

زمین‌شناسی کانسنگ و مطالعات میانبارهای سیال در محدوده طلای ارغش، جنوب باختر نیشابور، شمال خاور ایران

نویسنده: اسماعیل اشرف‌پور*، سعید علیرضایی* و کوین انسدل**

*دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران، ایران

**دانشگاه ساسکاچوان، ساسکاتون، کانادا

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۰۲/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۶/۱۰/۰۵

چکیده

محدوده طلای ارغش در بخش خاوری زون سبزوار واقع است. پی‌سنگ این زون، شامل سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین و رسوبات برقره‌ای پالئوزویک و مزوزویک است. پی‌سنگ به وسیله کمپلکس‌های افیولیتی کرتاسه بالایی و سنگ‌های آذرین و رسوبی ترشیری پوشیده می‌شود. محدوده ارغش شامل پنج سامانه رگه‌ای طلا (Au-I تا Au-V) و یک رگه حاوی Sb است که در سنگ‌های آتشفشانی سیلیسی تا حدواسط، توف، گرانیت و دیوریت ترشیری وجود دارند. شدیدترین دگرسانی به فاصله یک تا پنج متری حاشیه رگه‌ها محدود می‌شود که غالباً شامل آرژیلیک شدید است. این دگرسانی توسط دگرسانی آرژیلیک یا پروپیلیتیکی ضعیف تا متوسط در بر گرفته می‌شود. کانه‌زایی به طور عمده به صورت رگه‌ای صورت گرفته است. میانگین عیار طلا در رگه‌ها ۰/۷ گرم در تن است. پیریت کانی سولفیدی اصلی در کانسنگ همیوژن و شامل چهار نسل مختلف است: ۱) پیریت بی‌وجه تا وجه‌دار و ریزدانه تا درشت‌دانه (Py-I) که عموماً در زمینه کوارتز رگه‌ای پراکنده است و به صورت محلی با کانی‌هایی مانند کالکوپیریت، مارکاسیت، تتراهدريت-تنانیت و آرسنوپیریت همراه است. ذرات طلای آزاد همراه با این نسل از پیریت تشکیل شده‌اند؛ ۲) پیریت فرامبوییدی (Py-II) که تا ۹۶۰ گرم در تن طلا دارد؛ ۳) رورشدی‌های پیریت آرسنیکی (Py-III) بر روی پیریت وجه‌دار تا بی‌وجه نسل اول. این نسل از پیریت تا ۱۹۸۰ گرم در تن طلا دارد. طلا در ساختار پیریت فرامبوییدی و آرسنیکی می‌تواند به صورت ذرات نانوی طلا و محلول جامد ناپایدار وجود داشته باشد؛ ۴) پیریت عمیق، بی‌وجه، پرکننده شکستگی و تأخیری (Py-IV). فرایندهای سوپرژن باعث اکسیدشدن انواع پیریت به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در بالای سطح ایستایی شده‌اند. دمای همگن شدن میانبارهای سیال موجود در کوارتز، غالباً در محدوده دمای ۲۸۵-۲۷۹ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد. دمای ذوب یخ از ۰/۱- تا ۳/۲- درجه سانتی‌گراد متغیر است که منطبق بر شوری بین ۰/۲ تا ۵/۳ درصد وزنی معادل NaCl است. دمای همگن شدن میانبارهای سیال موجود در کلسیت بین ۳۱۳-۱۶۹ درجه سانتی‌گراد و شوری آنها بین ۰/۷ تا ۱/۹ درصد وزنی معادل NaCl است. شوری سیال‌ها به طور کلی پایین است و این امر توسط کانی‌شناسی کانسنگ و محتوی فلزی آن نیز تأیید می‌شود. روند دمای همگن شدن-شوری، با ترکیبی از فرایندهای جوشش یک سیال غنی از گاز و نیز آمیختگی (رقیق شدن) یک سیال شورتر و داغ‌تر با سیالی با شوری و دمای پائین‌تر سازگار است. نهشت طلا در اثر این فرایندها و همین‌طور واکنش سیال‌های کانه‌دار با کمرسنگ‌ها صورت گرفته است. ویژگی‌های زمین‌شناختی، بافت کانسنگ، کانی‌شناسی کانسنگ و دگرسانی و داده‌های داماسنجی میکروسکوپی بیانگر کانه‌زایی از نوع اپی‌ترمال تیپ فلزات قیمتی با سولفیدی شدن پایین است.

کلیدواژه‌ها: ارغش، طلا، میانبارهای سیال، اپی‌ترمال، سولفیدی شدن پایین.

مقدمه

محدوده طلای ارغش در سال ۱۳۷۳ بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی ناحیه‌ای در شمال خاور ایران، که توسط سازمان زمین‌شناسی کشور و شرکت چینی جیانگ‌شی، صورت گرفت، کشف شده است. این محدوده، ناحیه‌ای به وسعت ۲۵ کیلومترمربع را در جنوب باختر نیشابور در بخش خاوری زون ساختاری سبزوار در بر می‌گیرد (شکل ۱) و شامل پنج سامانه رگه‌ای طلا (Au-I تا Au-V) و یک سامانه رگه‌ای حاوی آنتیموانی (Sb) است. مطالعات قبلی در این محدوده شامل تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی در مقیاس‌های ۱:۲۰۰۰۰ (پورلطیفی، ۱۳۷۷)، ۱:۵۰۰۰ (کیوان‌فر و عسگری، ۱۳۸۰) و ۱:۵۰۰ (سازمان زمین‌شناسی کشور، پروژه طلای ارغش، ۱۳۸۰)، مطالعات ژئوشیمیایی نیمه تفصیلی به روش رسوبات آبراه‌ای (کوثری و فرجندی، ۱۳۷۷)، اکتشافات چکشی (شمعیان، ۱۳۷۷) و حفر ترانشه و گمانه‌های حفاری (سازمان زمین‌شناسی کشور، پروژه طلای ارغش، ۱۳۸۰) است؛ به سازوکار تشکیل کانسنگ توجه چندانی نشده است. هدف از این مطالعه شناخت پاراژنز کانیایی، ویژگی‌های سیال گرمایی و سازوکارهای نهشت کانسنگ است. برای دستیابی به این اهداف، از مطالعات کانه‌نگاری بر روی ۴۰ نمونه، مطالعات ریزکاوا الکترونی بر روی ۱۲ نمونه و مطالعات میانبارهای سیال بر روی ۸ نمونه استفاده شده است.

خاستگاه زمین‌شناسی

محدوده طلای ارغش به وسیله سنگ‌های آتشفشانی، نفوذی و رسوبی ترشیری و به مقدار کم سنگ‌های افیولیتی کرتاسه پسین پوشیده شده است (شکل ۲). فعالیت‌های آتشفشانی ترشیری در ائوسن پیشین با تشکیل سنگ‌های تراکی‌آندزیتی، آندزیت بازالتی، گدازه‌های ریوداسیتی و به مقدار کمتر آگلومراها و برش‌های آتشفشانی آغاز شد (شرکت توسعه علوم زمین، ۱۳۸۰، کیوان‌فر و عسگری، ۱۳۸۰). مجموعه سنگ‌های ائوسن پیشین، به وسیله سنگ‌های آذرآوری به سن ائوسن میانی، که شامل توف و ماسه‌سنگ توفی همراه با مقادیر کمی ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک نومولیتی و کنگلومرا است، پوشیده شده‌اند (کیوان‌فر و عسگری، ۱۳۸۰). فعالیت‌های آذرین تا ائوسن پسین ادامه داشته که با تشکیل برش‌های توفی، آگلومرا، توف، توف آندزیتی، آندزیت، توف ماسه‌سنگی و ریولیت همراه بوده است. مراحل پایانی فعالیت‌های آتشفشانی در ائوسن پسین سبب تشکیل تراکی‌آندزیت پورفریری و آندزیت شده است. توده‌های گرانیتی، گرانودیوریتی و دیوریتی به سن ائوسن پسین - اولیگوسن (کیوان‌فر و عسگری، ۱۳۸۰)، سنگ‌های آتشفشانی را در شمال و جنوب منطقه قطع می‌کنند. دو مجموعه گسل و شکستگی با روندهای شمال‌خاوری-جنوب‌باختری و

