علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

منشأ و تکامل سیال کانهساز در کانسار مگنتیت±آپاتیت لکهسیاه (بافق): 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

چکیدہ

کانسار مگنتیت ± آپاتیت لکهسیاه در شمال شرق 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 رخنمون 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+S₁+S₂)، سه فازی (L+V+S)، دوفازی غنی از مایع (L+V)، دوفازی غنی از گاز (L+V) و تک فاز گاز (V)، در کانیهای کوارتز و آپاتیت کانسار لکهسیاه شاسایی شد. میانبارهای سه فازی فراوان ترین نوع میانبارها هستند که دمای همگن شدن برای کوارتز بین ۱۳۳ تا[°] ۵ ۵۳۰ (متوسط C[°] ج۴۳) و در آپاتیت بین ۱۷۵ تا ^{°C} ۲۰ (متوسط C[°] ۵۸۳)، بهدست آمد. همچنین، تغییرات شوری در میزبان کوارتز بین ۳۰ تا ۸۵ درصد وزنی معادل نمک (متوسط F درصد وزنی) و در آپاتیت بین ۲۴ تا ۵۲ درصد وزنی معادل نمک (متوسط C⁸⁸ درصد وزنی معادل نمک (متوسط ۴۰ درصد وزنی) و در آپاتیت بین ۲۴ تا ۵۲ درصد وزنی معادل نمک (متوسط C⁸⁸ درصد مقادیر عالال می دهد. فشار محاسبه شده در سیستم H2O-NaCl بین ۱۰ تا ۲۰۵ بار و معادل عمق ۲/۰ کا کیلومتری، بهدست آمد. مقادیر عمال می دهای می در این این در سین می در تا ۲۰۰ بار و معادل عمق ۲/۰ کا کیلومتری و دری را وسیع دمای همگنشدن نهایی و شوری و نیز هم،ستگی مثبت آنها در میانبارهای سیال، اختلاط سیال ماگمایی دما و شوری زیاد

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

مقدمه

حوضهٔ زریگان-چاهمیر (منطقهٔ 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 بروندمی و روی-سرب رسوبی-بروندمی (SEDEX) (شامل کوشک، چاهمیر و زریگان) است. کانسارهای نوع کایرونا در بخش غربی و شمالغربی حوضهٔ زریگان-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 دخیره M-P-P-IM است که در محدودهای بهوسعت ۲۵۰۰ کیلومترمربع قرار دارند [۲۰]. عیار 500 در آنها بین ۵۰ تا ۲۰ درصد وزنی و 2₀2 بین ۱/۰ تا ۲۸/۷ درصد وزنی برآورد شده است [۲۰]. در این میان، کانسار مگنتیت ایت لکهسیاه به وسعت تقریبی ۵ کیلومترمربع در مختصات "۶۵^۲۵۶ طول شرقی و "۲۶^۲۶۴ ۳ عرض شمالی و فاصلهٔ ۴۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان بافق، بین معادن اسفوردی و کوشک قرار گرفته است. در این پژوهش، بهبررسی ویژگیهای زمین شاس

*نویسنده مسئول gmail.com

استفاده از بررسی میانبارهای سیال و نتایج ایزوتوپی اکسیژن، در مورد منبع و تکامل سیالات تشکیلدهندهٔ کانسنگ و شرایط شکل گیری ماده معدنی بحث میشود.

زمینشناسی کانسار لکهسیاه

کانسار مگنتیت ± آپاتیت لکهسیاه در ورقهٔ زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی [۳۰] و برگه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰ علی آباد [۳] قرار می گیرد. براساس نقشههای زمین شناسی و شواهد صحرایی، واحدهای تشکیل دهنده کانسار لکهسیاه را می توان شامل، ۱) توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین (ECVSS یا CVSS) و ۲) مجموعه کالدرایی لکهسیاه با سن اواخر کامبرین زیرین، در نظر گرفت. واحدهای سنگی خروجی-نیمه عمیق مجموعه کالدرایی لکهسیاه به عنوان میزبان کانهسازی آهن ± آپاتیت و فراوان ترین واحدهای تشکیل دهندهٔ منطقه هستند. در ادامه خصوصیات هر کدام از این واحدهای سنگی اشاره شده است:

توالی آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین (CVSS)

