

بررسی میانبارهای سیال کانسار پورفیری طلا-مس ساری نو (کوه ناب) (شمال مرند - شمالغرب ایران)

حسن شکوئی^{۱*}، نصیر عامل^۲، محسن موید^۲

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۲/۲۷، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۵/۱۸)

چکیده: توده پورفیری ساری نو بخشی از پهنه کانه‌دار ارسباران در کمربند ساختاری البرز غربی-آذربایجان است. نفوذ توده کوارتزموونزیت تا کوارتزموونزودپوریت با سن الیگوسن-میوسن در سنگ‌های آتشفشانی (تراکی‌اندزیت تا آندزیت) و رسوبی کرتاسه پسین، دگرسانی‌های پتاسیمی، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتی و کانه‌زایی طلا، مس و مولیبدن را در پی داشته است. کانه‌های فلزی شامل پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و مولیبدنیت و کانی‌های باطله بیشتر کوارتز و کلسیت هستند. بافت غالب کانه‌زایی، انتشاری و رگه-رگچه‌ای است. بررسی‌های ریزدماسنجی نشان می‌دهد که دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال در رگه‌های کالکوپیریت-کوارتز (پهنه پتاسیمی) و پیریت-کوارتز (پهنه فلیک) به ترتیب بالای ۵۵۰ و حدود ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد است. شوری سیال‌های در پهنه پتاسیمی عمدتاً بین ۵۰ تا بیش از ۶۰ درصد وزنی NaCl و در پهنه فلیک از ۳ تا ۱۴/۵ درصد وزنی متغیر است. این نتایج هم‌زمانی کانه‌زایی طلا-مس با دگرسانی‌های پتاسیمی و فلیک را نشان می‌دهد که ناشی از رسوب سیال‌های گرمایی طی جوشش اولیه و ثانویه است. در مرحله اول، جوشش باعث تشکیل میانبارهای فوق‌اشباع و بخار در کوارتزهای پهنه پتاسیمی و هم‌زمان با نهشت کالکوپیریت شده است. در مرحله دوم، جوشش دوباره میانبارهای مایع-بخار را در کوارتزهای همراه با پیریت در پهنه فلیک به وجود آورده و طلا به صورت میانبارهای ریز در پیریت ته‌نشین شده است. فشار برآمده از میانبارهای با نمک فوق‌اشباع در پهنه پتاسیمی حدود ۸۰۰ بار (عمق حدود ۳ کیلومتر، سنگ ایستایی) و در پهنه فلیک حدود ۳۰۰ بار (عمق حدود ۳ کیلومتر، ایستایی) برآورد شده است.

واژه‌های کلیدی: میانبارهای سیال؛ کانسار پورفیری طلا-مس؛ پهنه‌های دگرسانی گرمایی؛ سیال کانه دار؛ جوشش.

مقدمه

چشمه، صاحب دیوان، نیاز، میوه‌رود، کيقال، سوناجیل و انجرد اشاره نمود [۱-۳] (شکل ۲). قدیمی‌ترین سنگ‌های شناسایی‌شده در منطقه از سازند باروت و شامل دولومیت‌های چرت‌دار، ماسه‌سنگ و شیل‌های میکادار با سن کامبرین هستند. بخش عمده‌ای از منطقه مورد بررسی با گدازه‌ها و گنبد‌های آتشفشانی داسیتی پوشیده شده است که به‌طور احتمالی به دوره میو-پلیوسن نسبت داده می‌شوند. بررسی‌های میدانی نشان‌دهنده برونزد دو توده پورفیری و دایک‌های وابسته

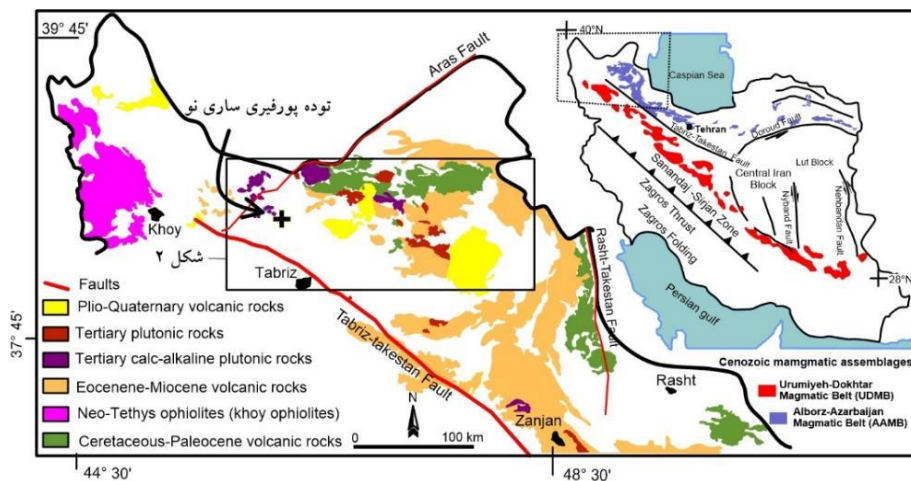
منطقه مورد بررسی، ساری‌نو، در شمال شهر مرند و در حدود ۱۳۰ کیلومتری شمال‌غرب تبریز واقع است. این منطقه بخشی از پهنه کانه‌دار ارسباران در کمربند ساختاری البرز غربی-آذربایجان به‌شمار می‌رود (شکل ۱). توده‌های پورفیری مس در منطقه ارسباران بیشتر در دوره الیگومیوسن شکل گرفته‌اند. در این کمربند، بیش از ده کانسار پورفیری وجود دارند که از جمله آن‌ها می‌توان به کانسارهای سونگون، مسجد داغی، هفت

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۱۱۱۱۶۰، پست الکترونیکی: hassan_shokohi@yahoo.co.uk

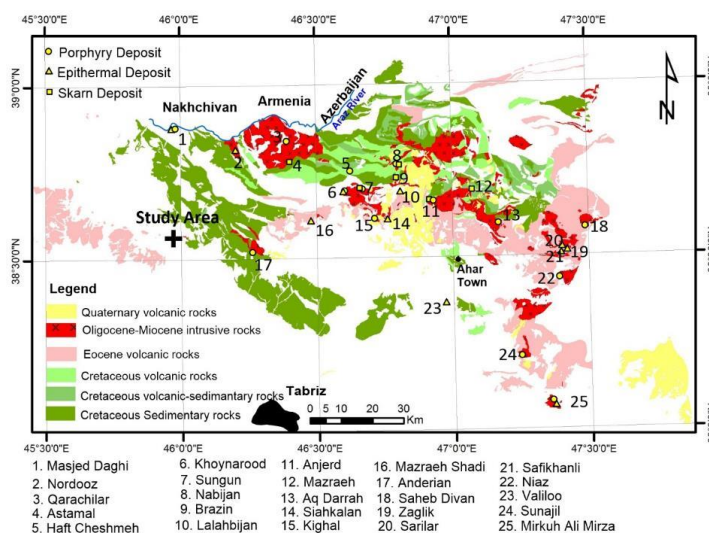


برخورد داشته‌اند که نشان‌دهنده پتانسیل بالای کانه‌زایی در این منطقه است. مالکیت این منطقه پی جویی در اختیار شرکت آذرمسکان ایرانیان بوده که در چارچوب طرح‌های توسعه‌ای خود، اقدام به سرمایه‌گذاری و اجرای فازهای مختلف پی‌جویی در منطقه کرده است. در این پژوهش، برای نخستین بار توده پورفیری کوارتز مونزونیتی ساری‌نو (زنوزق) معرفی می‌شود. همچنین ویژگی‌های سنگ‌نگاری، دگرسانی، کانه‌زایی و نتایج بررسی میانبراهای سیال این توده ارائه شده‌اند تا بستری برای بررسی‌های تخصصی‌تر در آینده فراهم گردد.

درون واحدهای قدیمی‌تر است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌های پورفیری در گستره کوارتزمونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت قرار دارد و دایک‌ها دارای ترکیب میکرودیوریتی تا داسیتی هستند. این توده‌های نفوذی و سنگ‌های دربرگیرنده آن‌ها دچار دگرسانی گرمایی شده‌اند که منجر به شکل‌گیری پهنه‌های دگرسانی پتاسیمی، فلیک آرژلیک و پروپیلیتی شده است. در راستای بررسی‌های پی‌جویی اصولی در منطقه ساری‌نو، تاکنون بیش از ۲۱ گمانه پی‌جویی در نقاط مختلف این منطقه حفر شده است. نتایج حفاری‌ها نشان می‌دهد که ۱۹ مورد از این گمانه‌ها با پهنه‌های دربردارنده ماده معدنی



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی طرحوار که نشانگر واحدهای سنگی اصلی و ساختارهای کمر بند ماگمایی البرز در شمال غرب ایران است [۴] به همراه موقیت منطقه ساری‌نو. چارگوش نشان دهنده کمر بند فلز زایی ارسباران است.



شکل ۲ موقعیت توده‌های نفوذی الیگوسن- میوسن و کانسارهای پورفیری، اسکارن و فراگرمایی در پهنه ارسباران (برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا، سیه رود، ورزقان، کلیدر، اهر، خوجا، قره ضیال‌الدین، تسوج، مرند و تبریز) به همراه موقعیت منطقه مورد بررسی.

روش بررسی

این پژوهش شامل دو بخش بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی است. بخش صحرایی شامل پیمایش واحدهای سنگی و نمونه‌گیری از آنها برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و ریزدماسنجی است. در این راستا، افزون بر بررسی‌های صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰، بیش از ۷۰ نمونه از واحدهای سنگی میزبان و رگه-رگچه‌های کانه‌دار برداشت شد. برای بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری و ساخت و بافت، توده پورفیری و رخنمون‌های کانه‌دار، ۴۲ مقطع نازک و صیقلی و ۴ مقطع دوبر صیقل تهیه و با میکروسکوپ قطبشی الیمپوس دانشگاه تبریز بررسی شد. ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر کوارتز در رگچه‌های کالکوپیریت-کوارتز و رگچه‌های پیریت-کوارتز (دگرسانی فیلیک) انجام شد.

