

بررسی کانی سازی طلا در سامانه رگه‌ای دره زار در منطقه پاریز (استان کرمان) با تاکید بر مطالعات میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های گوگرد

فاطمه لطیفی ساعی

کارشناسی ارشد زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

حسن میرنژاد

عضو هیئت علمی دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

مسعود علی پور اصل

عضو هیئت علمی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود

شجاع‌الدین نیرومند

عضو هیئت علمی دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۰/۲۱

تاریخ دریافت: ۹۳/۳/۲۸

fateme.latifi@gmail.com

چکیده

سامانه رگه‌ای طلای دره‌زار در منطقه پاریز واقع در شمال خاوری سیرجان (استان کرمان) و بر روی کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه را واحدهای آتشفشانی - رسوبی تشکیل داده که میزبانی کانی‌سازی طلا هستند. مطالعات صحرایی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این کانه‌زایی با دگرسانی رسی همراه بوده و عمدتاً به رگه‌های کوارتزی محدود می‌شود. مطالعه میانبارهای سیال بر روی کوارتزهای کانه‌زایی شده شوری ۲ تا ۱۶ درصد و دمای همگن شدگی 170°C تا 257°C را نشان می‌دهند که به اختلاط آب‌های ماگمایی و جوی به عنوان حجم اصلی سیال‌های کانه ساز اشاره دارد. با توجه به مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های پیریت و کالکوپیریت در رگه‌های طلا دار (۲/۱- تا ۸/۵-٪) منشاء گوگرد و احتمالاً طلا، سری‌های آتشفشانی-رسوبی موجود در منطقه در نظر گرفته می‌شود. شواهد ارائه شده در این تحقیق به تشابه نزدیکی بین کانی‌سازی طلای پاریز با کانسارهای اپی ترمال با درجه سولفیداسیون پائین دلالت می‌کند.

کلمات کلیدی: میانبار سیال، ایزوتوپ گوگرد، اپی ترمال، دره زار، پاریز.

مقدمه

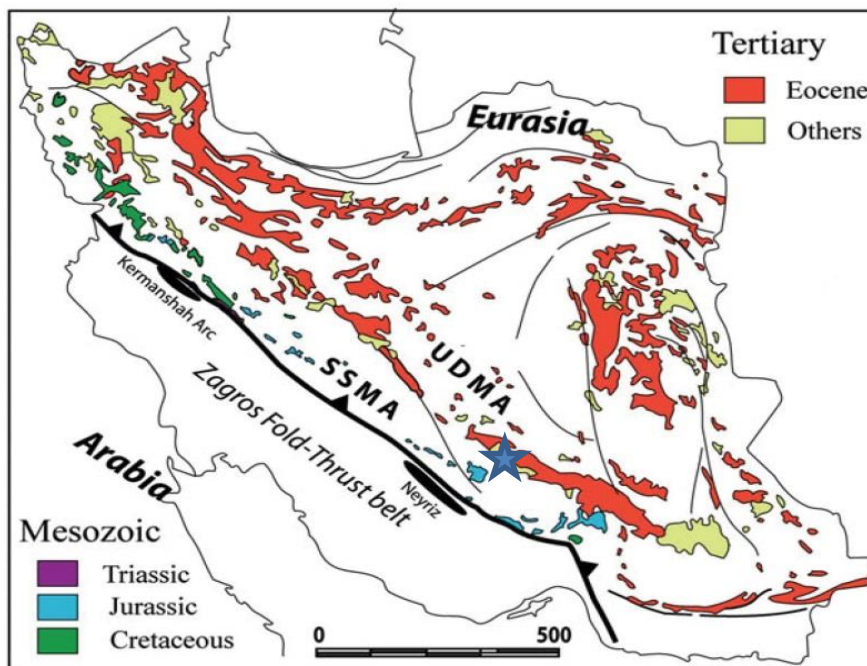
سامانه رگه ای کوارتز طلا دار دره زار در طول جغرافیایی $53^{\circ}55'$ - $56^{\circ}00'$ خاوری و عرض جغرافیایی $29^{\circ}50'$ - $29^{\circ}55'$ شمالی در استان کرمان و ۱۰ کیلومتری شمال شرقی معدن مس پورفیری دره زار واقع گردیده است. در این منطقه تاکنون مطالعات مختلفی در قالب تهیه نقشه های زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سیرجان (سهیلی، ۱۳۷۵) و ۱:۱۰۰۰۰۰ پاریز (Dimitrijevic, 1959) و مطالعات اکتشاف ژئوشیمیایی سیستماتیک در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (سازمان زمین شناسی، ۱۳۷۸) و ۱:۲۵۰۰۰ (مهندسين مشاور ایتوک ایران، ۱۳۸۷) پاریز صورت گرفته است. با این وجود، به منشاء کانه زایی طلای مرتبط با سیستم های مس پورفیری در منطقه توجه کمتری شده است در حالی که سیستم های مس پورفیری در مناطق فرورانش می‌توانند ارتباط زایشی نزدیکی با سیستم های اپی ترمال داشته باشند (Kolb and Hagemann, 2009; Richards, 2009, Richards et al., 2012). کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر میزبان کانسارهای بزرگ مس پورفیری، اسکارن و رگه ای در ایران است. این کمر بند، در ناحیه کرمان کانسار های مس پورفیری سرچشمه، میدوک، دره زار، سرکوه، حسین آباد، چاه فیروزه، باغ خشک، پرکام و برخی دیگر را در خود جای داده است (تقی پور و درانی، ۱۳۹۲) محمدی لقب و تقی پور، ۱۳۹۰). قرار گیری کانسار مس پورفیری دره زار در منطقه مورد مطالعه و مجاورت آن با کانسار بزرگ مس پورفیری سرچشمه اهمیت مطالعه کانی سازی طلا را در این منطقه افزایش می‌دهد. با توجه به این مهم، در مقاله حاضر با تکیه بر نتایج حاصل از مطالعات

زمین شناسی، دگرسانی، میانبارهای سیال و ایزوتوپ گوگرد به بررسی منشاء و نحوه تشکیل طلا در سامانه رگه ای پاریز در مجاورت کانسار مس پورفیری دره زار پرداخته می‌شود.

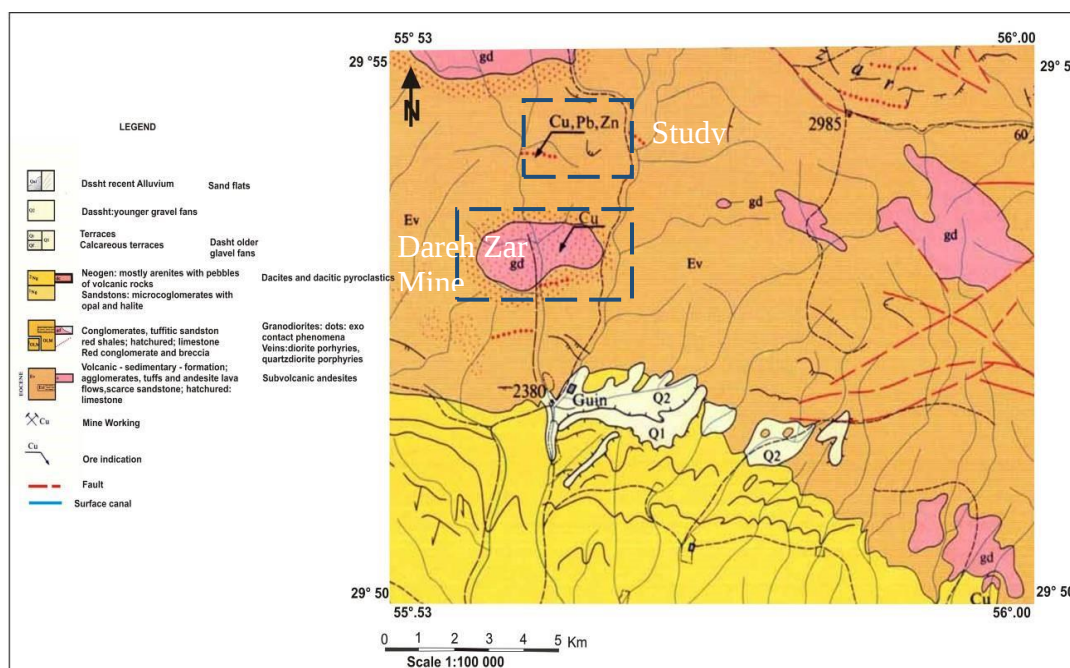
زمین شناسی

محدوده مورد مطالعه در کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر و در حاشیه جنوبی پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). مطالعات سنگ شناختی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر عموماً از سنگ های کالک آکالن مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران تشکیل شده است (Berberian et al., 1982). در منطقه مورد مطالعه سنگ های قدیمی‌تر از ائوسن رخمون ندارند و توالی زمین شناختی منطقه را مجموعه سنگی آتشفشانی- رسوبی ائوسن به خود اختصاص داده است (Dimitrijevic et al., 1971).

