

منشأ و تکامل سیال کانه‌ساز در کانسار مگنتیت±آپاتیت لکه‌سیاه (باقی): شواهدی از میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن

ابراهیم طالع فاضل*، مهین رستمی؛ دانشگاه بوعلی سینا، گروه زمین‌شناسی

دریافت ۹۷/۱۱/۲۶

پذیرش ۹۸/۰۴/۲۳

چکیده

کانسار مگنتیت±آپاتیت لکه‌سیاه در شمال‌شرق بافق و در زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. سنگ میزبان کانسار شامل توالی‌های ضخیم آتشفشانی-رسوبی به سن کامبرین زیرین است که به‌صورت مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه رخمون دارد. کانه‌زایی آهن به‌صورت عدسی‌های مگنتیت و هماتیت اغلب همراه کانی‌های باطله آپاتیت، کوارتز و کلسیت تشکیل شده است. براساس شواهد پتروگرافی میانبارهای سیال، پنج نوع میانبار سیال شامل چندفازی ($L+V+S_1+S_2$)، سه فازی ($L+V+S$)، دوفازی غنی از مایع ($L+V$)، دوفازی غنی از گاز ($V+L$) و تک فاز گاز (V)، در کانی‌های کوارتز و آپاتیت کانسار لکه‌سیاه شناسایی شد. میانبارهای سه فازی فراوان‌ترین نوع میانبارها هستند که دمای همگن شدن برای کوارتز بین 123°C تا 530°C (متوسط 344°C) و در آپاتیت بین 175°C تا 420°C (متوسط 385°C)، به‌دست آمد. همچنین، تغییرات شوری در میزبان کوارتز بین ۳۰ تا ۵۸ درصد وزنی معادل نمک (متوسط ۴۰ درصد وزنی) و در آپاتیت بین ۳۴ تا ۵۳ درصد وزنی معادل نمک (متوسط ۴۱/۶ درصد وزنی)، را نشان می‌دهد. فشار محاسبه شده در سیستم $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ بین ۱۰ تا ۵۰۰ بار و معادل عمق ۰/۳ تا ۱/۵ کیلومتری، به‌دست آمد. مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ در تعادل با کوارتز بین ۷/۵ تا ۱۱ در هزار است که نشان‌دهنده سیال با خاستگاه ماگمایی است. براساس تغییرات وسیع دمای همگن شدن نهایی و شوری و نیز هم‌بستگی مثبت آن‌ها در میانبارهای سیال، اختلاط سیال ماگمایی دما و شوری زیاد با سیال سرد با شوری کم (مشابه سیال جوی)، از عوامل مؤثر در رخداد کانسار لکه‌سیاه است.

واژه‌های کلیدی: مگنتیت±آپاتیت، توالی آتشفشانی-رسوبی، ایزوتوپ اکسیژن، مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه، بافق.

مقدمه

حوضهٔ زیریگان-چاه‌میر (منطقه معدنی بافق) واقع در بخش جنوبی قلمرو لیتوتکتونیکی پشت-بادام، میزبان انواع کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت (IOA) نوع کایرونا (Kiruna type) (چغارت، چاه‌گز، اسفوردی، سه‌چاهون، آنومالی شمالی، میشدوان و لکه‌سیاه)، آهن-منگنز برونومی و روی-سرب رسوبی-برونومی (SEDEX) (شامل کوشک، چاه‌میر و زیریگان) است. کانسارهای نوع کایرونا در بخش غربی و شمال‌غربی حوضهٔ زیریگان-چاه‌میر و در توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین (ECVSS) قرار دارند. توالی غیردگرگونی متشکل از سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا فلسیک، شیل، ماسه‌سنگ، دولومیت و آهک دولومیتی [۲۴] است. این توالی میزبان بیش از ۳۴ آنومالی مغناطیس هوایی با بیش از ۱/۷ میلیارد تن ذخیره Fe-P-Mn است که در محدوده‌ای به‌وسعت ۷۵۰۰ کیلومتر مربع قرار دارند [۲۰]. عیار Fe_2O_3 در آن‌ها بین ۵۰ تا ۷۰ درصد وزنی و P_2O_5 بین ۰/۱ تا ۷/۷۸ درصد وزنی برآورد شده است [۲۰]. در این میان، کانسار مگنتیت±آپاتیت لکه‌سیاه به وسعت تقریبی ۵ کیلومتر مربع در مختصات $56^{\circ}42'55''$ طول شرقی و $31^{\circ}46'47''$ عرض شمالی و فاصله ۴۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان بافق، بین معادن اسفوردی و کوشک قرار گرفته است. در این پژوهش، به‌بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی اصلی کانسار لکه‌سیاه شامل، لیتولوژی سنگ میزبان، کانی‌شناسی دگرسانی و ماده معدنی پرداخته می‌شود. همچنین با

استفاده از بررسی میانبرهای سیال و نتایج ایزوتوپی اکسیژن، در مورد منبع و تکامل سیالات تشکیل‌دهنده کانسنگ و شرایط شکل‌گیری ماده معدنی بحث می‌شود.

زمین‌شناسی کانسار لکه‌سیاه

کانسار مگنتیت \pm آپاتیت لکه‌سیاه در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی [۳۰] و برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد [۳] قرار می‌گیرد. براساس نقشه‌های زمین‌شناسی و شواهد صحرایی، واحدهای تشکیل‌دهنده کانسار لکه‌سیاه را می‌توان شامل، (۱) توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین‌زیرین (ECVSS یا CVSS) و (۲) مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه با سن اواخر کامبرین‌زیرین، در نظر گرفت. واحدهای سنگی خروجی-نیمه‌عمیق مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه به‌عنوان میزبان کانه‌سازی آهن \pm آپاتیت و فراوان‌ترین واحدهای تشکیل‌دهنده منطقه هستند. در ادامه خصوصیات هر کدام از این واحدهای سنگی اشاره شده است:

توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین‌زیرین (CVSS)

توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین‌زیرین (CVSS) روی نقشه ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد [۳] از قدیم به جدید شامل مجموعه‌های کوه‌بنان I و کوه‌بنان II است. مجموعه سنگی کوه‌بنان I از زیرعضوهای خارنگان، نارینگان، نادینگان و اسفوردی تشکیل شده است. زیرعضو خارنگان قدیمی‌ترین مجموعه سنگی در این منطقه است که با ضخامت ۱۵۰۰ متری از شیل و سیلستون سبزرنگ، ماسه‌سنگ و گریوک سبز روشن تا تیره تشکیل شده و به سمت بالا به آهک‌های آلگی با لامیناسیون ضعیف و چرت‌های سیاه‌رنگ تبدیل می‌شود. ضخامت آهک‌های آلگی ۳۰۰ متر است و در امتداد شکستگی‌ها به دولومیت تبدیل شده است (شکل ۲ پ، ت، ج). زیرعضو نارینگان با جنس کنگلومرا و دگرشیبی زاویه‌دار روی مجموعه خارنگان نهشته شده (شکل ۲ ث) و به تدریج به سمت بالا به ماسه‌سنگ‌های قرمز تیره تا بنفش معادل سازند لالون تغییر می‌کند. زیرعضوهای نادینگان و اسفوردی متشکل از شیل و ماسه‌سنگ با دگرشیبی زاویه‌دار روی زیرعضو خارنگان نهشته شده‌اند به‌طوری‌که قطعاتی از شیل، گریوک و دولومیت خارنگان درون نادینگان مشاهده شده است. فعالیت‌های آتشفشانی شدید و شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های رخساره عمیق‌تر دو مجموعه اسفوردی و نادینگان سبب تمایز آن‌ها از ماسه‌سنگ‌ها و دولومیت‌های رخساره کم‌عمق‌تر مجموعه نارینگان شده است. مرز بین شیل، ماسه‌سنگ و گریوک مجموعه اسفوردی با مجموعه نادینگان به‌صورت گسله است که سبب وارونگی طبقات شده است. زیرعضو نادینگان با ویژگی رسوبی-آتشفشانی، میزبان سنگ‌های آذرآواری اسیدی، گدازه‌ها و گنبد‌های ریولیتی مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه است (شکل ۲ ب). جوان‌ترین بخش توالی ECVSS متعلق به مجموعه سنگی کوه‌بنان II است که از دولومیت خاکستری، ماسه‌سنگ، آهک‌های تریلوبیت‌دار و هیولیت‌دار تشکیل شده است. در شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی کانسار لکه‌سیاه نشان داده شده است.

مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه با سن اواخر کامبرین‌زیرین

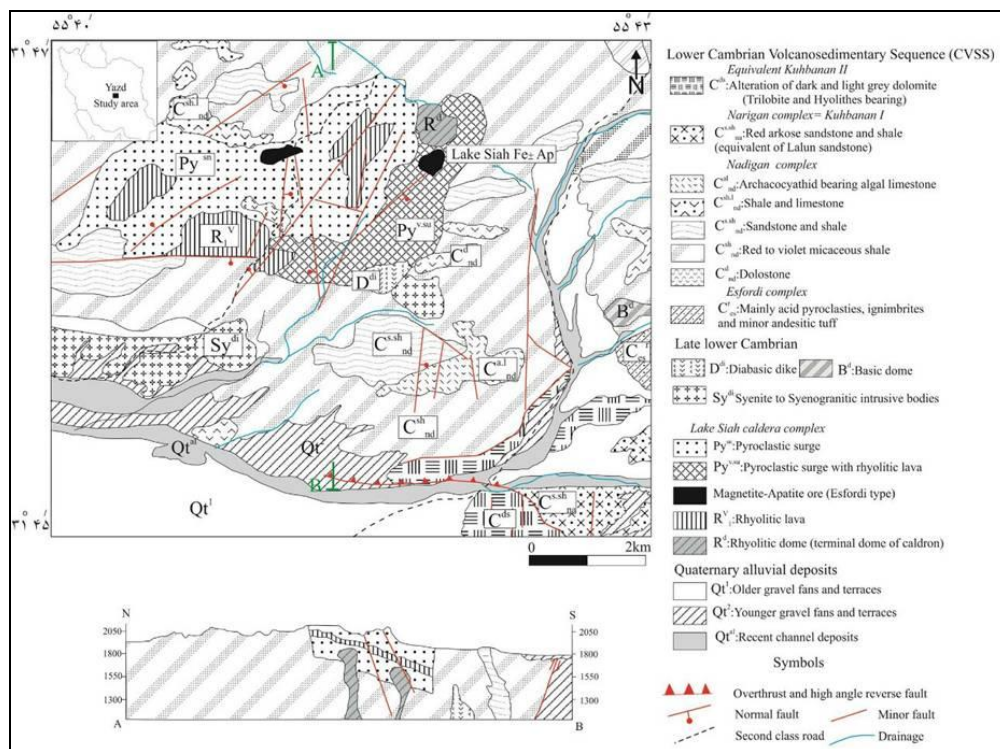
مراحل تشکیل مجموعه کالدرایی لکه‌سیاه را می‌توان در این سه مرحله اصلی خلاصه کرد:

(آ) رخساره آذرآواری خیزابی^۱ که در اثر برخورد ماگما با سنگ‌های اشباع از آب و انفجار و تشکیل مجموعه پیروکلاستیکی به‌وجود آمده است.

