

## ترکیب سیالات گرمابی در کانسار مس پورفیری کهنگ (شمال شرق اصفهان) با کمک داده‌های کانه‌نگاری، سیالات درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار

سلیمه سادات کمیلی<sup>۱\*</sup>، محمود خلیلی<sup>۱</sup>، هوشنگ اسدی هارونی<sup>۲</sup>، هاشم باقری<sup>۱</sup> و فریماه آیتی<sup>۳</sup>

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

(۲) دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

(۳) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

دریافت: ۱۳۹۳/۰۴/۲۱، پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۱۸

### چکیده

کانسار مس پورفیری کهنگ در شمال شرق اصفهان و بر روی کمر بند آتشفشانی ارومیه- دختر واقع شده است. این کانسار در ارتباط با استوک‌های گرانیتوئیدی میوسن است که به‌درون سنگهای آتشفشانی و آذرآوارهای ائوسن تزریق شده است. رخداد سه پهنه دگرسانی اصلی شامل دگرسانی فیلیک (سرسیت، کوارتز، پیریت)، آرژیلیک (کائولینیت، ایلیت، ژاروسیت، تورمالین) و پروپیلیتیک (کلسیت، کلریت و اپیدوت) در این منطقه به تأثیر سیالات گرمابی در منطقه اشاره دارد. زون‌ها و کانیهای تشخیص داده شده در منطقه شامل سه زون اکسید (هماتیت، گوتیت، ژاروسیت، مالاکیت و آزوریت)، غنی شده سوپرژن (کالکوپریت، کالکوسیت و کوولیت) و هیپوژن (کالکوپریت، پیریت و مگنتیت) است. بررسیهای سیالات درگیر نشان می‌دهد که تزریق توده مولد کانه‌زایی در منطقه کهنگ در چندین فاز مختلف انجام شده که هر کدام باعث ایجاد سیالات مولد کانه‌زایی خاص خود شده‌اند. یکی از این سیالات با دمای میانگین  $330^{\circ}\text{C}$  و شوری بیش از ۲۶ تا ۴۷ درصد وزنی NaCl باعث رخداد دگرسانی فیلیک در منطقه کهنگ شده است. میزان مقادیر ایزوتوپی اکسیژن برای نمونه‌های کوارتز بررسی شده از ۸/۷۹ تا ۱۰/۱۱ ‰ در تغییر است. مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه شده برای سیالاتی که در تعادل با این نمونه‌ها بوده‌اند، ۲/۹ تا ۴/۲ ‰ است. دامنه تغییرات ترکیب ایزوتوپی هیدروژن در نمونه‌های کوارتز گرمابی کانسار کهنگ از ۱۱۵/۵- تا ۶۲- ‰ است؛ در حالی که این نسبت در نمونه اپیدوتی معادل ۷۵/۳- ‰ بوده و میزان  $\delta\text{D}$  محاسبه شده برای سیالاتی که باعث دگرسانی پروپیلیتیک شده‌اند، ۴۳- ‰ است. به‌طور کلی بررسی ایزوتوپ‌های پایدار در سیستم مس پورفیری کهنگ مشابه با سایر سیستم‌های مس پورفیری جهان، اختلاط آبهای جوی و ماگمایی در بخشهای حاشیه‌ای کانسار کهنگ (منطبق بر پهنه پروپیلیتیک) را تأیید می‌کند.

**واژه‌های کلیدی:** سیالات درگیر، ایزوتوپ‌های پایدار، مس پورفیری، کانسار کهنگ، کمر بند آتشفشانی ارومیه- دختر

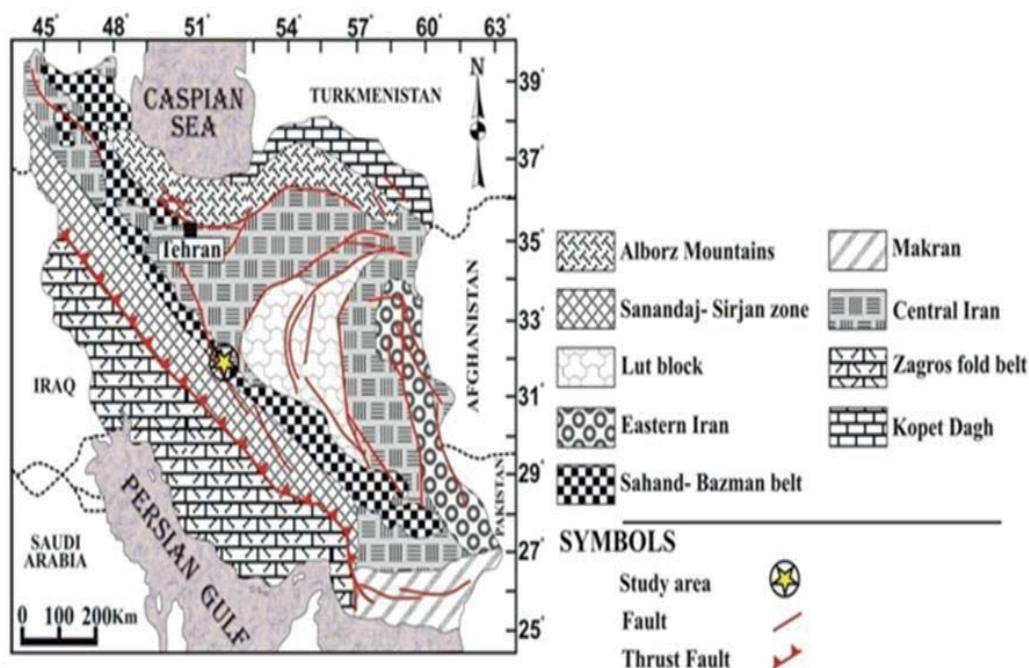
### مقدمه

حاشیه قاره مانند آند و کردیلرا، میزبان کانسارهای مس پورفیری به همراه دیگر کانسارهای وابسته (همچون طلا و مولیبدن) به این خاستگاه ژئودینامیکی است. از جمله کانسارهای مس پورفیری واقع شده بر روی این کمر بند می‌توان به کانسار مورد بررسی و همچنین سایر ذخایر بزرگ پورفیری ایران مثل سرچشمه، میدوک، دره‌زار و سونگون

کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر با پهنای ۵۰ کیلومتر و طول ۲۰۰۰ کیلومتر شاهد تکاپوی ماگمایی گسترده‌ای در سنوزوئیک بوده که به‌ویژه در ائوسن از شدت بیشتری برخوردار شده و تا پلیوسن و کواترنری ادامه داشته است (Alavi, 1994). این کمر بند همچون دیگر کمانهای ماگمایی

بررسی‌های انجام شده، ذخیره قطعی این کانسار ۴۰ میلیون تن با عیار ۰/۵۳ درصد مس و ۰/۰۲ درصد مولیبدن و ذخیره احتمالی آن ۱۲۰ میلیون تن با عبارهای تقریباً مشابه است (Asadi, 2007). این پژوهش به بررسی کانه‌نگاری و مطالعه سیالات درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار برای بررسی شرایط تشکیل کانسار کهنگ و پی بردن به ماهیت سیالات گرمایی دخیل در تشکیل این کانسار می‌پردازد.

اشاره کرد (Amidi, 1975; Forster, 1974) (شکل ۱). پژوهش‌های متعددی گویای حضور کانسار مس نوع پورفیری در منطقه کهنگ است (Farahani Farmahini, 2008; Hatami, 2008; Komeili, 2010). این کانسار که بین ۲۶' شمالی، در فاصله ۷۳ کیلومتری شمال شرق اصفهان واقع شده است، در سال ۱۳۸۲ با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و پی‌جویی صحرایی توسط شرکت درسا پردازش کشف شد. طبق



شکل ۱. نقشه پهنه‌های رسوبی - ساختاری عمده ایران (Shahabpour, 1994) به همراه موقعیت کانسار مس پورفیری کهنگ

Fig. 1. Structural- sedimentary zones of Iran (Shahabpour, 1994) and location of the Kahang porphyry copper deposit

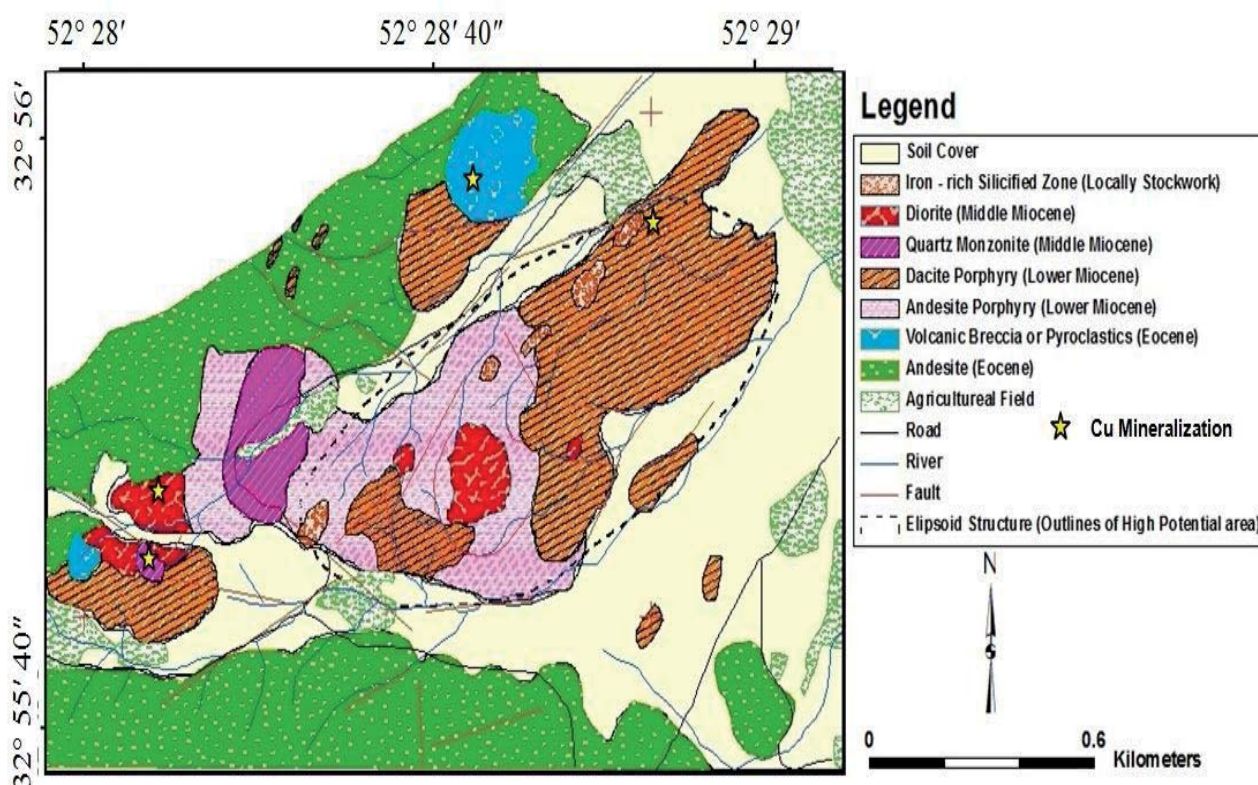
#### زمین‌شناسی منطقه

تراکی آندزیتی قرار گرفته است. یکی دیگر از واحدهای سنگ شناختی ائوسن بالایی در بخش جنوب غربی محدوده مورد بررسی کهنگ شامل تراکی آندزی بازالت، لاتیت آندزیت، تراکی آندزیت و کوارتز تراکی آندزیت است. این واحد در غرب و شمال شرقی روستای کهنگ به شکل پیوسته و هم‌شیب در زیر جوانترین لایه‌های سنگی موجود در منطقه قرار دارد. و بالاخره جوانترین بخش ائوسن بالایی در پیرامون روستای کهنگ، واحدی گدازه‌ای متشکل از گدازه‌های بازالتی، آندزی بازالتی و تراکی آندزیتی به رنگ خاکستری تیره و ضخامتی حدود ۳۵۰ تا ۴۰۰ متر است (Radfar and Kohansal, )

بخش گسترده‌ای از سنگهای ائوسن بالایی با ضخامت حدود ۵۰۰ متر که در غرب و جنوب غرب روستای کهنگ برون‌زدگی دارد، شامل طیف وسیعی از سنگهای آذرآواری و به‌طور محلی گدازه‌های ریوداسیتی و آندزیتی است (شکل ۲). رخنمونهای کوچک و پراکنده‌ای از توفهای برشی و لاپیلی توفهای اسیدی بخش بالایی واحد یادشده را در جنوب غربی روستای کهنگ پوشش می‌دهد. این مجموعه در بخش غربی روستای کهنگ، به‌صورت پیوسته و هم‌شیب در زیر جوانترین بخش ائوسن بالایی شامل گدازه‌های بازالتی، آندزی بازالتی و

از گدازه‌های ضخیم داسیتی-ریوداسیتی که به صورت دایک مانند و یا گنبدی شکل به درون واحدهایی از ائوسن بالایی تزریق شده‌اند در جنوب غربی روستای کهنک دیده می‌شود. از این رو، سن آنها پس از ائوسن و به گمان پلیوسن حدس زده می‌شود (Radfar and Kohansal, 2002). همچنین در غرب روستای کهنک برون زدهایی از تراکی آندزیت‌های منقطع کننده واحدهای ائوسن بالایی دیده می‌شود.

