

مطالعه میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار کانسار مگنتیت - آپاتیت گزستان، ایران مرکزی

سجاد افضلی^۱، نیما نظافتی^۲ و مجید قادری^{۳*}

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد کرمانشاه، دانشگاه آزاد اسلامی، کرمانشاه، ایران
^۲استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران
^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۱/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۳/۰۶

چکیده

کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان در ۷۸ کیلومتری خاور بافق، در پهنه ایران مرکزی و زیرپهنه بافق-پشت‌بادام قرار دارد. واحدهای سنگی منطقه به سری ریزو تعلق دارند و متشکل از سنگ‌های کربناتی، شیل، توف، ماسه‌سنگ و سنگ‌های آتشفشانی هستند. سنگ‌های نفوذی به‌صورت استوک و دایک و با ترکیب گرانودیوریت و گرانیت در بخش‌های مختلف رخنمون دارند. سنگ‌های تراکیتی و داسیتی منطقه در اثر دگرسانی کلریتی به رنگ سبز دیده می‌شوند و سنگ میزبان کانی‌سازی آهن و فسفات هستند. دگرسانی‌ها نیز بیشتر از نوع کلریتی و آرزلیک هستند، ولی دگرسانی‌های سریستی، پتاسیک، سیلیسی، تورمالینی و اپیدوتی نیز در واحدهای سنگی تشکیل شده‌اند. ۵ شکل کانی‌سازی در کانسار گزستان دیده می‌شود که شامل کانسنگ آهن توده‌ای با کمی آپاتیت، کانسنگ آپاتیت-مگنتیت، رگه-رگچه‌های نامنظم (استوک‌ورک) در سنگ سبز برشی شده، نوع پراکنده و رگه‌های توده‌ای خالص آپاتیتی هستند. در مطالعات میانبارهای سیال در کانی آپاتیت میزان دما و شوری در آپاتیت نسل I بیشتر از آپاتیت نسل II است که کاهش شوری در آپاتیت نسل II می‌تواند حاصل آلودگی سیال‌های ماگمایی با آب‌های جوی در مراحل تأخیری کانه‌زایی باشد. ترکیب ایزوتوپی پایدار اکسیژن، هیدروژن و کربن در مگنتیت، کوارتز، آپاتیت و کلسیت و همچنین محاسبه ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در سیال در حال تعادل با کانی‌های اکسیدی، منشأ آمیختگی سیال‌های ماگمایی را با شوره‌های حوضه‌ای برای کانی‌سازی در کانسار گزستان پیشنهاد می‌کند.

کلیدواژه‌ها: کانسار مگنتیت-آپاتیت، میانبارهای سیال، ایزوتوپ‌های پایدار، گزستان، بافق.

*نویسنده مسئول: مجید قادری

E-mail: mghaderi@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

در پرکامبرین پایانی- کامبرین آغازی ایران، کانسارهای پرشماری از اکسید آهن آپاتیت‌دار نوع IOCG کایرونا مانند میشدوان (Daliran, 2002)، اسفوردی (Jami, 2006; Jami et al., 2007)، آنومالی شمالی (سپهری‌راد، ۱۳۷۹؛ بهزادی، ۱۳۸۵)، چغارت (کارگران بافقی، ۱۳۸۰؛ Daliran et al., 2007, 2010)، گزستان و لکه‌سیاه (Daliran et al., 2007, 2010) گزارش شده‌اند. سنگ میزبان این کانسارها، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کامبرین زیرین (بخش‌هایی از سری‌های ریزو و دزو) است که در پهنه ایران مرکزی (پهنه متالورژی ناحیه بافق) قرار دارند. Forster and Jafarzadeh (1994) کانسارهای آهن-آپاتیت منطقه بافق را از نوع ماگمایی (نوع کایرونا) و در ارتباط با سنگ‌های اسیدی دانسته‌اند. به باور Daliran et al. (2007) کانی‌سازی آهن، آپاتیت و عناصر خاکی کمیاب منطقه معدنی بافق همانند دیگر کانسارهای Fe-P-REE-Th-U دنیا با منشأ گرمایی است.