(ب) تشکیل کالدرای فرونشینی^۲ که بعد از انفجار اولیه و تخلیه حجم زیادی از ماگما که همراه با ریزش سقف اتاقک ماگمایی تشکیل شده است.

1. Pyroclastic Surge
2. Subsidence caldera

ج) صعود ماگمای اسیدی از طریق شکستگی‌ها و تشکیل گنبد‌های ریولیتی. در نهایت پس از شکل‌گیری و تکوین مجموعه کالدرای لکه‌سیاه، این مجموعه به‌وسیله توده‌های عمیق و نیمه‌عمیق از قبیل دایک‌های دیابازی و پلاگ‌های سینیتی تا سینوگرانیتی مورد هجوم قرار گرفته که به‌ویژه در جنوب کانسار لکه‌سیاه رخنمون دارند (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه لکه‌سیاه همراه با نیم رخ A-B (با تغییرات از برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد، [۳])

پتروگرافی

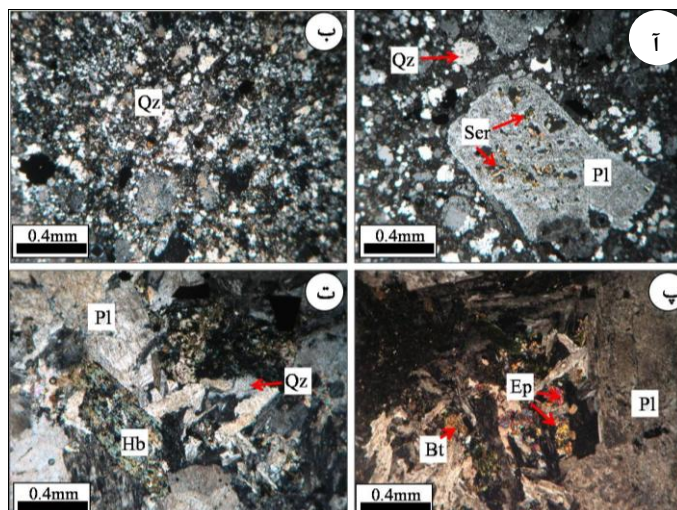
بر اساس شواهد صحرائی و بررسی‌های میکروسکوپی، سنگ‌های آذرین شامل طیفی از سنگ‌های خروجی تا نفوذی شامل ریولیت، آندزیت، سینیت تا سینوگرانیت و توف هستند. واحدهای سنگی خروجی اغلب ریولیتی است که بخش زیادی از منطقه بررسی شده را پوشش می‌دهد. ریولیت با بافت پورفیری تدریجی از کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و کانی‌های فرعی زیرکن و کلسیت تشکیل شده است (شکل ۳ آ). درشت بلورهای کوارتز با ابعاد ۲ میلی‌متر حدود ۷۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. بلورهای پلاژیوکلاز با فراوانی حدود ۲۰ درصد و با حفظ شکل اولیه به سرسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. در مجاور توده معدنی واحد تکتونیزه و خرد شده آندزیتی رخنمون دارد که در مقاطع میکروسکوپی با بافت پورفیری و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت مشخص می‌شود (شکل ۳ پ و ت). پلاژیوکلاز تحت تأثیر محلول‌های گرمابی به کلسیت، اپیدوت و سرسیت تبدیل شده است. در اثر دگرسانی بیوتیت نیز، کانی ثانویه کلریت تشکیل می‌شود. توف‌های ریولیتی (شکل ۳ ب) با ظاهری برشی شده از کانی غالب کوارتز تشکیل شده که در خمیره‌ای از سرسیت قرار گرفته است.

کانه‌زایی و دگرسانی

کانسنگ اصلی اکسید آهن در منطقه لکه‌سیاه با مختصات $55^{\circ}42'56''$ طول شرقی و $31^{\circ}46'47''$ عرض شمالی به صورت توده سیاه مایل به قهوه‌ای و وسعت تقریبی ۵ کیلومتر مربع رخمون دارد (شکل ۴ آ). مگنتیت و هماتیت کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده کانسنگ هستند. در مقاطع صیقلی نمونه‌های اکسید آهن منطقه، پدیده مارتنیتی‌شدن در طول شکستگی‌ها و حاشیه دانه‌های مگنتیت مشاهده می‌شود. گوتیت با بافت کلوفرم همراه مگنتیت و هماتیت مشاهده شد. کانی‌های سولفیدی پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت به صورت ادخال فضای خالی مگنتیت و هماتیت را پر کرده است (شکل ۴ چ). کانی‌های باطله کوارتز، آپاتیت، آمفیبول و کلسیت، اغلب همراه با ماده معدنی تشکیل شده‌اند (شکل ۴ ت، ث، ج، خ). در نمونه‌های دستی، آپاتیت‌ها دارای دو نسل هستند. آپاتیت نسل اول (Ap I) به صورت بلورهای کشیده منشوری و رنگ سبز روشن در فضاهای خالی مگنتیت تشکیل شده است (شکل ۴ پ). آپاتیت نسل دوم (Ap II) با رنگ سبز روشن به صورت برشی همراه با بلورهای کوارتز مشاهده می‌شود (شکل ۴ ج). همانند دیگر کانسارهای منطقه بافق، در کانسار لکه‌سیاه نیز دگرسانی شدید سنگ دیواره رخ داده است.



شکل ۲. تصاویر صحرائی از واحدهای زمین‌شناسی مختلف در منطقه بررسی شده؛ (آ) کان‌زایی اکسید آهن به صورت توده‌ای (دید به سمت شمال شرق)، (ب) نمایی از گنبد ریولیتی و آغستگی اکسید آهن در بخش‌های بالایی آن (دید به سمت شرق)، (پ) آهک لامینه‌ای با ساختار استروماتولیتی، (ت) آهک‌های آرکئوسیاتیددار که در امتداد شکستگی‌ها دولومیتی شده‌اند (دید به سمت جنوب غرب)، (ث) دگرشیمی زاویه‌دار بین مجموعه‌های خارنگان و ناریگان، (ج) تناوب آهک‌های خاکستری روشن و تیره (عکس‌های ت و ث از [۳] اقتباس شده است).



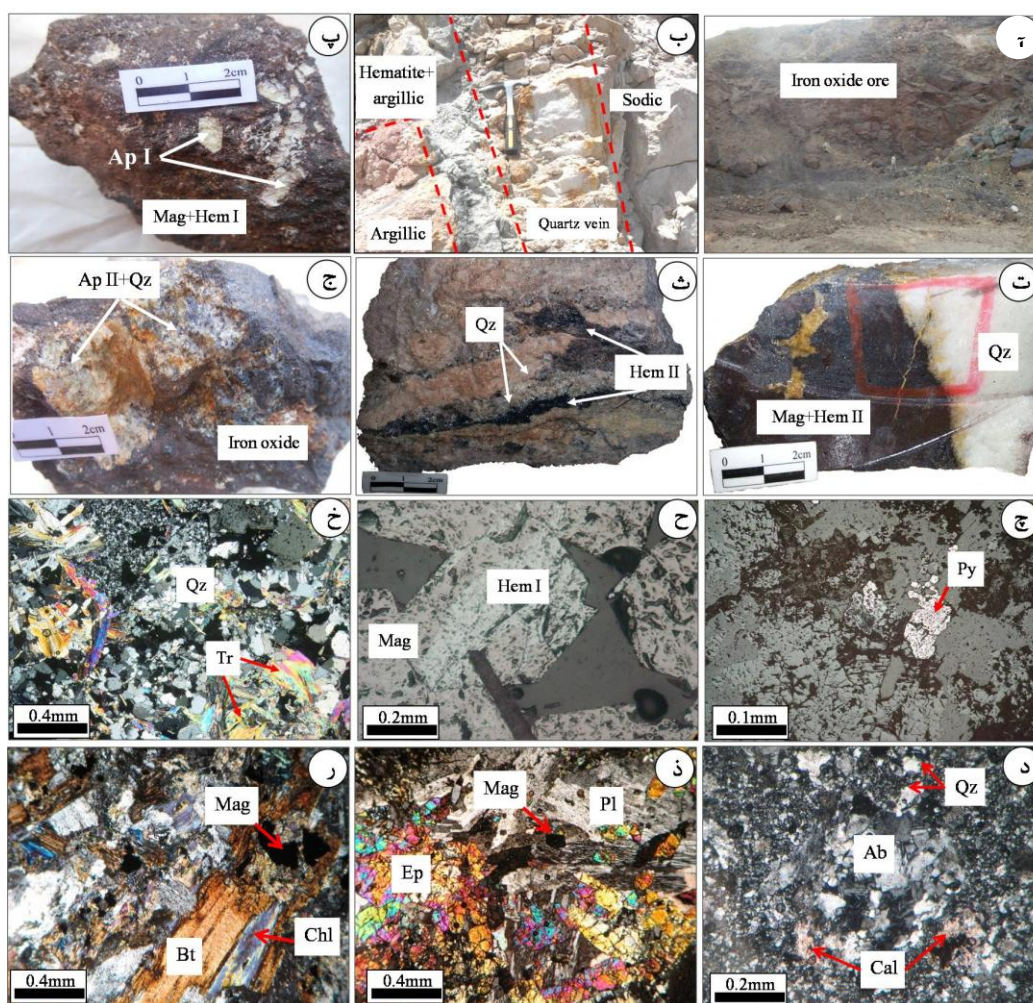
شکل ۳. تصاویر پتروگرافی از سنگ‌های آذرین منطقه لکه‌سیاه (در حالت XPL). (آ) بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز در واحد ریولیتی، (ب) در هم قفل شدگی بلورهای کوارتز در توف‌های ریولیتی، (پ) و (ت) واحد کوارتز دیوریتی با حضور کانی‌های غالب پلاژیوکلاز و کوارتز و کانی‌های ثانویه اپیدوت و هورنبلند. (حروف اختصاری کانی‌ها از [۳۵] شامل: Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Qz: کوارتز، Ser: سربیسیت)