سنگ های آتشفشانی غالباً شامل توف و گدازه هایی با ترکیب بازالت، آندزیت و آندزیت- بازالت می‌باشند که سنگ میزبان کانی سازی نیز محسوب می‌گردند و واحدهای رسوبی به طور عمده شامل ماسه سنگ و به مقدار کم سنگ آهک است. توده‌های نفوذی و نیمه نفوذی با سن الیگومیوسن که بیشتر از جنس گرانودیوریت و مونزونیت هستند توالی آتشفشانی- رسوبی را در قسمت‌هایی قطع کرده‌اند (Dimitrijevic et al., 1971). رسوبات نئوژن شامل کنگلومرا و ماسه سنگ در بخش‌های جنوبی منطقه گسترش یافته و در نهایت، رسوبات کواترنری به صورت مخروط افکنه، تراس‌های رودخانه‌ای و رسوبات بستر آبراه‌ای توسعه پیدا کرده‌اند (شکل ۲).



شکل ۱. موقعیت محدوده مورد مطالعه با علامت ستاره بر روی نقشه ساختاری ایران (Agard et al., 2011).



شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه. (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پاریز، با تغییرات Dimitrijevic, 1971).

روش مطالعه

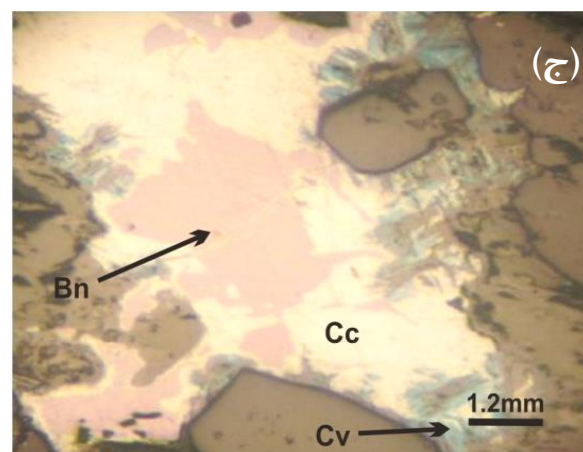
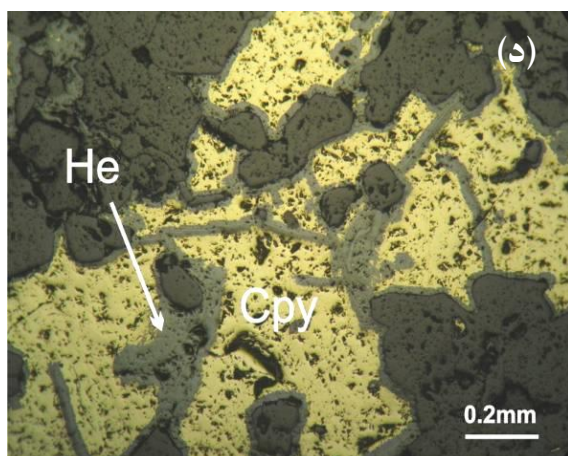
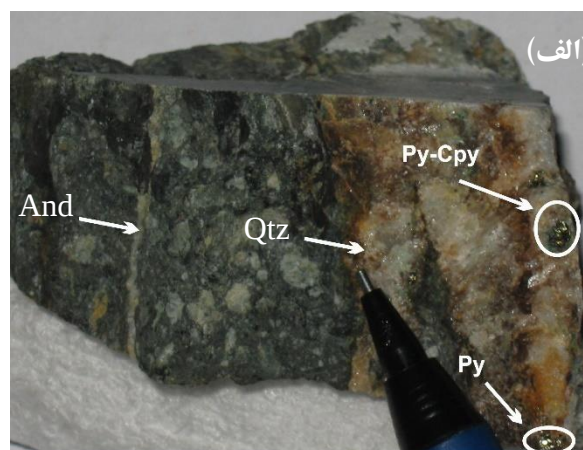
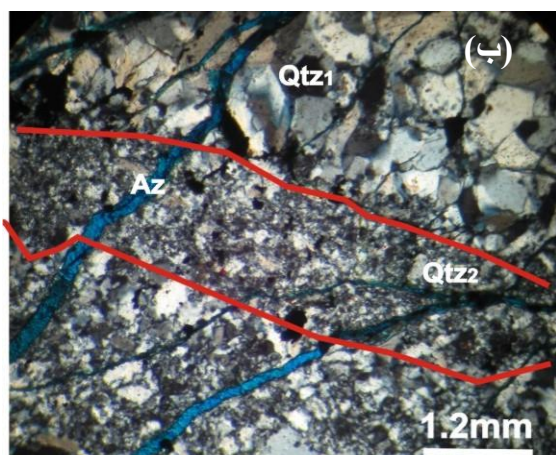
با توجه به گستردگی رگه‌های کوارتز در منطقه مورد مطالعه، از رگه‌های کوارتزی همزاد با کانی سازی تعداد ۵ عدد دوبرصیقل تهیه و برای مطالعه میانبارهای سیال استفاده شدند. اندازه‌گیری‌های دما-فشارسنجی در سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران و به وسیله صفحه گرم و سرد کننده مدل MDS 600 ساخت شرکت Linkam با تغییرات دمایی 190°C - تا $+600^{\circ}\text{C}$ صورت پذیرفت. جهت تعیین درصد شوری و چگالی سیال و نیز ترسیم نمودارها از نرم افزار مدلینگ PVTX (Software Modeling for Fluid Inclusion V2.6) طراحی شده توسط شرکت Linkam استفاده

شده است. به منظور مطالعات ایزوتوپی گوگرد، کانی‌های پیریت و کالکوپیریت به صورت دستی از رگه‌های کوارتز مجزا گردیده و پس از خردایش و آسیاب، نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد آنها در آزمایشگاه ایزوتوپی Hatch در دانشگاه اتاوا کشور کانادا اندازه‌گیری شد. نمونه‌ها درون کپسول‌های قلع به همراه اکسید تنگستن توزین و سپس توسط تجزیه‌گر عنصری کاستچ (Costech) به سرعت در دمای 1800°C مشتعل گردیدند. گازهای آزاد شده توسط هلیوم، از طریق تجزیه‌گر عنصری و پس از خالص‌سازی گاز SO_2 وارد طیف سنج جرمی با منبع گازی مدل Thermo-Finnigan گردیده و نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد آن اندازه‌گیری شد. دقت اندازه‌گیری مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برابر $\pm 2\text{‰}$ است.

