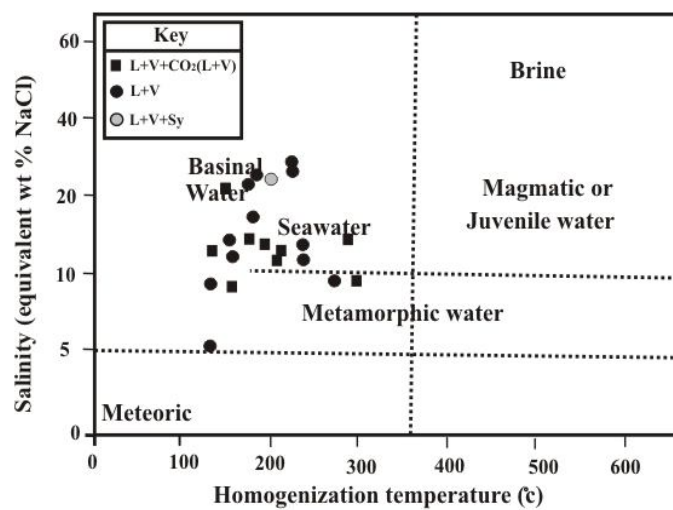
آزمایشهای ایزوتوپی گوگرد در کانسار سرب و نقره آهنگران بر روی پیریت، گالن و باریت صورت گرفت. نسبت ایزوتوپی گوگرد برای تمامی نمونه‌ها بر مبنای استاندارد  $^1\text{CDT}$  یا فاز

در آهکهای کرتاسه زیرین به‌جا گذاشته است (شکل 15). همچنین تعداد اندکی از نمونه‌ها در محدوده آبهای حوضه‌ای پراکنده شده‌اند که احتمالاً محتوی فلزات این سیالات نیز با شست‌وشوی شیل‌های ژوراسیک بالا رفته و در امتداد گسلها و شکستگیها صعود کرده است و در اثر مخلوط شدن با آبهای دریایی بار خود را در آهکهای کرتاسه بر جا گذاشته‌اند. نمودار شکل 15 یک تغییر ملایم از شوری پایین تا متوسط را که همراه با تغییرات کوچکی در دماست نشان می‌دهد که احتمالاً به علت اختلاط با یک شورابه بیگانه (Simmons et al., 1988; Conrad et al., 1992) سیال با شوری پایین باشد (Simmons and Browne, 1997; Scott and Watanabe, 1988).

چگالی سیالات درگیر نمونه‌های مورد مطالعه طبق نمودار (Bodnar, 1983) از 0/7 تا  $1/1 \text{ gr/cm}^3$  متغیر است (شکل 16). اکثر نمونه‌ها چگالی بین 0/9 تا  $1/1 \text{ gr/cm}^3$  دارند. تغییرات چگالی در ارتباط با تحول سیال کانسنگ‌ساز در کانسار آهنگران با استفاده از نمودار بودنار (Bodnar, 1983) نشان می‌دهد که چند فرآیند در روند تکامل سیال گرمایی مؤثر بوده است (شکل 16). کاهش دمای همگن شدن از 326/4 به 131/5 درجه سانتی‌گراد سبب افزایش چگالی از کمتر از 0/7 به  $1/07 \text{ gr/cm}^3$ ، کاهش سرعت سیال کانسنگ‌ساز و در نهایت باعث تمرکز و رسوب مواد معدنی می‌گردد. پدیده افزایش شوری میانبارهای سیال در محدوده دمایی 131/5 تا 326/4 درجه سانتی‌گراد نیز با افزایش چگالی سیال همراه است. در چنین حالتی، میانبارهای تشکیل شده از پدیده جوشش، به دلیل کاهش دما یا کاهش فشار، به سمت تشکیل یک سیال چگال‌تر با شوری بیشتر نسبت به میانبارهای اولیه پیش می‌روند. از طرفی روند افزایش شوری میانبارها با کاهش دما نمی‌تواند به وسیله یک جوشش ساده رخ دهد. هدنکوئیست و هنلی (Hedenquist and Henley, 1985) بیان کردند که افزایش شوری ناشی از جوشش، نسبتاً کوچک است در مقایسه با تغییرات شوری که در شکل 16 دیده می‌شود. به همین دلیل جوشش ساده نمی‌تواند توضیحی برای روند شوری - دمای مشاهده شده باشد. در حالی که ناآمیختگی سیال (جوشندگی  $\text{CO}_2$ ) و سرد شدن ممکن است توضیح بهتری برای روند مشاهده شده باشد. بنابراین روند شوری - دما در شکل 16 می‌تواند در نتیجه جوشندگی پیش‌رونده  $\text{CO}_2$  با کاهش پیش‌رونده دما به‌خاطر نوسان زیاد