توالی آتشفشانی -رسوبی کامبرینزیرین (CVSS) روی نقشه ۱:۲۵۰۰۰ علی آباد [۳] از قدیم به جدید شامل مجموعههای کومبنان I و کومبنان II است. مجموعه سنگی کومبنان I از زیرعضوهای خارنگان، ناریگان، نادیگان و اسفوردی تشکیل شده است. زیرعضو خارنگان قدیمی ترین مجموعه سنگی در این منطقه است که با ضخامت ۱۵۰۰ متری از شیل و سیلتستون سبزرنگ، ماسه سنگ و گریوک سبز روشن تا تیره تشکیل شده و به سمت بالا به آهک های آلگی با لامیناسیون ضعیف و چرتهای سیاهرنگ تبدیل می شود. ضخامت آهک های آلگی ۳۰۰ متر است و در امتداد شکستگیها به دولومیت تبدیل شده پرتهای سیاهرنگ تبدیل می شود. ضخامت آهک های آلگی ۳۰۰ متر است و در امتداد شکستگیها به دولومیت تبدیل شده است (شکل ۲ پ، ت، ج). زیرعضو ناریگان با جنس کنگلومرا و دگرشیبی زاویه دار روی مجموعه خارنگان نهشته شده (شکل ۲ ث) و به تدریج به سمت بالا به ماسه سنگ های قرمز تیره تا بنفش معادل سازند لالون تغییر می کند. زیرعضوهای نادیگان و اسفوردی متشکل از شیل و ماسه سنگ های قرمز تیره تا بنفش معادل سازند لالون تغییر می کند. زیرعضوهای نادیگان و شیل، گریوک و دولومیت خارنگان درون نادیگان سبب تمایز آنها از ماسه سنگ ها و دولومیت های رخساره کم عمق تر رخساره عمیق تر دو مجموعه اسفوردی و نادیگان سبب تمایز آنها از ماسه سنگ ها و دولومیت های رخساره کم عمق تر معموعه ناریگان شده است. مزر بین شیل، ماسه سنگ و گریوک مجموعه اسفوردی با مجموعه نادیگان به صورت گسله است معرونه و میزیکن شده است. زیرعضو نادیگان سبب تمایز آنها از ماسه سنگ ها و دولومیت های رخساره کم عمق تر معرونه ها ریگان شده است. مزر بین شیل، ماسه سنگ و گریوک مجموعه اسفوردی با مجموعه نادیگان به صورت گسله است محموعه ناریگان شده است. مزر بین شیل، ماسه سنگ و گریوک مجموعه اسفوردی با مجموعه نادیگان به صورت گسه است معرونه محموعه سنگی کره بنان II است که از دولومیت خاکستری، ماسه سنگ، آهکهای تریلوبیت دار و هیولیت دار منگیل شده مجموعه سنگی کوه بنان II است که از دولومیت خاکستری، ماسه سنگ، آهکهای تریلوبیت دار و هیولیت دار تشکیل شده ست. در شکل ۱ نقشهٔ زمین شناسی کانسار لکه سیاه نمان داده شده است.

مجموعة كالدرايي لكه سياه با سن اواخر كامبرين زيرين

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 شکل گیری و تکوین مجموعه کالدرای لکهسیاه، این مجموعه بهوسیلهٔ 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. نقشهٔ زمینشناسی ساده شده منطقه لکهسیاه همراه با نیم رخ A-B (با تغییرات از برگه زمینشناسی ۱:۲۵۰۰۰ علیآباد، [۳])

پتروگرافی

بر اساس شواهد صحرایی 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 منطقهٔ 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 سریسیت 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 سریسیت تبدیل شده است. در اثر دگرسانی تبیوتیت نیز، کانی ثانویه کلریت تشکیل میشود. توفهای ریولیتی (شکل ۳ ب) با ظاهری برشی شده از کانی غالب کوارتز

کانهزایی و دگرسانی

کانسنگ اصلی اکسید آهن در منطقه لکهسیاه با مختصات "۴۲٬۵۶ ۵۵ طول شرقی و "۴۶٬۴۷ ۶۰ ۳۵ عرض شمالی بهصورت تودهٔ سیاه مایل به قهوهای و وسعت تقریبی ۵ کیلومتر مربع رخنمون دارد (شکل ۴ آ). مگنتیت و هماتیت کانیهای اصلی تشکیلدهندهٔ کانسنگ هستند. در مقاطع صیقلی نمونههای اکسید آهن منطقه، پدیدهٔ مارتیتیشدن در طول شکستگیها و حاشیه دانههای مگنتیت مشاهده میشود. گوتیت با بافت کلوفرم همراه مگنتیت و هماتیت مشاهده طول شکستگیها و حاشیه دانههای مگنتیت مشاهده میشود. گوتیت با بافت کلوفرم همراه مگنتیت و هماتیت مشاهده شد. کانیهای سولفیدی پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت بهصورت ادخال فضای خالی مگنتیت و هماتیت را پر کرده است شد. کانیهای سولفیدی پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت بهصورت 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، منه ج، خ). در نمونههای دستی، آپاتیتها دارای دو نسل هستند. آپاتیت نسل اول (Ap II) بهصورت بلورهای کشیده منشوری و رنگ سبز روشن در فضاهای خالی مگنتیت تشکیل شده است (شکل ۴ چ). مینوری و رنگ سبز روشن در فضاهای خالی مگنتیت تشکیل شده است (شکل ۴ چ). مینوری و رنگ سبز روشن در فضاهای خالی مگنتیت تشکیل شده است (می ۴ چ). مینورت بلورهای کاری دو نسل هستند. آپاتیت نسل اول (Ap II) بهصورت بلورهای کشیده سبز روشن بهصورت برشی همراه با بلورهای کوارتز مشاهده میشود (شکل ۴ چ). همانند دیگر کانسارهای منطقه بافق، مینوری و رنگ سبز روشن در فضاهای خالی مگنتیت تشکیل شده است (شکل ۴ چ). همانند دیگر کانسارهای منطقه بافق، در کانسار لکه سیاه نیز دگرسانی شدید سنگ دیواره رخ داده است.