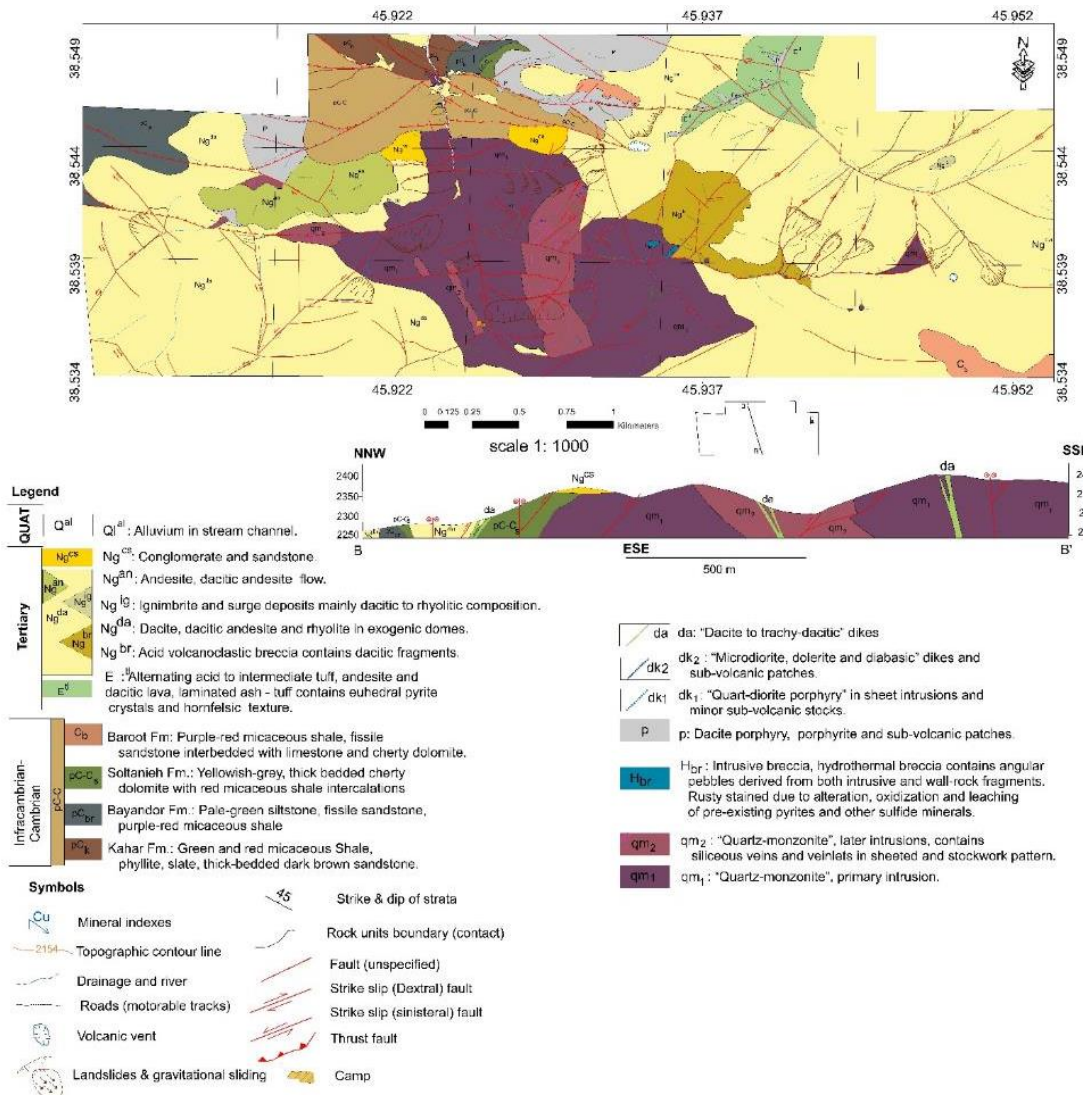
اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی با استفاده از صفحه گرم کننده و منجمد کننده لینکام THMSG600 متصل به میکروسکوپ الیمپوس BX60 مجهز به کنترل کننده دمایی TMS94 و سرد کننده LNP در دانشگاه تبریز انجام شد. گستره دمایی دستگاه، ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. واسنجی دستگاه با نمونه‌های استاندارد دوفازی غنی از مایع با دمای ذوب $T_m = 0.0^\circ\text{C}$ و دمای همگن شدگی $T_h = 374.0^\circ\text{C}$ و نمونه استاندارد $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ با نقطه ذوب CO_2 جامد برابر با ۵۶/۶- درجه سانتی‌گراد (نقطه سه گانه) انجام شد. برای تعیین چگالی و شوری در زمان به دام افتادن میانبارهای سیال از بسته نرم افزاری Fluid Inclusions V.2 برای سامانه سیال $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ [۵] استفاده گردید. مقدار شوری بر حسب درصد وزنی معادل نمک طعام (wt.% NaCl eq.) براساس دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_{mice}) و در میانبارهای دربردارنده فاز جامد هالیت نیز بر پایه دمای انحلال فاز جامد با استفاده از روابط مراجع [۶-۸] محاسبه شد.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

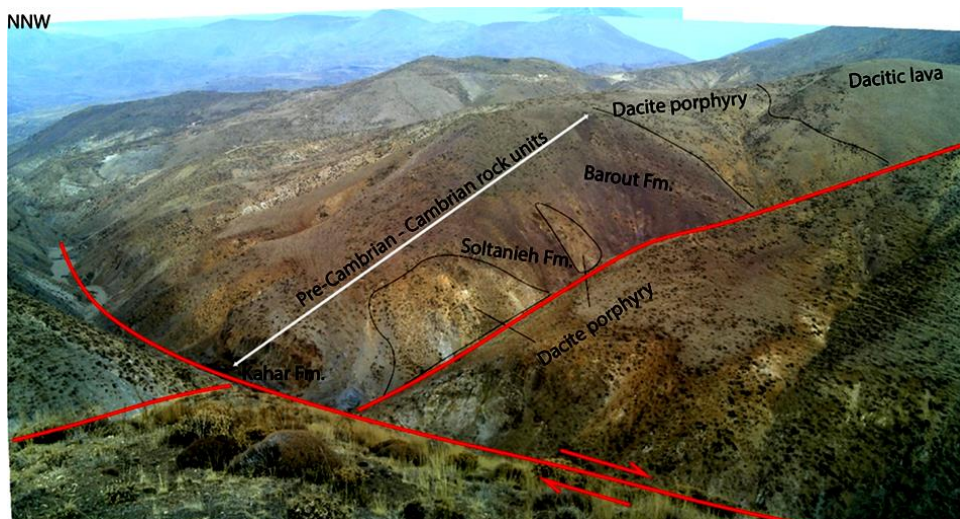
بر پایه تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران [۹]، منطقه مورد بررسی در پهنه البرز غربی-آذربایجان قرار دارد. در مقیاسی گسترده‌تر، این ناحیه بخشی از کرانه جنوبی قفقاز کوچک است [۱۰]. این منطقه در پهنه فلززایی ارسباران، در بخش شمالی کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان واقع بوده و از مجموعه‌های از توالی‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین نفوذی وابسته به کرتاسه پسین تا سنوزوئیک تشکیل شده است (شکل‌های ۱ و ۲). پهنه فلززایی ارسباران با پهنایی حدود ۷۰

تا ۸۰ کیلومتر و طولی بیش از ۴۰۰ کیلومتر، با سه گسل راستالغز عمده محدود می‌شود: گسل ارس در شمال، گسل تبریز در غرب و جنوب‌غرب، و گسل تالش در شرق. حرکت‌های این گسل‌ها در دوره سنوزوئیک، زمینه‌ساز ایجاد یک نظام زمین‌ساختی کششی در این کمربند شده‌اند [۴]. فعالیت‌های ماگمایی منطقه از کرتاسه پسین آغاز شده و تا سنوزوئیک و کواترنری ادامه یافته است. در این گستره، فعالیت آتشفشانی دریایی کرتاسه پسین-پالئوسن شامل جریان‌های گدازه‌ای با ترکیب حدواسط تا اسیدی و سنگ‌های آذرآواری با ترکیب آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پتاسیم‌دار بوده است [۱۱].

قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه مورد بررسی مربوط به سازندهای کهر (شامل ماسه سنگ‌های ستبرلایه و میان لایه-های فیلیت، اسلیت و شیل‌های میکاسه)، بایندور (و لای سنگ‌ها و شیل‌های میکاسه)، سلطانیه (دولومیت‌های زرد و قهوه‌ای رنگ با لایه‌های ظریف و گرهک‌های چرت همراه با میان لایه‌های شیل و لای سنگ) و باروت (میان لایه‌های دولومیتی چرت‌دار، ماسه سنگ و شیل‌های میکادار) با سن پرکامبرین و کامبرین هستند که در شمال گستره مورد بررسی رخنمون یافته‌اند (شکل ۳). از واحدهای سنگی دیگر در این منطقه، واحدهای ائوسن شامل رسوب‌های ماسه سنگی و شیلی هستند. بخش زیادی از منطقه با گدازه‌ها و دمه‌های داسیتی با سن میو-پلیوسن پوشیده می‌شود. بررسی‌های صحرایی نشانگر تزریق دو تپ نفوذ توده پورفیری (توده‌های ساری‌نو) و دایک‌های مربوطه در واحدهای قدیمی بوده که در نقشه زمین‌شناسی جلفا به آن اشاره نشده است و برای نخستین بار در این مقاله گزارش می‌شود (شکل ۳). در منطقه مورد بررسی، گسل‌های راستالغز راستگرد با مولفه معکوس و با راستای شمال غرب - جنوب شرق از مهمترین ساختارهای زمین‌ساختی هستند. یک گسل معکوس راستگرد بصورت طولی توده پورفیری را قطع و موجب بالا آمدن بخش شمالی توده نسبت به بخش جنوبی شده است. افزون بر این گسل‌ها، گسل‌های راستالغز چپگرد با راستای شمالی - جنوبی در منطقه دیده می‌شوند که مهمترین آنها گسل زلیک دره سی بوده که توده نفوذی را به صورت عرضی قطع و جابجا نموده است (شکل ۴). در اثر نفوذ توده پورفیری، واحدهای قدیمی میزبان توده به ویژه رسوب‌های کرتاسه تغییر شیب داده و به سمت خارج توده دارای شیب بیشتری می‌باشند.



شکل ۳ نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ منطقه مورد بررسی.



شکل ۴ دورنمایی از واحدهای سنگی پری-کامبرین و کامبرین و نفوذ توده‌های نیم ژرف میکروکوارتز مونزونیتی و داسیت پورفیری به این سنگ‌ها.