کانه نگاری رگه های کوارتزی

در منطقه پاریز رگه ها و رگچه های متنوعی از کوارتز با روند غالب شمال غرب - جنوب شرق و ضخامت چند میلی متر تا حداکثر یک متر (شکل ۳- الف) و طول رخنمونی چند صد متر (۱۰۰ تا ۳۰۰ متر) سنگ میزبان آندزیتی را قطع می نمایند. این رگه ها در قسمت سطحی توسط اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن آغشته شده اند و حاوی کانیه های پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و آزوریت نیز هستند (شکل ۳- ب) علیرغم عدم مشاهده طلا در مقاطع صیقلی، مطالعات ژئوشیمیایی میزان این عنصر را در رگه های کوارتزی تا ۲/۴۱ گرم در تن مورد تایید قرار داده است

(مهندسین مشاور ایتوک ایران، ۱۳۸۷). در تعدادی از نمونه ها بورنیت به رنگ صورتی از حاشیه به کوولیت و کالکوسیت تبدیل شده است (شکل ۳- ج). مشاهدات میکروسکوپی نشان می دهد که در رگه های کوارتزی، هماتیت به صورت ثانویه و به عنوان محصول هوازدگی در شکستگی ها و نقاط ضعف کالکوپیریت تشکیل شده است (شکل ۳- د). در دسته دیگری از رگه های کوارتز، اکسیدهای آهن به فراوانی یافت می شود و رنگ رخنمونی زردی به واسطه حضور لیمونیت به خود گرفته اند. ضخامت این رگه ها حدود ۱-۳ متر با طول رخنمونی ۵۰ تا ۱۰۰ می باشد که کانی سازی گالن، کالکوپیریت و مالاکیت به وضوح در حاشیه آن دیده می شود.



شکل ۳. الف) رگه های کوارتز (Qtz) که با ضخامت های متفاوت میزبان آندزیتی (And) را قطع نموده اند. کانیه های پیریت (Py) و کالکوپیریت (Cpy) رگه ضخیم کوارتز را همراهی می نمایند. ب) مقطع میکروسکوپی از رگه ضخیم کوارتز (Qtz) که در آن رگچه هایی از آزوریت (Az) حضور دارد، نور پلاریزه. ج) تبدیل شدگی بورنیت (Bn) به کوولیت (Cv) و کالکوسیت (Cc)، نور انعکاسی. د) رگه کوارتز حاوی کالکوپیریت (Cpy) که هماتیت (He) ثانویه در داخل شکستگی ها و اطراف کالکوپیریت تشکیل شده است.

دگرسانی

مشاهدات صحرایی و مطالعات کانی شناسی نشان می دهند دگرسانی ها در منطقه مورد مطالعه عمدتاً شامل رسی، سرسیتی و پروپلیتی هستند که واحدهای آتشفشانی و توده های نفوذی را تحت تاثیر قرار داده است. دگرسانی سرسیتی با مجموعه کانی های کوارتز، سرسیت و مقدار کمی کلریت و ایلیت مشخص می شود و مهمترین کانی های سولفیدی همراه با این دگرسانی پیریت و کالکوپیریت می باشد. دگرسانی پروپلیتی در منطقه مورد مطالعه با مجموعه کانی های کلریت، اپیدوت و کلسیت در زمینه سنگ مشخص می شوند. مطالعه مقاطع میکروسکوپی نشان می دهد که این نوع دگرسانی در ابتدا با کلریتی شدن کانی های فرومیزین مانند بیوتیت شروع شده و سپس با سوسوریتی

شدن پلاژیوکلاز ادامه می یابد. دگرسانی رسی در منطقه که به توسط شستشو و سفید شدگی سنگ تشخیص داده می شود، با کانی های ثانویه رسی همراه است. آنالیز XRD حضور کانی های کوارتز، موسکویت، کلسیت، گوتیت و کاتونل را در این نوع دگرسانی نشان می دهد. رگه های کوارتز طلا دار عمدتاً با این نوع دگرسانی همراه هستند.

مطالعات میانبارهای سیال

مطالعه میانبارهای سیال می تواند نقش مهمی در درک زایش کانسارها داشته باشد (Evans, 1993) و به همین منظور تعداد ۳ نمونه از رگه های کوارتزی کانیه زایی شده طلا دار در منطقه پاریز برای بررسی ریزدماسنجی میانبارهای سیال مورد مطالعه قرار گرفتند. بررسی های میکروسکوپی نشان

سولفیدی تشکیل شده است. محاسبه دما، عمق و شیمی سیالات کانی‌ساز میانبرهای سیال تک فازی مایع نسبت به سیال تک فازی بخار به میزان بیشتری در نمونه‌ها مشاهده می‌شوند (شکل های ۴-ب و ج). داده های دما سنجی میانبرهای سیال در نمونه های مطالعه شده در (جدول ۱) ارائه شده است. در مطالعات میانبر، نقطه اوتکتیک (Te) = دمای تشکیل اولین قطره مایع) برای سیستم $NaCl + H_2O$ تقریباً کمتر از $20/8^\circ C$ است (Samson et al., 2003). این دما برای نمونه‌های مورد مطالعه بالا تر از $20/8^\circ C$ بوده است، که بیانگر حضور $NaCl$ و عدم وجود سیستم های چند همنه ای $NaCl-H_2O-CaCl_2-MgCl_2$ در سیال کانه ساز است (Fan et al., 2000; Hall et al, 1988). دامنه تغییرات دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_m) از $13/6^\circ C$ تا $1/1^\circ C$ - متغیر می باشد. در انجام مرحله سرمایش بر روی میانبرها، مثبت نشدن دمای ذوب نهایی نشانگر عدم حضور فاز کلاتریت (Clathrate) می باشد.

بنابراین در چنین شرایطی میزان CO_2 کمتر از $2/7$ درصد وزنی در میانبرهای ($L+V$) است (Fan et al., 2000). درجه شوری میانبرهای سیال از ۲ تا ۱۶ درصد معادل $NaCl$ متغیر است (شکل ۵-الف). به طور میانگین بیشترین میزان شوری در محدوده ۶ تا ۸ درصد می باشد (شکل ۵-الف). بر این اساس درجات مختلف شوری می تواند به میزان اختلاط سیالات کانه‌زا با آب‌های جوی نسبت داده شود (Bodnar, 1995).

دهنده آن است که این تیپ از کوارتز در توالی پارازنتیکی همراه با کانه‌های مواردی هستند که با کمک مطالعات میانبرهای سیال مشخص می شوند و از آنها در شناخت ویژگی‌ها و تحول سیال کانه‌زا و در نهایت نحوه تشکیل ذخایر معدنی استفاده می‌شود. در مطالعه حاضر تنها میانبرهای سیال اولیه و ثانویه کاذب مورد مطالعه قرار گرفته‌اند و میانبرهای سیال ثانویه و انواعی که دچار پدیده نشست، گردن گرفتگی و ... شده بودند بررسی نگردیدند. میانبرهای سیال در نمونه‌های مورد مطالعه را می توان در ۳ گروه فازی به شرح زیر تقسیم کرد:

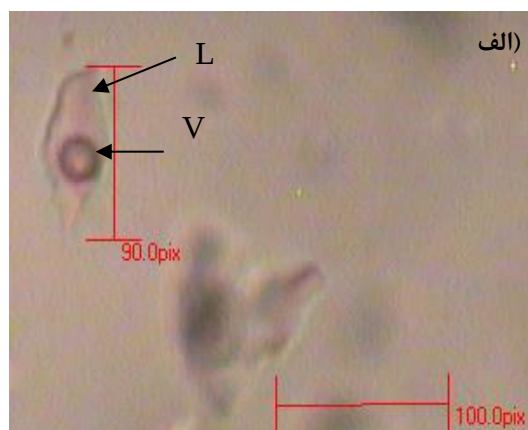
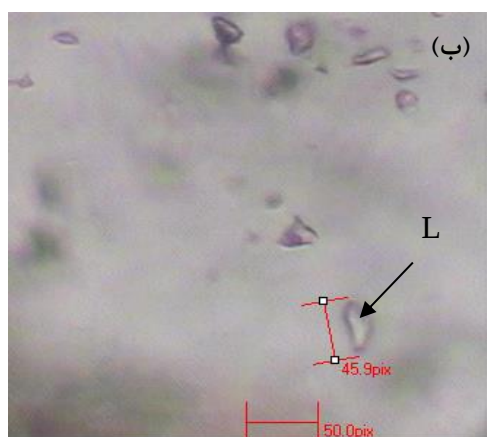
نوع A - میانبرهای سیال دو فازی:

A - 1 - دو فازی مایع- بخار ($L+V$): بیشترین حجم این نوع میانبر سیال (که در نمونه های مورد مطالعه فراوانترین نیز می باشند) را فاز مایع تشکیل می‌دهد و فاز بخار تنها ۱۰ تا ۳۵٪ حجم میانبرهای سیال مطالعه شده را در برمی‌گیرد (شکل ۴-الف).