(شکل ۲). در جنوب شرقی روستای کهنک، این واحد به واحد گدازه‌ای دیگری با سترای حدود ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر تغییر رخساره می‌دهد که ترکیب آن از گدازه‌های الیوین آندزی بازالت و آندزی بازالت حفره‌دار تشکیل شده است. رخنمون‌هایی از آپوفیزهای<sup>۱</sup> آپلیتی-میکروگرانودیوریتی در جنوب غرب روستای کهنک، بخشهایی از سنگهای گدازه‌ای یا آذرآواری ائوسن بالایی را قطع می‌کند. چند رخنمون کوچک



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی بخشهای شرقی و مرکزی کانسار کهنک (Asadi, 2007)

Fig. 2. Geological map of the Kahang deposit (Central and eastern areas), (Asadi, 2007)

بررسیها، ماهیت ماگمای سازنده سنگهای آتشفشانی کهنک، کالکوالکالن در نظر گرفته شده است (Hatami, 2008). دگرسانی: تمامی واحدهای سنگی موجود در محدوده مورد بررسی کهنک به نسبت‌های متفاوت تحت تأثیر عملکرد محلولهای گرمابی دست‌خوش تغییرات فیزیکی و شیمیایی گسترده و در پی آن دچار دگرسانی فیلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک شده‌اند. وسعت هاله دگرسانی در منطقه مورد بررسی، بیش از ۱۰ کیلومتر مربع است. شواهد صحرایی از جمله حضور پهنه‌های پروپلیتیک، آرژیلیک و سرپسیتیک (شکل‌های ۳- A و ۴) و از طرفی حضور استوکورک‌ها (از

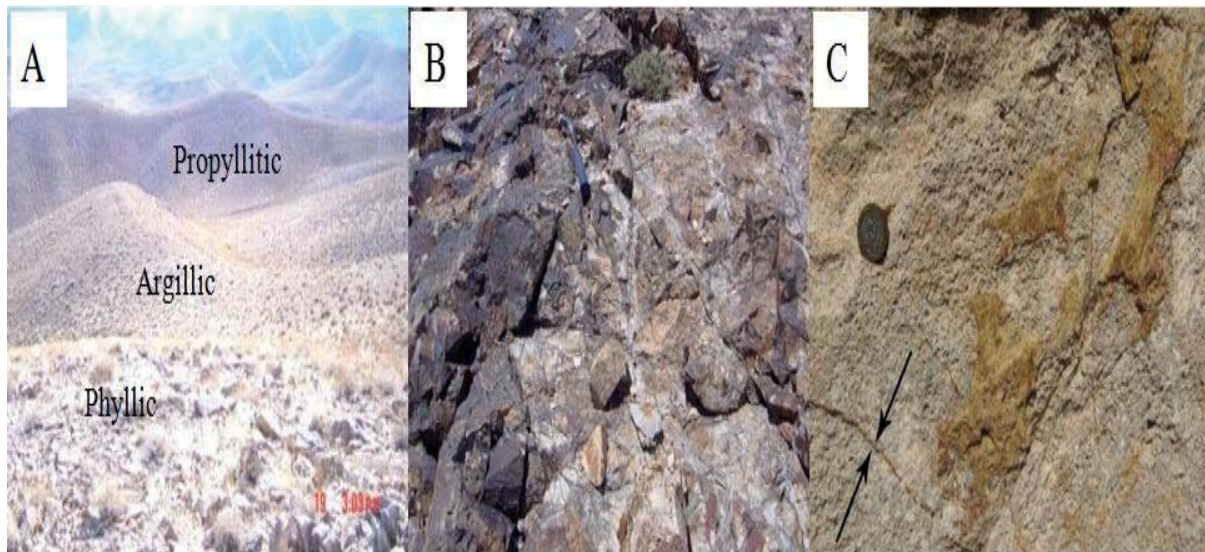
بر اساس پژوهشهای انجام شده در منطقه، این‌گونه تصور می‌شود که سنگهای آتشفشانی حوالی کهنک به شکل یک گنبد است که از گدازه‌هایی با ترکیب مافیک و سنگ‌شناسی آندزیت بازالت و آندزیت در حاشیه و سنگهای حدواسط داسیت و مواد آذرآواری مشتمل بر برش آتشفشانی و توفیت در مرکز تشکیل شده است (Farahani Farmahini, 2008; Hatami, 2008). سنگهای نفوذی با ترکیب کوارتز دیوریتی گسترشی بسیار محدود داشته و درون آندزیت بازالت‌ها نفوذ کرده‌اند. سنگهای نیمه‌عمیق ریوداسیتی به شکل دایک، واحدهای مختلف آتشفشانی را قطع کرده‌اند. بر اساس این

اکسیدان تحت تأثیر آبهای جوی، pH محیط افت کرده و شرایط برای شکل‌گیری ژاروسیت آماده می‌شود (Ayati, 2010). شست‌وشوی اسیدی در محیط، باعث تهی‌شدن رخنمونها از مس و دیگر فلزات می‌شود. مس شسته شده به سمت پایین حمل شده و به صورت کانیه‌های سولفید ثانویه (کالکوسیت، کوولیت) در سطح ایستابی و یا سطح ایستابی قدیمی ته‌نشست می‌شود. قسمتی از مس در بخشی از کانسار که حاوی کربنات باشد (ناحیه گوسان) به صورت ملاکیت و یا دیگر کانیهایی از این قبیل باقی می‌ماند (Ulrich et al., 2002). آثار سطحی کانه‌زایی مس از جمله ملاکیت، آزوریت و نئوتوسیت (اکسید مس - منگنز) در پهنه دگرسانی فیلیک به میزان چشمگیر دیده می‌شود که به بالا بودن غلظت CO<sub>2</sub> در محلولهای نفوذی نسبت داده می‌شود (Vink, 1986).

دگرسانی پروپیلیتیک، مجموعه سنگهای آتشفشانی آندزیتی، آندزیت بازالتها و همچنین پیروکلاستیک‌های وابسته به این دسته آتشفشانی را تحت تأثیر قرار داده است. این دگرسانی که در خارجی‌ترین بخش کانسار کهنک واقع شده است (شکل ۲)، با هم‌زیستی کانیهای کلریت، اپیدوت و کلسیت مشخص می‌شود. گاهی کلسیت در اثر دگرسانی کانیهای فرومنیزین ایجاد شده و گاه به صورت رگه‌های پرکننده فضای خالی و گاه در زمینه سنگ قابل مشاهده است (شکل ۶- A). اپیدوت از دگرسانی پلاژیوکلاز به دست آمده (شکل ۶- B) و کلریت نیز حاصل دگرسانی کانیهای فرومنیزین سنگ میزبان است (شکل ۶- C). از ویژگیهای بارز این پهنه، نفوذ شیرابه‌های غنی از کلسیم به درون سنگ میزبان و شکل‌گیری رگه‌های کلریت، اپیدوت و کلسیت در رخنمونهای این دگرسانی است (شکل ۶- D).

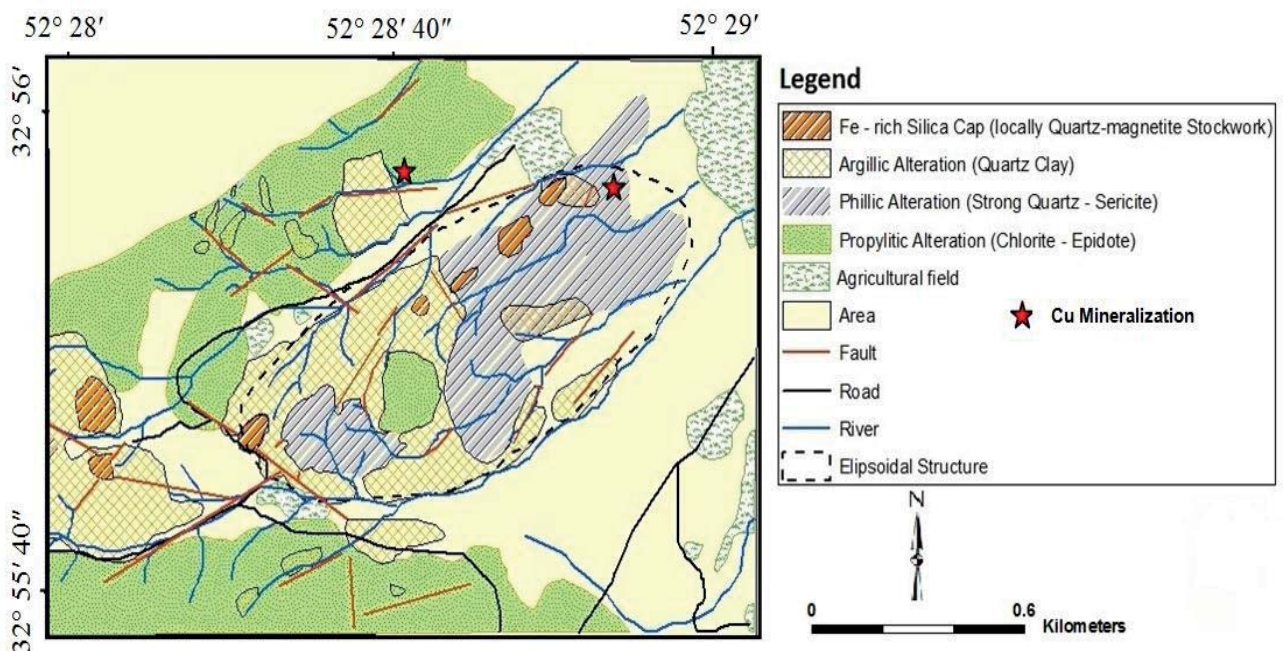
کانیهای ثانویه فرعی در این پهنه شامل مقادیر اندکی تیتانیت، اکسیدهای آهن، سربیسیت و کائولینیت است (شکل ۶- C). حضور برشهای گرمایی (شکل ۶- E) محتوی تورمالین‌های سوزنی در آگرگات‌های متقاطع شعاعی و خورشیدی شکل در محدوده مورد بررسی تأییدی بر حاکم بودن شرایط جوشش محلولهای گرمایی به دلیل نفوذ توده‌های گرانیوتوئیدی غنی از آب در اعماق کم و شکل‌گیری توده‌های ساب‌ولکانیک است که خود راهنمایی بسیار مناسب برای اکتشاف است.

شکل‌های مهم ذخایر معدنی نوع پورفیری (Karimpour and saadat, 2002)، رگه‌ها و رگه‌چهارهای متعدد کوارتز، کلسیت، اپیدوت، اکسیدهای آهن (شکل ۳- B) و رگه‌های ژاروسیتی (شکل ۳- C) همگی گواه بر عملکرد و نفوذ محلولهای گرمایی و رخداد دگرسانی تأخیری در سنگهای آتشفشانی میزبان موجود در منطقه کهنک است. از میان واحدهای سنگی موجود در کانسار کهنک، واحدهای آتشفشانی داسیتی، ریوداسیتی و همچنین استوک‌های گرانیتی - گرانودیوریتی متحمل فرآیندهای دگرسانی فیلیک شده‌اند (شکل ۴). مجموعه کانیهای ثانویه اصلی حاصل از این فرآیندها شامل کوارتز، سربیسیت و پیریت است. فازهای کانیاپی ثانویه فرعی مشاهده شده در این پهنه عبارتند از: کلریت، اسفن، تورمالین و ژاروسیت. حضور ژاروسیت و تورمالین در برخی از نمونه‌ها، زون عبور از دگرسانی فیلیک به آرژیلیک حدواسط را مشخص می‌سازد. رخداد سربیسیت در مقاطع میکروسکوپی رخساره فیلیک به سه شکل مستقل در بین ریزدانه‌های کوارتز زمینه و ادخالهایی در درون فلدسپارهای در حال دگرسانی و یا کوارتز دیده می‌شود (شکل ۵- A). کانیهای فرومنیزین اولیه به‌طور کامل توسط کانیهای ثانویه حاصل از دگرسانی جایگزین شده و آثاری از آنها به‌جای نمانده است (شکل ۵- B). بخش عمده ماده معدنی در کانسار کهنک در پهنه دگرسانی فیلیک متمرکز شده است شکل‌های مختلف کانه‌سازی در این پهنه شامل کانی‌سازی افشان و رگه‌ای است که به صورت شبکه‌ای از استوک‌ورک‌های سیلیسی دیده می‌شود. در بخشی از مجموعه سنگهای داسیتی - ریوداسیتی موجود در منطقه کهنک با توسعه دگرسانی، دگرسانی آرژیلیک حدواسط به وقوع پیوسته است. نتایج آنالیز XRD بر روی نمونه‌های آرژیلیتی شده، حضور فازهای کانیاپی کوارتز، کائولینیت، ایلیت، دیکیت، موسکیت، کلینوکلر، کربنات به صورت کلسیت و دولومیت، ژاروسیت و تورمالین را نشان می‌دهد (Komeili, 2010)، (شکل ۵- C). کانی سولفیدی اصلی که با دگرسانی رسی یافت می‌شود، پیریت است. به‌طور کلی آثار ژاروسیت‌های عسلی‌رنگ به صورت رگه‌ای و یا به صورت پراکنده در سطح رخساره‌های دگرسانی آرژیلیک و فیلیک - آرژیلیک نشان‌دهنده هوازگی و اکسیداسیون پیریت‌هایی است که به صورت افشان و یا رگه‌ای در این رخساره‌ها شکل گرفته‌اند (شکل ۳- C). ضمن اکسیده شدن پیریت در یک محیط