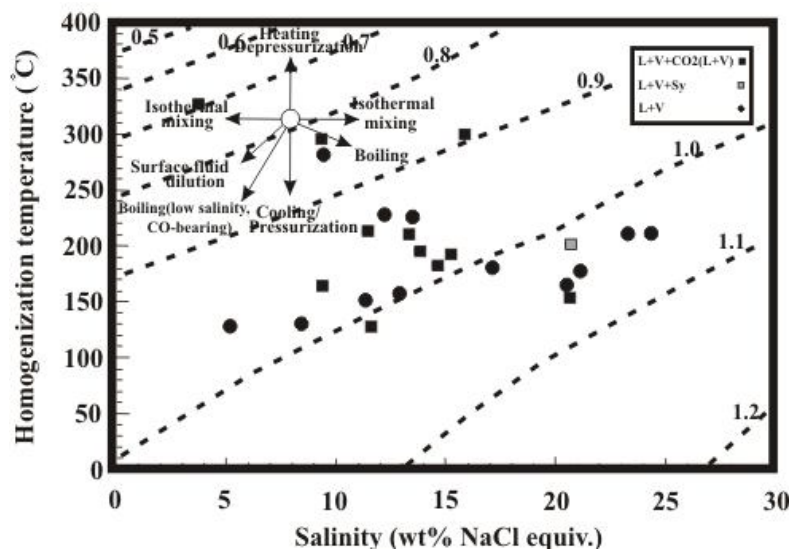
هزار برای سولفیدها و 26 تا 27/2 در هزار برای سولفات‌ها قرار می‌گیرد. هیستوگرام فراوانی مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  نمونه‌های مورد مطالعه در شکل 17 رسم شده است. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  سیالات کانی‌ساز از عامل تفکیک Galena- $\text{H}_2\text{S}$  (Li and Liu, 2006) و Pyrite- $\text{H}_2\text{S}$ , Barite- $\text{H}_2\text{S}$  (Ohmoto and Rye, 1979) محاسبه شده است، با فرض این که  $\text{H}_2\text{S}$  مهمترین ترکیب گوگرد در سیال کانه‌ساز است (جدول 2). مقادیر  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  سیال در حال تعادل با کانیهای گالن در محدوده 2/9- تا 6/4- در هزار و پیریت 9/4 تا 27/9 در هزار می‌باشد.

سولفیدی تروپلیت شخانه آهنی کانیون دیابلو آریزونا محاسبه و در جدول 2 ارائه شده است. کمترین مقدار  $\delta^{34}\text{S}$  اندازه‌گیری شده در گالن 6/3- در هزار و بیشترین مقدار 8/5- در هزار می‌باشد. همچنین کمترین و بیشترین مقدار  $\delta^{34}\text{S}$  در نمونه‌های پیریت به ترتیب 25/5- در هزار و 11/6- در هزار است. کمترین مقدار  $\delta^{34}\text{S}$  در نمونه باریت 26- در هزار و بیشترین مقدار 27/2 در هزار می‌باشد. لذا با توجه به اعداد به‌دست آمده می‌توان گفت که ترکیب ایزوتوپی گوگرد در سولفیدها و سولفات‌های موجود در بازه 25/5- تا 11/6- در



شکل 15. نمودار شوری- دمای همگن شدن سیالات درگیر با محدوده آبهای مختلف از کسler (2005)

Fig. 15. Homogenization temperature- salinity diagram with fields of various waters after Kesler (2005)



شکل 16. نمودار شوری و دمای همگن شدن برای تعیین چگالی (Bodnar, 1983)

Fig. 16. Diagram of salinity-homogenization temperature to determine the density (Bodnar, 1983)

جدول 2. اطلاعات ایزوتوپی گوگرد در کانیهای کنسار آهنگران و ترکیب ایزوتوپی سیال در حال تعادل

Fig. 2. Sulfur isotope data in minerals of the Ahangaran deposit and fluid isotopic composition at equilibrium

Sample No.	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	Temperature (°C)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ (‰)
A102	Galena	-6.3	170-210	-3 تا -3.6
A112	Galena	-6.8	130-326	-2.9 تا -5.6
A118	Galena	-8.5	130-280	-4.6 تا -6.4
A127	Pyrite	-25.5	135-163	27.6 تا 27.9
A148	Pyrite	11.6	150-215	9.4 تا 10
A107	Barite	26.2	170-210	-2 تا -6.2
A116	Barite	27.2	130-280	-11 تا 4

#### منشأ گوگرد

گیلیانی و همکاران (Giuliani et al., 1995) بیان کردند ترکیب ایزوتوپی گوگرد در سیالات گرمایی درگیر در کانی‌سازی باید سنگین‌تر از  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  محاسبه شده از پیریت باشد. در نمونه A127 (پیریت) تهی‌شدگی در نسبت ایزوتوپی گوگرد مشاهده می‌شود. کوچکترین افزایش در مقدار فوگاسیته اکسیژن و pH منجر به تهی‌شدگی در مقادیر ایزوتوپی گوگرد در سیال کانه‌ساز می‌شود (Ohmoto, 1972). تفکیک ایزوتوپی میان فازهای سولفاتی و سولفیدی در سیال کانه‌ساز به تهی‌شدگی نسبی  $\delta^{34}\text{S}$  در ترکیبات سولفیدی منجر می‌گردد (Ohmoto and Goldhaber, 1997). یکی از عوامل مؤثر بر تهی‌شدگی  $^{34}\text{S}$  در کانیهای سولفیدی می‌تواند منشأ گرفتن گوگرد سیال گرمایی از شست‌وشوی کانیهای سولفیدی در رسوبات احیایی باشد (Hoefs, 2004). دمای محاسبه شده از تفکیک ایزوتوپی گوگرد بین جفتهای گالن - پیریت با استفاده از معادله اوموتو و گلدهابر (Ohmoto and Goldhaber, 1997) بالاتر از دمایی بود که از مطالعه سیالات درگیر به‌دست آمد. از طرفی همراهی سولفیدها با دولومیت زین‌اسبی بیانگر دمای بالاست (100 °C) که خارج از فعالیت باکتریهاست. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  سیال در حال تعادل با کانیهای گالن در محدوده -2/9 تا -6/4 در هزار است و اگر فعالیت باکتریها باعث احیای سولفات آب دریا شده باشد محدوده تغییرات  $\delta^{34}\text{S}$  بسیار