کانسار گزستان از دید ساختاری، متعلق به پهنه ایران مرکزی و زیرپهنه بافق-پشت‌بادام و دارای طول جغرافیایی ۲۰° ۵۵' تا ۵۵° ۵۹' و عرض جغرافیایی ۲۵° ۳۹' تا ۳۱° ۲۵' ۴۱' شمالی است. شکل ۱ موقعیت و راه دسترسی به این کانسار را نشان می‌دهد. مطالعات انجام شده روی عناصر خاکی کمیاب، بیانگر غنی‌شدگی این کانسار از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) است. الگوی REE آپاتیت، مگنتیت و سنگ‌های دربرگیرنده، همانند هم است و یک ارتباط ماگمایی را میان آنها نشان می‌دهد (Kryvdik and Mykhaylov, 2001). نمونه‌های برداشت شده از توده نفوذی نیمه‌ژرف، ترکیب آلکالی‌گرانیته و گرانیته دارند، در محدوده گرانیته‌های نوع I، گرانیته‌های ساب‌آلکالن، گرانیته‌های درون صفحه‌ها (WPG) و گرانیته‌های کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (افضلی، ۱۳۹۰؛ افضلی و همکاران، ۱۳۹۳). نمونه‌های توده نفوذی در محدوده‌های پرآلومین و مت‌آلومین قرار می‌گیرند.

۲- زمین‌شناسی

بر پایه نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ اسفوردی (Soheili and Mahdavi, 1991)، اصلی‌ترین مجموعه سنگ‌های آذرین و دگرگونی در بلوک پشت‌بادام- بافق به سامانه‌های پرکامبرین و اینفراکامبرین مربوط می‌شود. سنگ‌های آذرین منطقه از دید ترکیب سنگ‌شناسی دامنه گسترده‌ای از سنگ‌های بازیک تا اسیدی و کاملاً اسیدی را دربر می‌گیرند؛ در این منطقه چند توده نفوذی به شرح زیر تشخیص داده شده است: (۱) توده گرانیته، گرانیته پورفیری لوکوکرات؛ (۲) توده دیوریتی- گابرویدیوریتی؛ (۳) توده سینیت- دیوریت- گرانودیوریت؛ (۴) توده گرانیته بیوتیتی.

گرانیته، گرانیته پورفیری لوکوکرات شامل توده‌های نفوذی بزرگ زیرینگان، نارینگان، چادرملو، ساغند و دیگر توده‌های کوچک‌تر (احتمالاً میکروگرانودیوریت گزستان) و هم‌ارز گرانیته دوران است. این توده‌ها در میان سنگ‌های رسوبی و ولکانوژن سری ریزو نفوذ کرده‌اند و بسیار اسیدی و سدیک و دارای ماهیت آلکالن تا ساب‌آلکالن هستند.

تشکیل توده نفوذی نیمه‌ژرف گزستان و توده‌های مشابه، ناشی از ذوب دوباره و تحرک دوباره (remobilization) مواد آتشفشانی و احتمالاً دارای خاستگاه آاناتکسی

ب) توده‌های نفوذی نیمه‌آتشفشانی: که دامنه‌ای از گرانودیوریت و میکروگرانیت را شامل می‌شود.