شکل ۲. تصاویر صحرایی از واحدهای زمینشناسی مختلف در منطقهٔ بررسی شده؛ آ) کانهزایی اکسید آهن بهصورت تودهای (دید بهسمت شمالشرق)، ب) نمایی از گنبد ریولیتی و آغشتگی 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 بهسمت جنوبغرب)، ث) دگرشیبی زاویهدار بین مجموعههای خارنگان و ناریگان، ج) تناوب آهکهای خاکستری روشن و تیره (عکسهای ت و ثاز [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) درهم 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، سریسیت)

مهمترین دگرسانیهای منطقه لکهسیاه بهترتیب زمان تشکیل و فاصله گرفتن از سیستم گرمابی محیط شامل دگرسانیهای سدیک (آلبیتی)، سدیک-کلسیک (آهن)، پتاسیک، آرژیلیک و هیدرولیتیک (اسیدی) است [۲]. دگرسانی سدیک با آلبیتیشدن شدید سنگ میزبان در بلافصل 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 گرانیتی 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 تودهٔ معدنی رخنمون دارد که با مجموعه کانیهای مونتموریلونیت، کائولینیت، کوارتز، هماتیت و کانیهای فرعی پلاژیوکلاز، دیکیت و کلریت شناخته میشود. کانیهای مونتموریلونیت، کائولینیت، کوارتز، هماتیت و کانیهای فرعی پلاژیوکلاز، دیکیت و کلریت شناخته میشود.

توالی پاراژنتیک

مشاهدات صحرایی و کانیشناسی در سنگ میزبان کانسار آهن ± آپاتیت لکهسیاه گویای رخداد دگرسانی قلیایی اکسید آهن مرتبط با یک سیستم گرمابی 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 تودهٔ 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 گرمابی 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 مارتیتی شدن به هماتیت II تبدیل میشود. آپاتیت نسل II بهصورت بلورهای بی شکل همراه با کوارتز در فضای خالی مگنتیت تشکیل شدهاند. بهمنظور بررسی میانبارهای سیال از نمونههای کوارتز و آپاتیت مرحلهٔ 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 لکه سیاه: آ) توده معدنی اکسید آهن (دید به سمت 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 ± کوارتز در حفرههای موجود در مگنتیت، چ) پیریت به صورت ادخال در زمینه مگنتیت، ح) تبدیل مگنتیت به هماتیت، خ) کوارتز و ترمولیت به صورت باطله، د) دگرسانی سدیک با حضور آلبیت و کوارتز، ذ) رخداد اپیدوت، پلاژیوکلاز به همراه کانی فرعی مگنتیت در دگرسانی کلسیک، ر) حضور بیوتیت به عنوان شاخص دگرسانی پتاسیک. کلیه تصاویر میکروسکویی در نور عبوری متقاطع (XPL) تهیه شده است. حروف اختصاری کانیها از ویتنی و اوانز [۳۱] شامل؛ Mag: مگنتیت، II شایل کلسیت، Ser آلبیت، Bt بیوتیت، Tr: ترمولیت، Ep: اپیدوت، 20: کوارتز، Mag: هماتیت، IP: کلاژیوکلاز میکروسکویی در نور عبوری سرست، Ag: آیاتیت)

Stage Mineral	Sodic alteration	Sodic- Calcic alteration	Potassic alteration	Argillic alteration	Mineral Early	lization Late	Acidic (Hydrolytic) and Sillicic alteration
Magnetite							ł
Hematite I						1	
Hematite II						<u> </u>	
Apaule I Apatite II						1	
Biotite							1
Albite							
Epidote							
Sericite							
Tremolite-			-				
Calcite							
Chlorite							
Quartz					-		
Clay minerals					ļ		
Geothite							
Sulphides							
(Py,Cpy,Cc)							