با استفاده از جفتهای سولفید - سولفید و سولفید- سولفات اقدام به ژئوترموتری گردید. در این محاسبات از فرمولهای زیر استفاده شده است (Ohmoto and Goldhaber, 1997). برای جفتهای سولفید - سولفید (گالن - پیریت):

$$1) \Delta^{34}\text{S} = A (10^6/T^2)$$

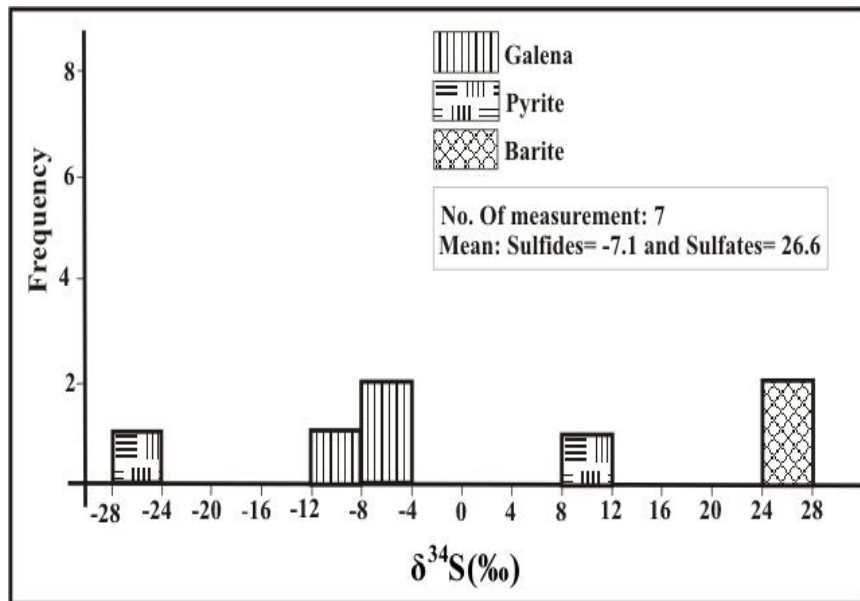
برای جفتهای سولفات - سولفید (باریت - پیریت):

$$2) \Delta^{34}\text{S} = A (10^6/T^2) + B$$

در فرمولهای فوق  $\Delta^{34}\text{S}$  عبارت است از اختلاف بین  $\delta^{34}\text{S}$  مربوط به دو کانی همراه، A و B ثابتهایی هستند که مقدار آنها برای زوجهای کانیایی متفاوت است (ثابت A در معادله مربوط به جفتهای سولفیدی پیریت - گالن برابر 1/03 و مقدار A و B برای زوجهای سولفات - پیریت به ترتیب 6/063 و 0/56 می‌باشد)، T عبارت است از دمای مطلق، که بر حسب کلوین است. نتایج به‌دست آمده از ژئوترموتری بر روی جفتهای کانیایی سولفید- سولفید و سولفات - سولفید در کنسار آهنگران قانع‌کننده نبود و عدم تعادل در کانیهای ذکر شده را نشان می‌دهد، زیرا مقادیر به‌دست آمده با نتایج حاصل از مطالعه سیالات درگیر هم‌خوانی ندارد. موقعیت ترکیب ایزوتوپی گوگرد گالن، پیریت و باریت در کنسار آهنگران نسبت به محدوده‌های ایزوتوپی گوگرد در سیستم‌های زمین‌شناسی از هوفس (Hoefs, 1997) در شکل 18 نشان داده شده است که بیشترین تطابق را با سولفید رسوبی نشان می‌دهد.