آتشفشانی‌های این منطقه، طیف ترکیبی گسترده‌ای را از آندزیت، تراکی آندزیت، رiolیت، داسیت، همراه با توف آندزیتی و توف تراکییتی شامل می‌شوند. کهن‌ترین واحد سنگی منطقه معدنی شامل تناوبی از دولومیت تیره، شیل، ماسه‌سنگ و توف است که در شمال خاور و باختر محدوده رخنمون دارد. پس از آن، ماسه‌سنگ، میکروکنگلوмера و شیل به رنگ سرخ تا بنفش است که در زیر واحدهای آهکی قرار می‌گیرد. جنس ماسه‌سنگ‌ها ساب‌لینارنایت فلدسپاردار است. واحدهای آهکی شامل دولومیت تا آهک دولومیتی و آهک ماسه‌ای و دارای ستبرای متغیر از حد نازک تا ستبر لایه و توده‌ای است. واحد بعدی، توف، ماسه‌سنگ شیلی و کمی شیل به رنگ سبز است که در برخی بخش‌ها، حالت آگلومرایی و گاهی توده‌ای دارد. سپس، یک لایه آندزیتی به ستبرای تقریبی ۱۵ متر و به صورت هم‌شیب با واحد پیشین دیده می‌شود. آنگاه تناوبی از توف و سنگ‌آهک‌های تیره رنگ به صورت هم‌شیب دیده می‌شود که به سوی بالا به دولومیت و سنگ‌آهک دولومیتی شده تیره رنگ و صخره‌سازی می‌رسد که لایه‌بندی ظرفی دارد و در بخش شمال باختری منطقه دیده می‌شود. سپس، بخش‌های تپه‌ماهوری و کم‌ارتفاع منطقه ظاهر می‌شوند که در بخش‌های خاوری، ترکیب آن بیشتر رiolیتی است و در بخش‌های مرکزی و باختری، رخساره آتشفشانی تا نیمه‌آتشفشانی دارد و ترکیب آن گرانودیوریت و گرانیت است. بخش‌های کانی‌سازی شده درون و یا در کنار این واحد دیده می‌شود. ترکیب اصلی ارتفاعات جنوب منطقه را نیز سنگ‌های ریوداسیت تا آندزیتی تشکیل می‌دهند.

۴- زمین‌شناسی ساختمانی

گسلش و شکستگی در منطقه را دست کم می‌توان در ۵ گروه گسل‌های با روند خاوری-باختری، شمالی-جنوبی، شمال خاور-جنوب باختر، شمال باختر-جنوب خاور و گسل‌های رانده تقسیم‌بندی کرد. به‌نظر می‌رسد گسل‌های با روند خاوری-باختری، کهن‌ترین شکستگی‌های منطقه باشند. یکی از بزرگ‌ترین این گسل‌ها، گسل جنوب منطقه است که آتشفشانی‌های جنوب منطقه را در کنار سنگ‌های کربناته قرار داده است. شیب این گسل زیاد و یا نزدیک به قائم است. گسل‌های با روند شمالی-جنوبی نسبت به روند پیشین، جوان‌تر هستند و جابه‌جایی‌هایی را در روند آنها ایجاد کرده‌اند. حتی گاه سبب تغییر سوی شیب آنها نیز شده است. حرکت آنها بیشتر از نوع راست‌گرد است. گسل راندگی توسط گسل‌های با روند شمال خاور-جنوب باختر جابه‌جا شده و یک حالت میان‌انگشتی (interfingering) میان ماسه‌سنگ‌ها و واحدهای کهن تر به وجود آورده است. این گسل‌ها نیز حرکت راست‌گرد نشان می‌دهند. از آنجایی که سنگ‌های سبز و آتشفشانی‌ها و حتی کانه‌زایی همراه در اثر فرسایش در سطح قرار گرفته‌اند و راندگی روی آنها صورت گرفته است (پس از فرسایش) و نیز هیچ اثری از کانه‌زایی و دگرگونی مجاورتی در این آهک‌ها و دولومیت‌ها دیده نمی‌شود؛ بنابراین می‌توان اظهار داشت که راندگی پس از کانه‌زایی و فعالیت‌های ماگمایی صورت گرفته است؛ به‌طوری‌که واحدهای مختلف آذرین توسط این واحد به صورت گسلی پوشانده شده است. شیب عمومی این راندگی به سوی NNW و سوی رانش از شمال به جنوب است. یکی از نقش‌های اصلی و بنیادین این راندگی‌ها آن است که سنگ‌های سخت‌فرسا همچون کربنات‌ها و ماسه‌سنگ‌ها را روی واحدهای نرم‌فرسا یعنی واحد معدنی قرار داده و بدین ترتیب از فرسایش بیشتر ماده معدنی جلوگیری کرده‌اند. گسل‌های با روند شمال باختر-جنوب خاور در شمال و باختر منطقه بیشتر دیده می‌شود که جابه‌جایی‌هایی را در امتداد گسل‌های رانده باختر منطقه ایجاد و نیز واحدهای بالا و پایین راندگی‌ها را بریده و جابه‌جا کرده‌اند (شکل ۲).