A - 2 - دو فازی بخار- مایع ($V+L$): حباب بخار بیشترین حجم میانبر را اشغال کرده است که در کنار فاز مایع قرار می‌گیرد.

نوع B - میانبرهای سیال تک فازی مایع (L): در این نوع میانبرها بخش مایع بیش از ۹۵٪ حجم میانبر را تشکیل می‌دهد.

نوع C - میانبر های سیال تک فازی بخار (V): در این نوع میانبرها حباب بخار بیش از ۹۵٪ حجم را تشکیل می‌دهد.



شکل ۴. میانبرهای سیال (الف) دو فازی مایع-بخار ($L+V$)، (ب) تک فازی مایع (L) و (ج) تک فازی بخار (V) در رگه های کوارتز کانه زایی شده، منطقه پاریز.

جدول ۱. داده های میانبارهای سیال نمونه های کوارتز طلا دار منطقه پاریز.

No	Components	Origin	Tm °C	Th °C	Components	Salinity Wt/%NaCl	Density
54-4-100-1T	V+L	P	-۱۰	۲۵۱	Liquid	۱۳/۹۴۵	۰/۷۹۱۷
54-4-100-2T	V+L	P	-۹	۲۲۵	Liquid	۱۲/۸۵۵۲	۰/۸۱۵۵
54-4-50-3T	V+L	P	-۶/۵	۲۰۵	Vapour	۹/۸۴۳۶	۰/۶۴۳۱
54-4-50-4T	V+L	PS	-۴	۲۱۰	Liquid	۶/۳۷۳۷	۰/۹۰۳
54-4-100-6T	V+L	P	-۷/۵	۲۵۲	Liquid	۱۱/۲۰۰۵	۰/۸۹۲۷
54-4-100-7T	V+L	P	-۸	۲۶۵	Liquid	۱۱/۷۰۲۳	۰/۷۴۱۸
54-4-100-10T	V+L	PS	-۱۰	۲۳۵	Liquid	۱۳/۹۴۵	۰/۷۸۴۱
58-1-100-2T	V+L	PS	-۶/۱	۲۸۵	Liquid	۹/۳۲,۳	۰/۹۳۶۷
58-1-100-3T	V+L	PS	-۵/۶	۲۲۰	Liquid	۸/۶۴۹۱	۱/۱۳۳۱
58-1-100-4T	V+L	PS	-۷	۲۰۳	Liquid	۱۰/۸۴۱۲	۰/۸۷۹
58-1-100-5T	V+L	P	-۵/۱	۲۰۸	Liquid	۷/۹۵۸۸	۰/۷۴۳۱
58-1-100-6T	V+L	PS	-۱۰/۱	۲۰۴	Liquid	۱۴/۰۵۰۷	۰/۸۳۳
58-1-100-7T	V+L	P	-۹/۲	۲۴۵	Liquid	۱۳/۰۷۸۱	۰/۷۷۳۹
58-1-100-8T	V+L	P	-۴/۱	۲۵۲	Liquid	۶/۵۲۵۱	۰/۸۲۰۲
58-1-100-9T	V+L	PS	-۶/۲	۲۴۵	Liquid	۹/۴۵۲۲	۰/۶۰۲۴
58-1-100-10T	V+L	P	-۸/۱	۲۱۵	Liquid	۱۱/۸۲,۵	۰/۸۵۶۴
72-1-100-1T	V+L	P	-۷/۶	۱۸۶	Liquid	۱۱/۲۲۲۳	۰/۷۸۹۸
72-1-100-2T	V+L	P	-۶/۹	۱۷۵	Liquid	۱۰/۳۵۵۱	۰/۶۸۹۹
72-1-100-3T	V+L	PS	-۳/۴	۱۷۵	Liquid	۵/۴۷۱۹	۰/۸۸۶۷
72-1-100-4T	V+L	PS	-۴/۲	۱۷۶	Liquid	۶/۶۶۸۶	۰/۸۱۸
72-1-100-5T	V+L	PS	-۲/۸	۱۹۸	Liquid	۴/۵۴۵۷	۰/۹۶۵۵
72-1-100-6T	V+L	P	-۵/۱	۲۰۱	Liquid	۷/۹۵۸۸	۰/۹۶۹۶
72-1-100-7T	V+L	P	-۴/۲	۱۵۰	Liquid	۶/۶۶۸۶	۰/۹۳۴۹
72-1-100-8T	V+L	P	-۵/۸	۲۰۱	Liquid	۸/۹۱۹۸	۰/۹۶۹۷
72-1-100-9T	V+L	P	-۳/۸	۱۸۱	Liquid	۶/۰۷۵۹	۰/۹۴۴۴
72-1-100-10T	V+L	P	-۷/۱	۱۹۵	Liquid	۱۰/۶۰۵۰	۰/۹۶۵۳
72-1-100-11T	V+L	PS	-۴/۵	۱۸۲	Liquid	۷/۱۰۵۴	۰/۹۶۶۲
72-1-100-12T	V+L	PS	-۶/۹	۱۷۰	Liquid	۱۰/۳۵۵	۰/۹۳۲۷
72-1-100-13T	V+L	PS	-۴/۸	۱۹۲	Liquid	۷/۵۳۵۵	۰/۹۳۲۴
72-1-100-14T	V+L	PS	-۵/۲	۱۹۸	Liquid	۸/۰۹۸۴	۰/۹۵۱۹
79-1-100-1T	V+L	P	-۲/۹	۱۹۲	Liquid	۴/۷۰۱۷	۰/۹۳۹۸
79-1-50-2T	V+L	P	-۳/۲	-۱۸۰	Liquid	۵/۱۶۵۷	۰/۹۷۴۳
79-1-50-3T	V+L	P	-۴/۱	۱۸۷	Liquid	۶/۵۲۱۵	۰/۹۳۱۷
79-1-100-4T	V+L	P	-۳/۸	۱۸۲	Liquid	۰/۰۷۵۹	۰/۹۲۶۹
79-1-100-5T	V+L	P	-۴/۲	۲۴۱	Liquid	۶/۶۶۸۶	۰/۹۱۰۷