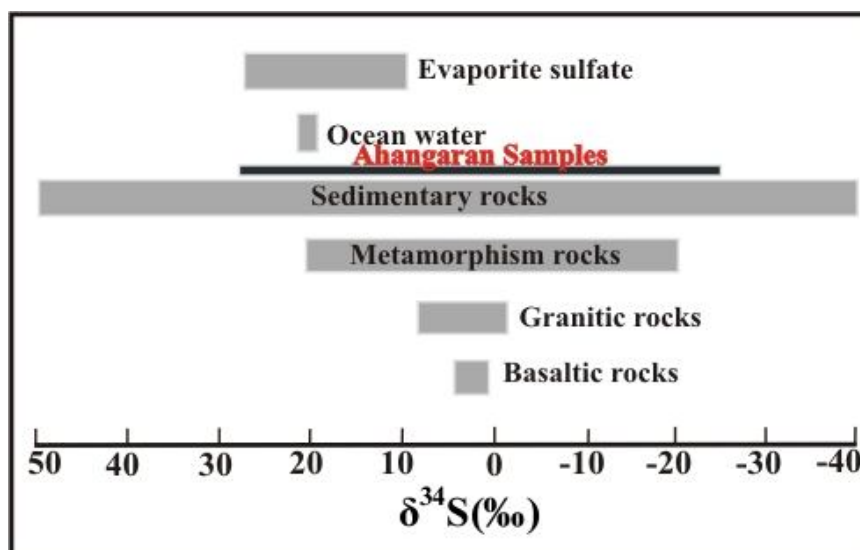
و سیال غنی از فاز سولفیدی نفوذ کرده‌است. همچنین به‌وسیله مکانیسم تفکیک ایزوتوپی ریلی می‌توان گفت دو گونه شیمیایی که اولی مادر و دومی دختر است، وجود دارد که سیستم نسبت به گونه شیمیایی دختر باز و نسبت به گونه شیمیایی مادر بسته است.

بزرگتر از این می‌بایست باشد. بنابراین می‌توان گفت احیای گرمایشیمیایی سولفات شیوه‌ای مناسبتر برای تأمین گوگرد گالن می‌باشد و تفکیک ایزوتوپی گوگرد در هنگام کاهیدگی گرمایشیمیایی باید کوچک باشد (Hoefs, 2009). احتمالاً فازهای سولفاتی پس از تفکیک ایزوتوپی با فازهای سولفیدی در بخشهای عمیق‌تر نهشته شده



شکل 17. هیستوگرام مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  گالن، پیریت و باریت در کانسار آهانگران

Fig. 17. Histogram of the  $\delta^{34}\text{S}$  values of the galena, pyrites and barite of the Ahangaran deposit



شکل 18. موقعیت ترکیب ایزوتوپی  $\delta^{34}\text{S}$  کانسار آهانگران نسبت به محدوده‌های ایزوتوپی گوگرد در سیستم‌های زمین‌شناسی (Hoefs, 1997)

Fig. 18. Range of  $\delta^{34}\text{S}$  isotopic composition of the Ahangaran deposit relative to the sulfur isotopic ranges in geological systems (Hoefs, 1997)

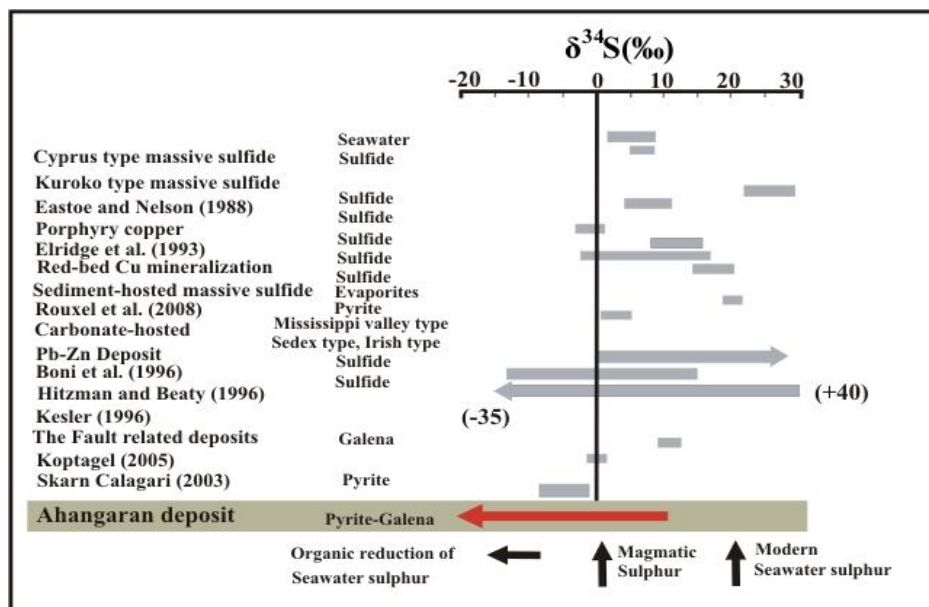
(Hoefs, 2009). بنابراین کانیهای باریت در آهنگران می‌توانند از آب دریا به‌وجود آمده باشند. رقیق شدن سیالات هیدروترمالی توسط آب دریا سبب کاهش دما و افزایش pH این سیالها شده و در نتیجه سبب راسب شدن مواد سولفیدی همراه این سیالات می‌شود. افزایش pH در کانسار آهنگران در نتیجه واکنش با سنگهای کربناتی و به وسیله مخلوط شدن سیالات هیدروترمالی با آب دریا می‌تواند باعث ته‌نشین شدن سولفیدها شود.