نتایج

زمین‌شناسی توده ساری نو

توده‌های نفوذی ساری نو ترکیب کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت پورفیری نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ الف و ب). توده قدیمی بافت پورفیری دارد، بدون داربست سیلیسی بوده و کانی‌زایی مس آن ضعیف است. توده تاخیری دارای سامانه داربستی سیلیسی بوده و کانی سازی مس از نوع پورفیری در آن شدیدتر رخ داده است. توده نفوذی قدیمی به صورت یک بیضی با راستای قطر بزرگ شرقی- غربی و طول حدود ۲۴۰۰ متر و عرض حدود ۱۵۰۰ متر است. در نمونه‌های دستی هر دو توده به رنگ خاکستری روشن هستند و توده تاخیری با ساخت

داربستی دیده می‌شود (شکل ۵ پ). با توجه به بررسی‌های زمین‌شناسی، بجز زبانه‌ها و دایک‌های توده تاخیری، مهمترین دایک‌های منطقه دایک‌هایی با ترکیب داسیتی بوده که تقریباً سالم و احتمال بسیار انشعاب‌هایی از دم‌های داسیتی منطقه هستند (شکل ۵ ج). با حرکت به سمت شمال منطقه، گسترش دایک‌های داسیتی بیشتر می‌شود، ولی در جنوب منطقه مورد بررسی، بیشتر دایک‌ها ترکیب میکروکوارتز دیوریتی دارند (شکل ۵ ث). منطقه بررسی شده در اثر عملکرد محلول‌های گرمایی، دچار دگرسانی‌های پتاسیمی، فلیک، آرژلیک و پروپیلیتیک شده است.



شکل ۵ تصاویر صحرایی از توده پورفیری و دایک‌های همراه: (الف) نمایی از توده نفوذی پورفیری و دایک‌های آن- (دید به شمال)، (ب) زبانه‌هایی از توده نفوذی کوارتز مونزونیتی پورفیری در تناوبی از رسوب‌های ماسه سنگی و شیلی کرتاسه- (دید به سوی شمال شرق)، (پ) تصویری نزدیک از توده کوارتز مونزونیتی تاخیری؛ (ت) نمایی از یک دایک میکرو دیوریتی (دید به شرق)، (ث) نمایی دیگر از یک دایک میکرو دیوریتی- (دید به شرق) و (ج) نمایی از دایک داسیتی (دید به شمال شرق).

سنگ نگاری توده‌های نفوذی و دایک‌های وابسته

توده‌های نفوذی پورفیری منطقه شامل سنگ‌های گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و کوارتز مونزونیت هستند. سنگ پورفیری کوارتز مونزونیت بیشتر از پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و کانی‌های فرومنیزین چون آمفیبول و بیوتیت تشکیل شده است که در زمینه‌ای ریزبلور از کوارتز و فلدسپار پتاسیم جای دارند. دو نوع دایک عمده میکروکوارتز دیوریت و داسیتی در گستره پی‌جویی برون زد دارند. واحدهای داسیتی بیشتر به صورت دایک و شاخه‌های فرعی باریک (زبانه‌ها) در منطقه رخنمون یافته‌اند. ترکیب کانی‌شناسی اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز و آمفیبول است که در زمینه‌ای شیشه‌ای تا ریزبلور متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپار پتاسیم جای دارند. درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند، سلامت کانی‌شناسی دارند و بدون آثار دگرسانی هستند. درشت بلورهای آمفیبول قهوه‌ای با کدرشدگی مشخص، به صورت پراکنده در زمینه شیشه‌ای-ریزسنگی حضور دارند. همچنین مقادیر کمی از بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل کوارتز که نشانه‌هایی از خوردگی لبه‌ای (خلیج‌خوردگی) و تحلیل رفتگی را نشان می‌دهند، در متن سنگ دیده می‌شوند. کانی‌های فرعی شامل کوارتز، زیرکن و آپاتیت هستند. بافت غالب این واحدها پورفیری با زمینه‌ای ریزبلور تا شیشه‌ای-ریزبلور بوده و سنگ بدون آثار دگرسانی قابل توجه است (شکل‌های ۶ الف و ب).

دایک‌های میکروکوارتز دیوریت با روند غالب شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، توده‌های پورفیری کوارتز مونزونیت را قطع کرده‌اند. این واحدها بیشتر شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین هستند که در زمینه‌ای ریزبلور از کوارتز و پلاژیوکلاز جای دارند. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و مقادیر کمی کانی‌های تیره هستند. درشت بلورهای نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز، به طور ضعیف تا متوسط دچار دگرسانی سریسیتی شده‌اند. کانی‌های فرومنیزین به طور کامل با فراورده‌های دگرسانی شامل کلریت، سریسیت و کربنات‌ها جایگزین شده‌اند. بلورهای تحلیل‌رفته و چشمی کوارتز به صورت پراکنده در متن سنگ دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها پورفیری با زمینه‌ای ریزبلور است و دگرسانی‌هایی از نوع سریسیتیک با شدت ضعیف تا متوسط و پروپلیتیک ضعیف را تجربه کرده‌اند (شکل‌های ۶ پ و ت).

سنگ درجه‌های متعددی از دگرسانی گرمایی-شیمیایی شامل پتاسیمی با شدت ضعیف تا متوسط، فلیک با شدت متوسط تا زیاد، آرژیلیک با شدت ضعیف تا زیاد و پروپلیتیک ضعیف را تجربه کرده است (شکل‌های ۶ ث تا خ). کانی‌های فرومنیزین به طور کامل توسط فراورده‌های دگرسانی از جمله سریسیت، بیوتیت ثانویه ریزبلور و پولکی‌شکل و انیدریت (در پهنه پتاسیمی-فلیک؛ شکل‌های ۶ ث و ج) و یا کلریت، سریسیت و کربنات‌ها (در پهنه دگرسانی فلیک-پروپلیتیک) دگرسان شده‌اند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز در پهنه دگرسانی فلیک، به طور متوسط تا شدید دچار دگرسانی سریسیتی شده‌اند (شکل‌های ۶ چ تا خ). کانی‌های فرعی شامل زیرکن و آپاتیت هستند و بافت کلی سنگ پورفیری با زمینه‌ای ریزبلور است. افزون‌براین، رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی، انیدریتی و کربناتی کانه‌دار نیز در مقاطع دیده می‌شوند که نشان‌دهنده فرآیندهای کانه‌زایی پس از تبلور ماگما هستند.