است. دگرسانی‌های آلپینی شدن و اسکاوپولیتی شدن، در بخش‌های عمده‌ای از این بلوک رخ داده است. در اثر این پدیده‌ها، پلاژیوکلازها به اسکاوپولیت و آلپیت تبدیل شده و پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها به آمفیبول‌های سدیک مانند ادنیت، سوداترمولیت و ترمولیت تغییر شکل یافته است. به باور (Haghipour, 1964) یک دگرگونی ناحیه‌ای استاتیک با کیفیت مناسب‌ماتیک بدون دگرشکلی مهم، سبب این پدیده‌ها (آلپینی و اسکاوپولیتی شدن) شده و در تشکیل کانسارهای آهن و دیگر کانی‌های باارزش منطقه مؤثر بوده است.

در مناطق مختلف این بلوک، دو فاز پیوسته دگرگونی دینامیک/حرارتی، به ترتیب با ویژگی فشار و دمای زیاد در سنگ‌های پرکامبرین تشخیص داده شده است. در این مجموعه، گرانیت-گنیس‌ها و میگماتیت‌ها، بخش پایینی و سنگ‌های با رخساره آمفیبولیت و شیست‌های سبز، بخش بالایی را تشکیل می‌دهند.

۳- چینه‌شناسی

بر طبق نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ اسفوردی (Soheili and Mahdavi, 1991)، کهن‌ترین سنگ‌های این ناحیه مربوط به پرکامبرین است که شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی، شیست، گنیس، مرمر و آمفیبولیت است. کهن‌ترین واحدهای رسوبی موجود در منطقه، تراسی از شیل و ماسه‌سنگ اسلیتی و فیلیتی (سازند تاشک) است که به‌طور ناهمساز، توسط نهشته‌های کربناته-آواری-آتشفشانی مربوط به پرکامبرین-کامبرین زیرین (سری ریزو) پوشیده شده است. رخساره آن از سنگ‌های آتشفشانی، ماسه‌سنگ، شیل تا آهک و آهک‌های دولومیتی تغییر می‌کند. بیشتر کانسارهای آهن، آپاتیت، سرب و روی و اورانیم در مجموعه ریزو قرار دارند. سازندهای باروت، زاگون، لالون و میلا با رخساره شامل دولومیت، ماسه‌سنگ، شیل، آهک تریلوبیت‌دار و دولومیت در بخش‌های خاوری ناحیه گسترش یافته‌اند. نهشته‌های اردوویسین در خاور روستای ننگین‌گون با سنگ‌شناسی آهکی گسترش محدودی دارد که روی آن گدازه‌های آندزیتی، توف آندزیتی، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک‌های به سن سیلورین قرار می‌گیرند.