افزایش در میزان گوگرد احیا شده نیز بر ته‌نشین شدن سولفیدها مؤثر است. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  آهنگران با  $\delta^{34}\text{S}$  کانسارهای نقاط مختلف جهان که انطباق دارد در شکل 19 نشان داده شده است (Eastoe and Nelson, 1988; Eldridge et al., 1993; Boni et al., 1996; Hitzman and Beaty, 1996; Kesler, 1996; Calagari, 2003; Koptagel et al., 2005; Rouxel et al., 2008).

با توجه به شکل 19 مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  کانسارهای Pb - Zn با سنگ میزبان کربناته از -35 تا +40 در هزار تغییر می‌کند. همچنین ویژگیهای ایزوتوپی گوگرد کانسار آهنگران مشابه کانسارهایی از همان نوع است اما دارای تفاوت قابل توجهی بین انواع مختلفی از کانسارها می‌باشد.

در چنین شرایطی یون سولفات موجود در آب دریا به علت افزایش احیای باکتریایی سولفات آب دریا، با گذشت زمان از  $^{32}\text{S}$  تخلیه شده، که به صورت  $\text{H}_2\text{S}$  از سیستم خارج می‌شود. در این حالت سولفات آب دریا که نسبت به  $\text{SO}_4^{2-}$  بسته است از  $^{34}\text{S}$  غنی می‌شود. یک مکانیسم برای ایجاد تغییرات ایزوتوپی گوگرد در باریت آهنگران، تشکیل سولفیدهای فلزی ضمن رسوب‌گذاری و انحلال آنها ضمن دیاژنز (در اثر افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن) و رسوب دوباره گوگرد به صورت کانیهای سولفاتی، از جمله باریت است. همچنین بخشی از پیریت که ضمن رسوب‌گذاری پدید می‌آید، پیش از دیاژنز و ضمن آن دستخوش انحلال می‌شود (Ohmoto and Goldhaber, 1997). با توجه به این که انباشتهای مگنتیت-باریت در منطقه مورد مطالعه وجود دارد و در برخی موارد همراه آنها کانیهای سولفیدی نیز مشاهده می‌شود، این مکانیسم ممکن است در ایجاد تغییرات ایزوتوپی گوگرد در منطقه تأثیرگذار باشد.

اوموتو (Ohmoto, 1972) معتقد است تغییر در مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  در کانیها ممکن است بر اثر تغییر در دما، شرایط احیایی، pH و مقدار ایزوتوپ در خاستگاه اولیه گوگرد باشد. مقدار  $\delta^{34}\text{S}$  سولفات دریا در زمان کرتاسه بین 13 تا 20 در هزار بوده است



شکل 19. مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  برای کانیهای گوگردار در کانسارهای مختلف (Eastoe and Nelson, 1988; Eldridge et al., 1993; Boni et al., 1996; Hitzman and Beaty, 1996; Kesler, 1996; Calagari, 2003; Koptagel et al., 2005; Rouxel et al., 2008).

**Fig. 19.** The  $\delta^{34}\text{S}$  values for sulphur bearing minerals in various deposits (Eastoe and Nelson, 1988; Eldridge et al., 1993; Boni et al., 1996; Hitzman and Beaty, 1996; Kesler, 1996; Calagari, 2003; Koptagel et al., 2005; Rouxel et al., 2008)

انحلال یافته آهک کرتاسه زیرین صورت گرفته است. نهایتاً بر طبق مطالعه سیالات در گیر، کانسار آهنگران در محدوده کانسارهای سرب و روی نوع ایرلندی قرار می‌گیرد.

مقادیر  $\delta^{34}\text{S}$  باریت نزدیک سولفات آب دریا در زمان کرتاسه است و می‌تواند از آب دریا به وجود آمده باشد. نسبت ایزوتوپی گوگرد کانیهی سولفیدی دارای دامنه  $25/5$  تا  $11/6$  در هزار است و مقادیر  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  سیال در حال تعادل با کانیهی گالن در محدوده  $2/9$  تا  $6/4$  در هزار و پیریت  $9/4$  تا  $27/9$  در هزار می‌باشد. بیشترین تغییرات مربوط به پیریت و کمترین مربوط به گالن است. از آنجا که دامنه تغییرات ایزوتوپی  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  سیال در حال تعادل با گالن ناچیز است، این محدوده باریک می‌تواند بیانگر این باشد که بخشی از سولفات آب دریا از احیای ترموشیمیایی به وجود آمده است.

#### قدردانی

از شرکت معادن سرمک به خاطر پشتیبانی در انجام این پژوهش سپاس‌گزاری می‌شود. از مدیران و کارشناسان شرکت معادن سرمک، به‌ویژه آقای مهندس خاکباز به خاطر همکاری و مساعدتشان تشکر و قدردانی می‌شود. از دانشگاه کوئینز نیز به خاطر آنالیز ایزوتوپی تشکر می‌شود.

با توجه به شکل 19 می‌توان گفت سولفیدهای کانسار آهنگران توسط سیالاتی تشکیل شده‌اند که گوگرد خود را از احیای سولفات آب دریا به دست آورده‌اند.