توف سیلیسی شده زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار در زمینه‌ای از لیمونیت-کلسیت است. رگچه‌های کالسدونی سفید رنگ با ستبرای ۴-۲ میلی‌متر این رگه را قطع می‌کنند (شکل A ۳). رگه‌ها و رگچه‌های کلسیت عقیم دانه درشت در انتهای جنوب‌باختری رگه اصلی یافت می‌شوند. کلسیت بافت‌های شانه‌ای، پوسته‌گذاری و تیغه‌ای دروغ ریختی (bladed pseudomorph) نشان می‌دهد (شکل B, C ۳). سامانه رگه Au-III مهم‌ترین سامانه کانه‌زایی در محدوده ارغش است. رگه اصلی، ۱/۲ کیلومتر طول و کمتر از ۱ تا ۵ متر پهنا دارد؛ روند آن N45E و شیب آن حدود ۶۰ درجه به سوی شمال باختر است (شکل ۲). سنگ درونگیر رگه شامل گرانیت، دیوریت، تراکی آندزیت و لاپیلی توف است. رگه اصلی به وسیله گسل‌های پس از کانه‌زایی جا به‌جا شده است. بالاترین عیار کانسنگ مربوط به بخش شمال‌خاوری است، جایی که رگه بیشتر حالت برشی دارد (شکل D ۳). در انتهای جنوب باختری رگه اصلی، رگه کوارتزی دیگری با روند شمال باختری، طول ۷۰۰ متر، و پهنای کمتر از ۰/۵ تا ۲ متر به آن متصل می‌شود (شکل ۲).

سامانه رگه Au-IV. این سامانه رگه، ۷۵۰ متر طول در راستای شمال باختری و ۰/۵ تا ۵ متر پهنا دارد و از کوارتز و کلسیت تشکیل شده است. سنگ درونگیر رگه شامل ماسه‌سنگ، توف ماسه‌ای، آندزیت اسپیلیتی، آندزیت پورفیری و گابرو است (شکل ۲) که توسط دایک‌های آندزیتی و دیابازی قطع می‌شوند. از بافت‌های بارز در این سامانه رگه، هم رشدی کوارتز-کلسیت است.

سامانه رگه Au-V شامل چهار رگه با طول بین ۴۰۰ تا ۹۰۰ متر در راستای شمال باختری و شمال‌خاوری است. پهنای این رگه‌ها از کمتر از ۱ متر تا ۵ متر متغیر است. این رگه‌ها به طور غالب از کلسیت و به صورت جزئی از کوارتز تشکیل شده‌اند. رگه‌های کوچک‌تری از کلسیت عقیم و تأخیری به صورت پراکنده در اطراف رگه‌های اصلی دیده می‌شوند. عیار طلا در ترانسه‌ها و گمانه‌های حفاری سامانه‌های رگه‌ای مختلف در جدول ۱ نشان داده شده است. بیشینه عیارهای به دست آمده از ترانسه‌ها و گمانه‌های سامانه‌های رگه‌ای مختلف برای عناصر Hg، Ag، As، Sb و Hg به ترتیب ۲۲۰، ۱۹۶۰۰، ۲۷۳۰ و ۶/۲ گرم در تن است.

کانسنگ استینیت به صورت عدسی‌ها و نوارهای استینیت با ستبرای ۱ تا ۱۰ سانتی‌متر در یک رگه کوارتز با طول حدود ۷۵۰ متر و پهنای کمتر از یک متر تا ۵ متر در امتداد گسلی در گرانیت و به طور فرعی در تراکی آندزیت پورفیری قرار دارد (شکل ۲). استینیت به صورت محلی همراه با مقادیر کمی پیریت فراموبیدی افشان است (شکل A ۴). مطالعات ایزوتوپی استینیت حاکی از منشأ متفاوت گوگرد و به احتمال فلزها و/یا تغییرات شدید در شرایط فیزیکیوشیمیایی سیال در زمان نهشت استینیت است. ممکن است ارتباط زمانی و زایشی بین رگه استینیت و رگه‌های طلا‌دار وجود نداشته باشد (اشرف‌پور و همکاران، ۱۳۸۶).

توالی‌های زایشی و شیمی کانی‌ها

همه سامانه‌های رگه طلا‌دار در محدوده مورد مطالعه از نظر کانی‌شناسی کانسنگ و دگرسانی مشابه هم هستند. کانی‌زایی بیشتر محدود به رگه‌ها است، اما تا حدی نیز در هاله‌های دگرسانی اطراف رگه‌ها رخ داده است. بر اساس همراهی‌های کانی‌شناسی و بافتی می‌توان گفت کانی‌های تشکیل‌دهنده رگه‌ها و دگرسانی در دو مرحله (۱) کانی‌زایی طلا و (۲) بعد از کانی‌زایی طلا تشکیل شده‌اند (شکل ۵).

پیریت کانی سولفیدی اصلی در کانسنگ هیپوزن است و بر اساس مطالعات میکروسکوپی و تجزیه ریزکاوا الکترونی بر روی نمونه‌های مربوط به سامانه‌های رگه‌ای مختلف، چهار نسل پیریت در رگه‌ها مشخص شده است (اشرف‌پور، ۱۳۸۶). ۱- پیریت بی‌شکل تا شکل‌دار و ریزدانه تا درشت‌دانه که عموماً در زمینه کوارتز پراکنده

شمال‌باختری-جنوب‌خاوری در محدوده مورد مطالعه قابل تشخیص است که چیرگی با مجموعه اول است. کانه‌زایی به طور عمده در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها صورت گرفته است و دارای کنترل ساختاری است (شکل ۲). سنگ میزبان شامل گرانیت، دیوریت، گابرو، سنگ‌های آتشفشانی متوسط تا سیلیسی، توف، توف ماسه‌ای، ماسه‌سنگ و اسلیت است.

گسلش پس از کانه‌زایی به وسیله جابه‌جایی بعضی از رگه‌ها به خوبی مشخص است. دایک‌های دیابازی با روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری، سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی را قطع می‌کنند و به نظر می‌رسد که جوان‌تر از آنها هستند.