مهم‌ترین دگرسانی‌های منطقه لکه‌سیاه به ترتیب زمان تشکیل و فاصله گرفتن از سیستم گرمایی محیط شامل دگرسانی‌های سدیک (آلبیتی)، سدیک-کلسیک (آهن)، پتاسیک، آرژیلیک و هیدرولیتیک (اسیدی) است [۲]. دگرسانی سدیک با آلبیتی شدن شدید سنگ میزبان در بلافاصل توده معدنی رخنمون یافته است (۴ ب و د). محلی که دگرسانی سدیک سبب ایجاد سنگ‌های غنی از آلبیت شده به‌عنوان آلبیتیت شناخته می‌شود. این دگرسانی با کانی اصلی آلبیت و کانی‌های فرعی کوارتز، مسکوویت، معمولاً سنگ‌های فلسیک، نیمه‌عمیق و گرانیته را تحت تأثیر قرار می‌دهد. دگرسانی کلسیک با کانی‌های شاخص ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت مشخص می‌شود. دگرسانی پتاسیک با مجموعه کانی‌های بیوتیت، فلدسپار پتاسیم، کلریت و مگنتیت مشخص می‌شود. در این دگرسانی کانی‌های بیوتیت و فلدسپار پتاسیم به جای آلبیت تشکیل شده است (شکل ۴ ر). کانه‌زایی مگنتیت بعد از دگرسانی‌های کلسیک و پتاسیک و در برخی موارد همراه با آن‌ها تشکیل شده است. دگرسانی آرژیلیک یا رسی در مجاورت توده معدنی رخنمون دارد که با مجموعه کانی‌های مونت‌موریلونیت، کائولینیت، کوارتز، هماتیت و کانی‌های فرعی پلاژیوکلاز، دیکیت و کلریت شناخته می‌شود. حضور هماتیت در این مجموعه سبب ایجاد رنگ صورتی و خاکستری شده که در بخش‌های شمالی و جنوبی کانسار رخنمون دارد (شکل ۴ ب).

توالی پاراژنتیک

مشاهدات صحرایی و کانی‌شناسی در سنگ میزبان کانسار آهن±آپاتیت لکه‌سیاه گویای رخداد دگرسانی قلیایی-اکسید آهن مرتبط با یک سیستم گرمایی است [۱]. براساس مجموعه کانی‌ها و مشاهدات بافتی، توالی پاراژنتیک کانسار لکه‌سیاه به‌صورت شکل ۵ نمایش داده شده است. دگرسانی سدیک با کانی شاخص آلبیت، سنگ‌های فلسیک را تحت تأثیر قرار می‌دهد. دگرسانی سدیک-کلسیک با حضور پلاژیوکلاز سدیک، ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت مشخص می‌شود که با ظاهری سبزرنگ در بخش شمالی کانسار رخنمون دارد. دگرسانی پتاسیک در سنگ‌های آندزیتی و کوارتز آندزیتی مجاور توده معدنی تشکیل شده است. شستشوی آهن از بیوتیت سبب نهشت مگنتیت می‌شود. دگرسانی سدیک (کلسیک) نیز با تحرک و حذف فلزات پایه و آهن [۱۳] سبب تجمع این عناصر در محلول‌های عامل دگرسانی می‌شود. با افزایش اسیدیته سیال گرمایی فلدسپار به‌طور

کامل به سریسیت تبدیل شده و کلریت و دیگر کانی‌های آهن‌دار جای‌گزین کانی‌های مافیک می‌شود که با رخداد دگرسانی‌های آرژیلیک و هیدرولیتیک، در بخش‌های مختلف کانسار به‌ویژه در اطراف توده معدنی به‌صورت مناطق با رنگ‌های سفید، خاکستری و صورتی مشاهده می‌شوند. دگرسانی هیدرولیتیک یا اسیدی در مراحل آخر و در طی کانه‌زایی آهن تشکیل شده است. مرحله کانه‌زایی با تشکیل مگنتیت و هماتیت توده‌ای نسل I مشخص می‌شود که با آپاتیت‌های نسل I منشوری و رنگ سبز روشن درهم رشدی دارد. مگنتیت در حاشیه و سطوح شکستگی کانی در اثر پدیده ماریتیتی شدن به هماتیت II تبدیل می‌شود. آپاتیت نسل II به‌صورت بلورهای بی‌شکل همراه با کوارتز در فضای خالی مگنتیت تشکیل شده‌اند. به‌منظور بررسی میانبرهای سیال از نمونه‌های کوارتز و آپاتیت مرحله کانه‌زایی استفاده شد. بررسی ایزوتوپ پایدار اکسیژن نیز روی کانی‌های مگنتیت و کوارتز مرحله کانه‌زایی انجام شد.



شکل ۴. تصاویر کانه‌زایی و دگرسانی در منطقه لکه‌سیاه: (آ) توده معدنی اکسید آهن (دید به‌سمت شرق)، (ب) دگرسانی سدیک، هماتیت-آرژیلیک به همراه رگه کوارتز، (ج) مگنتیت همراه با بلورهای منشوری آپاتیت نوع I، (ت) کوارتز در تماس با ماده معدنی، (ث) بافت قشری در نتیجه رشد متناوب کوارتز و هماتیت، (ج) بلورهای آپاتیت II \pm کوارتز در حفره‌های موجود در مگنتیت، (چ) پیریت به‌صورت ادخال در زمینه مگنتیت، (ح) تبدیل مگنتیت به هماتیت، (خ) کوارتز و ترمولیت به‌صورت باطله، (د) دگرسانی سدیک با حضور آل بیت و کوارتز، (ذ) رخداد اپیدوت، پلاژیوکلاز به همراه کانی فرعی مگنتیت در دگرسانی کلسیک، (ر) حضور بیوتیت به‌عنوان شاخص دگرسانی پتاسیک. کلیه تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری متقاطع (XPL) تهیه شده است. حروف اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز [۳۱] شامل: Mag: مگنتیت، Cal: کلسیت، Ab: آل بیت، Bt: بیوتیت، Tr: ترمولیت، Ep: اپیدوت، Qz: کوارتز، Hem: هماتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Chl: کلریت، Ser: سریسیت، Ap: آپاتیت

Stage Mineral	Sodic alteration	Sodic- Calcic alteration	Potassic alteration	Argillic alteration	Mineralization		Acidic (Hydrolytic) and Sillicic alteration
					Early	Late	
Magnetite							
Hematite I							
Hematite II							
Apatite I							
Apatite II							
Biotite							
Albite							
Epidote							
Sericite							
Tremolite-actinolite							
Calcite							
Chlorite							
Quartz							
Clay minerals							
Geothite							
Sulphides (Py, Cpy, Cc)							

شکل ۵. شمایی از توالی پاراژنتیک در کانسار آهن±آپاتیت لکه‌سیاه

میانبرهای سیال

به‌منظور شناخت ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی روند تکامل سیال کانه‌ساز، بررسی‌های پتروگرافی و ریزدماسنجی میانبرهای سیال روی تعداد ۴ نمونه از کوارتز و آپاتیت نسل دوم (II) همراه کانه‌سازی آهن انجام شد (مراجعه شود به توالی پاراژنتیک در شکل ۵). بدین‌منظور از نمونه‌های ذکر شده مقاطع دو برصیقل با ضخامت ۱۲۰ تا ۱۵۰ میکرون، تهیه شد. بررسی میانبرهای سیال در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC) به کمک سکوی گرمایش-سرمایش لینکام مدل THMS600 نصب شده بر میکروسکوپ زایس، انجام شد. دامنه حرارتی دستگاه بین ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. کالیبراسیون سکو در گرمایش با دقت ± 0.6 درجه سانتی‌گراد تنظیم شده که به‌وسیله نیترات سزیم^۱ با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد انجام شده است. در مرحله انجماد با دقت ± 0.2 درجه سانتی‌گراد و با ماده استاندارد ان-هگزان^۲ با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد، انجام شد. در پایان، داده‌های حاصل از بررسی‌های ریزدماسنجی میانبرهای سیال با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی FLINCOR [۶] و Fluid Package [۳]، پردازش شدند. در میانبرهای آبگین دو فازی (در نمونه آپاتیت) و میانبرهای سه فازی (در نمونه‌های کوارتز و آپاتیت) همراه با فاز جامد هالیت، پارامترهای دمای اولین نقطه ذوب یخ (T_{FM})، دمای آخرین نقطه ذوب یخ ($T_{m_{ice}}$)، دمای همگن‌شدگی نهایی (T_{total}) و دمای انحلال هالیت ($T_{m_{NaCl}}$)، اندازه‌گیری شدند. محاسبه شوری در میانبرهای آبگین دو فازی مایع-بخار بدون فاز جامد در سیستم $H_2O-NaCl$ با استفاده از دمای نهایی ذوب یخ ($T_{m_{ice}}$)، انجام شد. شوری در میانبرهای حاوی فاز جامد هالیت نیز با استفاده از دمای ذوب هالیت ($T_{m_{NaCl}}$) و بهره‌گیری از معادله Bodnar (۱۹۹۴) به‌دست آمد.