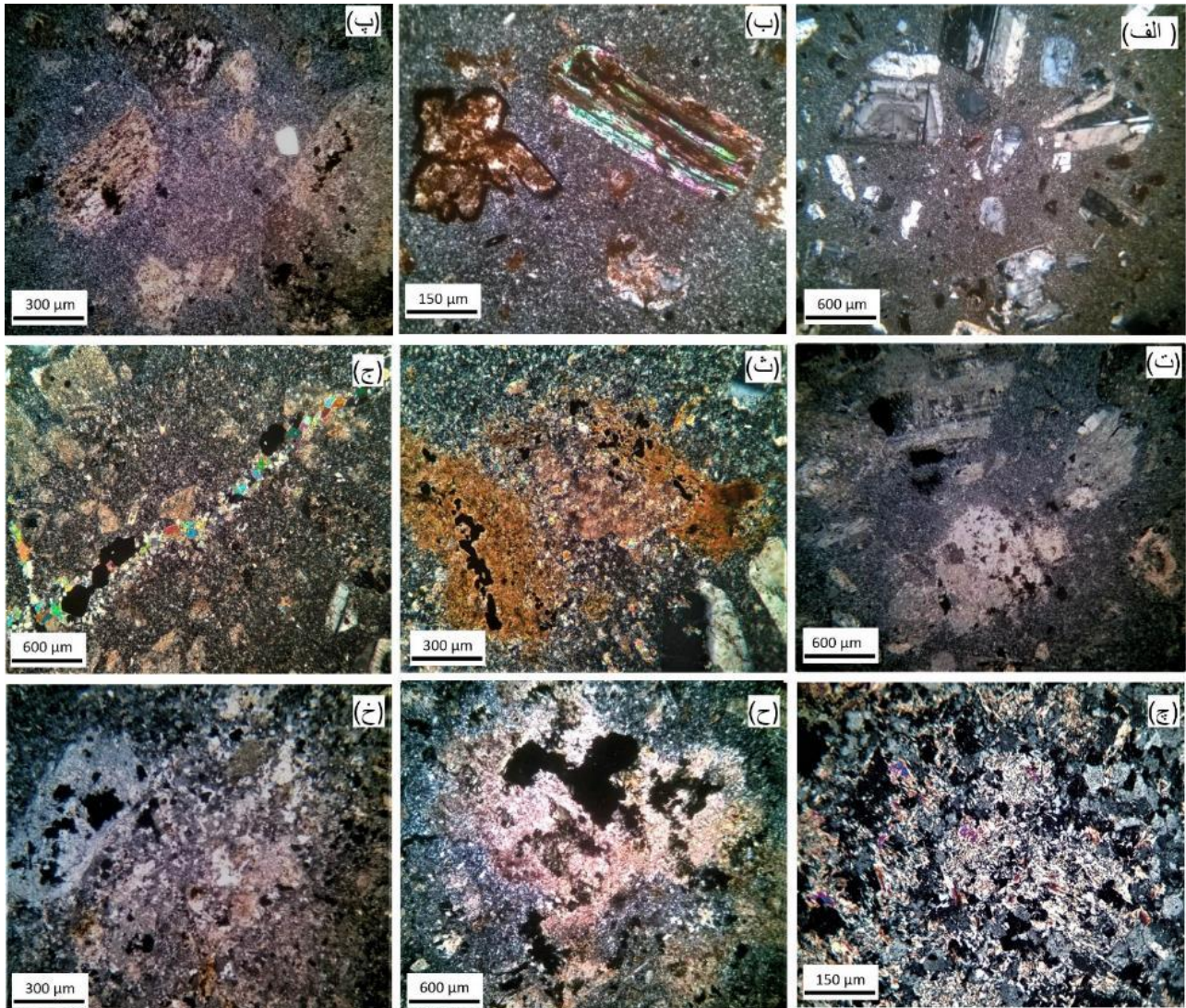
میانبارهای سیال

سنگ‌نگاری میانبارهای سیال

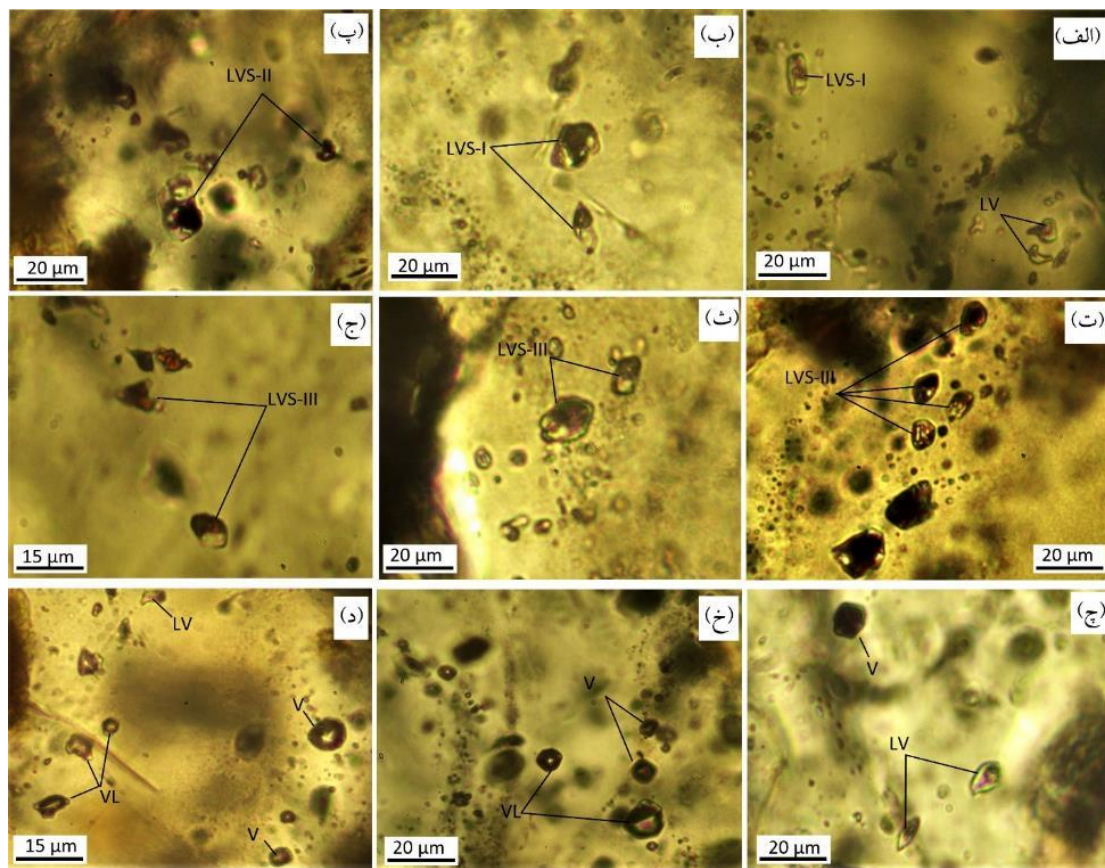
در این پژوهش، میانبارهای سیال شناسایی شده در کوارتزهای همراه با کانه‌زایی منطقه ساری‌نو، در دو نوع رگه-رگچه سیلیسی-سولفیدی (شامل کالکوپیریت-کوارتز و پیریت-کوارتز) و در پهنه‌های دگرسانی پتاسیمی و فلیک بررسی شدند. این میانبارها شامل انواع اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب با شکل‌های گرد، نیمه‌گرد، نامنظم، و کشیده هستند که اغلب اندازه‌ای بین ۳ تا ۲۵ میکرون دارند (شکل ۷). انواع اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب بر اساس معیار مراجع [۱۲، ۱۳] تشخیص داده‌اند. رگه - رگچه‌های کالکوپیریت-کوارتز دارای پنج نوع میانبار تک فاز بخار (V)؛ تک فاز مایع (L)؛ دوفازی غنی از مایع (LV)؛ دوفازی غنی از بخار (VL) و میانبارهای سه فازی مایع-بخار-جامد (LVS) هستند (شکل‌های ۷ الف تا ج). (۱) میانبارهایی سه فازی شامل سه نوع متفاوت می‌باشند: میانبارهایی که با از بین رفتن فاز بخار همگن شده‌اند (LVS-I; $Th > Td$ ؛ شکل‌های ۷ ت و ث)؛ (۲) میانبارهای که همگن شدن آنها با ذوب فاز جامد همراه است (LVS-II; $Td > Th$) و (۳) میانبارهایی که تا دمای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد فاز جامد و

در برخی از میانبراهای VL به دلیل ناممکن بودن مشاهده دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_{mice}) در این سیال ها، اندازه-گیری مقدار شوری میسر نشد. چکیده ای از داده‌های بررسی-های ریزدماسنجی میانبراهای سیال موجود در رگه-رگچه‌های کالکوپیریت-کوارتز و پیریت-کوارتز در کانسار طلا-مس ساری نو آورده شده است (جدول ۱).

یا فاز بخار آنها از بین نمی‌رود (LVS-III). اغلب میانبراهای سیال در پهنه پتاسیمی شامل انواع فوق اشباع از نمک هستند که در بسیاری از آنها همگن‌شدگی تا دمای ۶۰۰ درجه سانتیگراد نیز دیده نشد. در برخی از این میانبراهای هماتیت قابل تشخیص است (شکل ۷ ج). وجود کانی‌های کدر در برخی از میانبراهای سیال نشان دهنده استعداد کانه‌زایی منطقه است.



شکل ۶ الف- بافت پورفیری با خمیره ریز بلور و نبود دگرسانی در دایک داسیتی؛ ب- دگرسانی بیوتیت به موسکوویت و کانی تیره و آمفیبول به کربنات و کانی تیره در دایک داسیتی؛ پ- بلور کوارتز چشمی و دگرسانی کانی‌های فرومنیزین به کلریت، سریسیت و کربنات در دایک‌های میکرو کوارتز دیوریت؛ ت- بافت شیشه‌ای ریزسنگی پورفیریک و دگرسانی فیلیک ضعیف در دایک‌های میکرو کوارتز دیوریت؛ ث- بلور بیوتیت ماگمایی در کنار بلورهای ریز و پولکی بیوتیت ثانوی در متن سنگ پورفیری؛ ج- قطع سنگ پورفیری توسط رگچه سیلیسی-انیدریتی کانه‌دار در پهنه دگرسانی پتاسیمی؛ چ- انباشت بلورهای ریز و پولکی سریسیت در متن سنگ کوارتز مونزونیتی پورفیری؛ ح- بافت پورفیری با زمینه ریزبلور و دگرسانی فیلیک در متن سنگ کوارتز مونزونیتی پورفیری؛ خ- انباشت بلورهای ریز سریسیت و کلریت در متن سنگ کوارتز مونزونیتی پورفیری. همه تصاویر با نور قطبیده متقاطع (XPL) گرفته شده‌اند.



شکل ۷ تصاویر میکروسکوپی ثبت شده با نور عبوری قطبیده (در دمای اتاق) از میانبرهای سیال متنوع موجود در رگه-رگچه‌های کالکوپیریت-کوارتز در پهنه پتاسیمی (تصاویر الف تا ج) و رگه-رگچه‌های پیریت-کوارتز در پهنه فلیک (ج تا د) در منطقه ساری نو. الف- میانبرهای غنی از مایع در کنار میانبرهای سه فازی نوع I دارای حالت (LVS-I)؛ ب- میانبرهای سه فازی نوع I دارای نمک (LVS-I)؛ پ- میانبرهای سه فازی نوع II دارای نمک (LVS-II)؛ ت و ث- میانبرهای سه فازی نوع III حاوی چند بلور نمک (LVS-III)؛ ج- میانبرهای سه فازی نوع III حاوی نمک و هماتیت (به رنگ قرمز) (LVS-III)؛ چ- میانبر تک فازی بخار در کنار میانبر دو فازی غنی از مایع؛ خ- میانبر تک فازی بخار در کنار میانبرهای غنی از بخار؛ د- میانبرهای غنی از مایع در کنار میانبرهای غنی از بخار و تک فاز بخار.

جدول ۱ خلاصه داده‌های ریزدماسنجی میانبرهای سیال اولیه LV, VL, LVS موجود در رگه-رگچه‌های کالکوپیریت-کوارتز و پیریت-کوارتز در رخدادهای معدنی مس ساری نو.

مرحله		نوع میانبر سیال (۳۰°C)	اندازه (μm)	محدوده دما Th (°C)	دمای ذوب یخ Tm (°C)	دمای انحلال هالیت Td (°C)	شوری (wt% NaCl eq.)	چگالی (g/cm ³)	فشار همگن شدگی (Mpa)
جوشش I رگه-رگچه‌های کالکوپیریت - کوارتز	کوارتز I- (n=۸۴)	LV (n=۳۵)	۲۰-۳	۵۱۵-۲۰۷	-۲۱٫۵ تا -۵٫۵	-	۲۳٫۴-۸٫۶	۱-۰٫۶	۶۱٫۲-۱٫۵
		VL (n=۱۴)	۳۰-۲	۵۱۰-۲۹۲	-۱۳٫۴ تا -۱۰	-	۱۷٫۲-۱۴	۰٫۵۸-۰٫۶۳	۵۷٫۷-۵۴٫۶
		LVS-I (n=۱۴)	۲۵-۵	۵۵۰-۳۱۰	-	۵۵۷-۲۴۶	۵۲٫۳-۳۴	۱٫۰۶-۰٫۸	۸۲٫۴-۷٫۱۸
		LVS-II (n=۹)	۳۵-۵	>۶۰۰-۳۹۲	-	>۶۰۰-۳۹۲	>۶۰-۴۶	۱٫۲-۱٫۱	-
		LVS-III (n=۱۲)	۳۵-۳	>۶۰۰	-	>۶۰۰	>۶۰	-	-
جوشش II رگه-رگچه‌های پیریت - کوارتز	کوارتز II- (n=۵۹)	LV (n=۵۲)	۳۰-۳	۴۱۰-۱۶۱	-۱٫۵ تا -۱۰٫۸	-	۱۴٫۵-۲٫۶	۰٫۵-۱	۳۱٫۷-۰٫۶
		VL (n=۷)	۴۵-۳	۳۷۰-۲۵۹	-	-	-	-	-