دگرسانی گرمایی

سنگ‌های درونگیر در محدوده ارغش تا درجات مختلفی دگرسان شده‌اند و به صورت جزئی تا کامل به وسیله کانی‌های رسی، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، سریسیت و مجموعه کانی‌های شاخص دگرسانی پروپیلیتی (کلریت، کلسیت، و مقادیر کمی اپیدوت) جانشین شده‌اند. دگرسانی پروپیلیتی بیشتر در گرانیت شمال سامانه رگه‌ای Au-III مشاهده می‌شود. شدیدترین دگرسانی، به فاصله یک تا پنج متری حاشیه رگه‌ها محدود می‌شود که به صورت دگرسانی آرژلیک و سریسیتی است. این دگرسانی توسط دگرسانی‌های پروپلیتیک و آرژلیک ضعیف احاطه شده است. پلاژیوکلاز به صورت بخشی تا کامل به وسیله سریسیت و/یا کربنات‌ها جایگزین شده است. کانی‌های مافیک مانند پیروکسن، بیوتیت و هورنبلند، به کلریت و کمتر از آن به اپیدوت تبدیل شده‌اند. کلسیت علاوه بر جانیشینی به صورت پرکننده شکستگی‌ها و رگه‌ای نیز یافت می‌شود که حالت اخیر بسیار فراوان‌تر است. رخداد رایج کلسیت به صورت نهشت مستقیم در فضا‌های باز (رگه‌ها) و توده‌های جانیشینی در محدوده ارغش می‌تواند نشان‌دهنده سیال‌های گرمایی حاوی CO₂ باشد. وجود چنین سیالی به وسیله کمبود اپیدوت و عدم وجود زئولیت به عنوان محصولات دگرسانی تأیید می‌شود (مقایسه شود با Brathwaite & Faure, 2002؛ Hedenquist et al., 2000). رخداد کانی‌های آرژلیک در زیر سطح ایستایی، جایی که کانی‌های سولفیدی هنوز وجود دارند، به عنوان دگرسانی هیپوزن در نظر گرفته شده است. این دگرسانی در بالای سطح ایستایی تحت تأثیر دگرسانی سوپرزون قرار گرفته است که با اکسید شدن پیریت به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و همچنین تولید کانی‌های رسی بیشتر مشخص می‌شود.

سامانه‌های رگه‌ای

محدوده ارغش شامل پنج سامانه رگه طلا‌دار (Au-I-Au-V) و یک سامانه رگه استینیت است (شکل ۲). سامانه رگه Au-I شامل تعدادی رگه کوارتز با ۱۵۰-۴۰ متر طول و کمتر از ۰/۵ تا ۱ متر پهنا است (شکل ۲). تعدادی رگه عقیم کلسیت با طول ۲۵ تا ۳۵۰ متر و پهنای ۳۰-۵ سانتی‌متر در ۲۰۰ متری باختر این زون گسلی وجود دارند (شکل ۲). کانه‌زایی به طور غالب در تراکی آندزیت پورفیری رخ داده است. سامانه رگه‌ای Au-I از نظر ستبرای و پهنای اهمیت کمتری نسبت به دیگر سامانه‌های رگه‌ای دارد.

سامانه رگه Au-II، ۳۵۰ متر طول و ۱-۲ متر پهنا دارد (شکل ۲). روند چیره آن شمال‌خاوری-جنوب‌باختری است و ۸۵-۴۰ درجه به سمت جنوب‌خاور شیب دارد. سنگ درونگیر کانه‌زایی شامل آندزیت بازالتی و اسلیت است. در همین محدوده، توده‌های کوچکی از دیوریت و دایک‌های دیابازی دیده می‌شود. این رگه در بیشتر قسمت‌ها، برشی و شامل مجموعه‌ای از قطعات

در سه نمونه کوارتز ۲۷۹، ۲۸۳، ۲۸۵ درجه سانتی گراد است (جدول ۳). دمای ذوب یخ بین ۰/۱- تا ۳/۲- درجه سانتی گراد متغیر است. این دماها بر اساس معادله بودنار (۱۹۹۳) منطبق بر شوری بین ۰/۲ تا ۵/۳ درصد وزنی معادل NaCl هستند. میانگین شوری برای نمونه‌های کوارتز، ۲/۲، ۲/۱، ۳/۲ درصد وزنی معادل NaCl است (جدول ۳). دمای همگن شدن میانبراهای سیال پنج نمونه کلسیت از سامانه‌های رگه‌ای مختلف بین ۳۱۳-۱۶۹ درجه سانتی گراد است (شکل ۷). دمای ذوب یخ بین ۰/۰ تا ۲/۳- است. میانگین T_m بین ۰/۴- در Au-IV تا ۱/۱- در Au-II تغییر می‌کند. با توجه به میانگین دماهای ذوب یخ در نمونه‌های مختلف (جدول ۳) شوری سیال‌ها بین ۰/۷ تا ۱/۹ درصد وزنی معادل NaCl برآورد می‌شود.

بحث و نتیجه‌گیری

روند دمای همگن شدن-شوری، با ترکیبی از فرایندهای جوشش یک سیال غنی از گاز و نیز آمیختگی (رقیق شدن) یک سیال شورتر و داغ‌تر با سیالی با شوری و دمای پایین‌تر سازگار است (شکل ۸) (مقایسه شود با Hedenquist & Henley, 1985; Simmons & Christensen, 1994). سیال رقیق‌کننده می‌تواند آب زیرزمینی سرد، یا آب‌های گرم شده با بخار باشد که هر دو در محیط‌های اپی‌ترمال رایج هستند. این داده‌ها روندی از سیال‌های با شوری و دمای بالاتر، با چیرگی نهشت کوارتز، به سیال‌های با شوری و دمای پایین‌تر، با چیرگی نهشت کلسیت، نشان می‌دهند. این روند سازگار با کاهش دما و شوری سیال همراه با تحول آن در طول زمان است.

دماهای همگن شدن تغییرات بزرگی نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از تغییر رژیم گرمایی در طول تشکیل رگه، نشست میانبار سیال و/یا به دام افتادن نسبت‌های متفاوتی از فازهای مایع و بخار باشد. فرایند باریک شدن و قطعه قطعه شدن (Necking Down) نیز می‌تواند یک عامل احتمالی باشد (مقایسه شود با Alderton & Fallick, 2000). هیچ گونه آثاری از این فرایند در طول مطالعات میکروسکوپی مشاهده نشده است.

داده‌های دماسنجی میکروسکوپی (میکروترموتری) نشان‌دهنده وجود سیالی با شوری پایین (۰/۷ تا ۳/۲ درصد وزنی معادل NaCl) است (جدول ۳). کانی‌شناسی کانسنگ و محتوی فلزی آن (نبود سولفیدهای فلزهای پایه) چنین فرضیه‌ای را تأیید می‌کند. وجود چنین سیالی شاخص بیشتر کانسارهای اپی‌ترمال فلزات گرانبها است (Albinson et al., 2001; Hedenquist & Henley, 1985). کانی‌شناسی رگه‌ها و دگرسانی گرمایی (کائولینیت، سریسیت، کلریت، کوارتز، کلسیت و پیریت)، نبود آلونیت و شوری پایین سیال حاکی از تشکیل شدن از یک سیال کلریدی کمی قلیایی تا نزدیک به خنثی و حاوی H_2S و CO_2 است (مقایسه شود با Simpson, & Mauk, 2001).

پیریت کانی فلزی غالب و طلا ماده معدنی اصلی در محدوده طلای ارغش و فلزات پایه کمیاب هستند. ویژگی تک فلزی- تک کانیایی کانسنگ نشان می‌دهد که غلظت گوگرد کاهیده در محلول کانه‌زا مشابه یا کمتر از مقدار کل فلز آن بوده است (Ohmoto & Goldhaber, 1997). مقدار پایین فلز، با شوری پایین سیال گرمایی سازگار است، چرا که برای انتقال مقادیر بالایی از فلزهای پایه، به مقدار زیادی کلرید برای تشکیل کمپلکس نیاز است (Ohmoto & Goldhaber, 1997). شوری کم سیال، و کانی‌شناسی کانسنگ و دگرسانی پیشنهاد می‌کند کمپلکس $Au(HS)_2^-$ مسئول انتقال طلا در سامانه رگه‌ای ارغش بوده است. نهشت طلا به صورت ذرات طلای آزاد در کوارتز و همچنین در پیریت، در نتیجه فرایندهای جوشش، برهم کنش سیال/سنگ و آمیختگی سیال‌ها صورت گرفته است.