پتروگرافی

کوارتز

میانبرهای سیال در میزبان کوارتز با توجه به رده‌بندی‌های رودر (۱۹۸۴) و شفرد (۱۹۸۵) از نظر شکل ظاهری به‌صورت

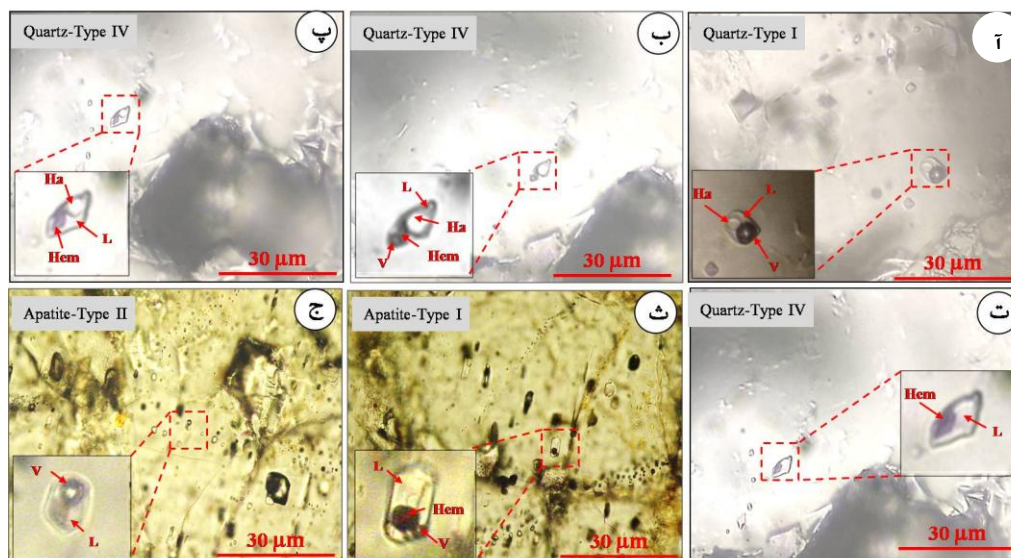
1. Cesium nitrate
2. N-Hexane

بلور منفی^۱، کشیده، کروی و بی‌شکل تقسیم می‌شوند. از نظر فازهای تشکیل‌دهنده، میانبرهای سیال در میزبان کوارتز را می‌توان به ۴ نوع تقسیم کرد؛ که به ترتیب فراوانی شامل: ۱. میانبرهای نوع I سه‌فازی مایع-بخار-هالیت (L+V+S)، ۲. میانبرهای نوع II دوفازی مایع-بخار (L+V)، ۳. میانبرهای نوع III تک‌فاز بخار (V) و ۴. میانبرهای نوع IV چندفازی مایع-بخار-هالیت-هماتیت (L+V+S₁+S₂) هستند.

میانبرهای نوع I با ابعاد ۶ تا ۱۵ میکرون، فراوان‌ترین نوع میانبرها هستند (شکل ۶ آ). فاز جامد هالیت در آنها از شکل مکعب و یا مربع با ظاهر شفاف شناخته می‌شود. میانبرهای نوع II دو فازی مایع-بخار که حباب بخار حدود ۲۵ الی ۳۰ درصد حجم میانبر را اشغال کرده دارای ابعاد کوچک‌تر از ۸ میکرون هستند. میانبرهای نوع III فراوانی کمی دارند و به‌طور عمده از تک فاز گاز تشکیل شده‌اند. با توجه به رنگ حباب تیره در این میانبرها، احتمال حضور فازهای فرار CO₂ و CH₄ وجود دارد [۲۸]. میانبرهای نوع IV با ابعاد ۸ تا ۱۲ میکرون با حضور هماتیت‌های هگزگونال و به‌رنگ قرمز روشن تا قهوه‌ای قابل شناسایی است (شکل ۶ ب، پ، ت).

آپاتیت

میانبرهای سیال در میزبان آپاتیت نسل دوم به شکل‌های منشوری و بلور منفی مشاهده شد. این میانبرها شامل: ۱. میانبرهای نوع I سه‌فازی مایع-بخار-هالیت (L+V+S)، ۲. میانبرهای نوع II دوفازی مایع-بخار (L+V) و ۳. میانبرهای نوع III دوفازی بخار-مایع (V+L)، هستند. میانبرهای نوع I بیش‌ترین فراوانی را داشته و در مقایسه با میانبرهای سه-فازی در میزبان کوارتز، اندازه بزرگ‌تری (۸ تا ۲۰ میکرون)، دارند (شکل ۶ ث). میانبرهای نوع II با اندازه ۱۰ تا ۱۵ میکرون، غنی از مایع (L+V) است و به فاز مایع (L+V→L) همگن می‌شوند. در حالی که میانبرهای نوع III غنی از بخار (VL) است و به فاز بخار (V+L→V) همگن شدند (شکل ۶ ج).



شکل ۶. تصاویر پتروگرافی انواع میانبرهای سیال در میزبان کانی‌های کوارتز (آ و ت) و آپاتیت (ث و ج) کانسار لکه-سیاه در دمای اتاق (۲۵ درجه سانتی‌گراد). (آ) میانبر نوع I دارای فاز مایع، بخار و کانی دختر هالیت، (ب) میانبر چند فازی (نوع IV) متشکل از فاز مایع، بخار، هالیت و هماتیت، (پ) همگن شدن فاز بخار میانبر با افزایش دما، (ت) انحلال هالیت و همگن شدن نهایی میانبر، (ث) میانبر سیال نوع I متشکل از مایع، بخار و کانی دختر هماتیت، (ج) میانبر سیال نوع II مایع و بخار

1. Negative crystal

ریزدماسنجی

بررسی ریزدماسنجی میانبرهای سیال در نمونه‌های کوارتز، روی میانبرهای اولیه نوع I و IV انجام شد. بررسی میانبرهای دوفازی در کوارتزها به دلیل ابعاد کوچک آن‌ها امکان‌پذیر نبود. در میزبان آپاتیت، هر سه میانبر سیال نوع I ($L+V+S$)، II ($L+V \rightarrow L$) و III ($V+L \rightarrow V$)، بررسی شدند. خصوصیات ریزدماسنجی این میانبرها بدین شرح است:

کوارتز

میانبرهای نوع I دارای محدوده دمای همگن شدن بین ۱۲۳ تا ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد و مقادیر شوری ۳۰/۳ تا ۵۸/۷ درصد وزنی معادل نمک، هستند. هم‌چنین، میانبرهای نوع IV دمای همگن شدن بین ۱۶۰ تا ۴۶۴ درجه سانتی‌گراد و تغییرات شوری بین ۳۶/۵ تا ۶۵/۱ درصد وزنی معادل نمک را تغییر می‌کند (شکل ۷).

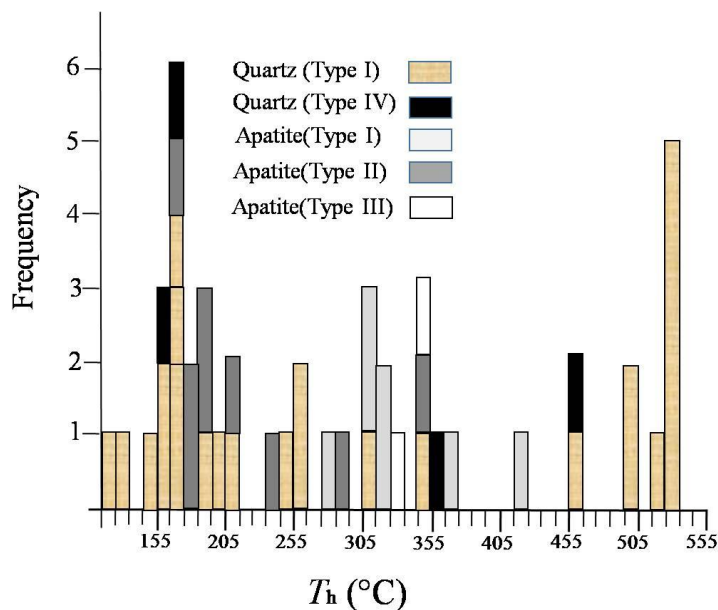
آپاتیت

محدوده دمای همگن شدن برای میانبرهای نوع I در نمونه آپاتیت از ۲۸۵ تا ۴۲۰ درجه سانتی‌گراد، متغیر است که دارای میزان شوری ۳۴ تا ۵۳ درصدوزنی معادل نمک، هستند. برای میانبرهای دو فازی غنی از مایع که به فاز مایع همگن شده‌اند، محدوده دمای همگن شدن ۱۷۵ تا ۲۹۵ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. دمای اولین ذوب یخ (T_{fm}) در آن‌ها بین ۳۸- تا ۴۸- درجه سانتی‌گراد ثبت شده است (شکل ۹ ب). محدوده آخرین نقطه ذوب یخ ($T_{m_{ice}}$) در میانبرهای دو فازی غنی از مایع بین ۱۳/۲- تا ۸/۶- درجه سانتی‌گراد به دست آمد. (شکل ۹ آ). میزان شوری محاسبه شده در این میانبرها بر اساس آخرین نقطه ذوب یخ بین ۱۲/۴ تا ۱۷/۱ درصد وزنی معادل نمک، به دست آمد. هم‌چنین، در میانبرهای دوفازی غنی از بخار، دمای همگن شدن بین ۳۳۵ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد (شکل ۷) و دمای آخرین نقطه ذوب یخ بین ۷/۴- تا ۶/۶- درجه سانتی‌گراد معادل شوری بین ۱۰ تا ۱۱/۱ است (شکل ۹ ب).