رسوبات دونین در شمال خاوری ناحیه گسترش دارد. سنگ‌شناسی آن شامل آهک‌های با فسیل براکیوپود، گاستروپود و همچنان ماسه‌سنگ و دولومیت است. رسوبات پرمین در پیرامون روستای شیطور با رخساره آهکی رخنمون دارد. واحدهای تریاس به‌صورت دگرشیب روی رسوبات پرمین قرار دارند که شامل شیل، آهک‌های نازک‌لایه، دولومیت، ماسه‌سنگ و گچ است. ژوراسیک در شمال خاوری ناحیه رخنمون دارد که بیشتر شامل شیل‌های میکادار، ماسه‌سنگ‌های کوارتزی با شیل‌های زغال‌دار به‌همراه آثار گیاهی است. سنگ‌های کرتاسه شامل کنگلوмера، مارن، ماسه‌سنگ و آهک نازک‌لایه تا ستبر لایه به‌طور دگرشیب روی واحدهای کهن قرار می‌گیرند. رسوبات ترشیری و کواترنری بیشتر شامل مجموعه‌هایی از کنگلوмера، ماسه‌سنگ و آبرفت‌های جوان است. توده‌های نفوذی منطقه شامل گرانیت‌های زیرگان، ناریکان، بهاباد و سینیت اسفوردی و مجموعه‌ای از دایک‌های دیوریتی و گابرویی است.

بر پایه گزارش اکتشافات نیمه‌تفصیلی (دُری و جمالی، ۱۳۸۲؛ دُری و همکاران، ۱۳۸۷) و بر پایه نقشه‌های زمین‌شناسی محدوده کانسار گزستان (دُری و جمالی، ۱۳۸۲) (شکل ۲)، واحدهای موجود در منطقه معدنی گزستان را می‌توان در دو بخش اصلی تقسیم‌بندی کرد:

الف) واحدهای آذرآواری و آتشفشانی سری ریزو (کامبرین زیرین): شیل، ماسه‌سنگ، کربنات و لایه‌های ایگمیریت از سازنده‌های سری ریزو هستند که به‌طور معمول، سنگ‌های کربناتی در زیر، شیل و ماسه‌سنگ در وسط و سنگ‌های آتشفشانی رiolیتی بنفش‌رنگ، تراکیت، تراکی آندزیت، الیون بازال و توف در بالا قرار دارند.

۵- دگرسانی

بر پایه مطالعات انجام گرفته و بررسی‌های صحرایی، بیشتر دگرسانی‌های موجود در منطقه منطبق بر شکستگی‌ها و گسل‌های کوچک محلی هستند و دگرسانی دیده شده، بیشتر از نوع سیلیسی، کلریتی و آرزلیک است که در ارتباط با کانی‌زایی هستند و بیشترین گسترش را در منطقه دارند؛ ولی دگرسانی‌های سریستی، پتاسیک، تورمالینی و اپیدوتی نیز در واحدهای سنگی دیده می‌شوند.

۶- ساخت و بافت، کانه‌زایی و کانی‌شناسی

کانه‌زایی آپاتیت- مگنتیت گزستان به شکل‌های مختلف دیده می‌شود که شامل کانسنگ آهن توده‌ای با کمی آپاتیت، کانسنگ اصلی یا کانسنگ آپاتیت- مگنتیت، رگه- رگچه‌های نامنظم (استوک‌ورک) در سنگ سبز برشی شده، کانه‌زایی نوع پراکنده و رگه‌های توده‌ای خالص آپاتیته است. مهم‌ترین ساخت و بافت‌های موجود در کانه‌زایی اکسید آهن آپاتیت‌دار گزستان، بافت نواری، توده‌ای، برشی، و رگه- رگچه‌های مگنتیت است.

در کانسار گزستان، ماده معدنی ترکیبی از مگنتیت- آپاتیت به نسبت‌های مختلف است که معمولاً با کوارتز و کلسیت همراهی می‌شود. گفتنی است کوارتز و کلسیت در مراحل تأخیری پس از کانه‌زایی تشکیل شده‌اند و به شکل‌های مختلف در سنگ‌های ریولیت و تراکیت و توده‌های نفوذی میکروگرانیتی و گرانودیوریتی گزستان وجود دارند. پهنه کانه‌زایی در گزستان به طول ۲/۲ کیلومتر و عرض بیش از ۰/۷ کیلومتر می‌رسد. این گستره را می‌توان به دو پهنه خاوری- شمال خاوری و مرکزی تقسیم کرد.