است و به طور محلی با کانی‌هایی مانند کالکوپیریت، مارکاسیت، تراهدریت- تنانیت و آرسنوپیریت همراه است (شکل B ۴). برخی بلورهای کالکوپیریت به طور بخشی به کالکوسیت تبدیل شده‌اند. این نسل از پیریت در مقایسه با نسل‌های دیگر، مقادیر کمتری از As، Sb، Au دارد (جدول ۲). ذرات طلای آزاد با قطر کمتر از ۳۰ میکرومتر که در کوارتز یافت می‌شوند، همراه با این نسل از پیریت تشکیل شده‌اند (شکل C ۴). ۲- پیریت فراموبیدی که در شکستگی‌های ریز موجود در کلسیت و کوارتز یافت می‌شود، به وسیله نوارهای هم مرکز مشخص می‌شود (شکل D ۴). نوارهای روشن حاوی مقادیر بالاتری از As (تا ۱۰/۴۹ درصد وزنی) می‌باشند. این نسل از پیریت تا ۹۶۰ گرم در تن طلا دارد (جدول ۲).

۳- رورشدی‌های پیریت با سترای کمتر از ۱۰ میکرومتر بر روی پیریت‌های شکل‌دار تا بی‌شکل نسل اول (شکل E ۴). این نسل از پیریت حاوی ۱/۱۸ تا ۷/۸۶ درصد وزنی As، تا ۶۰۰۰ گرم در تن Ni و تا ۱۹۸۰ گرم در تن Au است (جدول ۲). مقادیر پیشینه طلا در نسل‌های پیریت فراموبیدی و رورشدی‌های پیریت مربوط به سامانه رگه Au-III است. ۴- پیریت عقیم، بی‌شکل، پرکننده شکستگی و تأخیری (شکل F ۴) این پیریت به وسیله مقادیر بسیار پایین عناصر کمیاب مشخص می‌شود (جدول ۲). مرحله بعد از کانی‌زایی به وسیله سریسیت، کلسیت، کائولینیت، هیدروکسیدها و اکسیدهای آهن و کالکوسیت مشخص می‌شود (شکل ۵) که ناشی از فرایندهای هوازدگی پس از فرسایش سنگ‌های روپوش رگه‌ها است.

میانبراهای سیال

برای مطالعه میانبراهای سیال، مقاطع دوبر صیقلی با سترای ۱۰۰ میکرومتر از رگه‌های کوارتز و کلسیت محدوده ارغش تهیه شد. موقعیت نمونه‌ها در شکل ۱ آمده است. اندازه میانبارها در این نمونه‌ها از کمتر از ۵ میکرومتر تا ۵۰ میکرومتر متغیر است، اما بیشتر آنها اندازه بین ۵ تا ۲۰ میکرومتر دارند. بیشتر میانبراهای سیال در کلسیت و کوارتز، در دمای اتاق دو- فاز (مایع + بخار) هستند به گونه‌ای که حباب‌های بخار ۳۰-۵ درصد حجم میانبار را اشغال می‌کنند. تعداد کمی از میانبراهای سیال غنی از فاز بخار هستند، و بعضی نیز تنها از مایع تشکیل شده‌اند. بیشتر میانبارها بدون شکل هندسی خاص، کمابیش کروی و نیز به مقدار کم میله‌ای شکل هستند (شکل ۶). هیچ همزیستی بین میانبراهای غنی از مایع و غنی از بخار و همچنین کانی‌های نوزاد در میانبارها مشاهده نشده است. اندازه‌گیری‌های دماسنجی میکروسکوپی بر روی ۸ نمونه کوارتز و کلسیت با استفاده از دستگاه میانبار سیال منطبق بر سامانه سرمایش و گرمایش سازمان زمین‌شناسی آمریکا در دانشگاه ساسکاچوان کانادا انجام شده است. این سامانه به وسیله میانبراهای مصنوعی مانند آب خالص و فلوریت تنظیم گردید. دقت اندازه‌گیری‌ها برای دماهای همگن شدن $(T_H) \pm 2$ درجه سانتی گراد و برای دماهای ذوب شدن $(T_m) \pm 0.2$ درجه سانتی گراد است. میانبراهای سیال بر اساس پیشنهاد Roedder (1984) شناسایی شده‌اند. بیشتر اندازه‌گیری‌ها بر روی میانبراهای سیال اولیه، که به صورت جدا از هم و نیز در طول زون‌های رشد وجود دارند، صورت گرفته است. تعداد کمی میانبراهای سیال ثانویه دروغین نیز اندازه‌گیری شده است. اندازه‌گیری‌ها تنها بر روی میانبراهای سیال غنی از مایع صورت گرفته است. به دلیل اندازه کوچک میانبارها در نمونه‌های کوارتز، اندازه‌گیری‌های کمتری بر روی این کانی انجام شده است. دماهای همگن شدن و نیز ذوب یخ به ترتیب بر روی ۴۰۲ و ۷۶ میانبار صورت گرفته است. در طول فرایند سرمایش کلاتریت مشاهده نشده است. دمای همگن شدن (T_H) در سه نمونه کوارتز از رگه اصلی در Au-III تغییرات زیادی (۱۸۶ تا ۳۵۷ درجه سانتی گراد) نشان می‌دهد (جدول ۳). میانگین دمای همگن شدن

تشکیل دهنده برش‌های گرمابی و نیز به صورت هم‌رشدی با کوارتز در رگه‌ها شده است.

وارد شدن CO_2 به فاز بخار در هنگام جوشش، تراکم و جذب آن به درون سیال جوی سرد در سطوح بالاتر و نیز در حاشیه سامانه سبب تشکیل آب‌های داغ‌شده با بخار غنی از CO_2 شد. محلول غنی از CO_2 با سنگ‌های درونگیر واکنش کرده و سبب دگرسانی‌های کربناتی و آرژیلیک گشته است (مقایسه شود با Simmons & Christensen, 1994). افزایش اندک دمای این محلول آب‌گین غنی از CO_2 سبب اشباع شدن آن نسبت به کلسیت و نهشت انتخابی کلسیت شده است. این فرایند می‌تواند رخداد رایج رگه‌های کلسیت عقیم تأخیری در اطراف سامانه‌های رگه‌ای Au-III، Au-II، و Au-V را توضیح دهد (مقایسه شود با Simmons et al., 2000; Simmons & Christensen, 1994). رگه‌ها و کانی‌های دگرسانی تشکیل شده به وسیله این سیال‌ها فقیر از Au هستند، چرا که طلا نمی‌تواند در فاز بخار منتقل شود (Reed & Spycher, 1985). تأثیر فرایند آمیختگی بر روی سیال‌های کانه‌ساز به وسیله روندهای موجود در داده‌های شوری- T_H در کوارتز و کلسیت مشخص می‌شود که نشان‌دهنده آمیختگی بین سیال با دما و شوری بیشتر (سیال مادر) با سیال با دما و شوری کمتر (سیال داغ‌شده با بخار) است (شکل ۸). تأثیر برهم کنش سیال/سنگ در نهشت کانسنگ به وسیله رخداد طلا در دگرسانی مجاور رگه مشخص می‌شود.

بافت و ساخت رگه‌ها، کانی‌شناسی کانسنگ (فراوانی پیریت، غلظت بالای As و نبود سولفیدهای فلزات پایه)، شوری، دمای همگن شدن پایین سیال گرمابی و مجموعه کانی‌های دگرسانی از یک سو و سنگ میزبان ماگمایی پالئوژن در ارتباط با کمان آتشفشانی از سوی دیگر، بیانگر کانه‌زایی از نوع کانسارهای اپی‌ترمال سولفیدی شدن پایین تیپ فلزهای گرانبها است (مقایسه شود با Heald et al., 1987; Simmons & Christensen, 1994; Alderton & Fallick, 2000; Hedenquist et al., 2000).