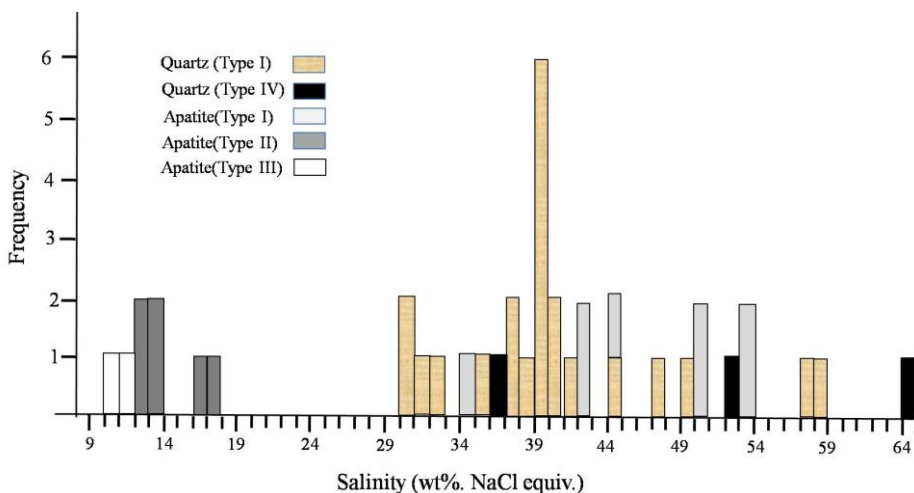
جدول ۱. نتایج ریزدماسنجی میانبرهای سیال در میزبان کانی‌های کوارتز و آپاتیت کانسار لکه‌سیاه

نوع میانبر سیال	کانی میزبان	تعداد میانبر	دمای آخرین نقطه ذوب ($T_{m_{ice}}$)	دمای اولین نقطه ذوب (T_{fm})	دمای ذوب هالیت ($T_{m_{NaCl}}$)	دمای همگن شدن (T_H)	شوری (wt% NaCl equiv.)	ابعاد (μm)	چگالی (g/cm^3)
Type I	کوارتز	۲۴	---	---	۱۶۵ تا ۴۹۳	۱۲۳ تا ۵۳۰	۳۰ تا ۵۸	۶ تا ۱۵	۱/۰۸ تا ۱/۲۵
Type IV	کوارتز	۳	---	---	۲۸۴ تا ۵۲۸	۱۶۰ تا ۴۶۴	۳۶ تا ۶۵	۸ تا ۱۲	۱/۱۵ تا ۱/۴۴
Type I	آپاتیت	۹	---	---	۲۵۵ تا ۴۵۰	۲۸۵ تا ۴۲۰	۳۴ تا ۵۳	۸ تا ۱۵	۱/۱ تا ۱/۲۶
Type II	آپاتیت	۸	-۱۳/۲ تا -۸/۶	-۳۸ تا -۴۸	---	۱۷۵ تا ۲۹۵	۱۲/۴ تا ۱۷/۱	۱۰ تا ۱۵	---
Type III	آپاتیت	۲	-۷/۴ تا -۶/۶	-۴۰ تا -۴۳	---	۳۳۵ تا ۳۵۰	۱۰ تا ۱۱/۱	۹ تا ۱۲	---

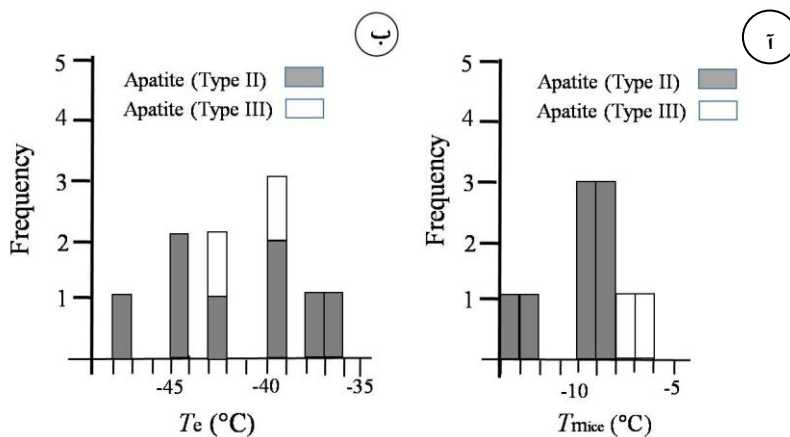
به منظور بررسی منشأ سیال گرمایی، نسبت ایزوتوپی اکسیژن بررسی شد. بدین منظور تعداد ۱۱ نمونه از کانی‌های کوارتز و مگنتیت برای تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن انتخاب شد. پس از خردایش، کانی‌ها در زیر میکروسکوپ بیناکولار مدل Motic، با خلوص بالای ۹۸ درصد جداسازی شد. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در آزمایشگاه ایزوتوپ پایدار Denver متعلق به گروه علوم زمین USGS، انجام شد. بدین منظور، برای استخراج اکسیژن از BrF_5 و روش کلیتون و ماپدا (۱۹۹۱)، استفاده شد. ایزوتوپ‌های پایدار با استفاده از طیف‌سنج جرمی Finnigan MAT 252 اندازه‌گیری و نتایج به صورت دلتا در هزار ($\delta\text{‰}$)، گزارش شد. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس وین (VSMOW) گزارش شده است. دقت تجزیه برای $\delta^{18}O$ ، برابر ± 0.2 در هزار است. هم‌چنین برای تبدیل مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در کانی ($\delta^{18}O_{\text{mineral}}$) به همان مقادیر در تعادل با سیال ($\delta^{18}O_{\text{water}}$) از آدرس اینترنتی <http://www2.ggl.ulaval.ca> استفاده شد.



شکل ۷. مقادیر دمای همگن شدن میانبرهای سیال میزبان کانی‌های کوارتز و آپاتیت کانسار لکه‌سیاه



شکل ۸. مقادیر شوری میانبرهای سیال میزبان کانی‌های کوارتز و آپاتیت کانسار لکه‌سیاه



شکل ۹. آ (آ) نمودار دمای آخرین نقطه ذوب یخ (Tmice)، ب) دمای یوتکتیک (Te) برای میانبرهای سیال آپاتیت ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن

به دلیل تبادل ایزوتوپی اکسیژن بین سیال و کانی در هنگام تشکیل کانی‌ها، برای تعیین ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیال کانه‌ساز، ابتدا دمای تشکیل کانی‌ها از طریق بررسی میانبرهای سیال محاسبه شد. میزان تبادل ایزوتوپی بین کانی و سیال به دما بستگی دارد. از طریق پارامتری به نام ضریب تفکیک (α) می‌توان میزان تبادل ایزوتوپی در دماهای مختلف را محاسبه کرد. محدوده دمایی که در آن تبادل ایزوتوپی انجام می‌شود، از طریق محاسبه دمای همگن شدن میانبرهای سیال نوع I در کوارتز (میانگین ۳۳۲ درجه سانتی‌گراد) به دست آمد. به منظور محاسبه ضریب تفکیک بین کوارتز و سیال از معادله Zhang et al (1989) و ضریب تفکیک بین مگنتیت و سیال کانه‌ساز از معادله Zheng and Simon (1991) استفاده شد. چگونگی محاسبه ضریب تفکیک در ادامه اشاره شده است:

$$1000\ln\alpha_{\text{Quartz-H}_2\text{O}} = D \times 10^6/T^2 + E \times 10^3/T - F$$

$$D = 3.306, E = 0.00, F = -2.710$$

$$332^\circ\text{C} \quad T (\text{K}) = T (^\circ\text{C}) + 273$$

T_h : دمای همگن شدن میانبر سیال بر حسب درجه سانتی‌گراد ($^\circ\text{C}$)

T : دما بر حسب درجه کلونین ($^\circ\text{K}$)

D, E, F : ضرایب ثابت

α : ضریب تفکیک ایزوتوپی

نتایج تجزیه ایزوتوپ پایدار اکسیژن در جدول ۲ ارایه شده است. مقدار $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ مگنتیت بین ۱/۷ تا ۳/۷ در هزار و در نمونه‌های کوارتز بین ۱۳/۸ تا ۱۷/۱ در هزار به دست آمد. همچنین، میزان ایزوتوپ اکسیژن سیال در تعادل با کانی ($\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$)، به ترتیب در کانی‌های کوارتز و مگنتیت بین ۷/۵ تا ۱۱ در هزار و ۱۰ تا ۱۱/۴ در هزار به دست آمد.