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

میانبارهای سیال

به منظور شناخت ویژگیهای فیزیکوشیمیایی روند تکامل سیال کانهساز، بررسیهای پتروگرافی و ریزدماسنجی میانبارهای 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). بدین منظور از نمونههای ذکر شده مقاطع دو برصیقل با ضخامت ۱۲۰ تا ۱۵۰ میکرون، تهیه شد. بررسی میانبارهای سیال در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC) به کمک سکوی گرمایش-سرمایش شد. بررسی میانبارهای سیال در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC) به کمک سکوی گرمایش-سرمایش شد. بررسی میانبارهای سیال در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC) به کمک سکوی گرمایش-سرمایش شد. بررسی میانبارهای سیال در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC) به کمک سکوی گرمایش-سرمایش سندی کراد است. کالببراسیون سکو در گرمایش با دقت ۲/۰± درجهٔ سانتی گراد است. کالیبراسیون سکو در گرمایش با دقت ۶/۰± درجهٔ سانتی گراد است. کالیبراسیون سکو در گرمایش با دقت ۶/۰± درجهٔ سانتی گراد است. کالیبراسیون سکو در گرمایش با دقت ۶/۰± درجهٔ سانتی گراد است. کالیبراسیون سکو در گرمایش با دقت ۶/۰± درجهٔ سانتی گراد تنظیم شده که به وسیلهٔ نیترات سزیم^۱ با میگزان^۲ با نقطه ذوب ۲۰۴۴ درجهٔ سانتی گراد انجام شد. در مرحلهٔ انجماد با دقت ۲/۰± درجهٔ سانتی گراد و با مادهٔ استاندارد ان- هگزان^۲ با نقطه ذوب ۲۰۴۴ درجهٔ سانتی گراد، انجام شد. در پایان، دادههای حاصل از بررسیهای ریزدماسنجی میانبارهای سیال با استفاده از نرم افزارهای تخصصی FLINCOR ای و FLINCOR (تو آپاتیت) همراه با فاز جامد هالیت، پارامترهای دو اولین نقطهٔ ذوب یخ (سیال استفاده از نرم افزارهای تخصصی FLINCOR (در نمونههای کوارتز و آپاتیت) همراه با فاز جامد هالیت، پارامترهای دمای اولین نقطهٔ ذوب یخ (Tmine)، دمای همای کوارترهای آبگین دو فازی در نمونه ای در Tmine) و درمانه باز در مینه می دو از مایع بخار بدون فاز جامد در سیستم اولین نقطهٔ ذوب یخ (Tmine)، دمای همگن شدگی نهایی دوسیال و دمای انحلال الولین نقطهٔ ذوب یخ (Tmine)، درمای می دوی یاز جامد در سیستم اولین نقطهٔ ذوب یخ (Tmine)، دمای همگن شدگی نهای دوی هاز جامد در سیستم اولین نقطهٔ ذوب یخ (Tmine)، درمای می دولی های تروای در می انحلی می می دوی از جامد هالیت نیز بال ها درمای می دولی یا دمای نموا را درمای نهای آبگین دو فازی ما

پتروگرافی

کوار تز

میانبارهای 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 بی شکل تقسیم می شوند. از نظر فازهای تشکیل دهندهٔ، میانبارهای سیال در میزبان کوارتز را می توان به ۴ نوع تقسیم کرد؛ که به تر تیب فراوانی شامل: ۱. میانبارهای نوع I سه فازی مایع- بخار- هالیت (L+V+S)، ۲. میانبارهای نوع II دوفازی مایع- بخار (L+V)، ۳. میانبارهای نوع III تکفاز بخار (V) و ۴. میانبارهای نوع IV چندفازی مایع- بخار- هالیت- هماتیت (L+V+S₁+S₂)، هستند.

میانبارهای نوع I با ابعاد ۶ تا ۱۵ میکرون، فراوان ترین نوع میانبارها هستند (شکل ۶ آ). فاز جامد هالیت در آنها از شکل مکعب و یا مربع با ظاهر شفاف شناخته می شود. میانبارهای نوع II دو فازی مایع- بخار که حباب بخار حدود ۲۵ الی ۳۰ درصد حجم میانبار را اشغال کرده دارای ابعاد کوچکتر از ۸ میکرون هستند. میانبارهای نوع III فراوانی کمی دارند و به طور عمده از تک فاز گاز تشکیل شدهاند. با توجه به رنگ حباب تیره در این میانبارها، احتمال حضور فازهای فرار 2O2 و CH₄ وجود دارد [۸۸]. میانبارهای نوع IV با ابعاد ۸ تا ۱۲ میکرون با حضور هماتیتهای هگزاگونال و به رنگ قرمز روشن تا قهوه ای قابل شناسایی است (شکل ۶ ب، پ، ت).

آپاتيت

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



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

^{1 .}Negative crystal

ريزدماسنجى

بررسی ریزدماسنجی میانبارهای سیال در نمونههای کوارتز، روی میانبارهای اولیه نوع I و IV انجام شد. بررسی میانبارهای دوفازی در کوارتزها بهدلیل ابعاد کوچک آنها امکانپذیر نبود. در میزبان آپاتیت، هر سه میانبار سیال نوع I (L+V+L)، II (L+V+S) و III (V+L→V)، بررسی شدند. خصوصیات ریزدماسنجی این میانبارها بدینشرح است: **کوارتز**

میانبارهای نوع I دارای محدوده دمای همگنشدن بین ۱۲۳ تا ۵۳۰ درجهٔ سانتی گراد و مقادیر شوری ۳۰/۳ تا ۵۸/۷ درصد وزنی معادل نمک، هستند. همچنین، میانبارهای نوع IV دمای همگنشدن بین ۱۶۰ تا ۴۶۴ درجهٔ سانتی گراد و تغییرات شوری بین ۳۶/۵ تا ۶۵/۱ درصد وزنی معادل نمک را تغییر میکند (شکل ۷). آیاتیت