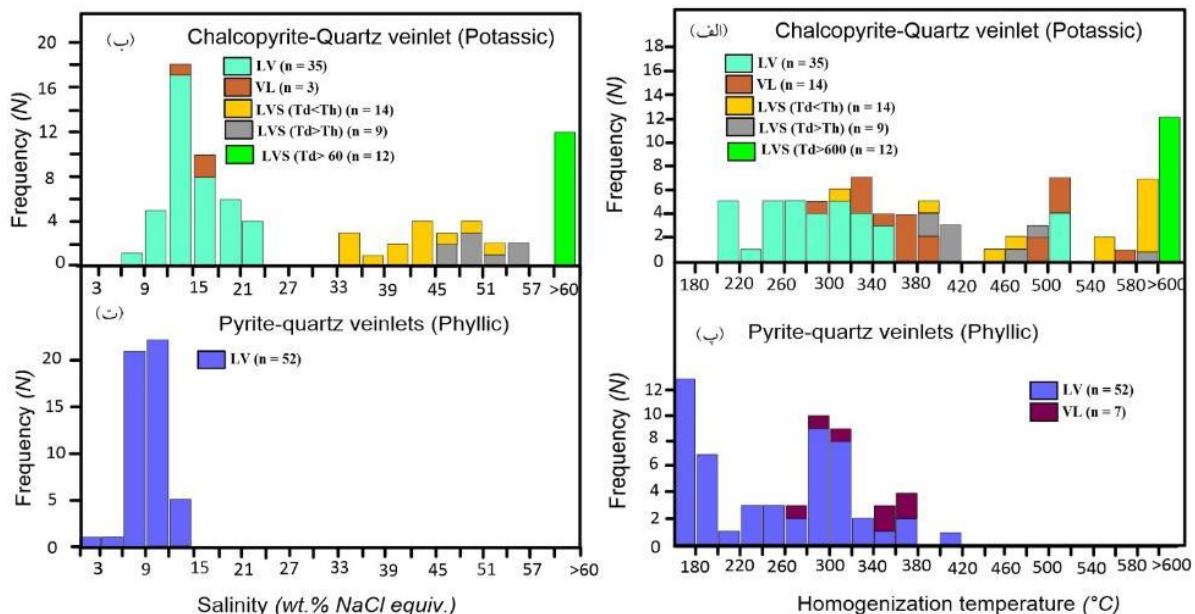
پتاسیمی متغییر است که با توجه به رابطه مرجع [۷]، منطق بر شوری ۲۳/۴ تا ۸/۶ درصد وزنی NaCl است. این اعداد برای پهنه فیلیک در گستره ۱۰/۸- تا ۱/۵- بوده است که منطق با شوری ۱۴/۵-۲/۶ درصد وزنی معادل NaCl است (جدول ۱ و شکل ۸).

در رگچه‌های کالکوپیریت-کوارتز، میانبراهای سیال سه فاز نوع اول (LVS-I) که با از بین رفتن فاز بخار همگن می-شوند، یا این که فاز بخار تقریباً هم زمان با فاز جامد (هالیت) از بین می‌رود ($T_d \leq T_h$)، بیشترین فراوانی را دارند و دمای همگن شدگی آنها از ۳۱۰ تا ۵۹۶ درجه سانتی‌گراد متغیر است. گستره دمای انحلال فاز جامد (هالیت) در این میانبراهای سیال از ۲۴۶ تا ۴۴۷ درجه سانتی‌گراد است که منطق با شوری در گستره ۳۴-۵۲ درصد وزنی معادل NaCl است (جدول ۱ و شکل ۸). در میانبراهای سیال سه فاز نوع دوم که با از بین رفتن فاز جامد همگن می‌شوند ($T_h < T_v$)، دمای همگن شدگی از ۳۹۲ تا حدود بیش از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری از ۳۴ تا ۵۲ درصد وزنی در تغییر است (جدول ۱). دمای همگن شدگی و شوری میانبراهای سیال سه فاز نوع سوم بالای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و بیش از ۶۰ درصد وزنی معادل نمک طعام است.

ریزدماسنجی میانبراهای سیال

در مجموع ۱۴۳ میانبار سیال شامل ۸۴ و ۵۹ میانبار از کوارتزهای رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی در پهنه‌های دگرسانی‌های پتاسیمی و فیلیک اندازه‌گیری شده است. داده‌های میانبراهای سیال در جدول ۱ و شکل ۸ آورده شده است. کوارتز، کانی میزبان در همه نمونه‌ها، همزمان با کالکوپیریت و پیریت در رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی تشکیل شده است و بافت هم‌رشدی با آنها نشان می‌دهد. دمای همگن شدگی میانبراهای سیال (Th) موجود در نمونه‌های پهنه‌های دگرسانی‌های پتاسیمی و فیلیک به ترتیب در گستره‌های ۲۰۷ تا بیش از ۶۰۰ و ۱۶۰ تا ۴۱۰ درجه سانتی‌گراد قرار دارد. شوری این میانبراهای نیز به ترتیب از ۹ تا بیش از ۶۰ و از ۳ تا ۱۴/۵ درصد وزنی معادل NaCl در تغییر است (جدول ۱ و شکل ۸).

دمای همگن شدگی میانبراهای سیال دوفازی LV و VL موجود در نمونه‌های پهنه دگرسانی پتاسیمی به ترتیب در گستره‌های ۲۰۷ تا ۵۱۵ و ۲۹۲ تا ۵۱۰ درجه سانتی‌گراد قرار دارد. این دما برای پهنه فیلیک به ترتیب در گستره ۱۶۱-۴۱۰ و ۲۵۹-۳۷۰ درجه سانتی‌گراد است. دمای ذوب یخ (T_{mice}) از ۲۱/۵- تا ۵/۵- درجه سانتی‌گراد در میانبراهای LV در پهنه



شکل ۸ نمودار فراوانی دماهای همگن‌شدگی (الف) و شوری (ب) در میانبراهای سیال اولیه موجود در رگچه‌های کالکوپیریت-کوارتز در پهنه دگرسانی فیلیک و فراوانی دماهای همگن‌شدگی (پ) و شوری (ت) در میانبراهای سیال اولیه موجود در رگچه‌های پیریت-کوارتز در پهنه دگرسانی فیلیک- پروپلیتیک.

بررسی شده در رگچه‌های کالوپیریت-کوارتز در این پهنه دگرسانی مربوط به شوری بالای ۶۰ درصد وزنی معادل نمک طعام است. در پهنه دگرسانی فیلیک، شوری در میان‌بارهای سیال دو فاز غنی از مایع بین ۲/۶ تا ۱۴/۵ درصد وزنی معادل NaCl است (شکل ۸). میان‌بارهای سیال سه فاز LVS-II در پهنه پتاسیمی که با انحلال نمک همگن می‌شوند، برمنحنی اشباع نمک قرار می‌گیرند، در مقابل، میان‌بارهای سیال سه فاز LVS-I که با از بین رفتن حباب بخار همگن می‌شوند، در زیر منحنی اشباع نمک جایابی می‌شوند (شکل ۹). وجود میان‌بارهای سیال در نزدیکی یا روی منحنی بحرانی (شکل ۹) و همزیستی آنها با میان‌بارهای سیال دو فاز غنی از بخار، بیانگر به‌دام افتادن سیال اشباع از NaCl طی پدیده جوشش است. حضور میان‌بارهای سیال چندفازی که تا دمای حدود ۶۰۰ درجه سانتیگراد همگن نشده و فازهای جامد آنها باقی‌مانده‌اند، افزون بر اینکه نشان دهنده شوری‌های بالای ۶۰ درصد وزنی معادل نمک طعام بوده، بیانگر شوری واقعی سیال گرمایی در زمان بدام افتادن نیست؛ زیرا به احتمال بسیار موجب تغییرهای شدید پس از بدام افتادن شده‌اند و از این رو شوری نادرست و بالاتری را نشان می‌دهند (شکل ۱۰).

چنان که گزارش شده است [۱۵، ۱۶]، همه میان‌بارهای سیال اغلب به تدریج دچار تغییرهای پس از بدام افتادن و ریا مهاجرت می‌شوند. افزون بر این، همگن شدن میان‌بارها در اثر حل شدن بلورهای نمک اغلب به دلیل کاهش حجم میان‌بارهای سیال و از دست رفتن آب یا بدام افتادن همزمان بلورهای نمک و محلول رخ می‌دهد [۱۷، ۱۸]. همگن شدن در اثر حل شدن نمک اغلب بیشتر بدام افتادن همزمان نمک و محلول به تغییرهای پس از به‌دام افتادن نسبت داده می‌شود تا [۱۵]. اغلب، تغییرهای پس از به‌دام افتادن باعث افزایش قابل توجهی در چگالی سیال شده که منجر به کاهش چند صد درجه سانتی‌گرادی دماهای همگن‌شدگی و افزایش شوری تا ۳۰ درصد وزنی می‌شود [۱۵-۱۷]. توزیع نامنظم میان‌بارهای سیال، شکل‌های نامنظم و تغییرهای گسترده در نسبت‌های فازی و همچنین دماها و شوری‌های متغیر، نشان‌دهنده تغییرهای قابل توجه پس از به‌دام افتادن در میان‌بارهای سیال بررسی شده است (شکل ۷ و جدول ۱). از این رو، دماها و شوری‌های اندازه‌گیری شده در پهنه‌های پتاسیمی و فیلیک ممکن است که شرایط واقعی به‌دام افتادگی را بازتاب ندهند. با وجود شواهد

در پهنه پتاسیمی، بیشترین فراوانی شوری میان‌بارهای سیال دو فاز بین ۹ تا ۲۴ درصد وزنی معادل NaCl و در میان‌بارهای سیال سه فاز دارای فاز جامد، بین ۳۳ تا بیش از ۶۰ درصد وزنی معادل NaCl است. شوری میان‌بارهای سیال دو فاز در پهنه فیلیک بیشتر در گستره ۱-۱۵ درصد وزنی است (شکل ۸). یافته‌های برآمده از دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال همراه با یافته‌های شوری، صرف از نظر از شرایط به‌دام افتادن آن، چگالی سیال را مشخص می‌کند [۸]. بر این اساس، چگالی کل در میان‌بارهای سیال پهنه پتاسیمی بین ۰/۵۸ تا ۱/۲ گرم بر سانتی متر مکعب و در پهنه فیلیک از ۰/۵ تا ۱ تغییر می‌کند (جدول ۱).