#### نتیجه‌گیری

کانی‌سازی در کانسار آهنگران از یک کمپلکسی از  $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{CO}_2$ - $\text{KCl}$ - $\text{NaCl}$  صورت گرفته است. درجه شوری سیالات در گیر به‌طور متوسط از  $5/1$  تا  $24/2$  درصد وزنی معادل  $\text{NaCl}$  متغیر است. بیشترین فراوانی شوری در محدوده 10 تا 15 درصد و دمای همگن شدگی در محدوده 150 تا 200 درجه سانتی‌گراد می‌باشد. بر اساس نمودار تغییرات فشار و عمق در برابر دما، سیالات در گیر تقریباً عمق 40 تا 120 متر و فشاری کمتر از 100 اتمسفر را نشان می‌دهند. عامل نهشت کانسنگ سردشدگی و جوشندگی پیش‌رونده  $\text{CO}_2$  می‌باشد. نتایج حاصل از مطالعه سیالات در گیر نشان‌دهنده این است که احتمالاً محلولهای گرمایی تشکیل دهنده کانسار منشأ آبهای دریایی دارند که در اثر فشردگی رسوبات و یا فشارهای ناشی از کوه‌زایی بر حوضه رسوبی به حرکت در آمده و در امتداد گسلها و شکستگیهای موجود به سمت بالا صعود کرده‌اند و در نهایت کانی‌سازی در درون گسلها و شکستگیها و بخشهای

#### References

- Aghanabati, A., 2006. The Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 707 pp. (in Persian)
- Ahmad, S.N. and Rose, A.W., 1980. Fluid inclusions in porphyry and skarn ores at Santa Rita, New Mexico. *Economic Geology*, 75(2): 229-250.
- Anderson, G.M., 2008. The mixing hypothesis and the origin of Mississippi Valley-type ore deposits. *Economic Geology*, 103(8): 1683-1690.
- Anderson, R., Graham, G.M., Royce, A.J. and Fallic, A.E., 2004. Metamorphic and basin fluids in quartz-carbonate-sulphide veins in the SW Scottish Highlands, a stable isotope and fluid inclusion study. *Geofluids*, 4(2): 85-169.
- Bäuerle, G., Bornemann, O., Mauthe, F. and Michalzik, D., 2000. Origin of stylolites in Upper Permian Zechstein anhydrite (Gorleben Salt Dome, Germany). *Journal Sedimentary Research*, 70(3): 726-737.
- Bodnar, R., 1983. A method of Calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluid. *Economic Geology*, 78(3): 535-542.
- Bodnar, R.J. and Vityk, M.O., 1994. Interpretation of microthermometric data for  $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{NaCl}$  fluid inclusion. In: B. De Vivo and M.L. Fezzotti (Editors), *Fluid inclusions in minerals, Methods and Applications*. Virginia Tech, Blacksburg, pp. 117-130.
- Boni, M., Balassone, G. and Iannace, A., 1996. Base metal ores in the Lower Paleozoic of southwestern Sardinia. In: D.F. Sangster (Editor), *Carbonate-hosted Lead-Zinc Deposits*. Society of Economic Geologist Special Publication, Michigan 4, pp. 18-28.
- Burruss, R.C., 1981. Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions. In: L.S. Hollister and M.L. Crawford (Editors), *Mineralogical Association of Canada Short Course in Fluid Inclusion: Applications to Petrology*. Royal Ontario Museum, Toronto 6, pp. 39-74.