ادامه جدول ۱

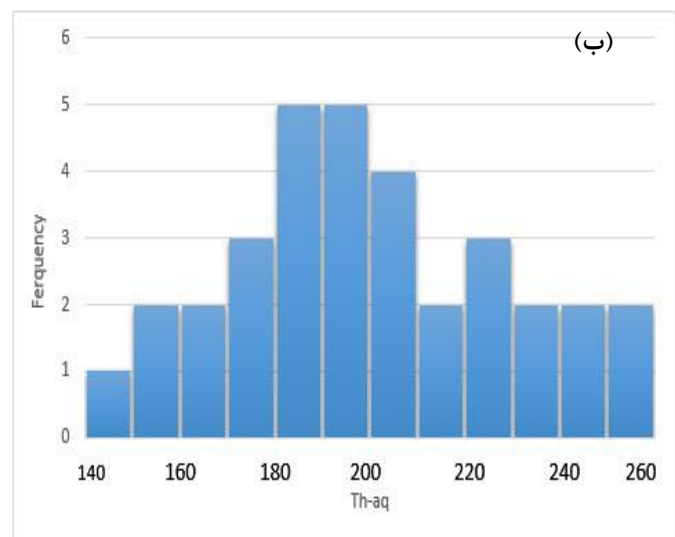
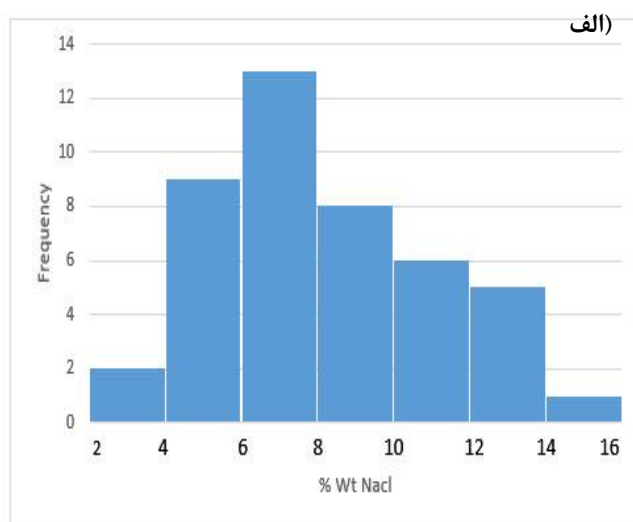
79-1-100-6T	V+L	P	-۲/۸	۲۲۴	Liquid	۴/۵۴۵۷	۰/۹۲۷
79-1-100-7T	V+L	P	-۱/۵	۲۱۷	Liquid	۲/۴۶۹۲	۰/۹۲۹۵
79-1-100-8T	V+L	P	-۲/۵	۲۰۴	Liquid	۴/۰۷۴۳	۰/۹۳۱۴
79-1-100-9T	V+L	P	-۳/۱	۱۹۸	Liquid	۵/۰۱۱۷	۰/۸۶۷۴
79-1-100-10T	V+L	P	-۶/۸	۱۷۶	Liquid	۱۰/۲۲۸	۰/۸۷۱۳

No = number; Th = homogenization temperature; Ts = Solid melting temperature; Tm = ice melting temperature; L = liquid; V = Vapor; S = Solid; P = primary; PS = Pesodo secondary

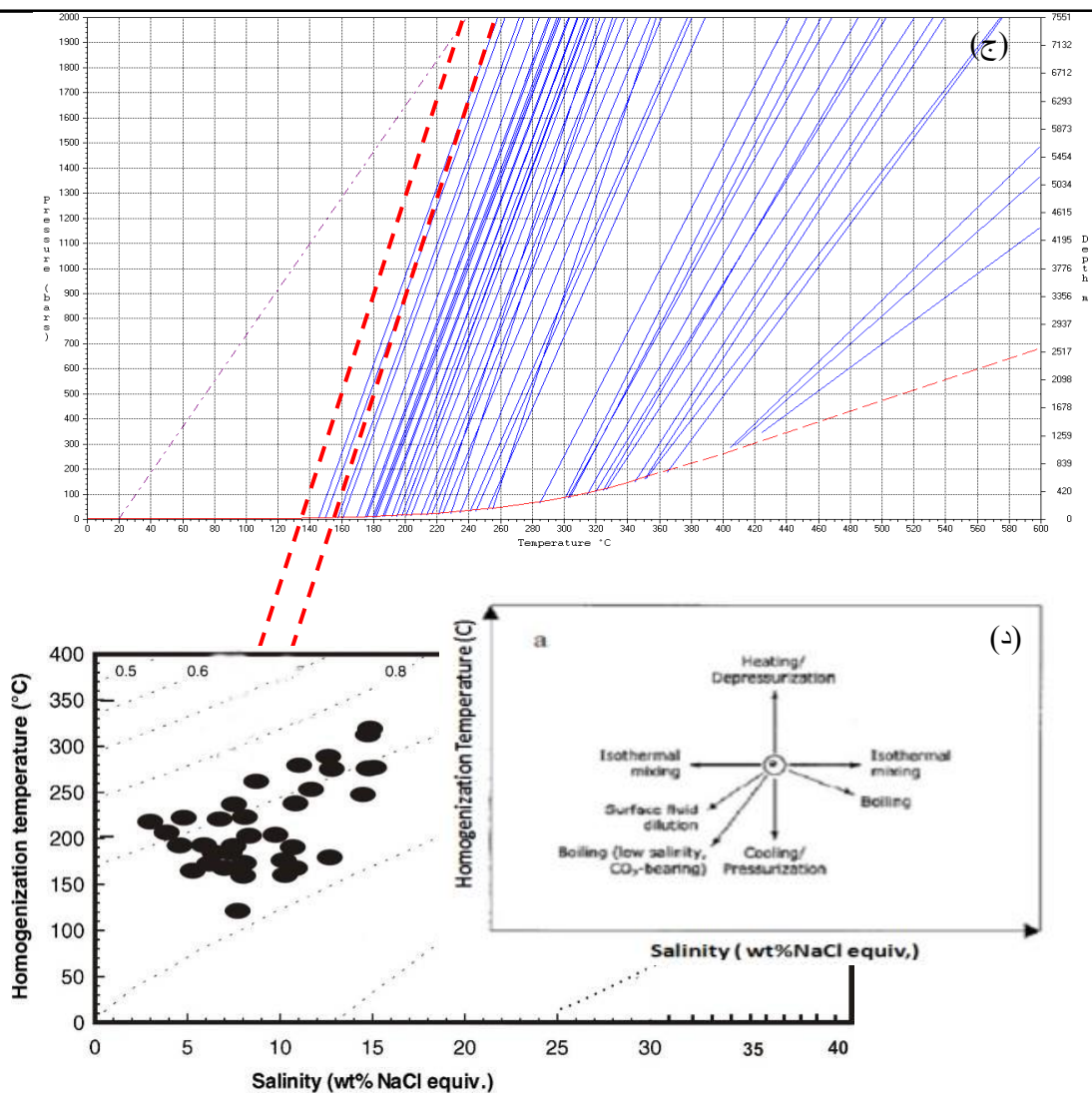
گرمایی کانه ساز موثر بوده اند (شکل ۵-د) در فرایند سرد شدگی، کاهش دمای یکنواختی سبب افزایش چگالی و کاهش سرعت سیال کانه دار و نهایتاً سبب ته نشینی و تمرکز مواد معدنی میگردد در حالیکه میانبرهای تشکیل شده از پدیده جوشش در نتیجه‌ی کاهش دما یا کاهش فشار به سمت تشکیل یک سیال چگال تر با شوری بیشتر نسبت به میانبرهای اولیه پیش می‌روند. در چنین حالتی میانبرهای تشکیل شده از پدیده جوشش شوری بیشتری نسبت به میانبرهای اولیه دارند. با توجه به مجموعه مطالعات میانبری نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر ویژگی کانسارهای اپی ترمال و در نمودار شوری در برابر دمای همگن شدگی (Wilkinson, 2001) داده‌ها بیشتر در محدوده دما و شوری پائین و مختص این نوع کانسارها قرار می‌گیرند (شکل ۶).

دمای یکنواختی در نمونه‌های مورد بررسی، از 140°C - 260°C متغیر است (شکل ۵-ب). بیشترین فراوانی دمای یکنواختی مربوط به محدوده دمایی 180°C - 200°C است (شکل ۵-ب). به کمک نرم افزار مدلینگ PVXT شرکت Linkam و با استفاده از دیاگرام فشار- دما، عمق تشکیل کانسار ۱۲۰ تا ۲۹۰ متر منطبق بر فشار ۳۰ تا ۷۰ بار تعیین گردیده است (شکل ۵-ج). چگالی میانبرهای سیال، از ۰/۵ تا ۰/۹ متغیر است و بیشترین تمرکز در محدوده ۰/۶ تا ۰/۷ قرار دارد (شکل ۵-د).