سپاسگزاری

بیشتر آنالیزها و مطالعات آزمایشگاهی با استفاده از فرصت مطالعاتی ا. اشرف‌پور در دانشگاه ساسکاچوان صورت گرفته است. از آقایان محمدجواد شمسا و بهروز برنا از سازمان زمین‌شناسی کشور برای فراهم کردن دسترسی به مغزه‌های حفاری و داده‌های موجود کمال تشکر را داریم.

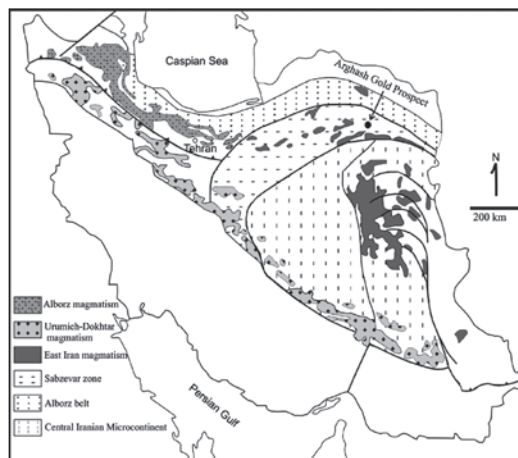
ارتباط مستقیم بین نهشت طلا و جوشش در اغلب سامانه‌های رگه‌ای طلا در محدوده طلای ارغش مشخص است، بویژه در Au-III که بالاترین عبارهای طلا یافت شده است. رخداد جوشش به وسیله همزیستی فاز غنی از بخار و فاز غنی از مایع در میانبارهای سیال یک نمونه کلسیتی (ZK002-8)، وجود کلسدونی در Au-II، Au-III، Au-IV و کلسیت در Au-II، Au-III، Au-IV و Au-V، هم‌رشدی کوارتز و کلسیت در Au-II، Au-III، Au-IV و Au-V، کلسیت تیغه‌ای دروغ ریختی، برش‌های گرمابی بویژه در Au-III و سرانجام بافت‌های پوسته‌گذاری نواری در Au-II و Au-III تأیید می‌شود. این شواهد نشان می‌دهند که مقادیر Th اندازه‌گیری شده می‌تواند نشان‌دهنده دمای تشکیل رگه باشد و در نتیجه نیازی به تصحیح فشار نیست. این ویژگی‌ها در واقع امکان انطباق دمای همگن شدن بر روی منحنی جوشش در نمودار (Haas 1971) را می‌دهد.

عمق تشکیل رگه‌های کوارتز و کلسیت نسبت به سطح ایستایی دیرینه به کمک منحنی‌های جوشش ایستایی (Haas 1971) و نیز دمای همگن شدن میانبارهای سیال، با فرض اینکه جوشش در زمان تشکیل رگه‌ها اتفاق افتاده، مشخص گشته است (شکل ۹). رگه‌های کانه‌دار کوارتز در Au-III در عمق ۷۸۵ تا ۷۱۵ متری زیر سطح ایستایی دیرینه تشکیل شده‌اند. بر اساس این شکل، عمق تشکیل کلسیت بین ۶۰۵ تا ۳۴۰ متر زیر سطح ایستایی دیرینه رخ داده است. البته باید توجه داشت تا زمانی که غلظت گازهای موجود در میانبارهای سیال به طور دقیق مشخص نشده است، برآورد عمق تشکیل رگه‌ها با عدم اطمینان همراه است (Simmons, 1991).

چنین طیف وسیعی برای عمق تشکیل رگه‌های کوارتز و کلسیت ممکن است بازتاب تغییر رژیم گرمابی در اثر مسدود شدن مجرای عبور سیال و تغییر فشارهای ایستایی به لیوتوستاتیک ناشی از آن یا تغییر در عمق سطح ایستایی دیرینه در ارتباط باشد (مقایسه شود با Simmons, 1991; Arribas et al., 1995; Albinson et al., 2000; John et al., 2003).

جوشش و در نتیجه خروج H_2S و CO_2 به فاز بخار، و سرد شدن، سبب افزایش pH و ناپایداری کمپلکس‌های بی‌سولفیدی طلا در محلول می‌شود (Drummond & Ohmoto, 1985; Moore et al., 2000).

تأثیر خروج CO_2 در افزایش pH، بیشتر از خروج H_2S است (Drummond & Ohmoto, 1985). این فرایند سبب فوق اشباع شدن سیلیس و نهشت سیلیس بی‌شکل و بلورین و دگرسانی آرژیلیک و کربناتی شده است. CO_2 باقیمانده در فاز مایع باعث تشکیل کلسیت به صورت سیمان



شکل ۱- نقشه ساده شده ساختاری ایران (تلفیقی از Alavi, 1991, 1996 و Stöcklin, 1968) با نمایش موقعیت ناحیه مورد مطالعه.

جدول ۱- مقادیر بیشینه، کمینه و میانگین عیار طلا در سامانه‌های رگه‌های مختلف.

		Au-I	Au-II	Au-III	Au-IV	Au-V
Trenches	Samples	99	66	687	81	135
	Minimum	0.004	0.02	0.004	0.03	0.002
	Maximum	18.3	13	27.5	17	29.6
	Mean	0.5	1.1	0.64	1.5	0.4
Drill Holes	n	131	167	601	158	-
	Minimum	0.001	0.001	0.002	0.001	-
	Maximum	6.5	2.6	82.8	1.5	-
	Mean	0.3	0.1	0.8	0.8	-

تمام مقادیر به ppm می‌باشند. نمونه‌ها از گمانه‌ها و ترانشه‌ها به فواصل ۱ متر برداشته شده‌اند و در آزمایشگاه شرکت توسعه علوم زمین آزمایش شده‌اند.

تجزیه برای عناصر Au، Ag، Cu، Pb، Zn به روش طیف سنجی (اسپکترومتر) نشی و برای عناصر As، Sb، Hg به روش جذب اتمی بوده است (سازمان زمین‌شناسی کشور، پروژه طلای ارغش، ۱۳۸۰). در Au-V حفاری صورت نگرفته است.

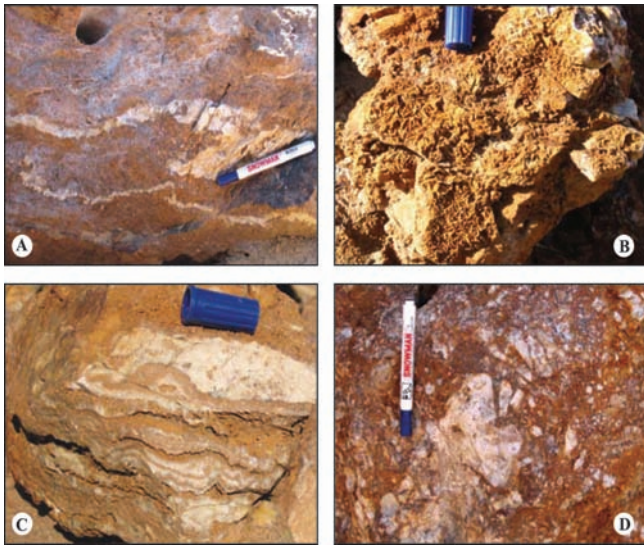
جدول ۲- تجزیه‌های ریزکاو الکترونی کانی‌های سولفیدی مختلف و ذرات طلای آزاد. مقادیر بیشینه، کمینه و (متوسط) برای تمام عناصر آورده شده است. مقادیر طلا بر حسب گرم در تن و دیگر مقادیر بر حسب درصد وزنی است. تعداد تجزیه‌ها برای هر کانی در ستون اول در پرانتز نشان داده شده است. مقادیر حد حساسیت برای عناصر Ni، Cu، Zn، As، Sb، Au، S، Fe، Co، به ترتیب ۳۵۰، ۳۷۰، ۳۹۰، ۵۰۰، ۶۰۰، ۴۵۰، ۹۵۰، ۱۰۰، ۴۶۰ گرم در تن است. "bdl" نشان‌دهنده مقادیر زیر حد تشخیص می‌باشد.