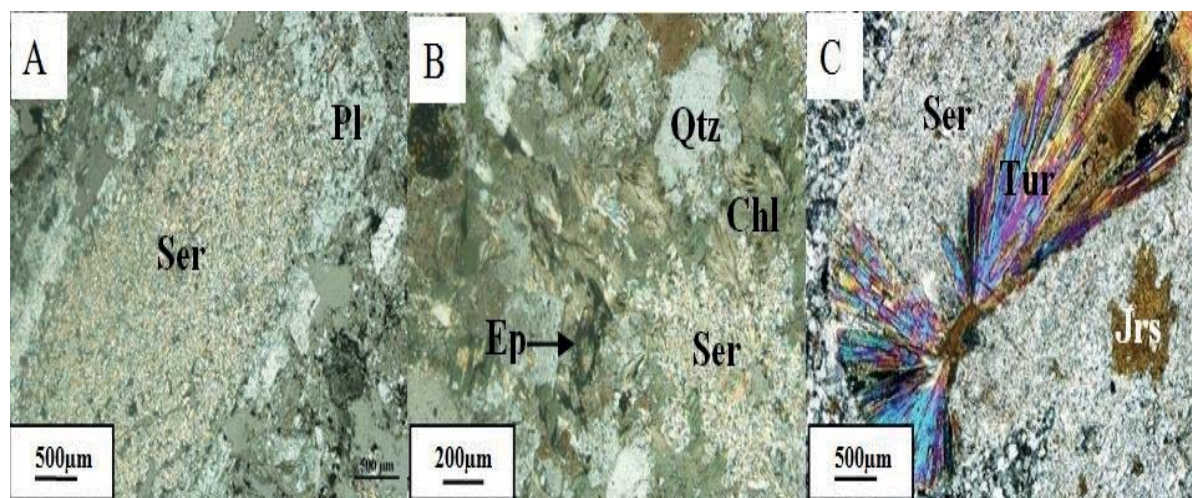
شکل ۳. A: از مرکز به سمت حاشیه، به ترتیب پهنه‌های دگرسانی فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک در بخش غربی کانسار کهنگ (دید از مرکز سیستم دگرسانی به سمت جنوب غرب)، B: رگه‌ها و رگه‌چه‌های سیلیس - اکسید آهن در سنگهای داسیتی سریسیتی شده کانسار کهنگ و C: ژاروسیت‌های رگه‌ای و توده‌ای به صورت پراکنده در سطح سنگ متعلق به کانسار کهنگ

**Fig. 3.** A: Phyllic, argillic and propylitic alteration zones in western section of the Kahang deposit (View to the South west), B: silica- iron oxide veins and veinlets in sericitized dacitic rocks of the Kahang deposit and C: Traces of jarosite as vein and massive on the surface of rocks of the Kahang deposit



شکل ۴. نقشه دگرسانی و کانه‌زایی بخشهای شرقی و مرکزی کانسار کهنگ (Asadi, 2007)

**Fig. 4.** Alteration and mineralization map of the Kahang deposit (central and Eastern section), (Asadi, 2007)



شکل ۵. A: فنوکریست پلاژیوکلاز که از مرکز سریسیتی‌شده (XPL)، B: کلریت‌های ثانویه به‌همراه سریسیت، اپیدوت حاصل از دگرسانی کانیه‌های فرومنیزیم‌دار در زون فیلیک کانسار کهنگ (XPL) و C: تورمالین در آگرگات‌های متقاطع شعاعی در درون تیغه‌های پزودومورف شده پلاژیوکلاز متعلق به پهنه دگرسانی فیلیک- آرژیلیک حدواسط کانسار کهنگ (XPL). (Ser: سریسیت، Chl: کلریت، Qtz: کوارتز، Ep: اپیدوت، Jrs: ژاروسیت، Tur: تورمالین، Pl: پلاژیوکلاز) (Kertz, 1983)

**Fig. 5.** A: Plagioclase Phenocryst that is sericitized from center (XPL), B: Secondary chlorites, sericite, epidote as a result of ferromagnesian minerals alteration in phyllic zone of the Kahang deposit (XPL) and C: Tourmaline as radial intersecting aggregates within pseudomorph plagioclase in phyllic- intermediate argillic alteration zone of the Kahang deposit (XPL). (Ser: sericite, Chl: chlorite, Qtz: quartz, Ep: epidote, Jrs: jarosite, Tur: tourmaline, Pl: plagioclase) (Kertz, 1983)

#### روش مطالعه

برای بررسی انواع کانه‌ها، حدود ۱۸ مقطع صیقلی در دانشگاه اصفهان تهیه شد و مورد بررسی و مطالعات میکروسکوپی قرار گرفت. بررسی‌های سیالات درگیر در مجموع بر روی ۸ مقطع دوبر صیقل از نمونه‌های کوارتز (استوکورک‌هایی حاوی کانه‌زایی در پهنه دگرسانی فیلیک) انجام شد. بررسی‌های ریخت‌شناسی میانبارهای سیال، ابتدا توسط میکروسکپ پلاریزان انجام شد و سپس بررسی‌های تکمیلی به‌وسیله دستگاه مطالعه سیالات درگیر از نوع Linkam مدل HF- S90 در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان انجام شد. برای تعیین ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن جهت شناسایی منشأ محلول‌های گرمایی، از چهار نمونه کوارتز گرمایی تهیه شده از استوکورک‌های سیلیسی موجود در پهنه دگرسانی فیلیک و یک نمونه اپیدوت رگه‌ای متعلق به پهنه پروپیلیتیکی استفاده شد. تجزیه شیمیایی ایزوتوپ‌های پایدار در آزمایشگاه دانشگاه اورگان امریکا انجام شد. میزان خطای آزمایشگاهی در نظر گرفته شده برای مقادیر ایزوتوپی اندازه‌گیری شده برابر با  $\pm 0.1\%$  است. مقادیر ایزوتوپی به‌دست آمده برای اکسیژن و

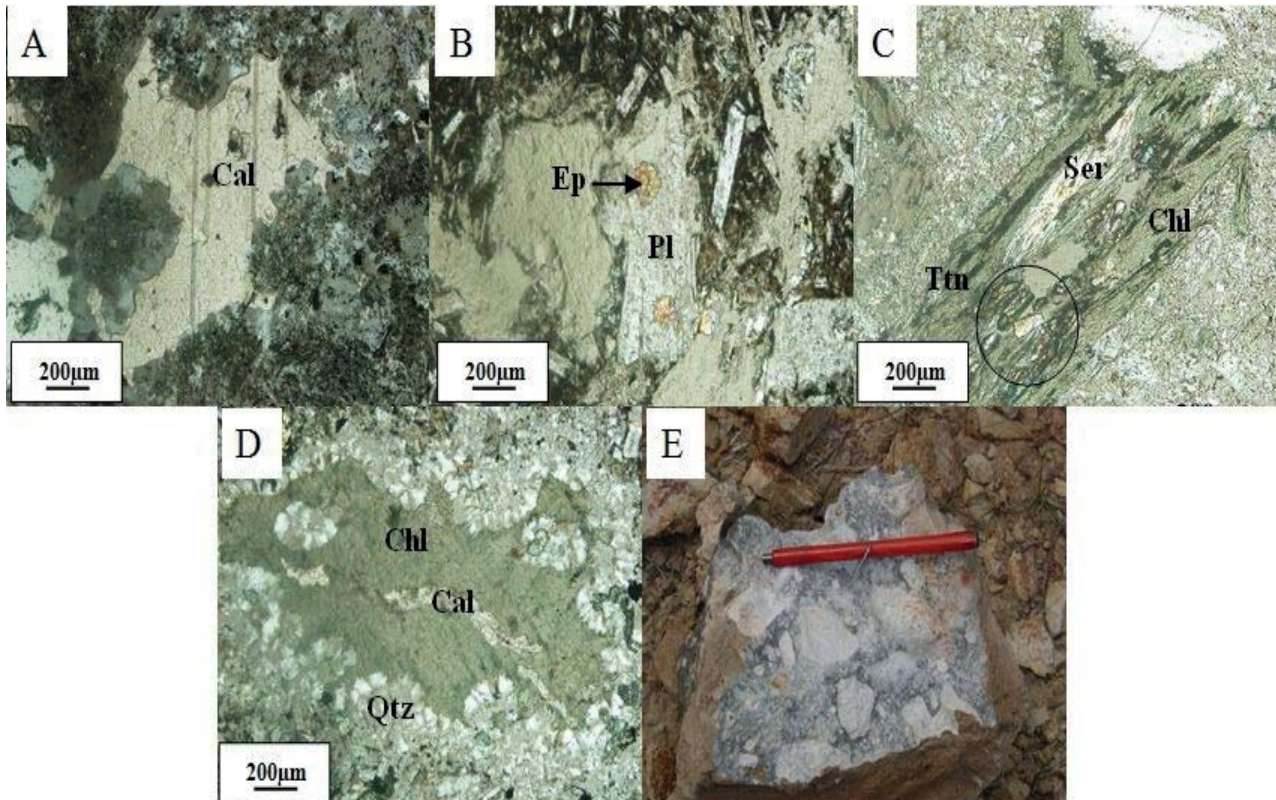
هیدروژن، برحسب قسمت در هزار ارائه می‌شود. مقادیر ایزوتوپی اکسیژن نسبت به استاندارد V-SMOW (استاندارد میانگین آب اقیانوس وین) و ایزوتوپ‌های هیدروژن نسبت به استاندارد SMOW اندازه‌گیری شده‌اند.

#### بحث و بررسی

**کانه‌نگاری:** در منطقه کانه‌زای مورد بررسی، زون هیپوژن با کانی‌هایی مانند پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و مگنتیت، زون سوپرژن (غنی شده) با مجموعه کانی‌هایی همچون کالکوپیریت، کالکوسیت و کولیت و زون اکسید با مجموعه کانی‌های هماتیت، گوتیت، ژاروسیت، مالاکیت و آزوریت مشخص می‌شوند. در ناحیه اکسیدان که در بالای سطح آب زیرزمینی واقع است و دارای شرایط اکسیدان (Eh بالا) و pH اسیدی است، قسمت بیشتر کانی‌های سولفیدی شسته شده و عناصر متحرک مانند مس به اعماق بیشتر حمل شده و عناصر غیرمتحرک مانند آهن، به‌صورت گوسان باقی می‌مانند. در شرایط زیر سطح ایستایی، پیریت به‌عنوان میزبانی جهت نهشته شدن فلزات عمل می‌کند؛ زیرا این کانی قابلیت انحلال

درزها و شکستگیها صورت می‌گیرد. بافت اصلی کانیه‌های سولفیدی اولیه در نمونه‌های مورد بررسی، بافت افشان (شکل A-۷) و رگه و رگه‌چه (شکل B-۷) است. در مواردی شاهد شکل‌گیری کانیه‌های سولفیدی در امتداد شکستگیهای ریز دیگر کانیه‌های تشکیل دهنده سنگ درون‌گیر هستیم (شکل C-۷).

نسبتاً خوبی دارد و به‌وسیله آزادسازی سولفور خود، یون‌های فلزی مانند مس، نقره و سایر فلزات اقتصادی را نهشت می‌دهد. این فرآیند به شکل‌گیری بافت‌های ثانویه جانشینی در کانیه‌های سولفیدی اولیه (پیریت و کالکوپیریت) در کانسار کهنگ منجر شده است که در ادامه به نمونه‌ای از آنها اشاره می‌شود. جانشینی از حاشیه بلورها آغاز و در امتداد رخها،



شکل ۶. A: کلسیت ثانویه در سنگ پروپیلیتی شده کانسار کهنگ (XPL)، B: کانی اپیدوت حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز که به‌صورت ادخال درون این کانی قرار گرفته است (XPL)، C: مجموعه کانیه‌های کلریت، تیتانیت، کانیه‌های کدر  $\pm$  سریسیت حاصل از دگرسانی کانیه‌های فرومنیزیم‌دار در پهنه دگرسانی پروپیلیتیک کانسار کهنگ (XPL)، D: بافت حفره‌ای به‌همراه محصولات ناشی از دگرسانی پرکننده حفرات (کوارتز، کلریت و کلسیت) در آندزیت بازالت‌های پروپیلیتی شده کانسار کهنگ (XPL) و E: برش گرمابی در کانسار کهنگ؛ Chl = کلریت، Ep = اپیدوت، Pl = پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز، Ser = سریسیت، Ttn = تیتانیت (Kertz, 1983)

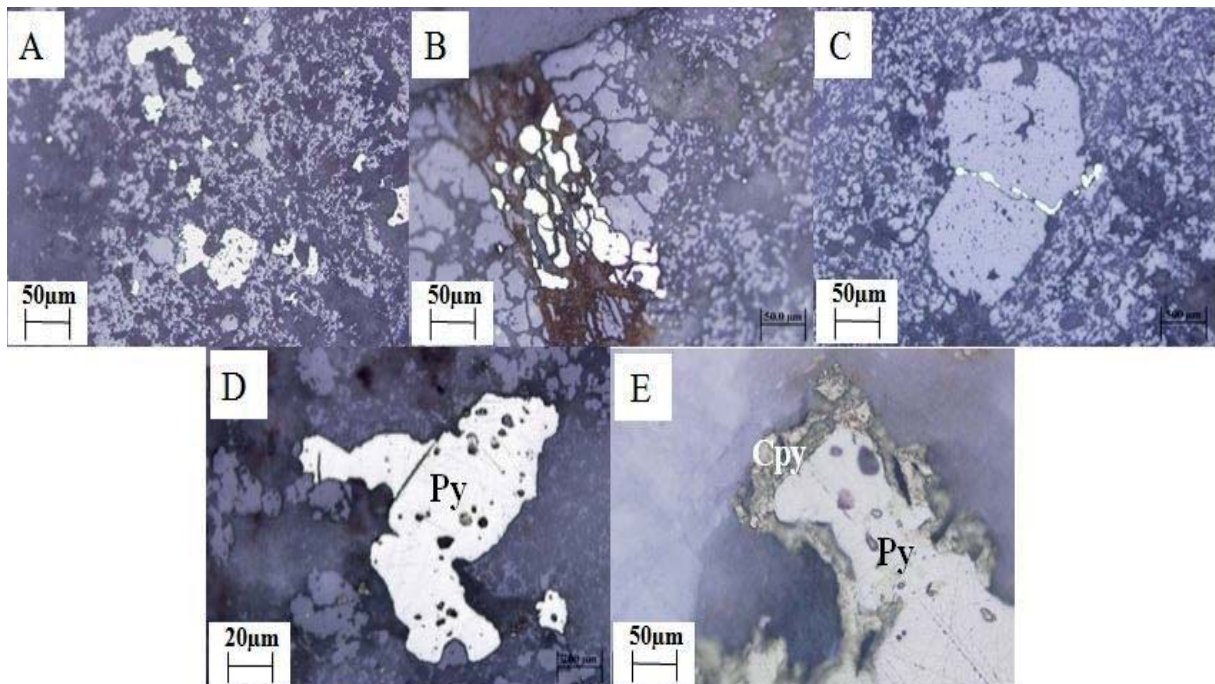
**Fig. 6.** A: Secondary calcite in the propylitic rock of the Kahang deposit (XPL), B: An inclusion of epidote within plagioclase (as a result of plagioclase alteration), (XPL), C: Chlorite, titanite, opaque minerals  $\pm$  sericite (produced from ferromagnesian minerals alteration in propylitic zone of the Kahang deposit), (XPL), D: Vesicular texture, which filled with quartz, chlorite and calcite in propylitic andesitic basalt of the Kahang deposit (XPL) and E: Hydrothermal breccia in the Kahang deposit, (Chl = chlorite, Ep = epidote, Pl = plagioclase, Qtz = quartz, Ser = sericite, Ttn = titanite) (Kertz, 1983)