بحث و بررسی

تکامل سیال کانه دار در منطقه نو

چند رخداد ماگمایی در منطقه پی جویی مورد بررسی منجر به یک سامانه ماگمایی-گرمایی پایدار و طولانی‌مدت شده که با شکستگی‌های مکرر و مهر و موم شدن توسط سیلیسی شدن همراه بوده است. بررسی تغییرهای دما و فشار سامانه ماگمایی-گرمایی که ذخیره معدنی را تشکیل داده است، یک روش مستقیم برای تعیین ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال‌های کانه ساز ارائه می‌دهد [۱۴]. کانه سازی در پهنه دگرسانی پتاسیمی توسط یک سامانه دو فاز انجام شده که شامل مایع فوق‌اشباع نمکی و بخار کم‌چگالی است. گستره دما و شوری میان‌بارهای سیال در پهنه‌های دگرسانی‌های پتاسیمی و فیلیک (همپوشی دگرسانی پتاسیمی با دگرسانی فیلیک) تفاوت محسوسی ندارد و تقریباً مشابه هستند. این هم‌پوشی ویژگی‌های سیال‌ها، به احتمال بسیار ناشی از گسترش و نفوذ دوباره دگرسانی فیلیک بر دگرسانی پتاسیمی پیشین است [برای مثال، ۱۴]. داده‌های میان‌بارهای سیال در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهند که تغییرهای قابل توجهی در دما وجود دارد که از بیش از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد به بیش از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد کاهش می‌یابد. این تغییر دما طی انتقال از دگرسانی پتاسیمی به دگرسانی فیلیک رخ می‌دهد، که نشان می‌دهد که تغییر در محیط معدنی و شیمیایی سامانه گرمایی با خنک شدن همراه بوده است.

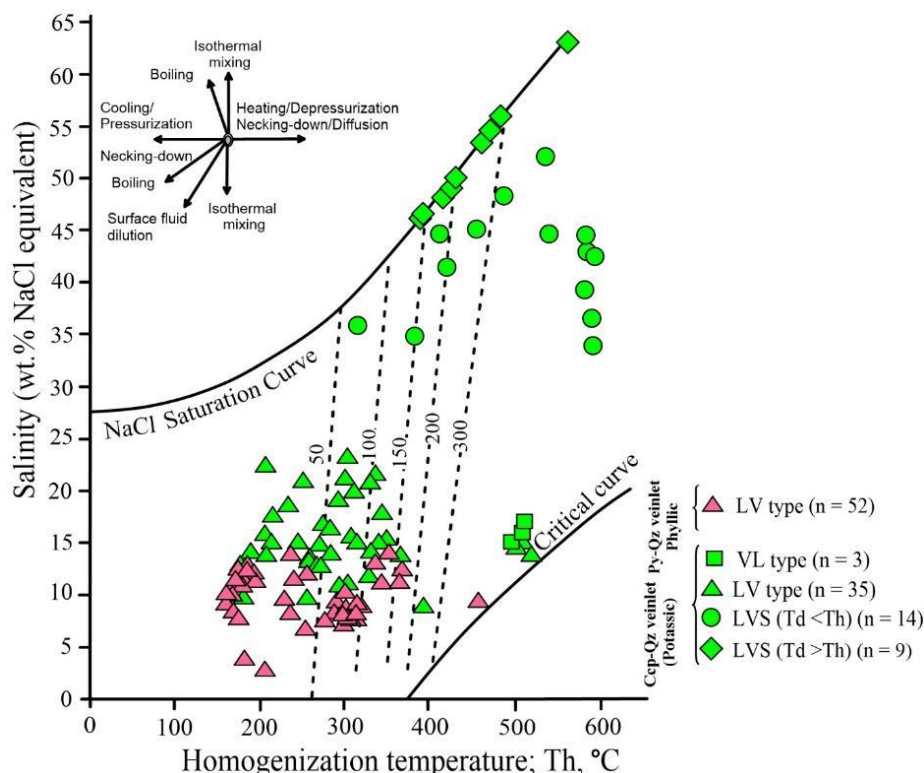
روند دگرگونی سیال کانه‌ساز در منطقه ساری نو در پهنه پتاسیمی بیانگر غالب بودن سیال‌های با دما و شوری بالاست (شکل‌های ۸ و ۹). بیشترین فراوانی شوری در میان‌بارهای سیال

فازی سیالها در کانسارهای نوع پورفیری است. چند معیار برای شناسایی رخداد جوشش سیال گرمایی وجود دارد که عبارتند از (۱) شواهد سنگ‌نگاری همزیستی میانبراهای LVS، LV و VL در پهنه‌های رشد یکسان با نسبت‌های فازی متفاوت در کانی میزبان، (۲) همگن‌شدن میانبراهای LVS در اثر ناپدید شدن فاز بخار، (۳) بدام افتادن همزمان انواع میانبراهای در گستره دمایی یکسان و (۴) همزیستی فضایی میانبراهای تک فاز مایع و بخار [۲۰، ۲۱]. در منطقه مورد بررسی، نسبت‌های فازی مختلف افزون بر همزیستی انواع میانبراهای سیال که تقریباً گستره‌های همگن‌شدگی مشابهی دارند (جدول ۱ و شکل ۸)، با جوشش سیال طی تشکیل کانسنگ همخوانی دارد. البته، چنین همزیستی ممکن است که با بدام افتادن متوالی سیال‌های مختلف در زمان‌های متفاوت در اثر تغییرهای پس از بدام افتادن توسط پدیده‌هایی چون باریک‌شدگی (Necking down) و نشست رخ دهد [۲۰، ۲۲].

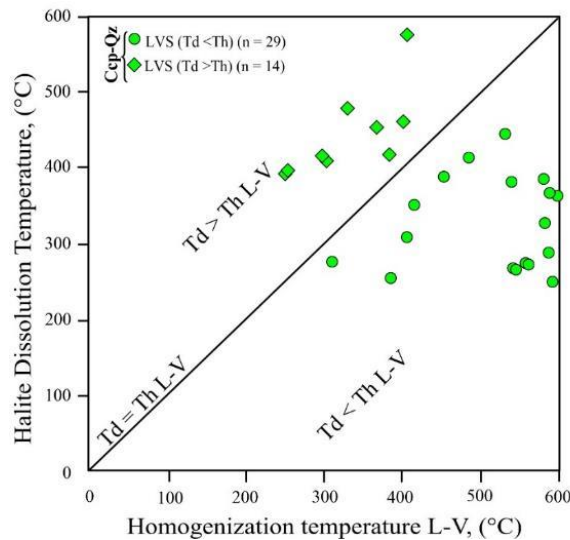
بافتی برای تغییرهای پس از بدام افتادن در این پهنه‌ها، مقادیر بیشینه دمای همگن‌شدگی هنوز می‌تواند برای برآورد دما و شوری استفاده شوند، زیرا میانبراهای با بالاترین مقادیر دمای همگن‌شدگی، کمترین تغییرهای پس از بدام افتادن را تجربه کرده‌اند، در حالی که میانبراهای با کمترین دمای همگن‌شدگی، بیشترین تغییرها را دارند [۱۵]. بر این اساس، حضور میانبراهای سیال کم‌دما (LV) در پهنه دگرسانی پتاسیمی به احتمال بسیار نتیجه تغییرهای شدید در مرحله پس از بدام افتادن سیال است.

فرآیندهای مؤثر در تشکیل کانسنگ طلا

به طور کلی، فرآیند تشکیل کانسنگ در کانسارهای نوع طلا-مس پورفیری وابسته به چند عامل اصلی هستند که عبارتند از، (۱) کاهش شوری، (۲) کاهش دما و فشار، (۳) تغییر مقدار گوگرد و گریزندگی گوگرد؛ و (۴) تغییر در گریزندگی اکسیژن و pH [۱۹]. یکی از دلایل اصلی این تغییرها، رخداد جدایش



شکل ۹ نمودار شوری - دمای همگن‌شدگی برای میانبراهای سیال در پهنه‌های پتاسیمی و فلیک در منطقه ساری نو. روندها نشان‌دهنده فرآیندهای جوشش، آمیختگی و باریک‌شدگی میانبراهای سیال طی دگرگونی سیال گرمایی هستند. میانبراهای با دمای همگن‌شدگی بیش از ۶۰۰°C به دلیل محدودیت صفحه گرم کننده دستگاه لینکام THMSG600 و دیده نشده دمای پایانی همگن‌شدگی و ذوب نهایی بخار و یا فاز جامد نمک، در این نمودار نشان داده نشده‌اند.

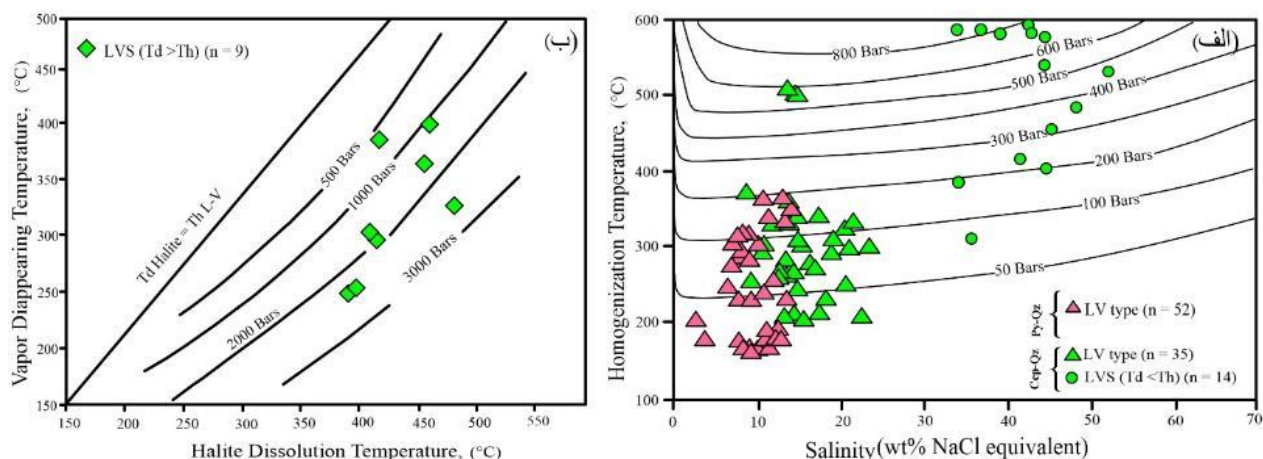


شکل ۱۰ دمای انحلال نمک نسبت به دمای همگن شدگی مایع-بخار در میانبرهای موجود در کانی میزبان کوارتز در رگه-رگچه های کالکوپیریت-کوارتز در پهنه دگرسانی فیلیک در منطقه ساری نو. میانبرهای با دمای همگن شدگی بیش از 600°C به دلیل محدودیت صفحه گرم کننده دستگاه لینکام THMSG600 و دیده نشدن دمای پایانی همگن شدگی و ذوب‌نهایی بخار و فاز نوزاد، در این نمودار نشان داده نشده‌اند.