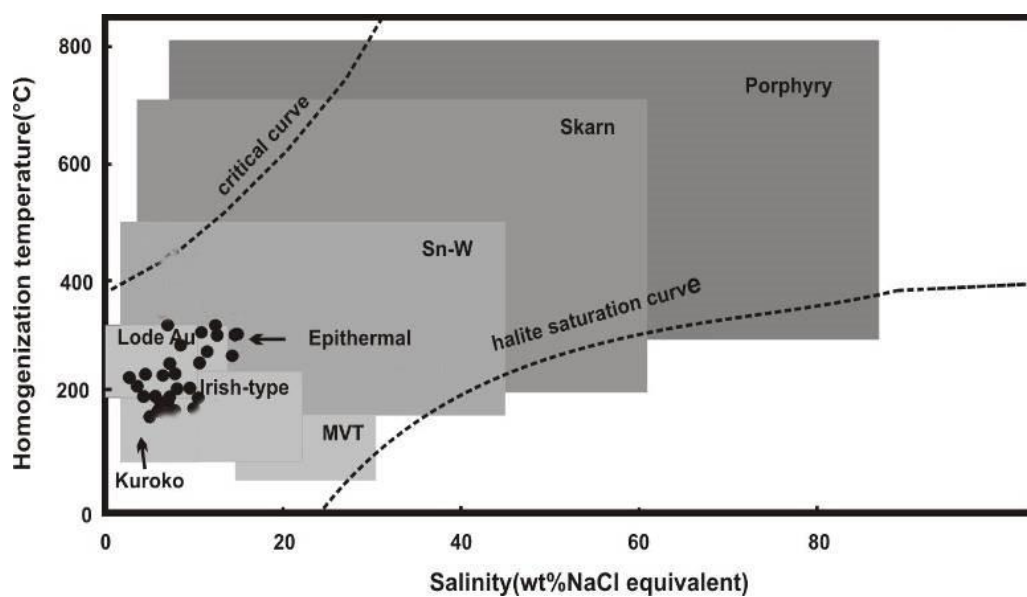
اختلاف در چگالی سیال اهمیت ویژه‌ای دارد چرا که فرایند جریان سیال، متأثر از چگالی آن می‌باشد (Wilkinson, 2001). تغییرات چگالی بر روی نمودار شوری در مقابل دمای همگن شدگی (Zhang and Frantz, 1987) نشان می‌دهند که دو فرایند سرد شدگی و جوشش در روند تحول سیال



شکل ۵. هیستوگرام فراوانی (الف) درصد شوری میانبرهای سیال و (ب) دمای همگن شدگی میانبرهای سیال در نمونه‌های کوارتز کانه زایی شده منطقه پاریز. (ج) نمودار فشار- دما- عمق که در آن روند حرکتی سیال از عمق به سطح مشاهده می‌شود. (د) داده‌های میانبرهای سیال منطقه پاریز بر روی نمودار شوری در برابر دمای همگن شدگی (Zhang and Frantz, 1987). خط چین‌ها چگالی سیال را نشان می‌دهند. محاسبه فشار توسط نرم افزار مدلینگ PVXT صورت پذیرفته است.



ادامه شکل ۵



شکل ۶. محدوده‌های دما و شوری میانبارهای سیال در کانسارهای گوناگون (Wilkinson, 2001) دایره‌های توپر متعلق به نمونه‌های مورد مطالعه از منطقه پاریز می‌باشند.

ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد

مطالعه ایزوتوپ پایدار گوگرد به منظور تعیین منشاء و شرایط تشکیل کنسارهای سولفیدی از اهمیت خاصی برخوردار است و به کمک آن می‌توان تاثیر فعالیت‌های ماگمایی و یا غیر ماگمایی را در ژنز کنسارها مورد بررسی قرار داد (Hoefs, 2009). مقادیر ایزوتوپ گوگرد تابع ترکیب ایزوتوپی سیال منشاء می‌باشد که در نتیجه گذر زمان و تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی محیط (دما، pH و فوگاسیته اکسیژن) دستخوش تغییر می‌گردد. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سولفیدهای منطقه پاریز در کالکوپریت بین $-2/13\text{‰}$ تا $-8/54\text{‰}$ (میانگین $-5/39\text{‰}$) و پیریت بین $-2/4\text{‰}$ تا $-8/39\text{‰}$ (میانگین $-5/39\text{‰}$) می‌باشد (جدول ۲).

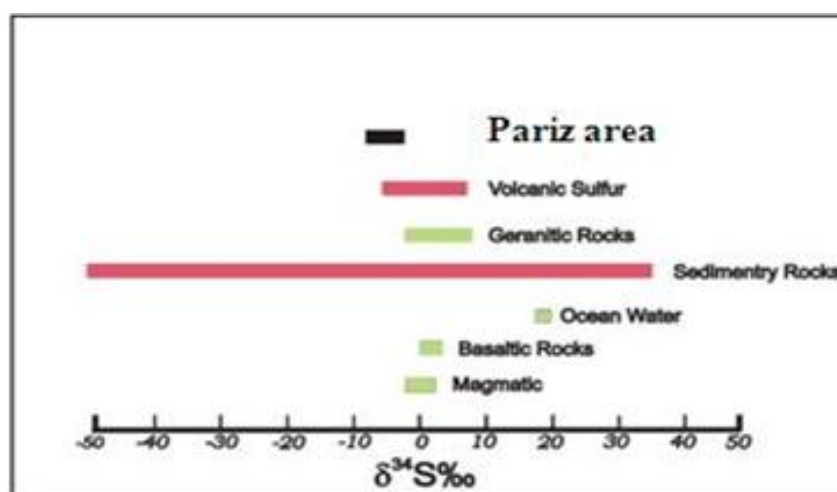
مقایسه مقادیر ایزوتوپی نمونه‌های مورد مطالعه با مخزن‌های مهم زمین شناسی (شکل ۷) احتمال ماگمایی بودن سیال را منتفی می‌کند. با توجه به دمای تشکیل کانسنگ (حدود $170-257^\circ\text{C}$) که از دمای همگن شدن میانبرهای سیال در کوارتز به دست آمده است و با در نظر گرفتن معادله $1000 \ln \alpha = A/T2+B$ ، ضریب تفریق بین سولفید و فاز سیال محاسبه می‌گردد که با قرار دادن این مقدار در فرمول $\delta A - \delta B = \Delta A - B \approx 10^3 \ln \alpha A - B$ و دانستن مقدار $\delta^{34}\text{S}$ سولفید، می‌توان مقدار $\delta^{34}\text{S}$ سیال غنی از H_2S بدست آورد.

مقدار $\delta^{34}\text{S}$ سیال غنی از H_2S بر اساس رابطه (Li and Liu 2006) بین -2‰ تا $-10/67\text{‰}$ محاسبه می‌شود. این دامنه ایزوتوپی گوگرد می‌تواند متاثر از مقادیر ایزوتوپی گوگرد منبع و یا اثر فرآیندی همچون احیای باکتریایی سولفات به سولفید باشد. در احیاء ترموشیمیایی کوچکترین افزایش در میزان فشار بخشی اکسیژن و pH، منجر به تهی‌شدگی سیال کانه‌ساز از ^{34}S (کاهش $\delta^{34}\text{S}$) می‌شود (Ohmoto et al., 1979). با توجه به دمای تشکیل سیال (حدود $170-257^\circ\text{C}$) در منطقه مورد مطالعه، فرآیند احیاء باکتریایی سولفات به سولفید که حداکثر در دمای تقریبی $30-45^\circ\text{C}$ رخ می‌دهد منتفی می‌شود. به نظر می‌رسد دامنه نسبت‌های ایزوتوپی بدست آمده در نمونه‌های پاریز عمدتاً متاثر از ویژگی‌های گوگرد منبع باشد. مقادیر منفی $\delta^{34}\text{S}$ در سولفیدهای مورد مطالعه بیشترین شباهت را با سولفید موجود در سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی (Hoefs, 2009) دارند.