محدودهٔ دمای همگنشدن برای میانبارهای نوع I در نمونه آپاتیت از ۲۸۵ تا ۴۲۰ درجهٔ سانتی گراد، متغیر است که دارای میزان شوری ۳۴ تا ۵۳ درصدوزنی معادل نمک، هستند. برای میانبارهای دو فازی غنی از مایع که به فاز مایع همگن شدهاند، محدوده دمای همگنشدن ۱۷۵ تا ۲۹۵ درجهٔ سانتی گراد به دست آمد. دمای اولین ذوب یخ (*T*fm) در آنها بین ۳۸- تا ۴۸- درجهٔ سانتی گراد ثبت شده است (شکل ۹ ب). محدودهٔ آخرین نقطهٔ ذوب یخ (*T*mice) در میانبارهای دو فازی غنی از مایع بین ۱۳/۲- تا ۸۶۶- درجهٔ سانتی گراد به دست آمد. (شکل ۹ آ). میزان شوری محاسبه شده در این میانبارها بر اساس آخرین نقطهٔ ذوب یخ بین ۱۲/۴ تا ۱۷/۱ درصد وزنی معادل نمک، به دست آمد. هم چنین، در میانبارهای دوفازی غنی از بخار، دمای همگنشدن بین ۱۳۸۳ تا ۱۷/۱ درصد وزنی معادل نمک، به دست آمد. هم چنین، در میانبارهای دوفازی غنی از بخار، دمای همگن شدن بین ۱۳/۵ تا ۱۷/۱ درصد وزنی معادل نمک، به دست آمد. هم چنین،

نوع میانبار سیال	کانی میزبان	تعداد میانبار	دمای آخرین نقطهٔ ذوب (<i>T</i> m _{ice})	دمای اولین نقطهٔ ذوب (<i>T</i> fm)	دمای ذوب هالیت (Tm _{NaCl})	دمای همگن شدن (T _h)	شوری wt% NaCl) equiv.)	ابعاد (μm)	چگالی (g/cm ³)
Type I	كوارتز	74			۱۶۵ تا ۴۹۳	۱۲۳ تا ۵۳۰	۳۰ تا ۵۸	۶ تا ۱۵	۱/۲۵ تا ۱/۰۸
Type IV	كوارتز	٣			۲۸۴ تا ۵۳۸	۱۶۰ تا ۴۶۴	۳۶ تا ۶۵	۸ تا ۱۲	۱/۱۵ تا ۱/۱۵
Type I	آپاتيت	٩			۲۵۵ تا ۴۵۰	۲۸۵ تا ۴۲۰	۵۳ تا ۵۳	۸ تا ۱۵	۱/۱ تا ۱/۱
Type II	آپاتيت	٨	- ۱۳/۲ تا ۸/۶	۴۸ - تا ۲۸		۱۷۵ تا ۲۹۵	۱۲/۴ تا ۱۲/۴	۱۰ تا ۱۵	
Type III	آپاتيت	٢	۷/۴- تا ۶/۶	-4. 5-42		۳۵۰ تا ۳۳۵	۱۰ تا ۱۱/۱	۹ تا ۱۲	

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

بهمنظور بررسی منشأ سیال گرمابی، 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 علومزمین USGS، انجام شد. بدینمنظور، برای استخراج اکسیژن از BrF₅ و روش کلیتون و مایدا (۱۹۹۱)، استفاده شد. ایزوتوپهای پایدار با استفاده از طیفسنج جرمی F5 اکسیژن از Finnigan MAT اندازه گیری و نتایج به صورت دلتا درهزار (‱6)، گزارش شد. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس وین (VSMOW) گزارش شده است. دقت تجزیه برای ¹⁸6، برابر ۲/۰± درهزار است. همچنین برای تبدیل مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در کانی (¹⁸0_{mineral}) به ممان مقادیر در تعادل با سیال (¹⁸0_{wate}) از آدرس اینترنتی http://www2.ggl.ulaval.ca



شکل ۷. مقادیر دمای همگنشدن میانبارهای سیال میزبان کانیهای کوارتز و آپاتیت کانسار لکهسیاه



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

Tmice (°C)

Te (°C)

222

$$\begin{split} &1000 ln \alpha_{Quartz-H2O} = D \times 10^6 / T^2 + E \times 10^3 / T - F \\ &D = 3.306, E = 0.00, F = -2.710 \\ &332 \ ^\circ C \qquad T \ (^\circ K) = T \ (^\circ C) + 273 \end{split}$$

 T_h : دمای همگنشدن میانبار سیال برحسب درجهٔ سانتیگراد $(^{\circ}C)$ T: دما بر حسب درجه کلوین $(^{\circ}K)$ D, E, F: ضرایب ثابت α : ضریب تفکیک ایزوتوپی

نتایج تجزیهٔ ایزوتوپ پایدار اکسیژن در جدول ۲ ارایه شده است. مقدار δ¹⁸O_{SMOW} مگنتیت بین ۱/۷ تا ۳/۷ درهزار و در نمونههای کوارتز بین ۱۳/۸ تا ۱۷/۱ درهزار بهدست آمد. همچنین، میزان ایزوتوپ اکسیژن سیال در تعادل با کانی (δ¹⁸O_{water})، بهترتیب در کانیهای کوارتز و مگنتیت بین ۷/۵ تا ۱۱ درهزار و ۱۰ تا ۱۱/۴ درهزار بهدست آمد. **جدول ۲. نتایج ایزوتوپهای اکسیژن کانیهای کوارتز و مگنتیت در کانسار لکهسیاه**