فشار به دام افتادن و عمق کانه‌زائی

نتایج بررسی میانبرهای سیال منطقه ساری نو تفاوت قابل توجهی را بین مقادیر فشار در پهنه‌های دگرسانی‌های پتاسیمی و فیلیک نشان می‌دهند (جدول ۱، شکل ۱۱). مقادیر فشار گزارش شده از میانبرهای سیال در پهنه های دگرسانی‌های پتاسیمی و فیلیک را می‌توان به نوسان‌های بین شرایط سنگ ایستایی و ایستایی نسبت داد. در واقع، به دلیل گسترش شکستگی‌های مکرر، مهر و موم شدن بعدی و کاهش فشار دربر گرفته شده به دلیل تخریب سطحی و رخداد شکستگی‌ها و گسل‌ها، فشارهای سیال ممکن است که طی تشکیل کانسار پورفیری بین شرایط سنگ ایستایی و ایستایی نوسان داشته باشند [۲۸-۳۰]. برخی استدلال کرده‌اند که کاهش دما به زیر حدود 400°C درجه سانتی‌گراد باعث انتقال از نظام فشار سنگ ایستایی به ایستایی می‌شود که با تغییر رفتار سنگ‌ها از حالت شکل‌پذیر به شکنندگی در سامانه ماگمایی-گرمایی همزمان است [۳۱، ۳۲]. در کانسار مورد بررسی، داده‌های ریزدماسنجی همچنین نوسان‌های قابل توجهی در مقادیر فشار در پهنه دگرسانی پتاسیمی را نشان می‌دهند؛ بالاترین مقادیر مربوط به میانبرهای سیالی همگن شده در اثر حل شدن بلورهای نمک و پایین‌ترین مقادیر مربوط به میانبرهای LV هستند (شکل ۱۱).

بررسی یافته‌های میانبرهای سیال در کانسار مورد بررسی نشان دهنده دو رخداد جوشش است. در مرحله جوشش اولیه در پهنه پتاسیمی، جدایش فازی منجر به جدایش شدید میانبرهای فوق‌اشباع از نمک و بخار از سیال گردیده است [۲۳-۲۵]. شکل ۹، داده‌های دمای همگن شدگی میانبرهای LVS را در پهنه‌های پتاسیمی و پتاسیمی-فیلیک نشان می‌دهد. در این شکل، میانبرهایی که با ناپدید شدن حباب بخار همگن می‌شوند ($T_d < Th$) و میانبرهایی که در اثر انحلال بلور نمک همگن می‌شوند ($T_d > Th$) مشخص شده‌اند. تفاوت دمای بدست آمده از انحلال بلور نمک (T_d) و ناپدید شدن حباب بخار ($ThL-V$) می‌تواند فشار نسبی سامانه را نشان دهد. همچنین، باریک شدگی سیال اشباع به دام افتاده [۱۷، ۲۶] و یا بدام افتادن یک فاز جامد [۲۷] ممکن است که منجر به چنین تفاوتی بین مقادیر T_d و $ThL-V$ در میانبرهای نوع LVS گردد. دگرسانی پتاسیمی توسط سیال های گرمایی با شوری و دمای بالا رخ داده که طی جوشش اولیه، مس به شکل کالکوپیریت ترسیب شده است. سیال گرمایی در پهنه فیلیک دما و فشار پایین تری را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که در این مرحله، رقیق شدگی سیال گرمایی توسط سیال های سطحی نیز رخ داده و همراه با جوشش ثانویه منجر به افت در دما و فشار شده است. در این مرحله، رسوب پیریت و کانه زایی طلا رخ می‌دهد.

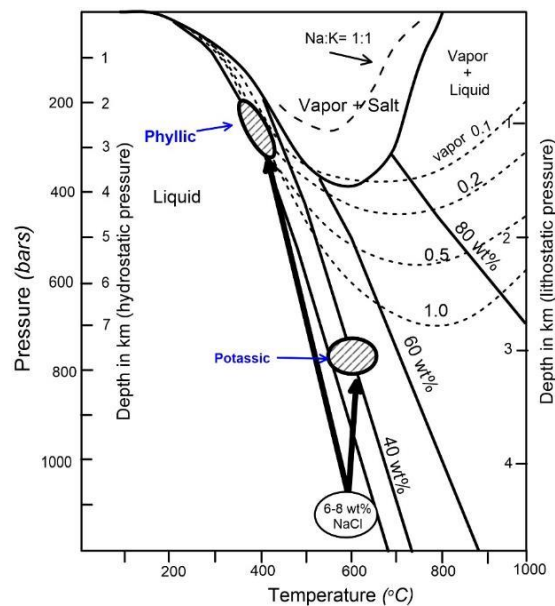


شکل ۱۱ الف) فشارهای بدام افتادن در میانبراهایی که بخار آخرین فاز همگن شدن است. خطوط هم فشار از رابطه مرجع [۳۶] محاسبه شده اند، ب) فشارهای بدام افتادن در میانبراهایی که نمک آخرین فاز همگن شدن است [۱۶، ۱۸]. میانبراهای با دمای همگن شدگی بیش از 600°C به دلیل محدودیت صفحه گرم کننده دستگاه لینکام THMSG600 و دیده نشدن دمای پایانی همگن شدگی و ذوب‌نهایی بخار و فاز نوزاد، در این نمودار نشان داده نشده‌اند.

گرمایی، در میانبراهایی که بخار آخرین فاز همگن شدگی است، دماهای همگن شدن به عنوان دماهای تقریبی بدام افتادن از سیال گرمایی تفسیر می‌شوند [۲۳، ۳۵].

بر پایه برآورد شده از میانبراهای سیال با نمک فوق‌اشباع، که با ناپدید شدن فاز بخار همگن می‌شوند، دگرسانی پتاسیمی در بیشینه فشار حدود 800 بار شکل گرفته است؛ این مقدار فشار، با فرض چگالی سنگ 2.5 گرم بر سانتی‌متر مکعب، معادل عمق تقریبی 3 کیلومتر در شرایط سنگ ایستایی به دست آمده است (شکل‌های ۱۱ الف و ۱۲). همچنین، بیشینه فشار به دام‌افتادگی در میانبراهای کمتر تغییر یافته در پهنه دگرسانی فیلیک، حدود 300 بار برآورد شده که متناظر با شرایط ایستایی است (شکل‌های ۱۱ الف و ۱۲)؛ این نیز معادل عمق کانه‌زایی حدود 3 کیلومتر است، با فرض یک سامانه ساده $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ و بهره‌گیری از روابط هم فشار ارائه شده در مرجع [۳۶] برای شرایط فشار ایستایی. از این رو، روابط فشار-دما در سامانه $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ (شکل ۱۲) دو مسیر صعودی متفاوت برای سیال‌های ماگمایی-گرمایی را نشان می‌دهند؛ مسیر نخست مربوط به دگرسانی پتاسیمی در عمق حدود 3 کیلومتر، و مسیر دوم در ارتباط با دگرسانی فیلیک، باز هم در عمق حدود 3 کیلومتر، اما در شرایط فشار ایستایی هستند.

بر پایه بسیاری از داده‌های منتشر شده در مورد میانبراهای سیالی که در اثر حل شدن بلورهای نمک همگن می‌شوند، فشارهای برآورد شده از شواهد زمین‌شناسی برای خاستگاه کم‌عمق بیشتر معادن طلا-مس پورفیری همخوانی ندارند [۱۶، ۳۲]. از این رو، در بیشتر موارد، فشارهای برآورد شده از این میانبراهای سیال (شکل ۱۱ الف)، با توجه به شواهد زمین‌شناسی طی تشکیل سامانه‌های ماگمایی-گرمایی غیرواقعی و بالاتر از حد معمول هستند [۱۵، ۳۳، ۳۴]. از آنجا که میانبراهای سیالی که در اثر حل شدن نمک همگن می‌شوند اغلب ناشی از تغییرهای پس از به دام‌افتادن هستند [۱۵]، فشارهای برآورد شده بر اساس این میانبراهای قابل استفاده نیست. به طور مشابه، کمترین فشارهای به دام‌افتادگی محاسبه شده از میانبراهای سیالی که در اثر ناپدید شدن حباب همگن می‌شوند نیز به دلیل مهاجرت و ریا تغییرهای پس از به دام‌افتادن غیرقابل اعتماد هستند [۱۶]. این در حالی است که فشار بیشینه برآورد شده از میانبراهای سیال همگن شده در اثر ناپدید شدن حباب، می‌تواند بازتاب‌های به نسبت دقیقتری از فشارهای به دام‌افتادگی ارائه دهند، زیرا این میانبراهای کمترین تغییرهای پس از به دام‌افتادن را تجربه می‌کنند [۱۶]. از این رو، با در نظر گرفتن جدایش فازی و رخداد جوشش در سامانه



شکل ۱۲ نمودار فشار-دما برای سامانه $H_2O-NaCl$ برگرفته از مراجع [۳۰، ۳۷]، با اصلاحاتی که موقعیت دگرسانی‌های پتاسیمی و فلیک را به ترتیب در شرایط فشار سنگ ایستایی و ایستایی در کانسار مورد بررسی نشان می‌دهد؛ دگرسانی فلیک در دماهایی در بخش شکننده رخ می‌دهد. برای برآورد فشار و عمق، از بالاترین دماهای ثبت‌شده از میانبارهای سیال و با بهره‌گیری از داده‌های ریزدماسنجی در جایی که بخار، آخرین فازی است که همگن می‌شود استفاده شده است.