صورت گرفته، پیریت‌ها با ابعاد ۲۰ میکرون تا ۵ میلی‌متر و با فراوانی کمتر از ۱ درصد تا حدود ۴۰ درصد در مقاطع دیده می‌شوند (Afshooni et al., 2014). از جمله بافت‌های فرعی

پیریت متداولترین کانی سولفیدی هیپوژن است. این کانیه‌ها به‌صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و به دو صورت هوازده و غیرهوازده در مقاطع دیده می‌شود. بر اساس بررسیهای اخیر

یکی از انواع بافتهای جانیشینی موجود در اثر غنی‌سازی سوپرژن ثانویه باشد (شکل ۷-E). کالکوپیریت به رنگ زرد طلایی، بیشترین و گسترده‌ترین کانی سولفید مس در منطقه مینرالیزه کهنه‌گ و یکی از کانیهای متعلق به سیستم تبلور Cu-Fe-S در زون هیپوژن است. سرد شدن، اختلاط سیالات، جوشش و واکنش سیال-سنگ، نقش مهمی در رسوب کالکوپیریت و سایر کانیهای سولفیدی مس از سیالات گرمایی دارد. علاوه بر این، رقیق‌شدگی سیالات کانه‌زای شور نیز باعث رسوب مس از سیالات می‌شود (Mehvari et al., 2010). فراوانی کالکوپیریت به لحاظ حجمی بین ۱ تا ۲۵ درصد در تغییر است. این کانی به صورت نیمه‌شکل تا بی‌شکل و با ابعادی در حدود ۵۰ میکرون تا ۱ میلی‌متر (گاه تا ۲ سانتی‌متر نیز می‌رسد) در مقاطع دیده می‌شود (Afshooni et al., 2014).

مشاهده شده در بلورهای پیریت، بافت خوردگی (خوردگیهای خلیجی‌شکل و آتول مانند) است (شکل ۷-D). این حاشیه‌های خورده شده می‌تواند دلیلی بر تأثیر محلولهای اسیدی فرو رو بر روی پیریت‌های هیپوژن باشد. این محلولها باعث انحلال گوگرد و آهن موجود در ساختار پیریت شده و موجب انتقال و نهشت آنها در محلی دیگر، به صورت کانیهای سولفیدی ثانویه شده است. آهن آزاد شده ناشی از انحلال پیریت می‌تواند در ساختار کانیهای ثانویه حاصل از دگرسانی گرمایی مانند ژاروسیت، کلریت و بیوتیت ثانویه شرکت کرده و یا به صورت اکسید آهن باقی بماند. همچنین پیریت بی‌شکل با خوردگیهای خلیجی می‌تواند در اثر واکنش آهن حاصل از دگرسانی کانیهای فرومنیزین سنگ میزبان (بیوتیت و آمفیبول) با گوگرد موجود در سیالات گرمایی به وجود آمده باشد. گاهی نیز حاشیه‌های واکنشی از جنس کالکوپیریت در اطراف بلورهای پیریت به چشم می‌خورد که می‌تواند بیانگر



شکل ۷. انواع بافتهای اصلی مشاهده شده در کانیهای سولفیدی کانسار کهنه‌گ: A: بافت افشان پیریت‌ها (RPPL)، B: بافت رگه و رگه‌چه، رگه‌ها توسط پیریت پر شده‌اند (RPPL)، C: تشکیل کانه‌های سولفیدی (پیریت) در امتداد میکرو درزه‌های ایجاد شده در ساختار کانیهای سیلیکاته ثانویه (سوپرژن) کانسار کهنه‌گ (RPPL)، D: تبدیل پیریت به کالکوپیریت از حاشیه کانه در زون غنی‌سازی ثانویه (سوپرژن) کانسار کهنه‌گ (RPPL)، E: تبدیل پیریت به کالکوپیریت از حاشیه کانه در زون غنی‌سازی ثانویه (سوپرژن) کانسار کهنه‌گ (RPPL)، (Py = پیریت، Cpy = کالکوپیریت) (Kertz, 1983)

**Fig. 7.** Main textures of sulfide minerals in the Kahang deposit: A: Disseminated texture of pyrites (RPPL), B: Vein and veinlet texture wick filled by pyrite (RPPL), C: Sulfide minerals (pyrite) formed along micro-joints in silicate minerals (RPPL), D: Atoll texture and gulf Corrosion in pyrite (RPPL) and E: Conversion of pyrite to chalcopryite from margin in secondary enrichment (supergene) zone of the Kahang deposit (RPPL), (Py = pyrite, Cpy = chalcopryite) (Kertz, 1983)

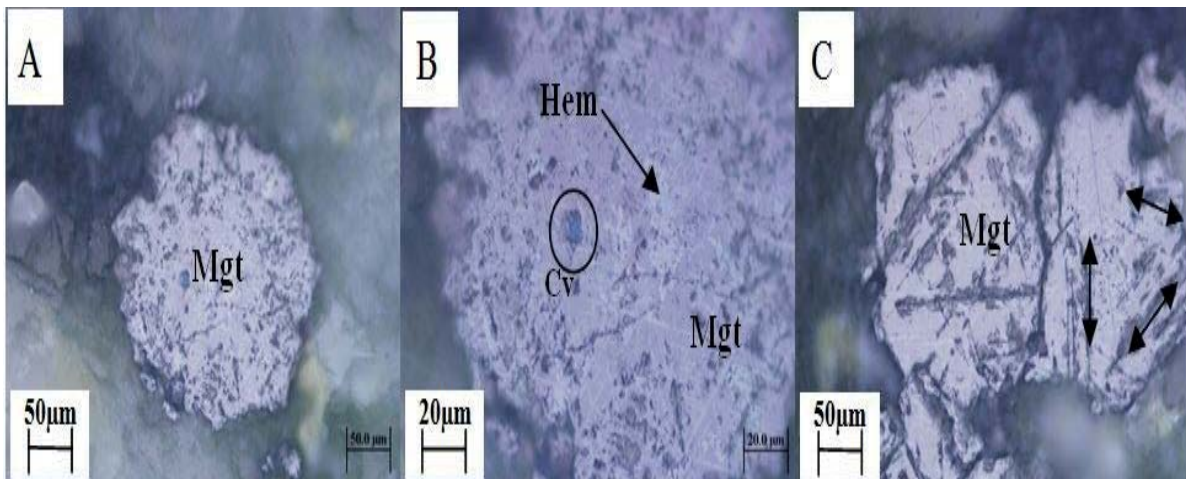


(Alpers and Brimhall, 1989). ظهور کانی اکسیدی گوتیت به همراه ژاروسیت در ناحیه اکسیدان نهشته‌های مس پورفیری هوازده می‌تواند ما را به غنی‌شدگی ثانویه در منطقه سوپرژن به صورت تشکیل پیریت - کالکوپیریت رهنمون سازد؛ در حالی که حضور کانی اکسیدی هماتیت به همراه ژاروسیت در ناحیه اکسیدان می‌تواند نشان‌دهنده کانسارسازی ثانویه به صورت تشکیل کالکوسیت در منطقه سوپرژن باشد (Guilbert and Park, 1997).

یکی از کانیهای نادر سولفیدی در زون کانی‌سازی اولیه (هیپوژن)، کالکوسیت با رنگ خاکستری سفید متمایل به آبی است، اما در کانسار کهنک کالکوسیت بیشتر به عنوان یکی از کانیهای ثانویه مس در زون غنی‌شده سوپرژن جانشین کالکوپیریت شده است (شکل ۱۰). کالکوسیت عموماً در بخش بالایی زون سوپرژن که نسبت  $Cu^{+2}/HS^{-}$  بیشتر است تشکیل می‌شود (Guilbert and Park, 1997). یکی دیگر از انواع کانیهای سولفیدی ثانویه در زون غنی‌شده سوپرژن، کوولیت است. این کانی در مقایسه با کالکوسیت در بخشهای عمیق‌تر زون سوپرژن که غنی‌شدگی کانیهای مس کمتر رخ داده و نسبت به  $Cu^{+2}/HS^{-}$  پایین‌تر است، تشکیل می‌شود (Guilbert and Park, 1997).

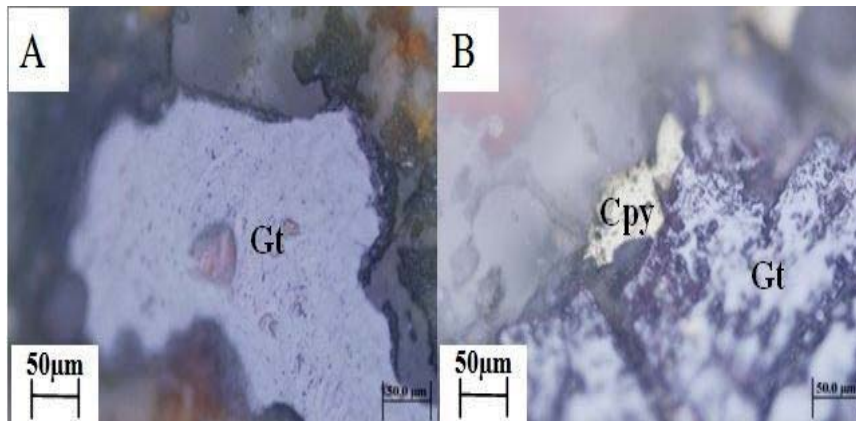
در منطقه کانه‌زای مورد بررسی، مگنتیت اولیه در شرایط هیپوژن و در ارتباط با دگرسانی فلیک-پتاسیک (Afshooni et al., 2014) به صورت دانه‌هایی با مرزهای نامنظم تشکیل شده است (شکل ۸- A). سایر اکسیدهای آهن مثل هماتیت و گوتیت که برای تشکیل اکسیدان تری نیاز دارند، در ناحیه اکسیدان و سوپرژن تشکیل شده‌اند. هماتیت اغلب در امتداد کلیواژهای {III} مگنتیت جانشین شده و یکی از انواع بافتهای فرعی حاصل از جانشینی به نام مارتیتی شدن را به وجود آورده است (شکل ۸- B). این بافت دلیلی بر افزایش فوگاسیته اکسیژن در محیط و حاکم شدن شرایط اکسیدان است. به دلیل تأثیر محلولهای گرمابی و رخداد فرآیند جوشش، بافت برشی یا کاتاکلاستیک در مگنتیت‌ها نمایان است. مگنتیت در اثر این شکستگیها به تکه بلورهای مثلثی شکل تبدیل شده و منظره لانه زنبوری به خود گرفته است (شکل ۸- C).

گوتیت از دیگر کانیهای دیده شده در مقاطع صیقلی است که حالت زونه‌ای از خود نشان می‌دهد (شکل ۹- A) و می‌تواند در نتیجه دگرسانی دمای پایین هماتیت تشکیل شود. گوتیت معمولاً اولین کانی دارای آهن فریک است که طی هوازدگی کانیهای سولفیدی آهن تشکیل می‌شود (شکل ۹- B).



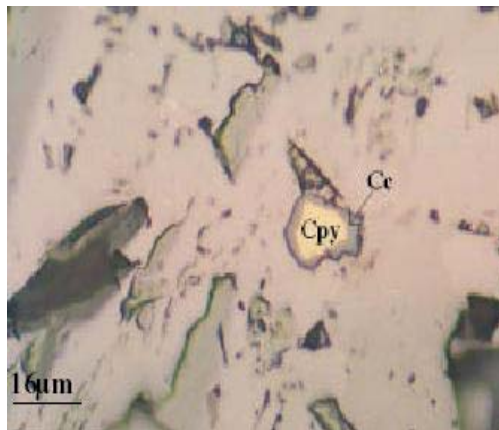
شکل ۸. A: بلور دانه‌های مگنتیت (RPPL)، B: پدیده مارتیتی شدن در مگنتیت (RPPL) و C: بافت کاتاکلاستیک در مگنتیت و تبدیل مگنتیت به تکه بلورهای مثلثی شکل (RPPL) در نمونه‌های کانسار کهنک، (Mgt = مگنتیت، Hem = هماتیت، Cv = کوولیت) (Kertz, 1983)

**Fig. 8.** A: Magnetite (RPPL), B: Martitization of magnetite (RPPL) and C: Cataclastic texture in magnetite and conversion of magnetite to triangular shape pieces (RPPL), (Mgt = magnetite, Hem = hematite, Cv = covellite) (Kertz, 1983)



شکل ۹. A: پدیده زونینگ در گوتیت (RPPL) و B: هوازدگی کالکوپیریت به گوتیت (RPPL) در نمونه‌های کانسار کهنگ، (Gt = گوتیت، Cpy = کالکوپیریت) (Kertz, 1983)

**Fig. 9.** A: Zonation of goethite (RPPL) and B: Weathering of chalcopyrite to goethite (RPPL), (Gt = goethite, Cpy = chalcopyrite) (Kertz, 1983)



شکل ۱۰. جانشینی کالکوپیریت (Cpy) توسط کالکوسیت (Cc) در زون غنی‌سازی ثانویه (شرایط هوازدگی سوپرژن) کانسار کهنگ، (RPPL) اختصارنویسی کانیها از کرتز (Kertz, 1983)

**Fig. 10.** Replacement of chalcopyrite (Cpy) by chalcocite (Cc) in secondary enrichment zone (supergene zone) of the Kahang deposit (RPPL) (shorthand names of minerals by Kertz, 1983)

ملاکیت و آزوریت از کانیهای ثانویه مس هستند که در ناحیه اکسیدان، اغلب کانسارهای مس پورفیری همراه با لیمونیت (متشکل از گوتیت، هماتیت و ژاروسیت)، کالکانتیت و کوپریت یافت می‌شوند. در منطقه اکسیدان کانسار مس پورفیری کهنگ، هم‌یافت کانیایی یادشده به جز کوپریت دیده می‌شود. در جدول ۱ روابط هم‌زادی کانیهای مختلف در کانسار کهنگ آورده شده است.