**	, ,			07. U \$		•
Sample no.	Mineral	Mean $T_{\rm h}$	$\delta^{18}O_{mineral}$	1000lna	1000lna	$\delta^{18}O_{water}$
		(°C)	(‰)	(Zhang et al.	(Zheng and	(‰)
				1989)	Simon, 1991)	
LS-Qz01	كوارتز	٣٣٢	۱۷/۳	۶/٣		۱۱/۰
LS-Qz02	كوارتز	۳۳۲	18/8	۶/٣		۱۰/۳
LS-Qz06	كوارتز	٣٣٢	10/1	۶/۳		λ/λ
LS-Qz08	كوارتز	۳۳۲	۸/۳ ۱	۶/٣		۲/۵
LS-Qz09	كوارتز	٣٣٢	14/1	۶/۳		Y/A
LS-Qz11	كوارتز	٣٣٢	18/1	۶/٣		٩/٨
LS-Mn01	مگنتیت	٣٣٢	١/٧		$-\lambda/\Upsilon$	۱۰/۰
LS-Mn02	مگنتیت	٣٣٢	۲/۳		$-\lambda/\Upsilon$	۱۰/۶
LS-Mn03	مگنتیت	٣٣٢	٣/١		$-\lambda/\Upsilon$	۱۱/۴
LS-Mn09	مگنتیت	۳۳۲	١/٧		$-\lambda/\Upsilon$	۱۰/۰

بحث

تخمين فشار و عمق به دام افتادن سيال

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، شورابه 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 میانبارهای سیال در نمونههای کوارتز و مقادیر دمای همگنشدن و شوری بهدست آمده، از شکل ۸ بهمنظور محاسبه فشار بدام افتادن میانبارهای سیال استفاده شد. از این شکل برای محاسبه فشار میانبارهایی که در سیستم H₂O-NaCl قرار دارند، استفاده میشود. محور افقی میزان شوری میانبار بر حسب درصد وزنی نمک طعام است. خطوط منحنی در شکل نشاندهندهٔ دمای همگنشدن میانبارهای سیال بر حسب درجهٔ سانتی گراد است. با رسم خطوط متقاطع شوری و دمای همگنشدن، مقدار فشار بر حسب بار (محور عمودی) بهدست می آید. بدین ترتیب فشار محاسبه شده برای کانسار لکه سیاه بین ۱۰ تا ۵۰۰ بار بهدست آمد. با توجه به این که به طور تقریبی به ازای هر ۳ کیلومتر افزایش عمق، معادل ۱ کیلوبار (kbar) بر میزان فشار افزوده می شود، عمق معادل ۵/۰ تا ۱/۵ کیلومتر برای تشکیل کانسار لکه سیاه بهدست آمد.

با توجه به این، پیشنهاد میشود که سیال شوری و دما بالای تشکیلدهندهٔ ماده معدنی در کانسار لکهسیاه در یک سامانه لیتواستاتیک بسته، در عمق حدود ۱/۵ کیلومتری رخداده است. با تکامل سیال کانهساز و حرکت آن بهسمت بالا، انتقال از شرایط سامانه بسته به باز همراه با تغییر شرایط از لیتواستاتیک به هیدوراستاتیک رخ داده و سیال تشکیلدهندهٔ 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 بهدام افتادن سیال در سامانه H₂O-NaCl [۵]. چنان *ک*ه مشاهده میشود فشار بهدام افتادن میانبارهای کوارتز در کانسار لکهسیاه بین ۱۰ تا ۵۰۰ بار بهدست آمد.

منشأ سيال كانهساز

نتایج ایزوتوپ پایدار اکسیژن بهطور گسترده برای ردیابی منشأ و تاریخ تکامل سیالات گرمابی با منشأ جوی، ماگمایی و دگرگونی و رسوبی استفاده شده است [۳۷]. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در کانسارهای ماگمایی بین ۶۶ تا ۱۰۰ درهزار 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 بهوسیلهٔ فرآیند تفکیک ایزوتوپی توضیح داد. کانی مگنتیت در میان کانیهای مختلف کمترین تمایل را برای تمرکز ⁸⁰ از خود نشان میدهد [۱۸] که سبب کاهش مقدار ایزوتوپ اکسیژن مگنتیت (۱/۷ تا ۱/۱ درهزار) نسبت به سیال (۱۰ تا ۱/۱ درهزار) در تعادل با خود باشد. محدوده باریک ⁸⁰ کوارتز (۱/۷ تا ۱۱ درهزار) بهوسیلهٔ کاهش دمای سیال و همچنین کاهش مقادیر میشود. اختلاط سیال ماگمایی با یک سیال جوی دما پایین سبب کاهش ایزوتوپ اکسیژن کوارتز و ایجاد محدوده باریک برای مقادیر δ¹⁸O_{water} آن شده است. براساس نتایج بهدست آمده از مقادیر ایزوتوپهای اکسیژن کوارتز و مگنتیت و مقایسهٔ آن با سایر کانسارهای آهن نوع IOCG (نظیر ذخایر Grangesberg ،El Laco ،Kirunawaara و Meishan)، ترکیب سیال کانهساز در محدودهٔ 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]، [۳۳] و [۳۳] رسم شده است، ب) ترکیب ایزتوپی اکسیژن کوارتز و مگنتیت کانسار لکهسیاه که در محدودهٔ سیال ماگمایی قرار می گیرد. محدودهٔ سیال ماگمایی از تیلور [۳1] و سیال جوی از ژائو و همکاران [۳9] است.