جدول ۲. نتایج ایزوتوپ‌های اکسیژن کانی‌های کوارتز و مگنتیت در کانسار لکه‌سیاه

Sample no.	Mineral	Mean T_h ($^\circ\text{C}$)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}}$ (‰)	1000ln α (Zhang et al. 1989)	1000ln α (Zheng and Simon, 1991)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ (‰)
LS-Qz01	کوارتز	۳۳۲	۱۷/۳	۶/۳	---	۱۱/۰
LS-Qz02	کوارتز	۳۳۲	۱۶/۶	۶/۳	---	۱۰/۳
LS-Qz06	کوارتز	۳۳۲	۱۵/۱	۶/۳	---	۸/۸
LS-Qz08	کوارتز	۳۳۲	۱۳/۸	۶/۳	---	۷/۵
LS-Qz09	کوارتز	۳۳۲	۱۴/۱	۶/۳	---	۷/۸
LS-Qz11	کوارتز	۳۳۲	۱۶/۱	۶/۳	---	۹/۸
LS-Mn01	مگنتیت	۳۳۲	۱/۷	---	-۸/۳	۱۰/۰
LS-Mn02	مگنتیت	۳۳۲	۲/۳	---	-۸/۳	۱۰/۶
LS-Mn03	مگنتیت	۳۳۲	۳/۱	---	-۸/۳	۱۱/۴
LS-Mn09	مگنتیت	۳۳۲	۱/۷	---	-۸/۳	۱۰/۰

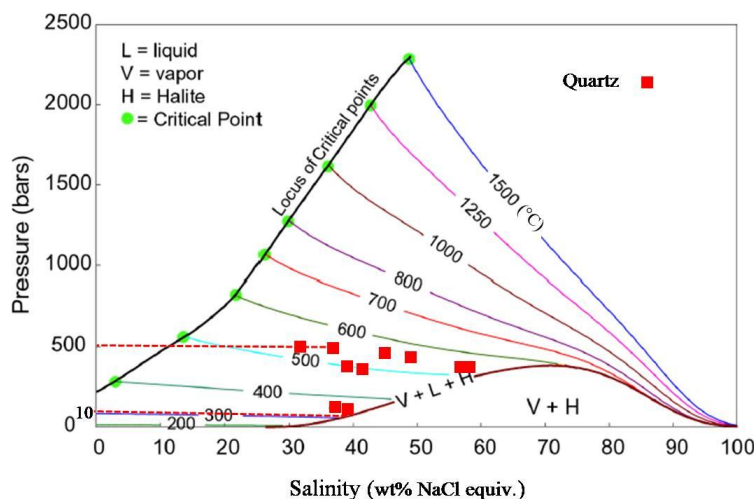
بحث

تخمین فشار و عمق به دام افتادن سیال

برخی از توده‌های آهن مگنتیتی یا هماتیتی نظیر ذخایر کایرونا، بافق و ال لاکو در مناطق نزدیک سطح یا در سطح کنونی گزارش شده‌اند [۲۹]، [۱۹]، [۲۲] و [۱۲]. در محیط‌های نیمه‌عمیق پوسته، شوره و بخار از ماگمایی در حال تبلور در دماهای بالا و تحت فشار لیتواستاتیک خارج می‌شوند، در حالی که سیالات جوی در دماهای پایین و تحت فشار هیدرواستاتیک وارد سامانه در حال تبلور می‌شود [۱۰]. با توجه به بررسی میانبرهای سیال در نمونه‌های کوارتز و مقادیر

دمای همگن شدن و شوری به دست آمده، از شکل ۸ به منظور محاسبه فشار بدام افتادن میانبرهای سیال استفاده شد. از این شکل برای محاسبه فشار میانبرهایی که در سیستم $H_2O-NaCl$ قرار دارند، استفاده می‌شود. محور افقی میزان شوری میانبر بر حسب درصد وزنی نمک طعام است. خطوط منحنی در شکل نشان‌دهنده دمای همگن شدن میانبرهای سیال بر حسب درجه سانتی‌گراد است. با رسم خطوط متقاطع شوری و دمای همگن شدن، مقدار فشار بر حسب بار (محور عمودی) به دست می‌آید. بدین ترتیب فشار محاسبه شده برای کانسار لکه‌سیاه بین ۱۰ تا ۵۰۰ بار به دست آمد. با توجه به این که به طور تقریبی به ازای هر ۳ کیلومتر افزایش عمق، معادل ۱ کیلو بار (kbar) بر میزان فشار افزوده می‌شود، عمق معادل ۰/۵ تا ۱/۵ کیلومتر برای تشکیل کانسار لکه‌سیاه به دست آمد.

با توجه به این، پیشنهاد می‌شود که سیال شوری و دما بالای تشکیل‌دهنده ماده معدنی در کانسار لکه‌سیاه در یک سامانه لیتواستاتیک بسته، در عمق حدود ۱/۵ کیلومتری رخ داده است. با تکامل سیال کانه‌ساز و حرکت آن به سمت بالا، انتقال از شرایط سامانه بسته به باز همراه با تغییر شرایط از لیتواستاتیک به هیدرواستاتیک رخ داده و سیال تشکیل‌دهنده ماده معدنی به یک سیال سرد و با شوری پایین تبدیل می‌شود. این وضعیت احتمالاً اختلاط با سیالات جوی را پیشنهاد می‌کند.

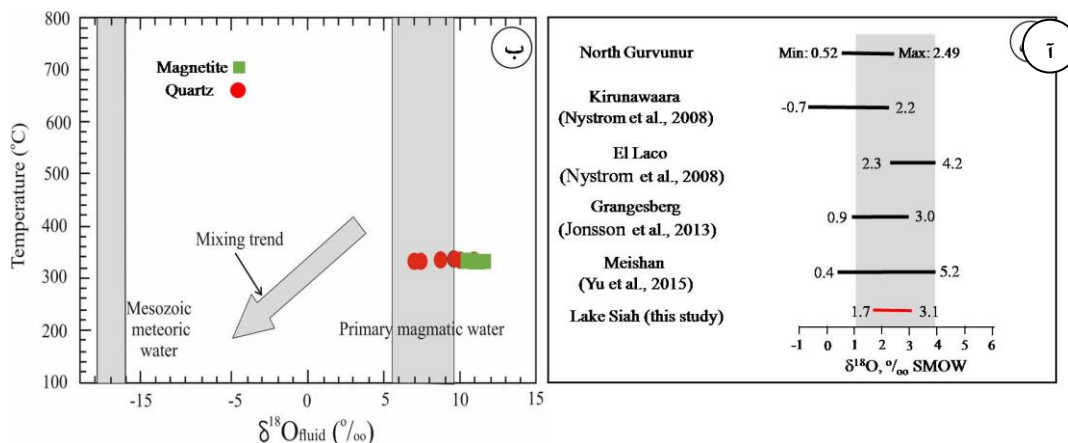


شکل ۸. نمودار شوری-فشار برای تعیین عمق بدام افتادن سیال در سامانه $H_2O-NaCl$ [۵]. چنان که مشاهده می‌شود فشار بدام افتادن میانبرهای کوارتز در کانسار لکه‌سیاه بین ۱۰ تا ۵۰۰ بار به دست آمد.

منشأ سیال کانه‌ساز

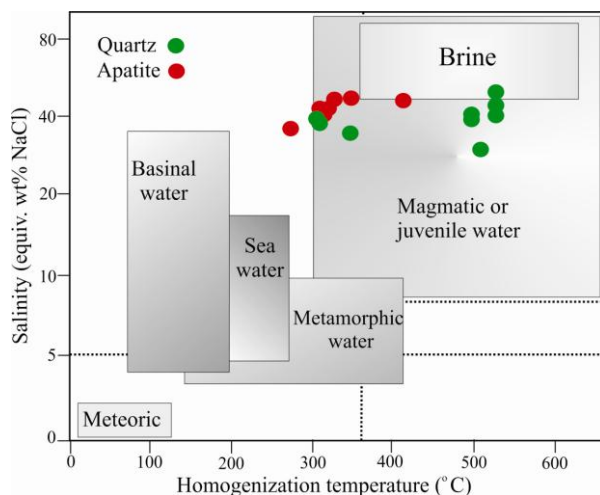
نتایج ایزوتوپ پایدار اکسیژن به طور گسترده برای ردیابی منشأ و تاریخ تکامل سیالات گرمایی با منشأ جوی، ماگمایی و دگرگونی و رسوبی استفاده شده است [۳۷]. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در کانسارهای ماگمایی بین ۶+ تا ۱۰+ در هزار در نوسان است [۳۲]. تفاوت در مقدار کانی مگنتیت و سیال یکی از نکات قابل توجه در مقدار ایزوتوپی کانسار لکه‌سیاه است که می‌توان آن را به وسیله فرآیند تفکیک ایزوتوپی توضیح داد. کانی مگنتیت در میان کانی‌های مختلف کم‌ترین تمایل را برای تمرکز $\delta^{18}O$ از خود نشان می‌دهد [۱۸] که سبب کاهش مقدار ایزوتوپ اکسیژن مگنتیت (۱/۷ تا ۳/۱ در هزار) نسبت به سیال (۱۰ تا ۱۱/۴ در هزار) در تعادل با خود باشد. محدوده باریک $\delta^{18}O$ کوارتز (۷/۵ تا ۱۱ در هزار) به وسیله کاهش دمای سیال و همچنین کاهش مقادیر $\delta^{18}O_{water}$ تفسیر می‌شود. اختلاط سیال ماگمایی با یک سیال جوی دما

پایین سبب کاهش ایزوتوپ اکسیژن کوارتز و ایجاد محدوده باریک برای مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ آن شده است. براساس نتایج به‌دست آمده از مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن کوارتز و مگنتیت و مقایسه آن با سایر کانسارهای آهن نوع IOCG (نظیر ذخایر Kirunawaara, El Laco, Meishan و Grangesberg)، ترکیب سیال کانه‌ساز در محدوده آب‌های ماگمایی قرار گرفتند (شکل ۹).



شکل ۹. آ) مقایسه ترکیب ایزوتوپی اکسیژن مگنتیت در کانسار لکه‌سیاه با انواع کانسارهای آهن IOCG. محدوده خاکستری مگنتیت‌های ماگمایی است که براساس داده‌های [۱۱]، [۳۲] و [۳۳] رسم شده است، ب) ترکیب ایزوتوپی اکسیژن کوارتز و مگنتیت کانسار لکه‌سیاه که در محدوده سیال ماگمایی قرار می‌گیرد. محدوده سیال ماگمایی از تیلور [۳۱] و سیال جوی از ژائو و همکاران [۳۹] است.