سیالات درگیر: بررسی سیالات درگیر اولیه بهترین وسیله برای تعیین دمای نهشته و ترکیب شیمیایی سیالات

در مقاطع مورد بررسی، کالکوسیت و کوولیت بیشتر به صورت ثانویه جایگزین کالکوپیریت شده‌اند (شکل ۱۰). در کل می‌توان توالی تشکیل کانیهای ثانویه مس، از فقیرترین تا غنی‌ترین آنها به لحاظ حضور فلز مس را به صورت زیر بیان کرد (Ayati et al., 2012):

کالکوپیریت ← بورنیت ← کوولیت ← کالکوسیت  
 دو عضو میانی (بورنیت و کوولیت) اغلب اوقات غایب هستند. در کانسار کهنگ نیز این دو کانی کمیاب هستند.

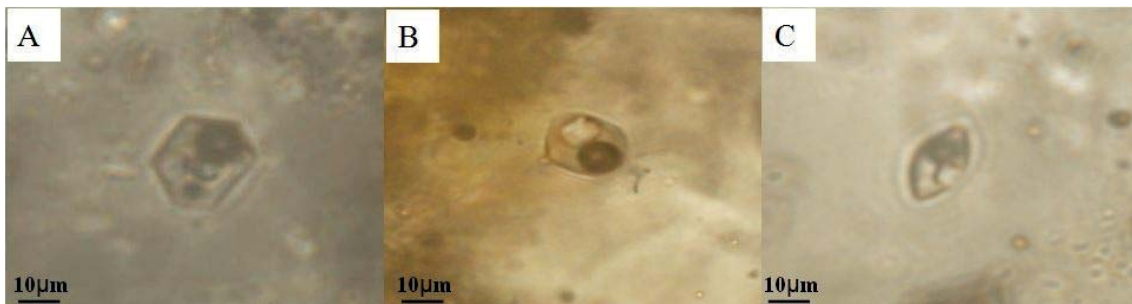
سیالات درگیر در برخی موارد به وسیله خواص بلورشناسی کانی میزبان کنترل می شود (Vanden Kerkhof and Hein, 2001). با توجه به این که نمونه های مورد بررسی کانی کوارتز هستند، شکلهای بلوری منفی هگزاگونال در تعدادی از سیالات درگیر موجود در آنها دیده می شود (شکل ۱۱- A). معمولترین شکلهای سیالات درگیر در نمونه ها (پس از شکلهای بی نظم و پهن)، میان بارهای کروی، بیضوی و دوکی شکل هستند (شکل ۱۱- B و C).

کانسار ساز است. نبود رخ، شفافیت کانی و توانایی تبلور مجدد آسان، کانی کوارتز را به میزبانی مناسب برای سیالات درگیر تبدیل کرده است (Walshe and Hobbs, 1999). از این رو، بررسیهای میکروترمومتری بر روی سیالات درگیر موجود در ۸ مقطع دو بر صیقل کوارتز مربوط به رگه ها و استوک ورک های مرتبط با کانه زایی به خصوص در بخش غربی کانسار (پهنه فیلیک) انجام شد. اغلب سیالات درگیر مورد بررسی، دارای اندازه متوسط تا درشت (۱۰ تا ۳۰ میکرون) هستند. شکل

جدول ۱. روابط همزادی کانه های مناطق مختلف در منطقه مینرالیزه کهنک

Table 1. Paragenetic sequences of ore minerals in the Kahang mineralization area

Formation stage Minerals	Hypogene	Supergene (enriched zone)	Oxidation Zone
Chalcopyrite			
Pyrite			
Bornite			
Magnetite			
Chalcocite			
Covellite			
Hematite			
Goethite			
Jarosite			
Malachite			
Azorite			
Secondary Biotite			
Sericite			
Epidote			
Chlorite			

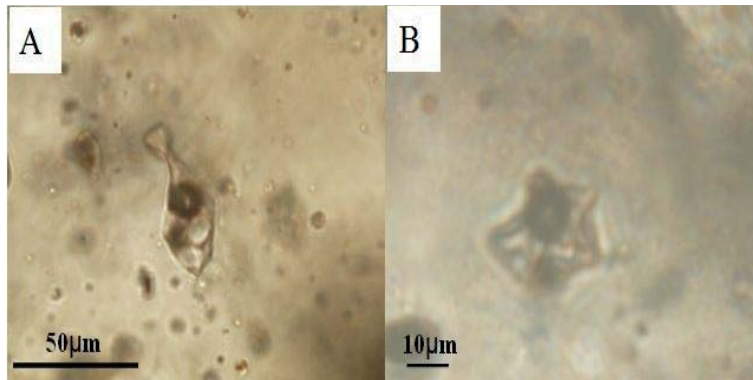


شکل ۱۱. سیالات درگیر متعلق به کوارتزهای رگه ای کانسار کهنک با شکلهای مختلف، A: میانباری با شکل بلور منفی کوارتز، B: میانبار کروی (چند فازی جامد) و C: میانبار دوکی شکل (چند فازی جامد)

Fig. 11. Photomicrograph of fluid inclusions with variable shape and size in quartz veins of the Kahang deposit, A: Fluid inclusion with quartz Negative shape, B: Spherical fluid inclusion (solid multiphase) and C: Fusiform fluid inclusion (solid multiphase)

در بررسی‌های میکروسکوپی سیالات درگیر است. میان‌بارهایی که دچار ترکیب‌گی شده‌اند دارای شکل‌های ستاره مانند هستند (شکل ۱۲- B)

یکی از پدیده‌های مشاهده شده طی بررسی‌های پتروگرافی سیالات درگیر، پدیده گردن یافتگی میان‌بارهاست (شکل ۱۲- A). ترکیب‌گی طبیعی از دیگر پدیده‌های تشخیص داده شده



شکل ۱۲. A: پدیده گردن‌یافتگی تکامل نیافته و B: میان‌بار سیال ستاره‌ای شکل در اثر پدیده ترکیب‌گی طبیعی

**Fig. 12.** A: Photomicrograph of Undeveloped Necking down and B: Star shape fluid inclusion occurred by natural Decrepitation

هستند. در طول حرارت دادن سه نوع همگون شدن رخ می‌دهد (Mehrprou and torkiyan, 1993): ۱- همگون شدن در فاز مایع، ۲- همگون شدن در فاز گاز و ۳- همگون شدن ظهور بحرانی. نوع ۱ بیانگر شرایط گرمایی است؛ در حالی که نوع ۲ و ۳ به‌طور آشکار شرایط پنوماتولیتیک را برای ساخت کانسار نشان می‌دهد. از آنجا که اغلب سیالات درگیر بررسی شده در اثر آزمایش حرارت‌دهی در فاز مایع همگون شده‌اند، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که کانسار مس پورفیری کهنگ، در شرایط گرمایی و در اثر عملکرد محلول‌های گرمایی تشکیل شده است. در سیالات درگیر حاوی بلورهای، در آغاز افزایش حرارت، بلور دختر شروع به گرد شدن می‌کند که این پدیده با کاهش حجم حباب گاز هم‌زمان است. معمولاً حباب گاز قبل از ناپدید شدن بلور هالیت ناپدید می‌شود. اختلاف میان دمای حلالیت بلورهای و ناپدید شدن حباب در نمونه‌های بررسی شده حداقل ۱۷ و حداکثر ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد و به‌طور میانگین ۶۹/۵ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۲). حضور بلورهای در بالاتر از دمای همگون شدن حباب می‌تواند بر اثر عمل تقسیم سیالات درگیر به چند سیال درگیر دیگر (پدیده گردن‌یافتگی) و یا ناشی از محبوس شدن تصادفی کانی هالیت موجود در محلول گرمایی (به‌دام افتادگی غیریکنواخت یا هتروژن) درون سیالات درگیر باشد (Roedder, 1972).

#### انواع سیالات درگیر

سیالات درگیر کوارتزهای رگه‌ای کانسار کهنگ از لحاظ پاراژنتیکی، اغلب از نوع اولیه بوده که در مراحل اولیه رشد کانی میزبان تشکیل شده‌اند. سیالات درگیر مورد بررسی را می‌توان بر اساس تعداد، نوع و نسبت فازهای موجود در هریک از آنها به انواع زیر تقسیم‌بندی کرد (شکل‌های ۱۱ و ۱۳).

۱- دوفازی غنی از بخار ( $V+L \rightarrow \text{Vapor} + \text{Liquid}$ )، ( $V=$ )، (شکل ۱۳- A) 50-80%

۲- دوفازی غنی از مایع ( $L+V$ )، ( $L>50\%$ )، (شکل ۱۳- B)

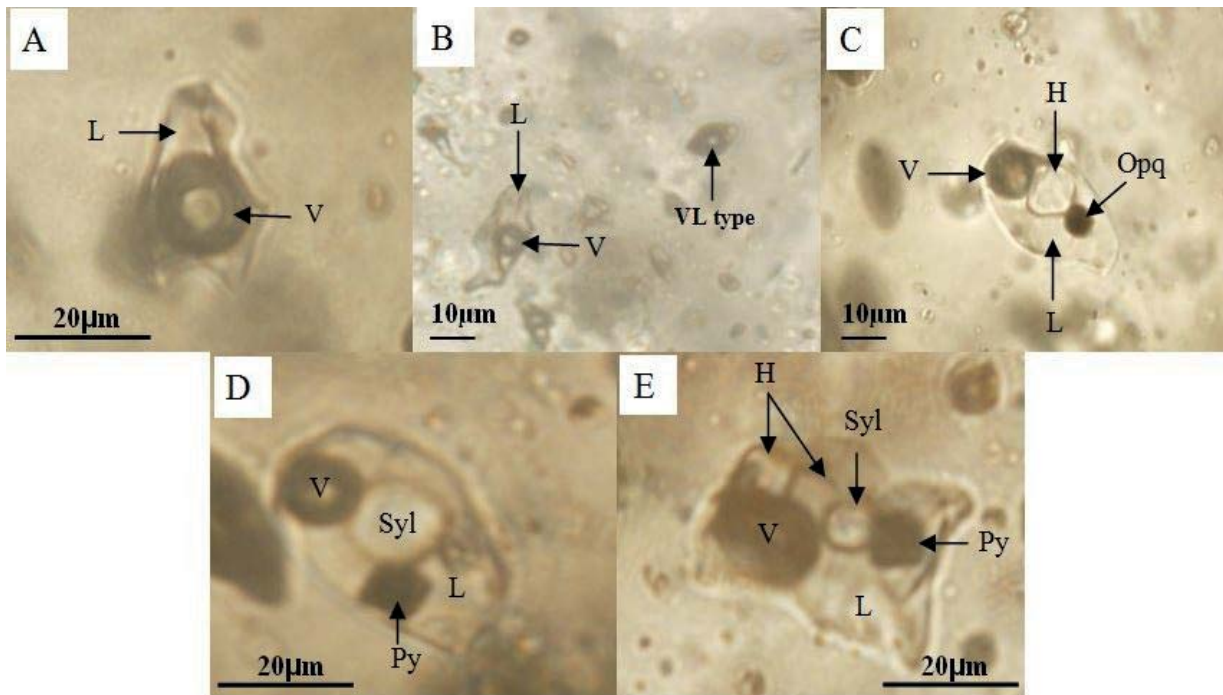
۳- چندفازی جامد ( $S+L \pm V$ )، ( $S<50\%$ )، (شکل ۱۱- B)

۴- چندجامدی ( $S_1+S_2+L \pm V$ )، ( $S>50\%$ )، (شکل ۱۳- C، D و E)

فاز جامد در این دسته از سیالات درگیر شامل هالیت، سیلویت (معمولاً به شکل‌های نیمه مدور و مدور، ایزوتروپ و بی‌رنگ در اندازه‌های کوچکتر از بلور هالیت) و کانی‌های اوپیک مکعبی شکل (مگنتیت یا پیریت) است. هالیت معمولترین بلور دختر در سیالات درگیر مورد بررسی است.

#### بررسی‌های ریز دماسنجی

سیالات درگیر انتخاب شده برای بررسی‌های حرارت‌سنجی، دارای اندازه درشت و اغلب از نوع دوفازی غنی از مایع و یا چندفازی جامد حاوی بلورهای دختر هالیت و یا سیلویت



شکل ۱۳. دسته‌بندی سیالات درگیر متعلق به کوارتزشهای رگه‌ای کانسار کهنگ بر اساس فازهای مشاهده شده، A: دو فاز غنی از گاز (اندازه ۳۰ میکرون)، B: دو فاز غنی از مایع (در مجاورت دو فاز غنی از گاز)، C: سیال چند جامدی شامل هالیت و اپک، D: سیال چند جامدی شامل بلور مدور سیلویت و اپک مکعبی شکل (احتمالاً پیریت) و E: سیال چند جامدی شامل هالیت، سیلویت و اپک، L = مایع، V = بخار، H = هالیت، Syl = سیلویت، Py = پیریت، Opq = اپک

**Fig. 13.** Classification of fluid inclusions of Kahang deposit quartz veins based on observed phases, A: Two-phase vapour rich (size 30 micron), B: Two-phase liquid rich (besides two-phase vapour rich), C: Multi-solid fluid inclusion containing halite and opaque, D: Multi-solid fluid inclusion containing a circular crystal of sylvite and a cubic shape of opaque (probably pyrite) and E: Multi-solid fluid inclusion containing halite, sylvite and opaque, (L = liquid, V = vapour, H = halite, Syl = sylvite, Py = pyrite, Opq = opaque)

ذوب آخرین قطعه یخ موجود در میان‌بار سیال) و به دنبال آن تعیین میزان شوری سیالات گرمابی است. از آن‌جا که در سیستم‌های آب-نمک، کاهش نقطه انجماد آب خالص با میزان نمک موجود در محلول دارای ارتباط مستقیم است، بنابراین بررسی‌های انجماد بهترین روش برای تعیین شوری سیالات درگیر است. به عبارت دیگر با استفاده از روش انجماد، نوع و میزان املاح سیالات درگیر را می‌توان مشخص کرد. بر اساس این آزمایش مشخص شد که کلرور سدیم (NaCl)، مهمترین ترکیب نمک سیالات درگیر کانسار کهنگ را تشکیل می‌دهد.