سادهترین توضیح برای مقادیر δ¹⁸O 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 بهوسیلهٔ فرآیندهایی نظیر تهنشست بلوری (crystal settling) یا شناوری سوسپانسیون (suspension flotation) تمرکز یافته است [10]. براساس جانسون و همکاران [۱۳] مقادیر δ¹⁸O حدود ۴ در هزار، نشاندهندهٔ تعادل ایزوتوپی مگنتیت با مذاب سیلیکاته با مقادیر م¹⁸O بین ۵/۵ تا ۱۱ در هزار است، در حالیکه مقادیر δ¹⁸O در حدود ۹ ادر هزار م هزار نشاندهندهٔ 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].



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

ماهیت و تکامل سیال کانهساز

بررسی انواع مختلف میانبارهای سیال، بینشی در مورد ماهیت و تکامل سامانه سیال کانسار آهن ± آپاتیت لکهسیاه فراهم می کند. در تشکیل کانسارهای مگنتیت ± آپاتیت، سیالات منشأ گرفته از محیطهای رسوبی و در برخی موارد آمیختگی سیالهای ماگمایی با سیال جوی، شناخته شدهترین سازو کارها هستند [۷]. بر پایهٔ پژوهشهای ایزوتوپی و میانبارهای سیال در کانسار مگنتیت±آپاتیت اسفوردی، تشکیل این کانسار بهوسیلهٔ سیالهای گرمابی 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 میانبارهای سیال در کوارتز نشان میدهد که در اغلب میانبارهای نوع I انحلال هالیت قبل از همگن شدن نهایی فاز بخار رخ داده است در حالی که در میانبارهای سیال آپاتیت، انحلال هالیت بعد از همگن شدن فاز بخار رخ داده است که نشان دهندهٔ فوق اشباع بودن سیستم H₂O-NaCl، است. حضور کانیهای دختر هالیت در میانبارهای نوع I کوارتز پیشنهاد میکند که سیال كانهساز از عناصر متالوژنيک غني بوده است. زماني که مگنتيت ته نشست مي يابد، فسفر از سيال تشکيل دهندهٔ ماده معدني خارج میشود. این استنباط با روابط پاراژنتیک بین مگنتیت و آپاتیت تأیید میشود (شکل ۴ آ). برخی از میانبارها حتی در دماهای زیادتر از ۵۳۰ درجهٔ سانتی گراد نیز همگن نمی شوند؛ به دلیل این که دمای همگن شدن کمترین دمای به دام افتادن سیال است. در هنگامی که نتایج ریزدماسنجی میانبارهای سیال کوارتز و آپاتیت همراه با هم ارزیابی میشوند، آنچه که مشاهده میشود، این است که مجموعه دماهای همگنشدن و شوریهای میانبارهای سیال روند خطی داشته و با گذشت زمان کاهش مییابد. این روند نشاندهندهٔ 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 بهوسیلهٔ وگنر و همکاران [۳۳] مقادیر ایزوتوپ پایدار اکسیژن در کانی کوارتز در مقابل دمای همگنشدن میانبارهای سیال رسم شده است. در این شکل با استفاده از میانگین دمای همگنشدن (۳۳۲ درجهٔ سانتیگراد) و مقدار ایزوتوپ پایدار اکسیژن (۱۳/۸ تا ۱۷/۳ درهزار)، نقاطی بهدست میآید که در محدودهٔ اختلاط فرار می گیرند.