مطالعات سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، ژئوشیمیایی و میانبارهای سیال کانسار مورد مطالعه نشان می‌دهد که کانی‌سازی در گزستان طی چهار فاز اصلی رخ داده است. در طی فاز اولیه کانی‌سازی، سنگ درونگیر کانسار که در این منطقه توده نفوذی نیمه‌زرف با ترکیب گرانودیوریت و میکروگرانیت و واحدهای آتشفشانی رسوبی سری ریزو است تشکیل شده است. فاز دوم اصلی‌ترین فاز کانی‌سازی و اکسیدی بوده که طی این فاز، کانی‌هایی از جمله مگنتیت، آپاتیت، اکتینولیت و به مقدار جزئی پیریت تشکیل شده است. فاز سوم، فاز کانی‌سازی سولفیدی شامل پیریت و کالکوپیریت و به صورت پراکنده در کانسنگ اصلی مگنتیت- آپاتیته است. فاز چهارم، کانی‌زایی سولفیدی رگه- رگچه‌ای به همراه رگه- رگچه‌های سیلیسی و کربناتی تأخیری است که کانی‌زایی اولیه را در منطقه قطع کرده است.

مهم‌ترین کانی‌های موجود در گزستان، مگنتیت، آپاتیت، پیروکسن، اکتینولیت، مونازیت، کوارتز، کربنات و کانی‌های سولفیدی مانند کالکوپیریت و پیریت هستند (شکل‌های ۳ و ۴). اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانه موجود در کانسار گزستان، مگنتیت است که همراه آپاتیت بیشتر کانسار را تشکیل داده است. بلورهای مگنتیت که بافت توده‌ای دارند، به شکل‌های مختلف خودشکل، نیمه‌خودشکل و بی‌شکل دیده می‌شوند. در برخی بخش‌ها، بلورهای مگنتیت حالت خرد شده دارند و بافت کاتاکلاستیک را به وجود آورده‌اند. کانی آپاتیت در کانسار گزستان رنگ صورتی دارد و از نوع فلورآپاتیت و هیدروکسی آپاتیت است (Kryvdik and Mykhaylov, 2001). این کانی به صورت هگزگونال و بیشتر به شکل منوپیرامیدال دیده می‌شود. دو نسل آپاتیت در کانسار گزستان وجود دارد: الف) آپاتیت‌های درشت‌بلور؛ ب) آپاتیت‌های ریزبلور میان‌دانه‌ای.

۷- ریزدماسنجی میانبارهای سیال

میانبارهای سیال اطلاعات با ارزشی را در ارتباط با دما، فشار، چگالی و ترکیب سیال‌های مسئول کانه‌زایی بیان می‌کنند (Roedder, 1984; Pirajno, 1992, 2009). مطالعات میانبارهای سیال روی ۳ نمونه دوبرصیقل صورت گرفت. اندازه‌گیری

متغیرهای دمایی در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران به کمک Stage:THMS600 گرم‌کننده و منجمدکننده با مدل Linkam نصب شده روی میکروسکوپ Zeiss صورت گرفت. دامنه دمایی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. همچنین این دستگاه مجهز به دو کنترلگر گرمایش (TP94) و سرمایش (LNP)، مخزن ازت (برای پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (برای خنک کردن دستگاه در دمای بالا) است. کالیبراسیون Stage در گرمایش با دقت ± 0.1 درجه است که با نترات سزیم (Cesium nitrate) و با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه است و با ماده استاندارد ان-هگزگان (n-Hexane) با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد انجام گرفت.