نتایج حاصل از دماسنجی ایزوتوپ گوگرد زوج‌های پیریت و کالکوپریت (جدول ۲) میانگین دماهای بسیار بالا (1358°C) را به نمایش می‌گذارند که بسیار بالاتر از گستره دمایی 170°C تا 257°C به دست آمده از میانبرهای سیال می‌باشد و نشانگر عدم پاراژنز و یا فقدان تعادل ایزوتوپی بین این زوج کانی‌ها در زمان ته‌نشست آنها از سیال کانه‌زا است.

جدول ۲. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ بر حسب ‰ در پیریت و کالکوپریت در رگه‌های کوارتز منطقه پاریز و دمای تعادلی محاسبه شده بر اساس اختلاف این مقادیر.

شماره نمونه	کانی	$\delta^{34}\text{S}$	$\Delta(\text{Py} - \text{Cpy})$	T ($^\circ\text{C}$)
P-60	Pyrite	$-2/4$		
	Chalcopyrite	$-2/13$	$0/27$	1017
P-72	Pyrite	$-8/39$		
	Chalcopyrite	$-8/54$	$0/15$	1458
P-76	Pyrite	$-6/22$		
	Chalcopyrite	$-6/85$	$0/13$	1587



شکل ۷. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ پیریت و کالکوپریت در رگه‌های کوارتز منطقه پاریز در مقایسه با برخی از مخزن‌های زمین شناسی مهم گوگرد (Hoefs, 2009).

مدل کانه‌زائی

سیستم‌های کانی‌سازی رگه‌ای پیرامون کانسارهای پورفیری عموماً به دو دسته اپی‌ترمال و مزوترمال تقسیم بندی می‌شوند (Corbett, 2004; Guilbert and Park, 1986). برای تعیین نوع کانی‌زائی چنین سیستم‌هایی می‌توان از دگرسانی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، داده‌های میانبارهای سیال و ایزوتوپی استفاده کرد.

کانسارهای اپی‌ترمال در محیط‌های نزدیک سطح (عمق کمتر از یک کیلومتر) تشکیل شده و دمای ته‌نشینی کانه در بیشتر این نهشته‌ها بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ و دمای ته‌نشینی گانگ بین ۱۴۰°C تا ۲۰۰ متغیر است (Hedenquist, 1987). شوری سیالات کانی‌ساز در نهشته‌های اپی‌ترمال گستره‌ای از ۱۳-۰ درصد وزنی معادل NaCl را شامل می‌گردد (Heald et al., 1987). سیستم‌های رگه‌ای اپی‌ترمال به دو دسته اصلی سولفیداسیون بالا و پائین تقسیم شده‌اند و حالت‌های بینابین این دو به عنوان سولفیداسیون حد واسط شناخته می‌شوند (Corbett, 2004). کانسارهای سولفیداسیون بالا حاوی کانی‌های سولفیدی با نسبت گوگرد به فلز بالا (نظیر انارژیت و لوزونیت) بوده و توسط سیالات اسیدی غنی از گوگرد تشکیل می‌شوند در حالیکه در انواع سولفیداسیون پائین نسبت گوگرد به فلز در کانی‌های سولفیدی پائین است (بورنیت، کوولیت و کالکوسیت) و سیالات نسبتاً خنثی تا کمی قلیائی و فقیر از گوگرد در تشکیل آنها نقش دارند.

کانسارهای سولفیداسیون پائین وابسته به دامنه‌ای از تیپ سنگ‌های آکالن تا کالک آکالن هستند (Sillitoe, 1993; 2010). در این کانسارها کانسنگ طلا عموماً با کوارتز و آدولاریا به اضافه کلسیت یا سرسیت به عنوان کانی‌های باطله اصلی همراه است (Sillitoe, 1977; Buchanan, 1981; White and Hedenquist, 1995). کانی‌های شاخص دگرسانی در سیستم‌های اپی‌ترمال سولفیداسیون پائین آدولاریا-سرسیت و در سیستم‌های اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا آلونیت و پیروفلیت است. در محیط‌های اپی‌ترمال، فاکتورهایی که ته‌نشینی طلا را از یک سیال کانه‌دار می‌تواند توسعه دهند شامل اختلاط سیالات با منشاهای مختلف، جوشش سیالات کانه‌دار و واکنش متاسوماتیک سنگ-آب است (Hayba, 1997; Hedenquist et

al., 2000). شواهد جوشش عبارتند از: الف) وجود میانبارهای سیال غنی از بخار و مایع و نیز حضور کلسیت تیغه‌ای و کوارتز پزودومورف (Simon et al., 2000).

همانطوری که قبلاً اشاره شد بیشترین فراوانی شوری میانبارهای سیال در منطقه پاریز ۲/۵ تا ۱۶/۵ درصد وزنی نمک و با گستره دمائی ۱۷۰-۲۵۷°C است که بر فشار تشکیل کانسار ۳۰ تا ۷۰ بار (عمق ۱۲۰ تا ۲۹۰ متر) دلالت دارد. چنین عمق تشکیل با کانسارهای اپی‌ترمال مطابقت می‌کند. از طرفی در نمودار (Wikinson, 2001) (شکل ۶) میزان شوری و دمای همگن‌شدگی اکثر نمونه‌های میانبار سیال در محدوده دما و شوری پائین یعنی اپی‌ترمال قرار می‌گیرند. با توجه به اینکه در پاریز کانه‌زائی شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت با نسبت گوگرد به فلز پائین است و همچنین دگرسانی غالب از نوع آرژیلیتی و سرسیتی می‌باشد، کانه‌زائی را می‌توان از نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون پائین در نظر گرفت. از طرفی حضور میانبار سیال غنی از بخار و مایع در بسیاری از نمونه‌ها و همچنین جوشش و متعاقب آن کاهش دما را می‌توان به عنوان عاملی اصلی برای ته‌نشینی طلا در منطقه پاریز در نظر گرفت. با توجه به ترکیب ایزوتوپ‌های گوگرد کانی‌های پیریت و کالکوپیریت (۲/۱۳- تا ۸/۵۴- ‰ $\delta^{34}S$)، منشاء گوگرد و احتمالاً طلا از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی منطقه باشد.

کانسار طلا و نقره برگاما (Bergama) در کشور ترکیه یک کانسار اپی‌ترمال سولفیداسیون پائین است. سنگ میزبان این کانسار آتشفشانی‌های ائوسن می‌باشد، کانه‌سازی عمدتاً در داخل رگه‌های کوارتز صورت گرفته، دمای تشکیل کانسار ۱۶۵-۲۰۵°C و میانبارهای سیال شوری ۷-۸ درصد وزنی NaCl دارد. کانی‌های مهم آن کالکوپیریت، پیریت، کالکوسیت، بورنیت، کوولیت، گالن، آکانتیت و اسفالریت هستند و دگرسانی آن بیشتر آرژیلیتی و سیلیسی شدن می‌باشد (Yilmaz et al., 2007). کانی‌زائی طلا، مس و عناصر همراه در منطقه پاریز به دلیل شباهت دمایی، دگرسانی و کانی‌شناسی قابل انطباق با کانسار اپی‌ترمال با درجه سولفیداسیون پائین نظیر برگاما است (جدول ۳).

جدول ۳. مقایسه کانی‌سازی منطقه پاریز با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پائین برگاما.