شکل ۱۱.آ) دمای همگنشدن (درجهٔ سانتیگراد) در مقابل شوری (درصد وزنی معادل نمک طعام) برای میانبارهای سیال در میزبان کوارتز و آپاتیت، ب) توزیع دمای همگنشدن (C°*T*h) میانبارهای سیال در مقابل ایزوتوپ اکسیژن کوارتز (δ¹⁸O_{quartz}) بهوسیلهٔ 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 مرحلهٔ اول ماگمایی با ترکیب آندزیتی بهسمت 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 بهسمت تبلور ماگماهای ریولیتی 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 لیگاندهای کلریدی حامل آهن و فسفر بهسمت 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 میانبارهای سیال و شوری زیاد آنها، احتمال انتقال مقادیر چشمگیری از آهن بهصورت کمیلکس کلریدی فراهم میشود. دگرسانی سدیک که با جانشینی پلاژیوکلاز بهوسیلهٔ آلبیت 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 آلیبت شده و باعث ناپایداری کمپلکس کلریدی میشود. با ناپایداری کمپلکس، آهن بهصورت مگنتیت تهنشین میشود. فورانهای انفجاری تشکیل دهندهٔ کالدرا سبب ایجاد شکستگی شده و سامانه گسلی مناسبی را برای رخداد کانهزایی فراهم می کند. ماگمای ریولیتی با ویسکوزیته بالا که در اعماق کم پوسته جای گرفته، با غلبه بر فشار لیتواستاتیک، با فعالیت انفجاری، اتاقک ماگمایی را ترک کرده و سبب فروپاشی لایههای فوقانی و جانبی اتاقک شده و با ایجاد کالدرا به فعالیت خود پایان میدهد. تجمع حجم زيادي از آبهاي جوى در اطراف مواد خروجي و در طول حاشيهٔ كالدرا و اختلاط با سيالات ماگمايي سبب كانهزايي و دگرساني همراه آن در طول گسلهای کششی و گنبدها میشود. حاصل این انفجار تشکیل توف و نهشتههای آذرآواری است که همراه آنها قطعات مگنتیت نیز مشاهده می شود. محلول های 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 لیگاندها می شود. 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 بهسمت سطح صعود کرده و گنبدهای ریولیتی را بهوجود میآورد. حضور حجم زیادی از مواد فرار سبب انفجار اتاقک ماگمایی و تشکیل توف و قطعات آذر آواری می شود. ماگمایی باقیمانده از طریق شکستگیها بهصورت گنبدهای ریولیتی خارج میشود.



شکل ۱۲. مدل پیشنهادی برای تشکیل کانسار مگنتیت±آپاتیت لکهسیاه (با تغییر از ویز [۳۴]). سامانه آتشفشانی نوع کالدرا 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 می کند. تبلور ماگما و ته نشست سیال ماگمایی منجر به شکل گیری کانسنگ تودهای مگنتیت میشود. گرمای آزاد شده توسط صعود و نفوذ ماگما آغاز گر چرخش گرمابی است که سبب ته نشینی مجدد مگنتیت به صورت فرعی و به شکل رگهای و انتشاری شده است. سیالات گرمابی ممکن است در نتیجه اختلاط سیال ماگمایی باقی مانده با سیال

نتيجهگيرى

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 مرحلهٔ کانهزایی اصلی تشکیل شدهاند. محدودهٔ شوری و دمای همگن شدگی میانبارهای سیال نشاندهندهٔ 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 بهوسیلهٔ 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 نشریهٔ علوم زمین دانشگاه خوارزمی نیز کمال تشکر و سپاسگزاری را دارند.

منابع

- ۱. رستمی م.، طالع فاضل، ۱.، "ژئوشیمی، کانهزایی و دگرسانی قلیایی⊣کسید آهن در کانسار آهن± آپاتیت لکهسیاه (شمال شرق بافق)، ایالت فلززایی بافق– ساغند"، مجلهٔ زمینشناسی اقتصادی، شمارهٔ ۲ (۱۳۹۷) ۶۱۶– ۵۸۷.
- ۲. رستمی م.، "منشأ و توزیع عناصر نادر خاکی در آپاتیت کانسار آهن لکه سیاه، منطقه فلززایی بافق، ایران مرکزی"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۹۵).
- ۳. سبزهای م، حمدی ب.، عامری ح.، "نقشهٔ و گزارش زمینشناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی آباد"، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۹۴).
- 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.
- 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.
- Barton M. D., Johnson D. A., "Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization," Geology, 24 (1996) 259-262.
- 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.
- Brown P., "Flincor: 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.

- ۲۳۳
- Heimann A., Beard B. L., Johson C. M., "The role of volatile exsolution and sub solidus fluid/rock interactions in producing high 56Fe/54Fo ratios in siliceous igneous rocks", Geochim Cosmochim Acta, 72 (2008) 4379-4396
- 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.
- 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.
- Knipping J. L., Bilenker 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.
- Knipping J. L., Bilenker 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.
- 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.
- 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.
- Parak T., "Kiruna iron ores are not 'intrusive magmatic ores of the Kiruna type", Economic Geology, 70 (1975) 1242-1258.
- Pollard P. J., "Sodic-(calcic) alteration in Fe-Oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H₂O-CO₂-NaCl-CaCl₂-KCl fluids", Mineralium Deposita, 36 (2001) 93-100.
- Ramezani J., Tucker R. D., "The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", Science, 303 (2003) 622-665.

- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Weis F., "Oxygen and Iron Isotope Systematic of the Yragesberg Mining District (GMD), central Sweden", M.Sc. Thesis, Uppsala: Sweden, Uppsala University (2013).
- 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.
- 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.
- Zhang L. G., Liu J. X., Zhou H. B., Chen Z. S., "Oxygen isotope fractionation in the quartz-watersalt system", Economic Geology 89 (1989) 1643-1650.
- 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).
- 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.