- Calagari, A.A., 2003. Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic–phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(7): 767–780.
- Chen, H.S., 1972. The thermodynamics and composition of carbon dioxide hydrate. M.Sc. Thesis, Syracuse University, Syracuse, New York, 67 pp.
- Collins, P.L.F., 1979. Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74(6): 1435-1444.
- Conrad, M.E., Petersen, U. and O'Neil, J.R., 1992. Evolution of an Au-Ag producing hydrothermal system: the Tayoltita mine, Durango, Mexico. *Economic Geology*, 87(6): 1451-1474.
- Diamond, L.W., 1994. Salinity of multivolatile fluid inclusions determined from clathrate hydrate stability. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(1): 19-41.
- Eldridge, C.S., Williams, N. and Walshe, J.L., 1993. Sulfur isotope variability in sediment-hosted massive sulfide deposits as determined using the ion microprobe shrimp shrimp: II. A study of the HYC deposit at McArthur River, Northern Territory, Australia. *Economic Geology*, 88(1): 1-26.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer-Verlag, Germany, 976 pp.
- Giuliani, G., Cheilletz, A., Arboleda, C., Carrillo, V., Rueda, F. and Baker, J.H., 1995. An evaporitic origin of the parent brines of Colombian emeralds: fluid inclusion and sulphur isotope evidence. *European Journal of Mineralogy*, 7(1): 151-165.
- Guilbert, J.M. and Park, C.F., 1986. *The geology of ore deposits*. William H. Freeman and Company, New York, 985 pp.
- Haas, J. L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system in hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66(6): 940-946.
- Hedenquist, J.W. and Henley, R.W., 1985. The importance of CO<sub>2</sub> on freezing point measurements of fluid inclusion, Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology*, 80(5): 1379-1406.
- Hitzman, M.W. and Beaty, D.W., 1996. The Irish Zn–Pb–(Ba) orefield. In: D.F. Sangster (Editor), *Carbonate-Hosted Lead–Zinc Deposits*. Society of Economic Geologist Special Publication, Michigan 4, pp. 112-143.
- Hoefs, J., 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, New York, 201 pp.
- Hoefs, J., 2004. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Verlag, Berlin, 244 pp.
- Hoefs, J. (translated by Alirezaei, S.), 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Verlag, Berlin, 332 pp. (in Persian)
- Jafarian, B. and Zamani, P., 2006. Geological map of Malayer, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran, 707 pp. (in Persian)
- Kesler, S.E., 1996. Appalachian Mississippi valley-type deposits: paleoaquifers and brine provinces. In: D.F. Sangster (Editor), *Carbonate-Hosted Lead–Zinc Deposits*. Society of Economic Geologist Special Publication, Michigan 4, pp. 29-57.
- Kesler, S.E., 2005. Ore-Forming Fluids. *Elements*, 1(1): 13-18.
- Koptagel, O., Ulusoy, U. and Efe, A., 2005. A study of sulphur isotopes in determining the genesis of Goy nuk and Celaldagi Desandre Pb–Zn deposits, eastern Yahyali, Kayseri, Central Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(2): 279-289.
- Li, Y.B. and Liu, J.M., 2006. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(7): 1789-1795.
- Momenzadeh, M., 1988. The exploration of Ahangaran deposit, phase one, with 1:5000 and 1:1000 geological map. Ministry of Mines and Metals, Tehran, 107 pp. (in Persian with English abstract)
- Momenzadeh, M., Shafighi, S., Rastad, E. and Amstutz, G.C., 1979. The Ahangaran lead-silver Deposits, SE-Malayer, west central Iran. *Mineralium Deposita*, 14(3): 323-341.
- Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67(4): 551-579.
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp. 517-611.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. Isotope of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp. 509-567.
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal processes and mineral system*. Springer Science, New York, 1273 pp.



- Ramdohr, P., 1980. The ore mineral and their intergrowth. Pergoman press, Berlin, 1207 pp.
- Ranjbaran, M., 1991. Sedimentary environment and diagenesis of carbonate rocks containing lead and zinc in Ahangaran mine, Malayer. M.Sc. Thesis, Tehran University, Tehran, Iran, 137 pp. (in Persian with English abstract)
- Roedder, E., 1963. Studies of fluid inclusions II: freezing data and their interpretation. *Economic Geology*, 58(2): 167-211.
- Roedder, E., 1976. Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary volcanic rocks. In: K.H. Wolf (Editor), *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Geochemical studies*. Elsevier, Amsterdam, 2, pp. 67-110.
- Rollinson, H.R., 1995. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation and Interpretation*. Longman Group, United Kingdom, 344 pp.
- Rouxel, O., Shanks, W.C., Bach, W. and Edwards, K.J., 2008. Integrated Fe and S isotope study of seafloor hydrothermal vents at East Pacific Rise 9–10 N. *Chemical Geology*, 252(3-4): 214-227.
- Samson, I., Anderson, A. and Marshall, D., 2003. *Fluid Inclusion: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada Short Course 32, Vancouver, 374pp.
- Scott, A.M. and Watanabe, Y., 1988. Extreme boiling model for variable salinity of the Hokko low-sulphidation epithermal gold prospect, south-western Hokkaido, Japan. *Mineralium Deposita*, 33(6): 568-578.
- Simmons, S.F. and Browne, P.R.L., 1997. Saline fluid inclusions in sphalerite from the Broalands-Ohaaki geothermal system: a coincidental trapping of fluid being boiled toward dryness. *Economic Geology*, 92(4): 485-486.
- Simmons, S.F., Gemmel, J.B. and Sawkins, F.J., 1988. The Santo Nino Silver-lead-zinc veins, Fresnillo district, Zacatecas, Mexico, part 2. Physical and chemical nature of ore-forming fluids. *Economic Geology*, 83(8): 1619-1642.
- Sterner, S.M. and Bodnar, R.J., 1991. Synthetic fluid inclusion; X. Experimental determination of P-V-T-X properties in the CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system to 6 kb and 700 °C. *American Journal of Science*, 291(1): 1-54.
- Sverjensky, D.A., 1984. Oil field brine as ore-forming solutions. *Economic Geology*, 79(1): 23-37.
- Takenouchi, S. and Kennedy, G., 1965. Dissociation pressures of the phase CO<sub>2</sub>.<sup>3</sup>/<sub>4</sub> H<sub>2</sub>O. *Geology*, 73(2): 383-390.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1): 229-272.
- Yang, K. and Bodnar, R.J., 2004. Orthomagmatic origin for the Ilkwang Cu-W breccia-pipe deposit, southeastern Kyongsang Basin, South Korea. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(2): 259-270.
- Zamanian, H., 1993. Mineralogy, paragenesis and genesis of lead and silver of Ahangaran, Malayer. M.Sc. Thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran, 280 pp. (in Persian with English abstract)