$T_{mice}$  در تعدادی از سیالات درگیر دوفازی تیپ LV (دو فاز غنی از مایع)، چند فاز جامد ( $S+L \pm V$ ) و چند جامدی ( $S_1+S_2+L \pm V$ ) اندازه‌گیری شد. میزان شوری تعدادی از این نمونه‌ها بر اساس  $T_{mice}$  و با استفاده از نمودار

انحلال سیلویت در بین حرارت دادن، زودتر از هالیت شروع می‌شود و در دمای پایین‌تر از بلور هالیت هم ناپدید می‌شود. این حلالیت معمولاً در دمای ۱۰۰ تا ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۲). بر اساس نمودار فراوانی دمای همگون شدن برای میان‌بارهای سیال دو فاز و چند فاز (شکل ۱۴)، دست کم دو فاز اصلی گرمابی در محدوده‌های دمایی ( $200^{\circ}C - 450^{\circ}C$ ) و ( $500^{\circ}C - 550^{\circ}C$ ) قابل تشخیص است. در حقیقت می‌توان نتیجه گرفت که دمای محلولهای گرمابی عامل دگرسانی در رخساره فیلیک کانسار کهنگ، به‌طور میانگین  $330^{\circ}C$  است و از آن‌جا که کانه‌زایی مس به‌طور مشخص همراه با دگرسانی فیلیک انجام شده، دمای یکی از فازهای کانه‌زایی  $330^{\circ}C$  است.

روش انجماد: هدف از انجام روش انجماد در مطالعه بر روی سیالات درگیر کانسار کهنگ اندازه‌گیری دمای  $T_{mice}$  (دمایی

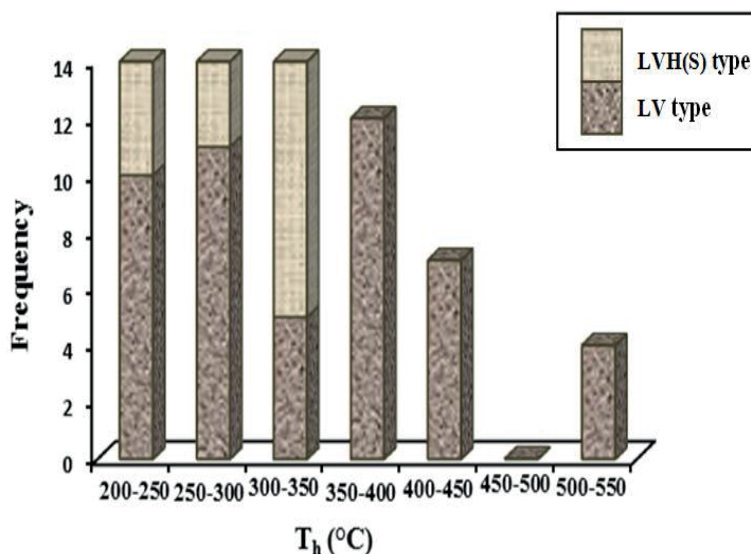
سدیم در سیالات درگیر کانسار کهنک وجود دارد. این املاح می‌تواند شامل  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{FeCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{KCl}$  و ... باشد.

دوتایی سیستم  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  محاسبه شد. اما با توجه به آن که در برخی موارد میزان  $T_{m\text{ice}}$  حتی پایین‌تر از دمای یوتکتیک سیستم  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$  ( $T_e = -20.8^\circ\text{C}$ )، است (جدول ۲)، می‌توان چنین نتیجه گرفت که املاح دیگری به‌جز کلرور

جدول ۲. داده‌های حاصل از ریز دماسنجی سیالات درگیر در کانسار مس پورفیری کهنک ( $T_{m\text{ice}}$  = دمای ذوب یخ،  $T_s\text{Halite}$  = دمای انحلال هالیت،  $T_s\text{Sylvite}$  = دمای انحلال سیلویت،  $T_h$  = دمای همگون شدن،  $\text{LV}$  = دوفازی غنی از مایع،  $\text{VL}$  = دوفازی غنی از بخار،  $\text{LVH}$  = سیال سه فازی محتوی هالیت،  $\text{LVS}$  = سیال سه فازی محتوی سیلویت،  $\text{LVHS}$  = سیال چند جامدی، (اعداد داخل پرانتز نشان‌دهنده تعداد سیالات درگیری است که روش حرارت‌دهی و انجماد بر روی آنها صورت گرفته است)

**Table 2.** Microthermometric data of Kahang deposit fluid inclusions, ( $T_{m\text{ice}}$  = ice melting temperature,  $T_s\text{ halite}$  = halite solution temperature,  $T_s\text{ sylvite}$  = sylvite solution temperature,  $T_h$  = homogenization temperature,  $\text{LV}$  = two-phase liquid rich,  $\text{VL}$  = two-phase vapour rich,  $\text{LVH}$  = three-phase fluid including halite,  $\text{LVS}$  = three-phase fluid including sylvite,  $\text{LVHS}$  = multi-solid fluid inclusion (halite and sylvite  $\pm$  opaque), (Numbers in Parenthesis: number of fluid inclusions that heating and freezing method are down on them)

Type	$T_{m\text{ice}}(^{\circ}\text{C})$	$T_s\text{Halite} (^{\circ}\text{C})$	$T_s\text{Sylvite} (^{\circ}\text{C})$	$T_h\text{L-V} (^{\circ}\text{C})$	Salinity wt%NaClequiv.	
					Based on $T_m$	Based on $T_s$
LVHS		327	110	297		40
VL	-1				1.5	
LVS	0 - 2		124	276		
LVH		331		314		40.5
VL	-1(5)				1.5	
LVH		313		227.6		39
LV				389 (5)		
LV				396 (3)		
LV				239.6 (2)		
LVHS	-21.5			375	23.5 - 24	
LVH	-29.3 (6)	332		211	>26	40.5
LV				211 (7)		
LV				550 (4)		
LV				284		
LV				288		
LV				312.5 (2)		
LV				343 (2)		
LV	-16 (4)			387 (3)	19.5	
LVH		323				39.5
LV	-0.5				1	
LVH		372				44
LV				441 (2)		
LV				333		
LV	-0.7			420 (5)	1.2 - 1.5	
LVHS		406 (8)		322 (8)		47
LVS	-25 (2)		132	296	$\geq 26$	
LV				296 (7)		
LV	-26.5			241	>26	
LV	-19.7			275 (2)	22	
VL	-0.5				1	
LVHS	-1.5	321 (2)		241 (2)	2.3	39.5



شکل ۱۴. نمودار فراوانی دمایی همگن شدن سیالات درگیر در نمونه‌های کوارتز رگه‌ای کانسار کهنگ

Fig. 14. Abundance diagram of homogenization temperature of fluid inclusions in Kahang deposit quartz veins

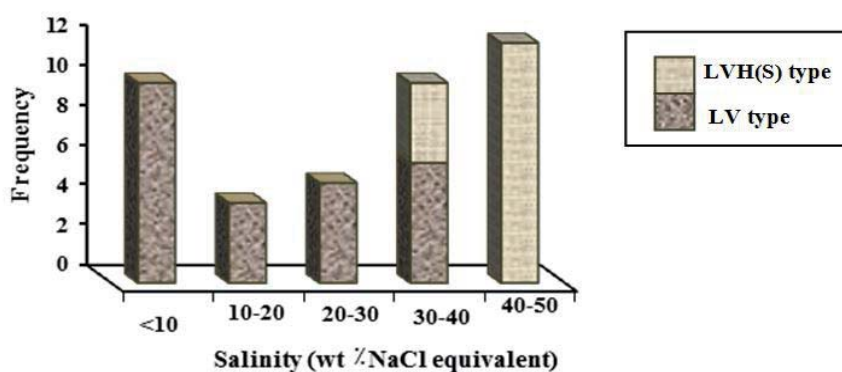
در نتیجه این جوشش، قسمتی از مس موجود در محلول می‌تواند به صورت کالکوپیریت نهشته شود. شرایط جدید فیزیکوشیمیایی، تغییرات در pH و دمایی در گذر از شرایط لیتوستاتیک به هیدروستاتیک، که در بین وضعیت مرحله جوشش اتفاق می‌افتد، به احتمال زیاد سبب ترسیب کوارتز و انواع سولفیدها می‌شود (Cunningham, 1978). حضور استوکورک‌های سیلیسی نسبتاً فراوان در منطقه و آثاری از پیریت و کالکوپیریت به صورت پراکنده یا رگه‌ای، نشانی از این رخداد است.

از طرفی شوری پایین سیالات درگیر می‌تواند نشان‌دهنده یک منشأ ثانویه برای سیال درگیر مورد بررسی باشد. به‌طور کلی تقسیم سیالات درگیر به چند قسمت بعد از تشکیل (گردن‌یافتگی)، تغییرات بارز و قابل ملاحظه در فشار، تراوش سیالات درگیر در بین حرارت دادن، رخداد جوشش در محلول و اختلاط محلولهای گوناگون با مقدار نمک‌گونی مختلف در مرحله آغازین تشکیل سیالات درگیر از جمله دلایل ایجاد سیالات درگیر با میزان شوری متفاوت در یک سیستم گرمابی است (Mehrpartou and torkiyan, 1993). بر اساس بررسیهای انجام شده، فراوانی سیالات درگیر با حباب بزرگتر از فاز مایع و حضور سیالات درگیر با نمک‌گونیهای بالا و پایین در کوارتزهای رگه‌ای به‌همراه رخنمون برشهای هیدروترمال در مشاهدات صحرایی، تأییدکننده رخداد جوشش

میزان شوری به‌دست آمده از این دسته از سیالات درگیر به بیش از ۲۶ درصد وزنی NaCl می‌رسد که با میزان شوری سیالات درگیر سایر نهشته‌های پورفیری قابل قیاس است (Morales Ruano et al., 2002; Hezarkhani, 2006; Hezarkhani, 2009).  $T_m$  اندازه‌گیری شده در تعدادی دیگر از سیالات درگیر کانسار کهنگ از  $-0/5^{\circ}\text{C}$  تا  $-19/7^{\circ}\text{C}$  در تغییر است که بیان‌کننده میزان شوری سیال بین  $1/5$  تا  $22$  درصد وزنی کلرور سدیم است. مقدار نمک‌گونی به‌دست آمده با استفاده از دمایی انحلال بلور هالیت در سیالات درگیری که حاوی این بلور بودند خیلی بیشتر از مقدار نمک‌گونی به‌دست آمده بر اساس  $T_m$  برای سایر سیالات درگیر است. میزان نمک‌گونی برای این دسته از سیالات درگیر از ۳۹ تا ۴۷ درصد وزنی کلرور سدیم در تغییر است (جدول ۲ و شکل ۱۵). در نمودار فراوانی میزان شوری به تفکیک سیالات درگیر دو فازی و چند فازی جامد، بیشینه میزان شوری به سیالات درگیر دارای فاز جامد هالیت و یا هالیت-سیلویت تعلق دارد (شکل ۱۵). تشکیل سیالات درگیر با میزان شوری متفاوت در سیستم گرمابی کهنگ را می‌توان به رخداد جوشش محلولهای گرمابی نسبت داد. تغییر در فشار و فراهم شدن شرایط خاص فیزیکوشیمیایی می‌تواند سبب ایجاد وضعیت جوش در سیستم گرمابی شود و دو سیال درگیر با نمک‌گونی و چگالی متفاوت به‌وجود آید.