نام کانسار	نوع کانسار	گستره شوری (wt % NaCl)	گستره دما (°C)	کانی میزبان	عیار (g/t)	دگرسانی	کانی شناسی
برگاما	اپی‌ترمال طلا و نقره سولفیداسیون پائین	۷-۸	۱۶۵-۲۰۵	کوارتز	۷/۶	-سیلیسی شدن- آرژیلیتی	کالکوسیت، پیریت، کالکوپیریت و بورنیت
پاریز	اپی‌ترمال طلا و مس سولفیداسیون پائین	۱۶/۵ - ۲/۵	۱۷۰-۲۵۷	کوارتز	۲/۴۱	سرسیتی- سیلیسی-آرژیلیتی	کالکوسیت، کالکوپیریت، کوولیت و بورنیت

نتیجه گیری

دگرسانی های غالب در منطقه معدنی پاریز شامل رسی، سرسیتی و پروپیلیتی می باشند که کانه زائی طلا در رگه های کوارتز همراه با دگرسانی رسی دیده می شود. مطالعه میانبارهای سیال بر روی کانی کوارتز شوری ۲/۵ تا ۱۶/۵ درصد و دمای همگن شدگی 170°C - 257°C را نشان می دهد که با عمق تشکیل کانسار در ۱۲۰-۲۹۰ متری و منشاء سیالات کانه ساز از اختلاط آبهای جوی با آبهای ماگمایی مطابقت دارد. داده های میانبار سیال همچنین در محدوده کانسار های نوع اپی ترمال قرار می گیرند. با توجه به کانه زائی پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت با نسبت گوگرد به فلز پائین و همچنین

دگرسانی های غالب از نوع آرژیلیتی و سرسیتی، کانسار از نوع اپی ترمال سولفیداسیون پائین در نظر گرفته می شود. گستره مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی های پیریت و کالکوپیریت (۲/۱۳- تا ۸/۵۴- ‰) منشاء گوگرد و احتمالا طلا را سنگ های آتشفشانی - رسوبی منطقه معرفی می نماید. میانبارهای سیال غنی از بخار و مایع شاهدهی بر فرایند جوشش به عنوان عامل اصلی ته نشینی طلا در پاریز است.

قدردانی

این تحقیق با استفاده از برخی امکانات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام گرفته است که نویسندگان کمال تشکر را دارند.

منابع

- تقی پور، ن.، درانی، م.، ۱۳۹۲، زمین شیمی ایزوتوپهای پایدار گوگرد و اکسیژن کانی های سولفیدی و سولفاتی کانسار مس پورفیری پرکام، شهر بابک، استان کرمان. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، جلد ۲، شماره ۸، ص ۶۱-۷۰.
- سازمان زمین شناسی، ۱۳۷۸ مطالعات اکتشاف ژئوشیمیایی سیستماتیک در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه دره زار. سهیلی، م.، ۱۳۷۵، نقشه زمین شناسی سیرجان، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی.
- محمدی لقب، ح.، تقی پور، ن.، ۱۳۹۰، تکامل فیزیکی-شیمیایی سیال گرمایی در کانسار مس پورفیری سارا (پرکام)، استان کرمان، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، جلد ۱، شماره ۱، ص ۱۱-۲۴.
- مهندسین مشاور ایتوک ایران، ۱۳۸۷، پی جویی به روش اکتشافات ژئوشیمیایی ۱:۲۵۰۰۰ در محدوده پاریز (استان کرمان).
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., 2011, Zagros orogeny: a subduction-dominated process, Geological Magazine, Vol: 148, p: 692-725.
- Aghanabati, A., 2004, Geology of Iran, Geological Survey of Iran, p: 586.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R.J., Berberian, M., 1982, Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in the northern Makran and central Iran, Journal of Geological Society of London, Vol: 139, p: 605-614.
- Bodnar, R.J., 1983, A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties on inclusion fluids, Economic Geology, Vol: 78, p: 535-542.
- Bodnar, R. J., 1995, Fluid Inclusion Evidence for a Magmatic Source for Metals in Porphyry Copper Deposits, In: Mineralogical Association of Canada Short Course Volume 23, Magmas, Fluids & Ore Deposits, J. F. H. Thompson, ed., p: 139-152.
- Buchanan, L.J., 1981, Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest Arizona, Geological Society Digest, Vol: 14, p: 237-262.
- Corbett, G.J., 2004, Epithermal and porphyry gold -geological models in Pacrim Congress 2004, Adelaide, Australia, Institute of Mining and Metallurgy, p: 15-23.
- Dimitrijevic, M. D., Dimitrijevic, M. N., Djordjevic M., Voluvic D. 1971, Geological map of Pariz, No. 7149, Series 1:100,000. Geological Survey of Iran (GSI), Tehran.
- Evans, A. M., 1993, Ore geology and industrial minerals. 3rd ed., Blackwell Scientific, Oxford.
- Fan, H. R., Groves, D. I., Mikucki, E. J., Mc Naughton, N.J., 2000, Contrasting fluid types at the Nevoria gold deposit in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia, Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron formation, Economic Geology, Vol: 95, p: 1527-1536.
- Guilbert, J.M., and Park, C.F., 1986, The geology of ore deposits, Freeman. New York, p: 985.
- Hall, D. L., Sterner, S. M., Bodnar, R. J., 1988, Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions, Economic Geology, Vol: 93, p: 97-202.
- Hayba, D. O., 1997, Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado: part V. epithermal mineralization from fluid mixing in the OH vein, Economic Geology, Vol: 92, p: 29-44.
- Heald, P., Foley, N.K., and Hayba, D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types, Economic Geology, Vol: 82, p: 1-26.
- Hedenquist, J.W., 1987, Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific basin. In Horn, M.K., E.d., Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, OK, p: 513-524.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A.J., and Gonzales-Urien, E., 2000, Exploration for epithermal gold deposits, Reviews in Economic Geology, 13: 245-277.
- Hoefs, J., 2009, Stable isotope geochemistry. 5 E.D., Berlin: Springer-Verlag.
- Kolb, J., and Hagemann, S., 2009, Structural control of low-sulfidation epithermal gold mineralization in the Rosario-Bunawan district, east Mindanao ridge, Philippines. Mineralium Deposits, 44:795-815.

- Li. Y., and Liu. J., 2006, Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, Vol: 79, p: 1789-1795.
- Ohmoto. H., and Rye. R.O., 1979, In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Barnes H.L. (Ed.), J. Wiley and Sons, New York, p: 509-567.
- Richards. J.P., 2009, Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere, *Geology*, Vol: 37, p: 247-250.
- Richards. J.P., Spell. T., Rameh. E., Razique. A., Fletcher. T., 2012, High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan, *Economic Geology*, Vol: 107, p: 295-332.
- Samson. I., Anderson. A. & Marshal. D., 2003, *Fluid Inclusions, Analysis & Interpretation*, Short Course Series Vol: 32, Mineralogical Association of Canada.
- Sillitoe. R.H., 1977, Metallic mineralization affiliated to sub-aerial volcanism: A review, *Geological Society of London, Special Publication* Vol: 7, p: 99-116.
- Sillitoe. R.H., 1993, Epithermal model: Genetic types, geometrical controls and shallow features, *Geological Association of Canada, Special Paper*, Vol: 40, p: 403-417.
- Sillitoe. R.H., 2010- Porphyry copper systems, *Economic Geology*, Vol: 105, p: 3-41.
- Simon. G., Kesler, S.E., Essene, E.J., and Chrysosoulis, S.L., 2000, Gold in porphyry copper deposits: Experimental determination of the distribution of gold in the Cu-Fe-S system at 400° to 700°C, *Economic Geology*, Vol: 95, p: 259-270.
- White. N.C., and Hedenquist, J.W., 1995, Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration, *Society of Economic Geologists, News Letter*, Vol: 1, p: 9-13.
- Wilkinson. J.J., 2001- Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, Vol: 55, p: 229-272.
- Yilmaz. H., Oyman, T., Arehart, G., Colakoglu, R., and Billor, Z., 2007, Low-sulphidation type Au-Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey, *Ore Geology Reviews*, Vol: 32, p: 81-124.
- Zhang. Y.G., Frantz. J.D., 1987, Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions, *Chemical Geology*, Vol: 64, p: 335-350.