## Fluid inclusion and sulfur stable isotope evidence for the origin of the Ahangran Pb-Ag deposit

Mohammad Maanijou<sup>1\*</sup>, Masoumeh Vafaei Zad<sup>1</sup> and Farhad Aliani<sup>1</sup>

*Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran*

Submitted: Sep. 15, 2013

Accepted: Dec. 15, 2014

**Keywords:** *Pb-Ag, Fluid inclusion, Sulfur stable isotopes, Irish type*

### Introduction

The Ahangaran Pb-Ag deposit is located in the Hamedan province, west Iran, 25 km southeast of the city of Malayer. The deposit lies in the strongly folded Sanandaj-Sirjan tectonic zone, in which the ore bodies occur as thin lenses and layers. The host rocks of the deposit are Early Cretaceous carbonates and sandstones that are unconformably underlain by Jurassic rocks. Ore minerals include galena, pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite and supergene iron oxide minerals. Gangue minerals consist of barite, dolomite, chlorite, calcite and quartz. The mineralization occurs as open-space fillings, veins, veinlets, disseminations, and massive replacements. Alteration consists of silicification, sericitization, and dolomitization. In this study, we carried out studies of mineralogy, microthermometry of fluid inclusions and sulfur isotopes to determine the source of sulfur and the physico-chemical conditions of formation.

### Materials and methods

Seventy samples of different host rocks, alteration, and mineralization were collected from surface outcrops and different tunnels. Twenty of the samples were prepared for mineralogical studies at Tarbiat Modarres University in Tehran and 25 for petrological studies at the University of Bu-Ali Sina. Fluid-inclusion studies were done on 5 samples of quartz and calcite at Pouya Zamin Azin Company in Tehran using a Linkam THM 600 model heating-freezing stage (with a range of -196 to 480°C). The accuracy and precision of the homogenization measurements are about  $\pm 1^\circ\text{C}$ . Salinity estimates were determined from the last melting temperatures of ice, utilizing the equations by Bodnar and Vityk (1994) and for

CO<sub>2</sub> fluids using equations by Chen (1972). Nine samples of sulfides and barite were crushed and separated by handpicking under binocular microscope and powdered with agate mortar and pestle. About one gram of each sample was sent to the Stable Isotope and ICP/MS Laboratory of Queen's University, Canada for sulfur isotope analysis. The sulfur isotopes in sulfides and sulfates were run on a Thermo Finnigan Delta Plus XP IRMS mass spectrometer. The analytical uncertainty for  $\delta^{34}\text{S}$  is  $\pm 0.2\%$ .

### Results and Discussion

The main types of fluid inclusions in quartz and calcite are as follows: I: dominant liquid + less vapor (L+V); II: dominant vapor + less liquid (V + L); III: liquid + vapor + CO<sub>2</sub> (L+V+CO<sub>2</sub>)(L+V)); IV: CO<sub>2</sub> (L+V); V: liquid + vapor + sylvite (L+V+Sy). Homogenization temperatures of primary fluid inclusions indicate that mineralization occurred at temperatures ranging from 130 to 320 °C (ave., 200°C) and their salinities range from 10 to 15 wt % NaCl equiv. The temperatures and salinities of the mineralizing fluids of the Ahangaran deposit are similar to the Irish type Zn-Pb deposits, and suggest a similar origin. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of pyrite and galena are within the range of -25.5 to +11.6 ‰ and -6.3 to -8.5 ‰, respectively and for barite are in the range of 26 to 27.2 ‰. These values indicate that the  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  values of fluids in that deposited the pyrite and galena are within the range of -6.4 to -2.9 ‰ and 9.4 to 27.9 ‰, respectively. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of marine sulfate were 13 to 20 ‰ during the Cretaceous (Hoefs, 2009). The  $\delta^{34}\text{S}$  values of barite are near to that of marine sulfate in the Cretaceous which indicate that the sulfate of the barite may have a marine

\*Corresponding authors Email: mohammad@basu.ac.ir

origin. On the other hand, the  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  values of galena lie within a narrow range, suggesting that the main source of sulfur may be from thermochemical sulfate reduction (TSR).

#### Acknowledgments

In this research, we thank Sormak Mines Company for its support during field work. We also thank Sormak Mines Managers, especially Mr. Khakbaz for his cooperation and support of this research. Parts of this research were supported by the research department of Bu-Ali Sina University. We also wish to express our appreciation of the isotopic analyses by Queen's University, Canada.

#### References

- Bodnar, R.J. and Vityk, M.O., 1994. Interpretation of microthermometric data for  $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{NaCl}$  fluid inclusion. In: B. De Vivo and M.L. Fezzotti (Editors), Fluid inclusions in minerals, Methods and Applications. Virginia Tech, Blacksburg, pp. 117-130.
- Chen, H.S., 1972. The thermodynamics and composition of carbon dioxide hydrate. M.Sc. Thesis, Syracuse University, Syracuse, New York, 67 pp.
- Hoefs, J. (translated by Alirezaei, S.), 2009. Stable Isotope Geochemistry. Springer Verlag, Berlin, 332 pp. (in Persian)