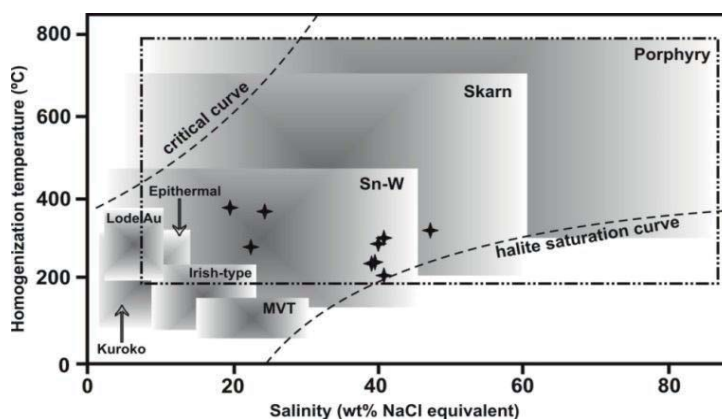
سیستم‌ها به لحاظ دمای تشکیل معمولاً در محدوده ۲۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۲۵-۷۰ درصد وزنی معادل نمک طعام واقع می‌شوند (Walshe and Hobbs, 1999). بر اساس مقایسه این نمودار با نتایج به‌دست آمده از بررسی‌های سیالات درگیر در کانسار کهنگ، می‌توان چنین نتیجه گرفت که ذخیره مورد بررسی جزو ذخایر تیپ پورفیری است (شکل ۱۶)

سیالات گرمابی در کانسار کهنگ است. در نمودار ویلکینسون (شکل ۱۶) محدوده ذخایر معدنی بر اساس دمای همگون شدن و شوری سیالات درگیر مربوط به این ذخایر مشخص شده است. این محدوده‌ها منعکس‌کننده ویژگی‌های اصلی سیالات کانه‌ساز در این کانسارهاست (Wilkinson, 2001). نتایج به‌دست آمده از بررسی سیالات درگیر در سیستم‌های پورفیری زایا در سایر نقاط جهان نشان می‌دهد که این



شکل ۱۵. نمودار فراوانی میزان شوری سیالات درگیر در نمونه‌های کوارتز رگه‌ای کانسار کهنگ

Fig. 15. Abundance diagram of fluid inclusions salinity in Kahang deposit quartz veins



شکل ۱۶. نمودار دمای همگون شدن- شوری سیالات درگیر در کانسارهای مختلف به‌همراه محل قرارگیری سیالات درگیر بررسی شده در کانسار کهنگ

Fig. 16. Summary homogenization temperature-salinity diagram illustrating typical ranges for inclusions from different deposit types and situation of studied fluid inclusions from Kahang deposit

هیدروژن استفاده کرد. آب‌های مختلف از نظر ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن، دارای ترکیب ایزوتوپی مشخصی هستند (Sheppard, 1977). در بیشتر موارد ترکیب ایزوتوپی آب محیط‌های زمین‌شناختی مختلف از طریق ترکیب ایزوتوپی

شناسایی منشأ محلول‌های گرمابی کانسار کهنگ با استفاده از ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن

از آن‌جا که محلول‌ها نقش مهمی در تشکیل کانسارها دارند برای تعیین منشأ محلول‌ها می‌توان از ایزوتوپ‌های اکسیژن و



لذا تصحیح ایزوتوپی برای محاسبه ترکیب ایزوتوپی محلول گرمابی در تعادل با کوارتز فقط برای ترکیب  $\delta^{18}\text{O}$  این کانی انجام شده است.  $\delta\text{D}$  اندازه‌گیری شده در کانی کوارتز به‌طور مستقیم نشان‌دهنده میزان  $\delta\text{D}$  محلولهای گرمابی است؛ زیرا این نسبت مربوط به آب محبوس در میان‌بارهای سیال کوارتز است که نمونه واقعی محلولهای سازنده است (Clayton et al., 1972). ولی از آن‌جا که ترکیب ایزوتوپی هیدروژن اپیدوت گرمابی به ترکیب ایزوتوپی هیدروژن سیالهای بر هم‌کنش کننده بسیار حساس است، میزان  $\delta\text{D}$  برای آب با استفاده از مقدار آن در اپیدوت محاسبه شده است (جدول ۳).

### محاسبه ترکیب $\delta^{18}\text{O}$ محلول گرمابی در تعادل با کوارتز در کانسار کهنک

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz}} = +8/796$$

$$T = 330^\circ\text{C} = 603\text{K}$$

ثابت‌های تفکیک ایزوتوپ‌های اکسیژن بین کانی کوارتز و آب بر اساس معادله زیر و در گستره تجربی ۲۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد برابر با  $A = -3/4$  و  $B = 3/38$  است (Clayton et al., 1972).

$$1000 \ln \alpha = A + B (10^6/T^2)$$

مقدار محاسبه شده برای  $1000 \ln \alpha$  در واقع ثابت تفریق اکسیژن بین آب و کوارتز است و بیانگر اختلاف میان مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  کوارتز و آب محسوب می‌شود، بنابراین:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Water}} = 1000 \ln \alpha$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Qtz}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Water}} = 5.89$$

$$^{18}\text{O}_{\text{Water}} = 2.906$$

کانیهایی که با آن در تعادل بوده‌اند، تعیین می‌شود. به‌عنوان مثال ترکیب ایزوتوپی آب موجود در محلولهای گرمابی عامل دگرسانی در محدوده کهنک از طریق اندازه‌گیری ترکیب ایزوتوپی کانیهای گرمابی به‌دست آمده از فرآیندهای دگرسانی، قابل محاسبه است، بنابراین چهار نمونه از کوارتزهای رگه‌ای متعلق به رخساره فلیک این کانسار (که بررسیهای ریز دماسنجی نیز بر روی همین نمونه‌ها انجام شد) و یک نمونه اپیدوت حاصل از دگرسانی پروپیلیتیک مورد آنالیز ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن واقع شدند. نتایج به‌دست آمده همراه با مقادیر  $\text{H}_2\text{O}$  محاسبه شده در جدول ۳ آورده شده است. اگر بتوان فرض کرد که تعادل ایزوتوپی نزدیکی بین کانیهای حاصل از دگرسانی و محلولهای گرمابی دگرسان‌کننده وجود داشته است، آن‌گاه می‌توان از درجه‌بندیهای آزمایشگاهی تعادل میان کانیها و آب برای محاسبه ترکیب ایزوتوپی محلولهای گرمابی استفاده کرد. برای انجام این محاسبات به دمای تعادل میان محلولهای گرمابی و کانیها نیاز است (Clayton et al., 1972). طبق بررسیهای دماسنجی انجام شده بر روی سیالات درگیر موجود در کوارتزهای رگه‌ای کانسار کهنک، این دما حدود  $330^\circ\text{C}$  تخمین زده شد. در ادامه روش محاسبه ترکیب  $\delta^{18}\text{O}$  آب از روی ترکیب ایزوتوپی نمونه کوارتز  $\text{K}_{\text{S-4}}$  با استفاده از این دما به علاوه ثابت‌های آزمایشگاهی از طریق رابطه  $A+B (10^6/T^2)$   $1000 \ln \alpha = 6$ ، آورده شده است. ترکیب  $\delta^{18}\text{O}$  آب برای سایر نمونه‌ها نیز در جدول ۳ آمده است. به‌دلیل نبود آب در ساختار کانی کوارتز، تفریق ایزوتوپی انجام شده میان این کانی و محلولهای گرمابی، تنها بر روی نسبت ایزوتوپی  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  کوارتز تأثیری به‌سزا داشته است (Clayton et al., 1972)؛

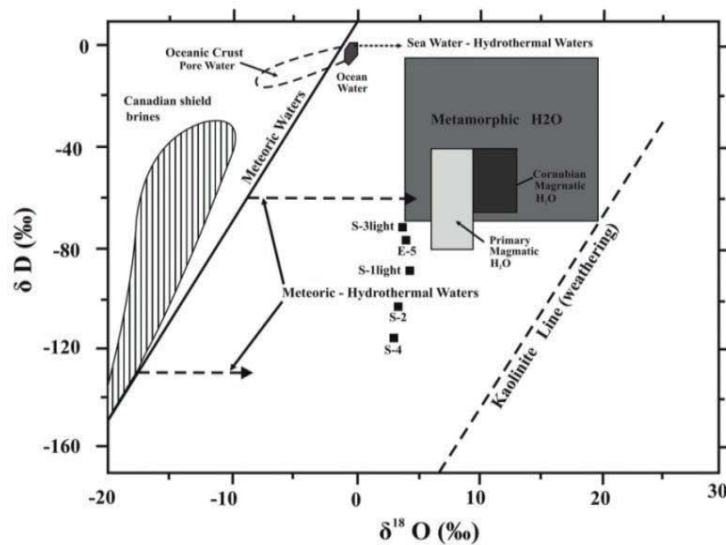
جدول ۳. نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپی نمونه‌های متعلق به کانسار کهنک به‌همراه نتایج بعد از تصحیح

**Table 3.** Isotopic analysis results of the Kahang deposit samples associated with results after correction

Sample	wt% H <sub>2</sub> O	$\delta\text{D}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Sample}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Water}}$	$\delta\text{D}_{\text{Water}}$
K <sub>S-1</sub> dark	0.5	-108.5	10.108	4.218	-108.5
K <sub>S-1</sub> light	0.3	-87.8	10.108	4.218	-87.8
K <sub>S-2</sub>	0.1	-101.7	9.115	3.225	-101.7
K <sub>S-3</sub> dark	0.1	-62.0	9.391	3.501	-62.0
K <sub>S-3</sub> light	0.2	-71.8	9.391	3.501	-71.8
K <sub>S-4</sub>	0.4	-115.5	8.796	2.906	-115.5
KE-5	1.3	-75.3	3.793	3.973	-43.08

(جدول ۳) بر روی نمودار  $\delta D$  در برابر  $\delta^{18}O$  (Sheppard, 1986)، اختلاط آبهای جوی و ماگمایی در بخشهای حاشیه‌ای کانسار کهنگ (منطبق بر پهنه فیلیک و پروپیلیتیک) تأیید می‌شود (شکل ۱۷). به‌طور کلی آبهای گرمایی دخیل در سیستم‌های پورفیری بیشتر دارای منشأ جوی هستند و به میزان کمتر منشأ ماگمایی دارند، بنابراین نسبت‌های ایزوتوپی در این آبها پهنه وسیعی را در بر می‌گیرد (Zhong et al., 2014).

در سیستم‌های پورفیری، فعالیت محلولهایی با منشأ ماگمایی در هسته منطقه کانه‌زایی و در هنگام تشکیل توده معدنی است (Takenouchi, 1980). مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار در این سیستم‌ها نشان می‌دهد که قسمت داخلی پهنه فیلیک تحت تأثیر آبهای ماگمایی و زیرزمینی (جوی) تشکیل می‌شود؛ در حالی که بخش خارجی این پهنه عمدتاً تحت تأثیر آبهای زیرزمینی تشکیل شده است (Karimpour and saadat, 2002). با پیاده‌کردن نسبت‌های ایزوتوپی محاسبه‌شده



شکل ۱۷. نمودار  $\delta D$  در برابر  $\delta^{18}O$  برای انواع مختلف آبها همراه با موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در کانسار کهنگ

**Fig. 17.**  $\delta D$  versus  $\delta^{18}O$  diagram for different types of water and the situation of studied samples in the Kahang deposit

کانسار مس پورفیری کهنگ، در شرایط گرمایی و در اثر عملکرد محلولهای گرمایی تشکیل شده است. بررسیهای سیالات درگیر در نمونه‌های متعلق به رگه‌های کوارتزی حاصل از سیال کانه‌ساز، دمای حدود ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد و شوری متفاوت، بیش از ۲۶ تا حدود ۴۷ درصد وزنی NaCl را مشخص می‌کند. فراوانی سیالات درگیر با فاز گاز بزرگتر از فاز مایع و حضور سیالات درگیر با نمک‌گونگیهای متفاوت به‌همراه رخنمون برشهای هیدروترمال در مشاهدات صحرایی در سیستم گرمایی کهنگ را می‌توان به رخداد جوشش محلولهای گرمایی در اثر کاهش فشار در درون گسلها و زون‌های برشی مینرالیزه نهشته مورد بررسی و یا افزایش فشار هیدروستاتیک نسبت به لیتوستاتیک نسبت داد. یکی از عواملی که هنگام نفوذ سیالات واجد کلر بالا به درون سنگهای میزبان منطقه باعث ناپایداری کمپلکس‌های مس و نهشت مس شده، پدیده

#### نتیجه‌گیری

در منطقه کانه‌زایی مورد بررسی وجود نفوذیهای پورفیریتیک فلسیک با ترکیب حدواسط تا اسیدی، دگرسانیهای گرمایی از نوع فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک، حضور فراوان رگه‌ها و استوک ورک‌های کوارتزی، حضور اکسیدهای آهن و سایر مشاهدات زمین‌شناسی از جمله دلایل مبنی بر حضور کانسار مس پورفیری در منطقه است. مناطق اصلی شناسایی شده در سیستم پورفیری کهنگ شامل منطقه اکسید با مجموعه کانیهای مثل همتایت، گوتیت، ژاروسیت، مالاکیت و آزوریت؛ منطقه سوپرژن با مجموعه کانیهای چون کالکوسیت، کالکوپریت، کوولیت؛ و منطقه هیپوژن با کانیهای همچون کالکوپریت، پیریت و مگنتیت است. بررسیها نشان می‌دهد اغلب کانی‌سازی مس در پهنه فیلیک صورت گرفته است. از آنجا که اکثر سیالات درگیر در فاز مایع همگون شدند؛ لذا

اساس بررسیهای ایزوتوپ پایدار در منطقه مورد بررسی نیز اختلاط آبهای جوی و ماگمایی در بخشهای حاشیهای کانسار کهنک (منطبق بر پهنه فلیک و پروپلیتیک) تأیید می‌شود. بررسیهای انجام شده، شباهت کانسار کهنک با سایر نهشته‌های مس پورفیری ایران (نهشته‌های واقع در زون ارومیه - دختر) (جدول ۴)، را تأیید می‌کند.

یاد شده است. از طرفی کاهش دما و رقیق شدگی سیالات کانه‌زا بر اثر هجوم سیالات جوی نیز می‌تواند از دیگر عوامل تأثیرگذار بر ایجاد نهشته اقتصادی از مس در منطقه کهنک، ذکر شود. همان‌گونه که در سیستم‌های مس پورفیری تأیید شده است، قسمت داخلی پهنه فلیک تحت تأثیر آبهای ماگمایی و جوی تشکیل می‌شود؛ در حالی که بخش خارجی این پهنه عمدتاً تحت تأثیر آبهای جوی تشکیل شده است. بر

جدول ۴. مقایسه کانسار مورد بررسی با کانسارهای سرچشمه (Shahabpour, 2000; Hezarkhani, 2006) و سونگون (Calagari, 2003; Calagari, 2004; Asghari and Hezarkhani, 2010) واقع در کمربند ماگمایی ارومیه - دختر

**Table 4.** Comparison between Studied deposit and Sar-Cheshmeh (Shahabpour, 2000; Hezarkhani, 2006) and Songon (Calagari, 2003; Calagari, 2004; Asghari and Hezarkhani, 2010) deposits (within the Urumieh-Dokhtar magmatic belt)

	Kahang	Sar-Cheshmeh	Sungun
<b>Rocks</b>	Diorite/Q-diorite/Tonalite	Q-monzonite/Granodiorite	Monzonite/Q-monzonite/Diorite/Granodiorite
<b>Magmatic series</b>	Calk-alkaline	Calk-alkaline	Calk-alkaline
<b>Tectonic setting</b>	Continental margine arc	Continental margine arc	Continental margine arc
<b>Deposit type</b>	Porphyry Cu-Mo	Porphyry Cu-Mo	Porphyry Cu
<b>Alteration zones</b>	Phyllic-Argillic-Propylitic ± Potassic	Potassic-Phyllic-Argillic-Propylitic	Potassic-Phyllic-Argillic-Propylitic
<b>Mineralization type</b>	Disseminated	Disseminated-Stockwork	Disseminated-Stockwork
<b>Quartz vein and veinlets</b>	Relatively abundant	Abundant	Abundant
<b>Alteration type in mineralization zone</b>	Phyllic	Potassic-Phyllic	Potassic-Phyllic
<b>Associated magnetite</b>	Normal	Plentiful	Plentiful
<b>Associated gold</b>	-	Rare (On average, less than 0.1 ppm)	Rare (On average, less than 0.1 ppm)
<b>Supergene zone</b>	Low to moderate	Plentiful (about 30-40m)	Plentiful (about 30m)
<b>The origin of ore fluids</b>	The fluids are obtained from the stock which is crystallized. Meteoric water enters to the margin of the hydrothermal system.	The fluids are obtained from the stock which is crystallized. Meteoric water enters to the margin of the hydrothermal system.	The fluids are obtained from the stock which is crystallized. Meteoric water enters to the margin of the hydrothermal system.
<b>Percent of magmatic component</b>	The most component in hydrothermal system have the magmatic source	The most component in hydrothermal system have the magmatic source	The most component in hydrothermal system have the magmatic source
<b>Salinity content of fluids</b>	More than 15% NaCl – sometimes up to 47%	More than 15% NaCl – sometimes up to 70%	More than 15% NaCl – sometimes up to 70%
<b>Fluids temperature</b>	200-550 °c	400-600 °c	>400 °c

دانشگاه اصفهان در جهت به ثمر رساندن این پژوهش تشکر و قدردانی نمایند.