Elements	Fe	Co	Ni	Cu	As	Sb	Au	S	Total
Euhedral to anhedral Pyrite (Py-I) (n=34)	43.6-47.5 (45.8)	0.02-0.33 (0.07)	0.01-0.18 (0.04)	0.01-0.54 (0.15)	0.01-0.82 (0.18)	0.01-0.24 (0.06)	100>-431 (252)	52.8-54.7 (53.2)	98.3-101 (99.3)
Framboidal Pyrite (Py-II)-Grey Bands (n=15)	41.7-46.6 (43.9)	0.02-0.08 (0.05)	0.01-0.03 (0.01)	0.01-0.44 (0.11)	0.44-6.3 (3.6)	0.23-1.2 (0.71)	100>-616 (300)	49.7-53.7 (51.6)	98.3-100.7 (99.4)
Framboidal Pyrite (Py-II)-White Bands (n=16)	39.4-42 (41.1)	0.01-1.74 (0.15)	0.01-0.05 (0.03)	0.03-0.54 (0.22)	6.6-10.5 (8.3)	0.01-1.2 (0.36)	100>-963 (423)	42.0-50.9 (49.0)	95.5-100.5 (99.1)
Arsenian Pyrite (Py-III) (n=8)	38.3-45.9 (42.5)	0.02-0.16 (0.06)	0.02-0.6 (0.2)	0.009-0.92 (0.32)	1.2-7.9 (5.5)	0.04-1.1 (0.59)	120-1980 (718)	48.7-53.2 (50.1)	95.3-100.4 (99.0)
Late Barren Pyrite (Py-IV) (n=2)	45.1-46.3 (45.7)	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	53.1-53.7 (53.4)	98.9-99.4 (99.1)

جدول ۳- داده‌های میانبار سیال برای نمونه‌های کوارتز و کلسیت

Sample No.	Mineral	Vein system	Type	Th (n)	Mean	Tm (n)	Wt. % NaCl equiv.
AR3-16	Quartz	Au-III	P, PS	186-350 (31)	283	-0.2 to -3.2 (8)	0.4 to 5.3 (2.1)
AR3-28	Quartz	Au-III	P, PS	203-334 (58)	279	-0.1 to -2.5 (10)	0.2 to 4.2 (2.2)
AR3-47	Quartz	Au-III	P, PS	198-357 (35)	285	-0.9 to -3.1 (8)	1.6 to 5.1 (3.2)
AR4-97	Calcite	Au-IV	P, PS	171-310 (61)	236	-0.1 to -1.9 (8)	0.2 to 3.2 (1.4)
AR4-118	Calcite	Au-IV	P, PS	194-301 (48)	266	0.0 to -0.9 (8)	0.0 to 1.6 (0.7)
AR5-76	Calcite	Au-V	P, PS	169-307 (60)	249	-0.1 to -1.5 (11)	0.2 to 2.6 (1.1)
AR5-74	Calcite	Au-V	P, PS	175-309 (50)	264	-0.4 to -1.4 (10)	0.7 to 2.4 (1.2)
ZK002-8	Calcite	Au-II	P, PS	182-313 (59)	268	-0.1 to -2.3 (13)	0.2 to 3.9 (1.9)

تعداد اندازه‌گیری‌های Th، Tm و نیز میانگین شوری در پرانتز نشان داده شده‌اند. نمونه شماره 8-ZK002 از گمانه حفاری در Au-II برداشته شده است. دیگر نمونه‌ها از رگه‌های سطحی برداشت شده است. Y، X به ترتیب طول و عرض جغرافیایی را نشان می‌دهند.



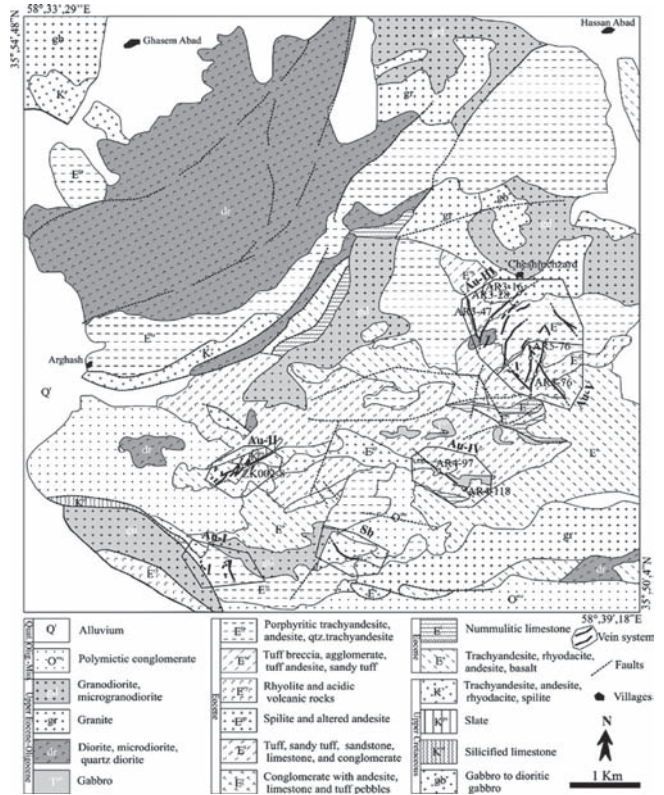
شکل ۳- بافت‌های مختلف کانسنگ در رگه‌ها.

(A) رگچه‌های کلسدونی سفید رنگ در سامانه رگه Au-II که رگه کوارتز قدیمی‌تر را قطع می‌کنند.