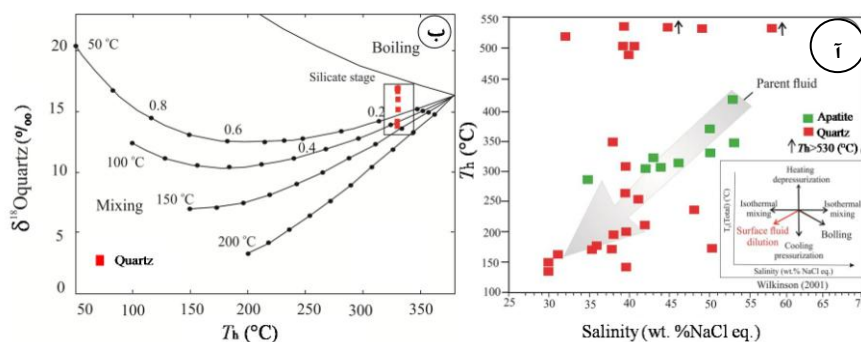
ساده‌ترین توضیح برای مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ مشاهده شده در مگنتیت کانسار لکه‌سیاه، تبلور کامل مگنتیت از یک مذاب اکسید آهن را نشان می‌دهد. تفسیر دیگر برای منشأ ماگمایی این است که مگنتیت، از یک مذاب سیلیکاته متبلور شده و سپس به‌وسیله فرآیندهایی نظیر ته‌نشست بلوری (crystal settling) یا شناوری سوسپانسیون (suspension flotation) تمرکز یافته است [۱۵]. براساس جانسون و همکاران [۱۳] مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ حدود ۴ در هزار، نشان‌دهنده تعادل ایزوتوپی مگنتیت با مذاب سیلیکاته با مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{melt}}$ بین ۵/۵ تا ۱۱ در هزار است، در حالی که مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در حدود ۱/۹ در هزار نشان‌دهنده تعادل ایزوتوپی با سیال آبگین با خاستگاه ماگمایی است. این تفسیر منشأ شورابه‌های ماگمایی، مشابه نتایج به‌دست آمده از پژوهش‌های اخیر در کانسارهای IOA است [۱۷]، [۲۱].



شکل ۱۰. تعیین نوع سیال کانه‌ساز با استفاده از دمای همگن شدن در مقابل شوری میانبرهای سیال در کانی‌های کوارتز و آپاتیت (با تغییرات از کسلر [۱۴]).

ماهیت و تکامل سیال کانه‌ساز

بررسی انواع مختلف میانبرهای سیال، بینشی در مورد ماهیت و تکامل سامانه سیال کانسار آهن \pm آپاتیت لکه‌سیاه فراهم می‌کند. در تشکیل کانسارهای مگنتیت \pm آپاتیت، سیالات منشأ گرفته از محیط‌های رسوبی و در برخی موارد آمیختگی سیال‌های ماگمایی با سیال جوی، شناخته شده‌ترین سازو کارها هستند [۷]. بر پایه پژوهش‌های ایزوتوپی و میانبرهای سیال در کانسار مگنتیت \pm آپاتیت اسفوردی، تشکیل این کانسار به وسیله سیال‌های گرمایی است که این سیال‌ها در ابتدا شوری و دمای زیاد دارند و با وارد شدن آب‌های جوی در طی کانه‌زایی، از شوری و دمای این سیال‌ها کاسته شده است [۱۲]. بررسی میانبرهای سیال در کوارتز نشان می‌دهد که در اغلب میانبرهای نوع I انحلال‌هالیت قبل از همگن‌شدن نهایی فاز بخار رخ داده است در حالی که در میانبرهای سیال آپاتیت، انحلال‌هالیت بعد از همگن‌شدن فاز بخار رخ داده است که نشان‌دهنده فوق اشباع بودن سیستم $H_2O-NaCl$ است. حضور کانی‌های دختر هالیت در میانبرهای نوع I کوارتز پیشنهاد می‌کند که سیال کانه‌ساز از عناصر متالوژنیک غنی بوده است. زمانی که مگنتیت ته نشست می‌یابد، فسفر از سیال تشکیل‌دهنده ماده معدنی خارج می‌شود. این استنباط با روابط پارازنتیک بین مگنتیت و آپاتیت تأیید می‌شود (شکل ۴ آ). برخی از میانبرها حتی در دماهای زیادتر از ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد نیز همگن نمی‌شوند؛ به دلیل این که دمای همگن‌شدن کم‌ترین دمای به دام افتادن سیال است. در هنگامی که نتایج ریزدماسنجی میانبرهای سیال کوارتز و آپاتیت همراه با هم ارزیابی می‌شوند، آنچه که مشاهده می‌شود، این است که مجموعه دماهای همگن‌شدن و شوری‌های میانبرهای سیال روند خطی داشته و با گذشت زمان کاهش می‌یابد. این روند نشان‌دهنده اختلاط شورابه، داغ و فوق شور اولیه (احتمالاً ماگمایی) با سیالات جوی نسبتاً سرد و با شوری بسیار کم است (شکل ۱۱ آ). در نمودار ارائه شده به وسیله وگنر و همکاران [۳۳] مقادیر ایزوتوپ پایدار اکسیژن در کانی کوارتز در مقابل دمای همگن‌شدن میانبرهای سیال رسم شده است. در این شکل با استفاده از میانگین دمای همگن‌شدن (۳۳۲ درجه سانتی‌گراد) و مقدار ایزوتوپ پایدار اکسیژن (۱۳/۸ تا ۱۷/۳ در هزار)، نقاطی به دست می‌آید که در محدوده اختلاط^۱ قرار می‌گیرند.



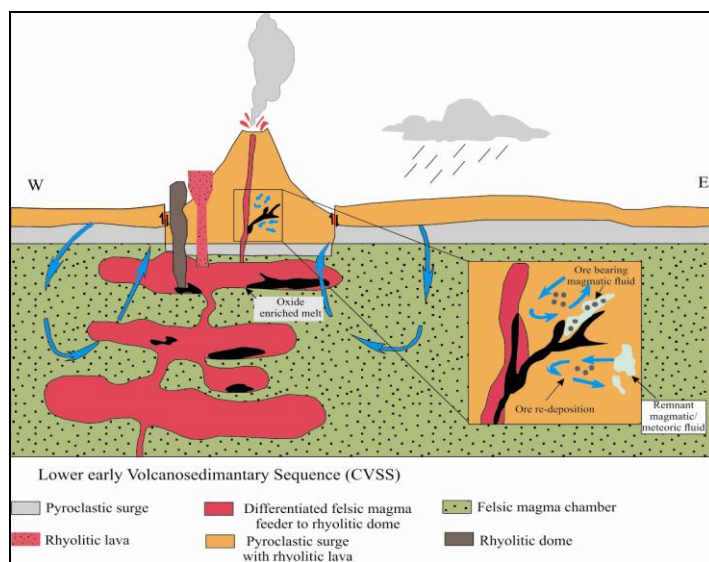
شکل ۱۱. (آ) دمای همگن‌شدن (درجه سانتی‌گراد) در مقابل شوری (درصد وزنی معادل نمک طعام) برای میانبرهای سیال در میزبان کوارتز و آپاتیت، (ب) توزیع دمای همگن‌شدن ($C^{\circ}T_h$) میانبرهای سیال در مقابل ایزوتوپ اکسیژن کوارتز ($\delta^{18}O_{quartz}$) به وسیله وگنر و همکاران [۳۳] چنان‌که مشاهده می‌شود، نمونه‌های کوارتز در محدوده اختلاط قرار گرفته‌اند.

مدل پیشنهادی

مدل ژنتیکی کانسار لکه‌سیاه به‌طور شماتیک در شکل ۱۲ نشان داده شده است. در مرحله اول ماگمایی با ترکیب آندزیتی به سمت سطوح کم عمق پوسته حرکت کرده و درون اتاقک ماگمایی قرار می‌گیرد. این ماگما که به نوعی از دو ماگمای امتزاج ناپذیر تشکیل شده (غنی از سیلیس و دیگری غنی از آهن)، طی روند تکاملی به سمت تبلور ماگماهای رپولیتی و داسیتی پیش

1. Mixing

می‌رود. این تبلور با آزاد کردن عناصر فرار و آب باعث افزایش ویسکوزیته ماگمای باقی‌مانده می‌شود. محلول‌های ماگمایی (شوری و دمای زیاد و حالت احیایی) آزاد شده حاوی لیگندهای کلریدی حامل آهن و فسفر به سمت بالا و مناطق کم فشار (سطح) حرکت می‌کند. بنابراین قابلیت انحلال آهن در محلول‌ها به‌میزان فعالیت NaCl بستگی دارد که با توجه به حضور هالیت در میانبرهای سیال و شوری زیاد آن‌ها، احتمال انتقال مقادیر چشم‌گیری از آهن به‌صورت کمپلکس کلریدی فراهم می‌شود. دگرسانی سدیک که با جانشینی پلاژیوکلاز به‌وسیلهٔ آلیت مشخص می‌شود، سبب تولید یون کلسیم شده و در زمانی که محلول گرمایی-ماگمایی حاوی NaCl در شرایط دما و فشار بالا با سنگ میزبان آندزیتی واکنش می‌دهد، سدیم وارد فاز جامد آلیت شده و باعث ناپایداری کمپلکس کلریدی می‌شود. با ناپایداری کمپلکس، آهن به‌صورت مگنتیت ته‌نشین می‌شود. فوران‌های انفجاری تشکیل‌دهندهٔ کالدرای سبب ایجاد شکستگی شده و سامانه گسلی مناسبی را برای رخداد کانه‌زایی فراهم می‌کند. ماگمای ریولیتی با ویسکوزیته بالا که در اعماق کم پوسته جای گرفته، با غلبه بر فشار لیتواستاتیک، با فعالیت انفجاری، اتاقت ماگمایی را ترک کرده و سبب فروپاشی لایه‌های فوقانی و جانبی اتاقت شده و با ایجاد کالدرای به فعالیت خود پایان می‌دهد. تجمع حجم زیادی از آب‌های جوی در اطراف مواد خروجی و در طول حاشیهٔ کالدرای و اختلاط با سیالات ماگمایی سبب کانه‌زایی و دگرسانی همراه آن در طول گسل‌های کششی و گنبدی می‌شود. حاصل این انفجار تشکیل توف و نهشته‌های آذرآواری است که همراه آن‌ها قطعات مگنتیت نیز مشاهده می‌شود. محلول‌های گرمایی حاوی فلزات نیز که هم‌زمان با ماگما به سطوح کم عمق رسیده‌اند، در طی اختلاط با آب‌های سطحی (شوری و دمای پایین و اکسیدی) دچار تغییر و ناپایداری لیگندها می‌شود. پس از انفجار اولیه و تخلیه حجم زیادی از ماگما سقف ماگما به درون مخزن ماگمایی فرونشست کرده و ماگمای مخزن از طریق شکستگی‌ها به‌صورت یک سیال با ویسکوزیته بالا به سمت سطح صعود کرده و گنبدی ریولیتی را به‌وجود می‌آورد. حضور حجم زیادی از مواد فرار سبب انفجار اتاقت ماگمایی و تشکیل توف و قطعات آذر آواری می‌شود. ماگمایی باقی‌مانده از طریق شکستگی‌ها به‌صورت گنبدی ریولیتی خارج می‌شود.