در کانسار مگنتیت- آپاتیت گزستان، کانی آپاتیت به‌عنوان یک کانی شفاف، همراه مگنتیت و دارای دو نسل I و II است؛ بنابراین این کانی به‌عنوان کانی مهم برای مطالعه میانبارهای سیال، انتخاب و نمونه‌برداری از هر دو نسل انجام شد. نمونه‌های مطالعه شده به ترتیب فراوانی شامل میانبارهای سیال اولیه، ثانویه و شبه ثانویه هستند. در این نمونه‌ها، میانبارهای سیال اولیه اندازه بزرگ‌تری نسبت به میانبارهای سیال ثانویه و شبه ثانویه دارند. میانبارهای سیال اولیه به‌صورت موازی با سطوح بلوری و همچنین به‌صورت پراکنده در متن کانی میزبان (آپاتیت) دیده می‌شوند. میانبارهای سیال ثانویه به دلیل قرارگیری در محل شکستگی‌ها بیشتر تا حاشیه بلور امتداد پیدا می‌کنند.

میانبارهای سیال مورد مطالعه در کانسار آهن آپاتیت‌دار گزستان در گروه‌های زیر رده‌بندی می‌شوند: ۱) تک‌فازی غنی از گاز (V)؛ ۲) تک‌فازی غنی از مایع (L)؛ ۳) دوفازی غنی از مایع (L+V)؛ ۴) دوفازی غنی از گاز (L+V).

بر پایه مطالعات انجام شده، میانبارهای سیال موجود در آپاتیت نسل I، شامل دوفازی، (V+L) و تک‌فازی غنی از گاز یا مایع هستند. میانبارهای سیال موجود در آپاتیت نسل II شامل دوفازی (V+L)، تک‌فازی غنی از گاز و تک‌فازی غنی از مایع هستند. فراوانی میانبارهای سیال دوفازی (V+L) بیشتر از بقیه میانبارهاست. شکل‌های ۵ و ۶ تصویر شماری از میانبارهای سیال در نمونه‌های آپاتیت نسل‌های I و II را نشان می‌دهد.

۷-۱. آپاتیت نسل I

۱۸ میانبار سیال اولیه دوفازی در اندازه‌های متفاوت از آپاتیت نسل I مطالعه شد (جدول ۱) که بر پایه آن، دمای ذوب اولیه ۳۲- درجه سانتی‌گراد و دمای ذوب پایانی یخ از ۸- تا ۱۷- در تغییر بود. بیشترین تعداد آنها در محدوده ۱۰- تا ۱۶- درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد (شکل ۷). بر پایه Bodnar (2003) و Steele-MacInnis et al. (2011)، شوری سیال‌های دوفازی مربوط به آپاتیت نسل I، بیشتر در محدوده میان ۱۲ تا ۲۰ wt% NaCl قرار دارد و از دید آماری بیشترین تعداد مربوط به درجات شوری ۱۶ تا ۱۸ wt% NaCl است (شکل ۷- a). دمای همگن‌شدگی سیال‌های مطالعه شده در آپاتیت نسل I محدوده ۱۴۵ تا ۳۹۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد که بیشترین تعداد آنها مربوط به دمای ۲۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد است. نمودار دمای همگن‌شدگی در برابر شوری، نقش اصلی سیال‌های ماگمایی را در تشکیل این نسل از آپاتیت نشان می‌دهد و سرد شدن (cooling) مهم‌ترین پدیده این مرحله است؛ گرچه شواهدی از آمیختگی کم با شوره‌های حوضه‌ای نیز دیده می‌شود (شکل ۷).