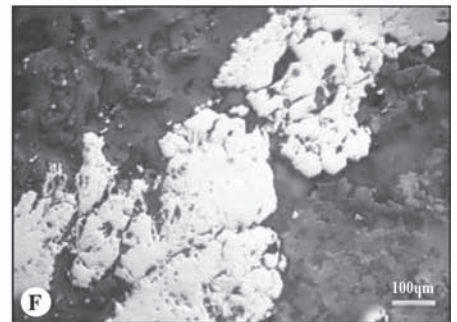
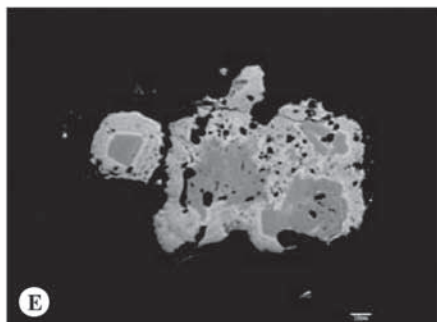
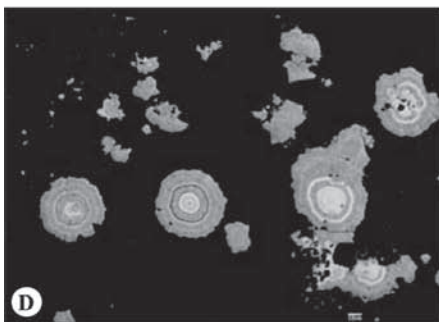
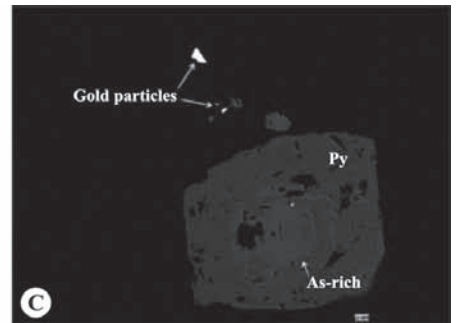
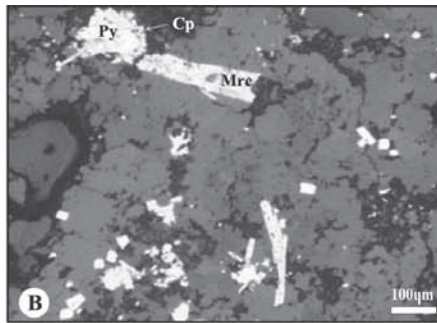
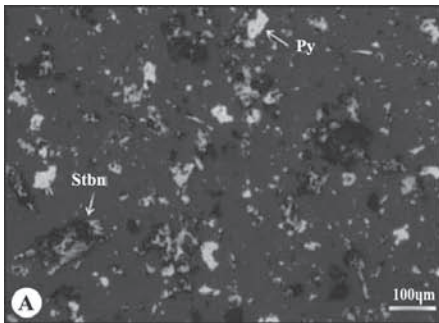
(B) ریخت‌های دروغین (پسدومرف) کلسیت تیغه‌ای که نشان‌دهنده جوشش پس رونده سیال گرمایی است.

(C) بافت پوسته‌گذاری که شامل تناوبی از نوارهای کوارتز کلسدونی و کوارتز غنی از پیریت (اکتون هماتیت-لیمونیت) است.

(D) بافت برشی که شامل قطعات زاویه‌دار و نیمه زاویه‌دار کلسدونی و توف سیلیسی شده در زمینه‌ای از کلسیت-هماتیت است.

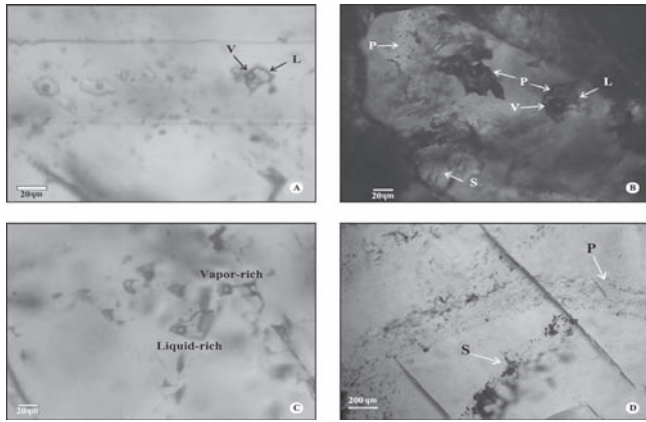


شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده طلای ارغش (ساده شده از نقشه شرکت توسعه علوم زمین، ۱۳۸۰). موقعیت نمونه‌های برداشته شده برای مطالعه میانبارهای سیال نشان داده شده است.



شکل ۴- تصاویر مربوط به نسل‌های مختلف پیریت و کانه‌های همراه. (A) استیبینیت و پیریت فرامبوییدی همراه آن. (B) همراهی مارکاسیت تیغه‌ای و کالکوپیریت با پیریت نسل اول. (C) ذرات طلای آزاد همراه با پیریت نسل اول در باطله کوارتز. (D) تصویر پراکنش الکترونی پیریت فرامبوییدی با نوارهای هم‌مرکز غنی (سفید) و فقیر (خاکستری) از As. (E) تصویر پراکنش الکترونی پیریت آرسنیک‌کی که در حاشیه پیریت فقیر از آرسنیک قرار گرفته است. (F) پیریت عقیم، بی‌شکل و تأخیری پرکننده شکستگی نسل چهارم.

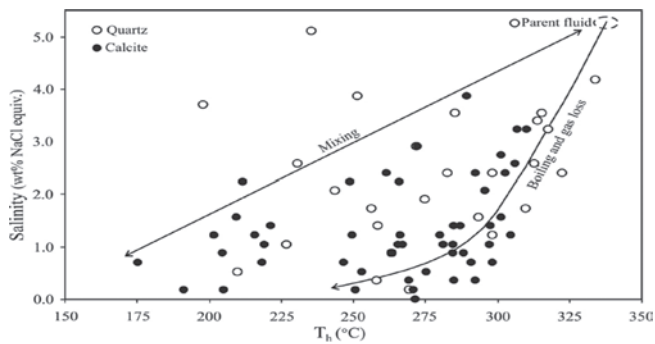
مقیاس در C, D, E ۱۰ میکرون می‌باشد. پیریت: Py; کالکوپیریت: Cpy; مارکاسیت: Mrc; استیبینیت: Stbn.



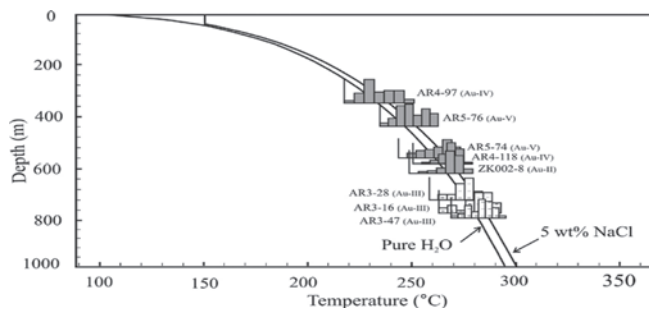
شکل ۶- A) میانبارهای سیال اولیه در یک زون رشدی در کلسیت با نسبت‌های متفاوت بخار به مایع. B) دو میانبار اولیه بزرگ در کوارتز که به صورت جدا از هم قرار گرفته‌اند. دیگر میانبارهای سیال در زون‌های رشدی (P) و در شکستگی‌های بسته شده (S) دیده می‌شود. C) همزیستی فاز غنی از مایع و غنی از بخار در میانبارهای سیال اولیه نمونه کلسیتی ZK002-8. D) میانبارهای اولیه در زون رشدی کلسیت که به وسیله شکستگی بسته شده حاوی میانبارهای ثانویه قطع می‌شود. اولیه: P؛ ثانویه: S؛ مایع: L؛ بخار: V

Minerals	Gold stage	Post-gold stage
Quartz	—	—
Chalcedony	—	—
Calcite	—	—
Euhedral to anhedral pyrite (Py-I)	—	—
Framboidal pyrite (Py-II)	—	—
Arsenian pyrite (Py-III)	—	—
Anhedral barren pyrite (Py-IV)	—	—
Chalcopyrite	—	—
Marcasite	—	—
Arsenopyrite	—	—
Tetrahedrite-Tennantite	—	—
Native Gold	—	—
Refractory Au	—	—
Chalcoite	—	—
Fe oxides-hydroxides	—	—
Kaolinite	—	—
Sericite	—	—