برداشت

است، و مسیر دوم با دگرسانی فلیک در همان عمق اما در فشار ایستایی همخوانی دارد. در مرحله نخست، پدیده‌ی جوشش منجر به تشکیل میانبارهای سیال فوق‌اشباع و نیز میانبارهای بخار در بلورهای کوارتز شده است که هم‌زمان با نهشت کالکوپیریت در پهنه دگرسانی پتاسیمی تشکیل شده اند. در مرحله دوم، جوشش دوباره باعث شکل‌گیری میانبارهایی با ترکیب غالب مایع-بخار در کوارتزهایی شده است که همراه با پیریت در پهنه دگرسانی فلیک تشکیل یافته‌اند. رخداد طلا بیشتر به‌صورت میانبارهای ریز درون پیریت‌ها دیده شده و به‌نظر می‌رسد که در جریان جوشش ثانویه در پهنه فلیک به‌وجود آمده باشد.

این پژوهش بر اهمیت این نکته تأکید می‌کند که با وجود حفظ ناقص میانبارهای سیال در کانی میزبان، ریزدماسنجی این میانبارها همچنان می‌تواند اطلاعات مفیدی پیرامون ماهیت سیال‌های کانه‌دار فراهم کنند، به شرطی که داده‌های با دقت و احتیاط تفسیر شوند. با اینکه این میانبارها ممکن است که تغییرهای پس از به دام افتادن را تجربه کرده باشند، تجزیه و تحلیل دقیق نتایج می‌تواند بینش‌های ارزشمندی در پیرامون تکامل سیال‌ها، فشارها و دماهایی که در زمان کانه‌زایی وجود داشته‌اند، ارائه دهد.

کانی‌سازی در منطقه ساری نو ناشی از فرآیندهای ماگمایی-گرمايي مربوط به نفوذ توده کوارتزومونزونیتی پورفیری به درون سنگ‌های رسوبی شیلی و ماسه سنگی است. یافته‌های برآمده از میانبارهای سیال بیانگر مشابهت کانه‌زایی در نمونه‌های مورد بررسی در منطقه ساری نو با سامانه‌های پورفیری است. یافته‌های دمای همگن شدگی و شوری سیال کانه‌دار به همراه نتایج زمین‌شناسی و سنگ نگاری منطقه ساری نو، نشان دهنده جوشش سیال به عنوان مهمترین فرایند در تکامل سیال تشکیل دهنده کانسنگ است. همزیستی فضایی انواع میانبارهای سیال که در گستره دمایی یکسانی همگن شده‌اند، نشان دهنده جوشش منجر به فوق‌اشباع شدن سیال و رسوب فلزهای کانه ساز در منطقه ساری نو است. داده‌ها نشان می‌دهند که کانه‌زایی طلا-مس به‌صورت هم‌زمان با دگرسانی‌های پتاسیمی و فلیک رخ داده است؛ این فرآیند آشکارا ناشی از رسوب‌گذاری سیال‌های گرمایی طی مراحل جوشش اولیه و ثانویه است. روابط فشار-دما در سامانه $H_2O-NaCl$ بیانگر دو مسیر صعودی مجزا برای این سیال‌های ماگمایی-گرمايي هستند؛ مسیر نخست با دگرسانی پتاسیمی در عمق تقریبی ۳ کیلومتری در فشار سنگ ایستایی مربوط

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی مدیریت شرکت آذر مسکان ایرانیان کمال تشکر و قدردانی را دارند. همچنین از آقایان دکتر محمد فریدی، دکتر مهدی قادری و خانم دکتر خدیجه میکائیلی برای راهنمایی‌های ارزنده، سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

- Ocean*”, Journal of Structural Geology 3(4) (1981) 437–447.
- [11] Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., Vogt K., “*Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran*”, Geological Magazine Cambridge University Press (2011) 1–29.
- [12] Roedder E., “*Fluid inclusions. Mineralogical Society of America*”, Reviews in Mineralogy 12 Vancouver 644 (1984).
- [13] Goldstein R. H., Samson I., Anderson A., Marshall D., “*Petrographic analysis of fluid inclusions. Fluid inclusions: Analysis and interpretation*”, 32 (2003) 9-53.
- [14] Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnis M., “*Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits*”, in Elsevier ed., Treatise on geochemistry (2014) 119–142.
- [15] Audétat A., “*A Plea for More Skepticism Toward Fluid Inclusions: Part II. Homogenization via Halite Dissolution in Brine Inclusions from Magmatic-Hydrothermal Systems Is Commonly the Result of Postentrapment Modifications*” Economic Geology 118 1 (2023) 43–55.
- [16] Zhang, D., Audétat, A., “*A Plea for More Skepticism Toward Fluid Inclusions: Part I. Postentrapment Changes in Fluid Density and Fluid Salinity Are Very Common*” Economic Geology, 118 1 (2023) 15–41.
- [17] Audétat A., Günther D., “*Mobilization and H₂O-loss from fluid inclusions in natural quartz crystals*”, Contrib Mineral Petrol 137 (1999) 1–14.
- [18] Becker S. P., Fall A., Bodnar R. J. “*Synthetic fluid inclusions. XVII. 1 PVTX properties of high salinity H₂O-NaCl solutions (> 30 wt% NaCl): Application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits*”, Economic Geology 103(3), (2008) 539-554.
- [19] Burnham C.W., “*Magmas and hydrothermal fluids. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*”, John Wiley and Sons, NY, (1979) 71–136.
- [20] Ramboz C., Pichavant M., Weisbrod A., “*Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data*”, II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. Chem. Geol. 37, (1982) 29–48.
- [21] Ronacher E., Richards J.P., Johnston M.D., “*Evidence for fluid phase separation in high-grade ore zones at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea*” Miner. Dep. 35 (2000) 683–688.
- [1] Calagari A.A., “*Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran*” J. Asian Earth Sci. 23 (2) (2004) 179–189.
- [2] Simmonds V., “*Characteristics and timing of the Cu–Mo mineralization in the Kighal porphyry stock, NW Iran: Implications for the timing of porphyry Cu-related magmatism in Iran and southern Armenia*” Ore Geology Reviews 113 (2019) 103108.
- [3] Mikaeili K., Leybourne M., Sharifiyan S., “*Evolution of the Magmatic-Hydrothermal System of the Anjerd Porphyry Cu(-Mo) Deposit, East-Azarbaijan, NW Iran*”, Economic Geology 120 1 (2025) 119–135.
- [4] Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh, Z., Chichorro M. “*Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source*”, Lithos 180 (2013) 109-127.
- [5] Bakker R.J., “*AqSo-NaCl: Computer program to calculate P-T-V-X properties in the H₂O-NaCl fluid inclusion research and pore fluid modelling*”, Computers and Geoscience (2018) P.xx-xx.
- [6] Bodnar R.J. “*Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions*”, Geochimica et Cosmochimica Acta 57 (1993) 683-684.
- [7] Hall D.L., Sterner S.M., Bodnar R.J., “*Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions*”, Economic Geology 8 (1988) 197-202.
- [8] Bakker R.J., “*Package FLUIDS. Part4: Thermodynamic modelling and purely empirical equations for H₂O-NaCl-KCl solutions*”, Mineralogy and Petrology 105 (2012) 1-29.
- [9] Nabavi M.H., “*An introduction to the geology of Iran*”, Geological Survey of Iran. (1976) 109 (in Persian).
- [10] Adamia S.A., Chkhotua T., Kekelia M., Lordkipanidze M., Shavishvili I., Zakariadze G., “*Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: Implications for the evolution of the Tethys*

- [31] Fournier R., "Conceptual models of brine evolution in magmatic-hydrothermal systems", U.S. Geological Survey Professional Paper, 1350, (1987) 1487–1505.
- [32] Fournier R.O., "The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rock" *Geophysical Research Letters* 18 5 (1991) 955–958.
- [33] Campbell A.R., Lundberg S.A.W., Dunbar N.W., "Solid inclusions of halite in quartz: evidence for the halite trend" *Chemical Geology*, 173, 1–3 (2001) 179–191.
- [34] Mernagh T.P., Leys C., Henley R.W., "Fluid inclusion systematics in porphyry copper deposits: The super-giant Grasberg deposit, Indonesia, as a case study" *Ore Geology Reviews* 123 (2020) 103570.
- [35] Ouyang H., Wu, X., Mao J.W., Su H., Santosh M., Zhou Z., Li C., "The nature and timing of ore formation in the Budunhua copper deposit, southern Great Xing'an Range: evidence from geology, fluid inclusions, and U-Pb and Re-Os geochronology", *Ore Geol. Rev.* 63 (2014) 238–251.
- [36] Driesner T., Heinrich C. A., "The system H₂O–NaCl. Part I: Correlation formulae for phase relations in temperature–pressure–composition space from 0 to 1000 C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71(20) (2007) 4880-4901.
- [37] Hedenquist J.W., Arribas A., Reynolds T.J., "Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits", *Philippines: Economic Geology* 93 4 (1998) 373–404.
- [22] Rusk B.G., Reed M.H., Dilles J.H., "Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana", *Econ. Geol.* 103 (2008) 307–334.
- [23] Roedder E., Bodnar R.J., "Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies", *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 8 (1980) 263–301.
- [24] Sillitoe R.H., "Porphyry copper systems", *Econ. Geol.* 105 (2010) 3–41.
- [25] Canet C., Franco S.I., Prol-Ledesma R.M., González-Partida E., Villanueva-Estrada R.E., "A model of boiling for fluid inclusion studies: Application to the Bolaños" (2011).
- [26] Ahmad S.N., Rose A.W., "Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico", *Econ. Geol.* 75 (1980) 229–250.
- [27] Simmonds V., Moazzen M., "Fluid inclusion studies on Cu-Mo-Au bearing quartz-sulphide veins and veinlets in Qarachilar area, Qaradagh pluton (NW Iran)", *Periodico di Mineralogia* 85, (2016) 261-276.
- [28] Ulrich T., Günther D., Heinrich C.A., "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 (2002) 1889–1920.
- [29] Klemm L.M., Pettke T., Heinrich C.A., Campos E., "Hydrothermal Evolution of the El Teniente Deposit, Chile: Porphyry Cu-Mo Ore Deposition from Low-Salinity Magmatic Fluids", *Economic Geology* 102 6 (2007) 1021–1045.
- [30] Tsuruoka S., Monecke T., Reynolds T.J., "Evolution of the magmatic-hydrothermal system at the Santa Rita porphyry Cu deposit, New Mexico, USA" Importance of intermediate-density fluids in ore formation: *Economic Geology* 116 6 (2021) 1267–1284.