#### قدردانی

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از راهنماییهای ارزنده آقای دکتر شمسی‌پور و آقای دکتر مکی‌زاده و نیز حمایت‌های مالی

## References

- Afshooni, S.Z., Esmaily, D. and Asadi Haroni, H., 2014. Stable isotopes (S, H, O) study In phyllic and potassic- phyllic alteration zones of the Kahang porphyry copper- Molybdenum deposit (Northeast of Isfahan). *Journal of Advanced Applied Geology*, 1(7): 64-73. (in Persian)
- Alavi, M., 1994. Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3-4): 211-238.
- Alpers, C.N. and Brimhall, G.H., 1989. Paleohydrologic evolution and geochemical dynamics of cumulative supergene metal enrichment at La Escondida, Atacama Desert, Northern Chile. *Economic Geology*, 84(2): 229-255.
- Amidi, S.M., 1975. Contribution a'letude stratigraphique, petrologique et petrographique des roches magmatiques de la region Natanz-Nain-Surk (Iran central). Ph.D. Thesis, University of Grenoble France, Grenoble, France, 316 pp.
- Asadi, H., 2007. Detailed exploration in Kahang porphyry Cu- Mo index. Dorsa pardazeh company, Isfahan, Report 3, 114 pp (in Persian).
- Asghari, O. and Hezarkhani, A., 2010. Investigations of alteration zones based on fluid inclusion microthermometry at Sungun porphyry copper deposit, NW Iran. *Bulletin of The Mineral Research and Exploration*, 140(4): 19-34.
- Ayati, F., 2010. Neogene magmatism and their related hydrothermal alterations in NE of Arak. Ph.D. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 340 pp. (in Persian with English abstract)
- Ayati, F., Asadi Harouni, H., Bagheri, H. and Mansouri Isfahani, M., 2012. Application of mineralography and fluid inclusion data to determine the formation conditions of porphyry copper deposit, NE Arak. *Petrology*, 3(12): 15-32. (in Persian with English abstract)
- Calagari, A.A., 2003. Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic-phyllitic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(7): 767-780.
- Calagari, A.A., 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(2): 179-189.
- Clayton, R.N., O'Neil, J.R. and Mayeda, T.K., 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, 77 (17): 3057-3067.
- Cunningham, C., 1978. Pressure gradients and boiling as mechanisms for localizing ore in porphyry system. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 6(4): 745-754.
- Farahani Farmahini, M., 2008. Geology, geochemistry and mineralogy investigations of Kahang index. Ph.D. Thesis, Islamic Azad University Science and Research Branch, Tehran, Iran, 200 pp. (in Persian with English abstract)
- Forster, H., 1974. Continental drift in Iran in relation to the Afar structures. *International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems*, Bad Bergzabern, Germany.
- Guilbert, J.M. and Park, Jr.C.F., 1997. *The geology of ore deposits*. Freeman and company, New York, 985 pp.
- Hatami, Sh., 2008. Petrology of Kahang granitoids and volcanic rocks with emphasis on mineralization and alteration zones. M.Sc. Thesis, Islamic Azad University Khorasgan Branch, Isfahan, Iran, 110 pp. (in Persian with English abstract)
- Hezarkhani, A., 2006. Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4-6): 409-422.
- Hezarkhani, A., 2009. Hydrothermal fluid geochemistry at the Chah-Firuzeh porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. *Journal of Geochemical Exploration*, 101(3): 254-264.
- Karimpour, M.H. and Saadat, S., 2002. *Applicable economic geology*. Mashhad University Publications, Mashhad, 535 pp. (in Persian)
- Kertz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 227-279.
- Komeili, S.S., 2010. Petrology and geochemistry of the Kahang porphyry Cu- Mo index and related hydrothermal alteration zones. M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 189 pp. (in Persian with English abstract)
- Mehrpour, M. and torkiyan, M., 1993. Research of fluid inclusions in the Sungun porphyry copper- Molybdenum deposit (west of Ahar-Azarbayjan-e gharbi). *Geosciences*, 3(10): 2-27. (in Persian)

- Mehvari, R., Shamsipour, R., Bagheri, H., Noghreyan, M. and Mackizadeh M.A., 2010. Mineralogical and fluid inclusion studies in the Kalchueh copper- gold deposit, Earth of Isfahan. *Journal of Economic Geology*, 1(1): 47-55. (in Persian with English abstract)
- Morales Ruano, S., Both, R.A. and Golding, S.D., 2002. A fluid inclusion and stable isotope study of the Moonta copper-gold deposits, South Australia: evidence for fluid immiscibility in a magmatic hydrothermal system. *Chemical Geology*, 192(3-4): 211-226.
- Radfar, J. and Kohansal, R., 2002. Geological map of Iran (Kuhpayeh), scale 1:100,000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Roedder, E., 1972. Composition of fluid inclusions. In: M. Fleischer, (Editor), *Data of geochemistry*. United States Government printing office, Washington, pp. i-JJ189.
- Shahabpour, J., 1994. Post-mineralization breccia dike from the Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Exploration and Mining Geology*, 3(1): 39-43.
- Shahabpour, J., 2000. Some sulfide- silicate assemblages from the Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 11(1): 39-48.
- Sheppard, S.M.F., 1977. Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes, in volcanic processes, in ore genesis. *Geological Society of London*, 7(1): 25-41.
- Sheppard, S.M.F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. *Reviews in Mineralogy*, 16(1): 165-183.
- Takenouchi, S., 1980. Preliminary studies of fluid inclusions of the Santo Tomas II (Philex) and Tapian (Marcopper) porphyry copper deposits in the philippines. *Mining Geology Special Issue*, 8(9-10): 141-150.
- Ulrich, T., Günther, D. and Heinrich, C.A., 2002. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 97(8): 1889-1920.
- Van den Kerkhof, A.M. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1-4): 27-47.
- Vink, B.W., 1986. Stability relations of malachite and azurite. *Mineralogical Magazine*. 50(355): 41-47.
- Walshe, J.L. and Hobbs, B.E., 1999. Hydrothermal systems, giant ore deposits and a new paradigm for predictive mineral exploration. *CSIRO Exploration and Mining, North Ryde (Australia)*, 133 pp.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55 (1-4) 229-272.
- Zhong, J., Chen, Y.J., Pirajno, F., Chen, J., Li, J., Qi, J.P. and Li, N., 2014. Geology, geochronology, fluid inclusion and H-O isotope geochemistry of the Louboling Porphyry Cu-Mo deposit, Zijinshan Orefield, Fujian Province, China. *Ore Geology Reviews*, 57(1): 61-77.



## The nature of hydrothermal fluids in the Kahang porphyry copper deposit (Northeast of Isfahan) based on mineralogy, fluid inclusion and stable isotopic data

Salimeh Sadat Komeili<sup>1\*</sup>, Mahmoud Khalili<sup>1</sup>, Hooshang Asadi Haroni<sup>2</sup>, Hashem Bagheri<sup>1</sup> and Farimah Ayati<sup>3</sup>

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2) Faculty of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

3) Department of Geology, Payame Noor University, Iran

Submitted: July 12, 2014

Accepted: June. 8, 2015

**Keywords:** Fluid Inclusions, Stable isotopes, Cu porphyry, Kahang deposit, Urumieh-Dokhtar magmatic belt

### Introduction

The Kahang Cu- Mo deposit is situated approximately 73 Km northeast of Isfahan. Asadi (2007) identified a geological reserve of 40 Mt (proven reserve) grading at 0.53 Cu, 0.02 Mo and estimated reserve of 120 Mt. All the rock types in the region have been subjected to hydrothermal solutions which gave rise to three different alteration facies. The dacite and rhyodacite volcanic rocks and granitic- granodioritic stocks have experienced phyllic alteration. Disseminated and stockwork siliceous veins are the major styles of mineralization in this zone. Intermediate argillitic alteration developed on a part of dacitic and rhyodacitic rocks whereas andesite and basaltic-andesite plus related pyroclastic rocks have been subjected to propylitic alteration. This paper presents the results of geological and mineralogical studies carried out in the Kahang area. This preliminary information is integrated with additional data on ore mineralogy, fluid inclusions and stable isotopes in view of understanding the genesis of the Cu- Mo deposit and the nature of the fluids involved in ore formation.

### Materials and Methods

A total of 18 polished thin sections were prepared at the University of Isfahan for optical study. Fluid inclusions study was carried out on 8 double polished quartz thin sections (stockworks containing ore mineralization from phyllic zone).

H – O stable isotope analysis was performed on 4 quartz samples from siliceous stockworks (from phyllic altered zone) and one vein epidote sample (from propylitic zone). All isotopic analyses were performed at the University of Oregon, Oregon, USA.

### Discussion

In the investigated mineralization area, the hypogene zone is characterized by the presence of pyrite, chalcopyrite, bornite and magnetite. Hematite, goethite, jarosite, malachite and azurite are the predominant minerals of supergene zone. The major textures of the primary sulfides are disseminated, vein and veinlet. Pyrite is the most common hypogene sulfide mineral and chalcopyrite is the predominant Cu- sulfide in the Kahang mineralized area. Primary magnetite grains having irregular boundaries formed in association with phyllic –potassic altered zones (Afshooni et al., 2014). Chalcocite and covellite as secondary copper minerals in the enriched supergene zone replaced the chalcopyrite. Thermometric studies on fluid inclusions conducted on quartz veins was related to the phyllic zone. Almost all studied fluid inclusions were homogenized to the liquid phase. Hydrothermal solutions with salinity over 26% wt equivalent NaCl, comparable with those of the other porphyry deposits (Morales Ruano et al., 2002; Hezarkhani, 2006; Hezarkhani, 2009) were responsible for the formation of the Kahang

\*Corresponding authors Email: sharnokite\_r@yahoo.com

porphyry copper deposit. Homogenization temperatures of 200-450°C and 500-550°C were obtained from heating-cooling experiments on the two and multi phase fluid inclusions. The presence of gas riched fluid inclusions together with those of liquid riched and multiphase different salinities in the quartz veins as well as the occurrence of hydrothermal breccias are indicative of boiling fluids.

### Result

In the Kahang porphyry Cu- deposit, the oxidation zone is characterized by hematite, goethite, jarosite, malachite, and azurite; the supergene zone is identified by chalcocite, chalcopyrite and coevllite; and chalcopyrite, pyrite and magnetite are the mineral assemblage of the hypogene zone. The volcanic as well as the plutonic rocks of the area have been hydrothermally altered which gave rise to the formation of propylitic, intermediate argillic and mineralized phyllic zones. Fluid inclusion study on quartz veins revealed salinity over 26% wt equivalent NaCl and homogenization temperature of 200-450°C and 500-550°C. The presence of gas riched fluid inclusions together with those of liquid riched and multiphase different salinities in the quartz veins as well as the occurrence of hydrothermal breccias are indicative of boiling event, owing to the pressure reduction in the faulted zones and mineralized hydrothermal breccias and/or increase of hydrostatic pressure compared to the lithostatic pressure. This may be caused by the instability of the copper complex accompanied by precipitation of copper. The decrease of temperature and the diluted mineralized fluids could be the cause of precipitation of copper due to mixing with the meteoric water. Stable isotope study supports the

mixing of magmatic and meteoric waters in the peripheral zones of ore deposit (phyllic and propylitic zones).

### Acknowledgements

This paper has benefited from critical comments by Dr. Shamsi pour and Dr. Mackizadeh who are thanked for their interest. Financial support of the University of Isfahan is acknowledged.

### References

- Afshooni, S.Z., Esmaily, D. and Asadi Haroni, H., 2014. Stable isotopes (S, H, O) study In phyllic and potassic- phyllic alteration zones of the Kahang porphyry copper- Molybdenum deposit (Northeast of Isfahan). *Journal of Advanced Applied Geology*, 1(7): 64-73. (in Persian)
- Asadi, H., 2007. Detailed exploration in Kahang porphyry Cu- Mo index. Dorsa pardazeh company, Isfahan, Report 3, 114 pp. (in Persian)
- Hezarkhani, A., 2006. Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4-6): 409-422.
- Hezarkhani, A., 2009. Hydrothermal fluid geochemistry at the Chah-Firuzeh porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. *Journal of Geochemical Exploration*, 101(3): 254-264.
- Morales Ruano, S., Both, R.A. and Golding, S.D., 2002. A fluid inclusion and stable isotope study of the Moonta copper-gold deposits, South Australia: evidence for fluid immiscibility in a magmatic hydrothermal system. *Chemical Geology*, 192(3-4): 211-226.