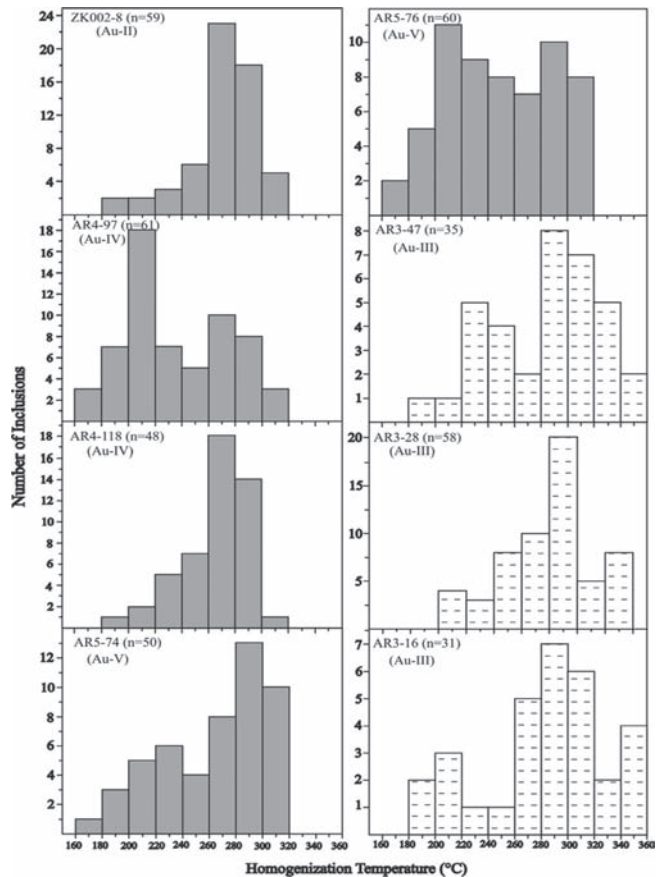
شکل ۵- توالی زایشی کانی‌های دگرسانی و کانه‌ها در محدوده طلای ارغش.



شکل ۸- تغییرات دمای همگن شدن در برابر شوری (برحسب درصد وزنی معادل NaCl). روندهای با شیب زیاد و کم به ترتیب نشان‌دهنده فرایندهای جوشش و آمیختگی است (مقایسه شود با Hedenquist & Henley, 1985؛ Moore et al., 2000؛ Simmons & Christensen, 1994). محل برخورد این دو روند می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب سیال گرمایی اولیه باشد.



شکل ۹- هیستوگرام دمای همگن شدن (T_h) میانبارهای سیال نمونه‌های کوارتز و کلسیت به عنوان تابعی از عمق تشکیل بر روی منحنی‌های جوشش ایستایی (هیدروستاتیک) آب خالص و محلولی با شوری ۵ درصد وزنی معادل NaCl بر اساس Haas (1971). نمونه‌های کوارتز با هاشور مشخص شده است.



شکل ۷- نمودارهای تغییرات دمای همگن شدن در نمونه‌های مختلف کلسیت و کوارتز. بیشتر اندازه‌گیری‌ها در کوارتز در محدوده دمای بین ۲۷۵ و ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و در کلسیت در دماهای ۲۲۵، ۲۵۰، ۲۷۵ و ۳۰۰ و ۳۲۵ درجه سانتی‌گراد قرار گرفته‌اند.

کتابنگاری

- اشرف‌پور، ا.، ۱۳۸۶- ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و دگرسانی محدوده طلای ارغش، جنوب‌غرب نیشابور، شمال‌شرق ایران، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۷ ص.
پورلطیفی، ع.، ۱۳۷۷- گزارش نقشه زمین‌شناسی ناحیه ارغش (مقیاس ۱:۲۰۰۰۰). سازمان زمین‌شناسی ایران.
شرکت توسعه علوم زمین، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی ناحیه ارغش (مقیاس ۱:۲۰۰۰۰).
شمعانیان، غ.، ۱۳۷۷- اکتشاف چکشی در منطقه ارغش، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۰ ص.
کیوان‌فر، م.، عسگری، ا.، ۱۳۸۰- گزارش نقشه زمین‌شناسی ناحیه ارغش (مقیاس ۱:۵۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی ایران.

References

- Alavi M., 1991- Tectonic map of the Middle East (scale 1:5,000,000): Geological Survey of Iran.
Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran: *Journal of Geodynamics*, 21: 1-33.
Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. & Chomiak, B.- 2001, Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data: *Society of Economic Geologists Special Publication 8*, 1-32.
Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. & Chomiak, B., 2001- Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data: *Society of Economic Geologists Special Publication 8*: 1-32.
Alderton, D.H.M. & Fallick, A.E., 2000- The nature and genesis of gold-silver-tellurium mineralization in the Metaliferi Mountains of Western Romania: *Economic Geology*, 95: 495-516.
Arribas, A., Jr., Cunningham, C.G., Rytuba, J.J., Rye, R.O., Kelly, W.C., Podwysoki, M.H., McKee, E.H. & Tosdal, R.M., 1995- Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain: *Economic Geology*, 90, 795-822.
Ashrafpour, E., Ansdell, K. & Alirezaei, S, 2007- Carbon and Sulfur Isotope Variations in Arghash Gold Prospect, Southwest Neishabour, Northeastern Iran: *Journal of Geoscience*, Geological Survey of Iran (in press).
Brathwaite, R. & Faure, K., 2002- The Waihi epithermal gold-silver-base metal sulfide-quartz vein system, New Zealand: temperature and salinity controls on electrum and sulfide deposition: *Economic Geology*, 97: 269-290.
Drummond, S.E. & Ohmoto, H., 1985- Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems: *Economic Geology*, 80: 126-147.
Haas, J.L., Jr., 1971- The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure: *Economic Geology*, 66, 940-946.
Heald, P, Foley, N.K. & Hayba, D.O., 1987- Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types: *Economic Geology*, 82: 1-26.
Hedenquist, J. W., Arribas, A., Jr. & Gonzalez-Urien, E., 2000- Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*, 13: 245-277.
Hedenquist, J.W. & Henley, R.W., 1985- Effect of CO₂ on freezing point depression measurements of fluid inclusions: Evidence from active systems and application to epithermal studies: *Economic Geology*, 80: 1379-1406.
John, D., Hofstra, A.H., Fleck, R.J., Brummer, J.E. & Saderholm, E.C., 2003- Geologic setting and genesis of the Mule Canyon low sulfidation epithermal gold-silver deposit, North-Central Nevada: *Economic Geology*, 98, 425-463.
Moore, J.N., Powell, T.S., Heizler, M.T. and Norman, D.I., 2000- Mineralization and hydrothermal history of the Tiwi geothermal system, Philippines: *Economic Geology*, 95: 1001-1023.
Ohmoto, H. & Goldhaber, M.B., 1997- Sulfur and carbon isotopes: In H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed., New York, John Wiley and Sons, 517-611.
Reed, M.H. & Sycher, N.F., 1985- Boiling, cooling, and oxidation in epithermal systems: a numerical modeling approach: *Reviews in Economic Geology*, 2: 249-272.
Roedder, E., 1984 - Fluid inclusions: *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 644 p.
Simmons, S.F. & Christensen, B.W., 1994- Origins of calcite in a boiling geothermal system: *American Journal of Science*, 294: 361-400.
Simmons, S.F., 1991- Hydrologic implications of alteration and fluid inclusion studies in the Fresnillo district, Mexico: Evidence for a brine reservoir and a descending water table during the formation of hydrothermal Ag-Pb-Zn ore bodies: *Economic Geology*, 86, 1579-1602.
Simmons, S.F., Arehart, G., Simpson, M.P. & Mauk, J.L., 2000- Origin of Massive Calcite Veins in the Golden Cross, Low-Sulfidation Epithermal Au-Ag Deposit, New Zealand: *Economic Geology*, 95: 99-112.
Simpson, M.P. & Mauk, J., 2001- Hydrothermal alteration and hydrologic evolution of the Golden Cross epithermal Au-Ag deposit, New Zealand: *Economic Geology*, v. 96, p. 773-796.
Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.