شکل ۱۲. مدل پیشنهادی برای تشکیل کانسار مگنتیت-پاتیت لکه‌سیاه (با تغییر از ویز [۳۴]). سامانه آتشفشانی نوع کالدرای توسط عدم امتزاج مایع در عمق، مذاب غنی از اکسید تولید کرده است. این ماگمای غنی از اکسید به سمت بالا صعود کرده و به درون سنگ‌های فوران یافته نفوذ می‌کند. تبلور ماگما و ته‌نشست سیال ماگمایی منجر به شکل‌گیری کانسنگ توده‌ای مگنتیت می‌شود. گرمای آزاد شده توسط صعود و نفوذ ماگما آغازگر چرخش گرمایی است که سبب ته‌نشینی مجدد مگنتیت به‌صورت فرعی و به شکل رگه‌ای و انتشاری شده است. سیالات گرمایی ممکن است در نتیجه اختلاط سیال ماگمایی باقی‌مانده با سیال جوی تشکیل شوند.

نتیجه‌گیری

کانسار اکسید آهن- آپاتیت لکه سیاه در توالی آتشفشانی- رسوبی کامبرین زیرین در سنگ میزبان ریولیتی تشکیل شده است. توده‌های مگنتیت و هماتیت به‌همراه کانی‌های باطله آپاتیت و کوارتز در مرحله کانه‌زایی اصلی تشکیل شده‌اند. محدوده شوری و دمای همگن شدگی میانبارهای سیال نشان‌دهنده این است که کانه‌زایی در کانسار لکه سیاه در ارتباط با سیالاتی با منشأ ماگمایی- جوی است و فرآیندهای سرد شدن و اختلاط آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی باعث کاهش دما و شوری شده و شرایط را برای ته نشست آهن فراهم کرده است، به‌عبارتی وجود دو نوع سیال در منطقه را نشان می‌دهد. اختلاط سیال ماگمایی و جوی عامل اصلی ته نشست ماده معدنی است.

قدردانی

تجزیه‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی این پژوهش به‌وسیله سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) مورد حمایت مالی قرار گرفته است. بدین‌وسیله از همکاری‌های انجام گرفته صمیمانه قدردانی می‌شود. هم‌چنین نگارندگان از داوران محترم نشریه علوم زمین دانشگاه خوارزمی نیز کمال تشکر و سپاسگزاری را دارند.

منابع

۱. رستمی م، طالع فاضل، ا، "ژئوشیمی، کانه‌زایی و دگرسانی قلیایی-اکسید آهن در کانسار آهن \pm آپاتیت لکه‌سیاه (شمال شرق بافق)، ایالت فلززایی بافق- ساغد"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۲ (۱۳۹۷) ۶۱۶-۵۸۷.
۲. رستمی م، "منشأ و توزیع عناصر نادر خاکی در آپاتیت کانسار آهن لکه سیاه، منطقه فلززایی بافق، ایران مرکزی"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۹۵).
۳. سبزه‌ای م، حمدی ب، عامری ح، "نقشه و گزارش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی آباد"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۹۴).

1. Atkinson A. B., "A Model for the PTX Properties of H₂O-NaCl", Thesis Master of Science, Faculty of Virginia Polytechnic Institute and State University, (2002) 133.
2. Bakker R. J., "Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modeling bulk fluid properties", Chemical Geology, 194 (2003) 3-23.
3. Barton M. D., Johnson D. A., "Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization," Geology, 24 (1996) 259-262.
4. Bodnar R. J., "Synthetic fluid inclusions: XII: the system H₂O-NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isochores for a 40 wt. % NaCl solution", Geochemical et Cosmochimica Acta, 58 (1994) 1053-1063.
5. Brown P., "Flincon: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data", American Mineralogist, 74 (1989) 1390-1393.
6. Fournier R. O., "Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment", Economic Geology, 94 (1999) 1193-1211.

7. Heimann A., Beard B. L., Johnson C. M., "The role of volatile exsolution and sub solidus fluid/rock interactions in producing high $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ ratios in siliceous igneous rocks", *Geochim Cosmochim Acta*, 72 (2008) 4379-4396
8. Jami M., Dunlop A. C., Chehen D. R., "Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposits, central Iran," *Economic Geology*, 102 (2007) 1111-1128.
9. Johnson C. A., Day W. C., Rye R. O., Oxygen, Hydrogen, Sulfur, and Carbon Isotopes in the Pea Ridge Magnetite-Apatite Deposit, Southeast Missouri, and Sulfur Isotope Comparisons to Other Iron Deposits in the Region, *Economic Geology*, 111 (2016) 2017-2032
10. Johnson D. A., "Comparative studies of iron-oxide mineralization: Great Basin": Unpub. Ph.D. Dissertation, University of Arizona, Tucson, Arizona, (2000) 451.
11. Kesler S. E., "Ore-forming fluids", *Elements*, 1 (2005) 13-18.
12. Knipping J. L., Bilinker L. D., Simon A. C., Reich M., Barra F., Deditius A. P., Lundstrom C., Bindeman I. and Munizaga R., "A Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions", *Geology*, 43 (2015) 591-594.
13. Knipping J. L., Bilinker L. D., Simon A. C., Reich M., Barra F., Deditius A. P., Wälle M., Heinrich C. A., Holtz F., Munizaga, R., "Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 171 (2015) 15-38.
14. Kohn M. J., Valley J. W., "Oxygen isotope geochemistry of amphiboles: isotope effects of cationsubstitutions in minerals", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (1998) 1947-1958.
15. Naslund H. R., Henriquez E., Nystrom J. O., Vivallo, Wand Dobbs F. M., "Magmatic iron ores and associated mineralization: Examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera. In: Porter TM (ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*", Adelaide: PGC Publishing 2 (2002) 207-226.
16. NISCO (National Iranian Steel Corporation), Report on results of search and evaluation works at Magnetic anomalies of the Bafq iron ore region during 1976-1979, (1980) Unpublished Internal Report.
17. Nyström J. O., Billström K., Henríquez F., Fallick A. E., Naslund H. R., "Oxygen isotope composition of magnetite in iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden", *GFF* 130 (2008) 177-188.
18. Parak T., "Kiruna iron ores are not 'intrusive magmatic ores of the Kiruna type'", *Economic Geology*, 70 (1975) 1242-1258.
19. Pollard P. J., "Sodic-(calcic) alteration in Fe-Oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{KCl}$ fluids", *Mineralium Deposita*, 36 (2001) 93-100.
20. Ramezani J., Tucker R. D., "The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", *Science*, 303 (2003) 622-665.

21. Reed M. H., "Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: Barnes, H.L. Ed., and *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*", 3rd edn. Wiley, New York, NY (1997) 303-365.
22. Roedder E., "Fluid inclusions. Mineralogical Society of America", *Reviews in Mineralogy*, 12 (1984) 644.
23. Shepherd T. J., Rankin A.H., and Alderton D.H.M., "A practical guide to fluid inclusion studies", New York, Blackie and Sons, (1985) 239.
24. Sillitoe R. H., Burrows D. R., "New field evidence bearing on the origin of the EI Laco magnetite deposit, northern Chile", *Economic Geology*, 97 (2002) 1101-1109.
25. Soheili M., Mahdavi M. A., "Esfordi geological map". Scale 1:100,000, Geological Survey of Iran, (1991).
26. Taylor Jr. H. P., "The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition", *Economic Geology*, 69 (1974) 843-883.
27. Taylor H. P., "Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, in: Barnes, H. L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd edition, John Wiley and Sons, New York", (1997) 229-302.
28. Wagner T, Mlynarczyk M. S. J, Williams-Jones A.E, Boyce A.J, "Stable isotope constraints on ore formation at the San Rafael tin copper deposit, Southeast Peru", *Economic Geology*, 104 (2009) 223-248.
29. Weis F., "Oxygen and Iron Isotope Systematic of the Yragesberg Mining District (GMD), central Sweden", M.Sc. Thesis, Uppsala: Sweden, Uppsala University (2013).
30. Whitney D. L., Evans D. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist*, 95 (2010) 185-187.
31. Wilkinson J. Y., "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits", *Lithos*, 55 (2001) 229-272.
32. Yan Y., Zhang N., Li S., Li Y., "Mineral chemistry and isotope geochemistry of pyrite from the Heilangou gold deposit, Jiaodong Peninsula, Eastern China", *Geoscience Frontiers* 5 (2014) 205-213.
33. Zhang L. G., Liu J. X., Zhou H. B., Chen Z. S., "Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system", *Economic Geology* 89 (1989) 1643-1650.
34. Zhao Y. M., Wang D. W., Zhang D. Q., "Ore Controlling Factors and Ore-Prospecting Models for Copper Polymetallic Deposits in Southeast Inner Mongolia, Seismological Press" (1994).
35. Zheng Y. F. and Simon K., "Oxygen isotope fractionation in hematite and magnetite: A theoretical calculation and application to geothermometry of metamorphic iron-formation", *European Journal of Mineralogy* 3 (1991) 877-886.