۷-۲. آپاتیت نسل II

۱۷ میانبار سیال اولیه در این نسل از آپاتیت، در اندازه‌های متفاوت مطالعه شده است (جدول ۲). دمای ذوب اولیه ۴۱- درجه سانتی‌گراد و دمای ذوب پایانی یخ در این سیال‌ها از ۵/۸- تا ۱۷- درجه سانتی‌گراد است. بیشترین تعداد آنها از دید آماری میان ۸- تا ۱۰- و بر این اساس شوری میانبارهای سیال در محدوده ۲۰-۹ wt% NaCl قرار می‌گیرد که از دید آماری نیز بیشترین تعداد آنها مربوط به درجات شوری

فراوانی در آپاتیت‌های نسل I و II) و همچنین معادلات ارائه شده توسط Zheng & Simon (1991), Matsushita et al. (1979), Hu & Clayton (2003) فاکتور تفکیک برای کانی‌های اکسیدی محاسبه شد و نسبت ایزوتوپی $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ برای H_2O سیال به دست آمد (جدول ۳). این نتایج منشأ ماگمایی را برای سیال‌های کانه ساز پیشنهاد می‌دهد. افزون بر آن، تأثیر شوره‌های سردتر موجود در توالی‌های رسوبی منطقه بر نسبت ایزوتوپی $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ کاملاً محتمل است.

۹- خاصیت

در تشکیل کانسارهای مگنتیت-آپاتیت، سیال‌های گرمایی منشأ گرفته از محیط‌های رسوبی، و در برخی موارد آمیختگی سیال‌های ماگمایی با سیال‌های جوی، شناخته شده‌ترین سازوکارها هستند (Barton and Johnson, 1996; Hitzman, 2000). بنا به نظر Edfelt (2007) این کانسارها در اثر جانشینی متاسوماتیک، یا به عبارت دیگر توسط سیال‌های گرمایی تشکیل می‌شوند. چنین سیال‌هایی با این ویژگی‌ها می‌توانند از ماگما و یا از حوضه‌های رسوبی (شوره‌ها) منشأ بگیرند (Hitzman, 2000).

بر پایه مطالعات ایزوتوپی و میانبارهای سیال در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، تشکیل این کانسار به وسیله سیال‌های گرمایی است که این سیال‌ها در ابتدا شوری و دمای بالا دارند و با وارد شدن آب‌های جوی در طی کانی‌زایی، از شوری و دمای این سیال‌های کاسته شده است. نقش توده‌های نفوذی گرانیتی کم‌زرفای کامبرین آغازی در ایجاد این کانسارها در درجه اول به عنوان موتور گرمایی مطرح بوده است (Jami, 2006; Jami et al., 2007).

مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های مگنتیت و کوارتز، همچنین مقادیر δD و $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های آپاتیت کانسار گزستان، نشان از آب‌های با خاصیت ماگمایی همراه با آمیختگی با سیال‌های حوضه‌ای دارد. وجود توالی ستر و واحدهای رسوبی-آتشفشانی موجود در منطقه نقش مؤثری در این مورد داشته است.

میزان $\delta^{13}\text{C}$ در نمونه کربنات همراه کانه‌زایی نیز مشابه مقدار آن در کربنات‌های ماگمایی و مقدار $\delta^{18}\text{O}$ آن نیز مشابه سیال‌های ماگمایی است. بنابراین می‌توان اظهار داشت در کانسار اکسید آهن-آپاتیت گزستان نتایج حاصل از مطالعات ایزوتوپی و میانبارهای سیال بیانگر تشکیل این کانسار به وسیله سیال‌های گرمایی است. این سیال‌ها در ابتدا شوری و دمای بالا داشته‌اند و کانه‌زایی تحت تأثیر آمیختگی سیال‌های ماگمایی و شوره‌های حوضه‌ای آغاز و در مراحل تأخیری، متأثر از سیال‌های جوی شده است. وارد شدن آب‌های جوی به سامانه در طی کانی‌زایی، کاهش شوری و دمای این سیال‌ها را در پی داشته است.

۱۰- نتیجه‌گیری

دمای همگن‌شدگی و شوری میانبارهای سیال مطالعه شده در آپاتیت نسل I کانسار گزستان (wt% NaCl ۲۰-۱۲، °C ۳۹۰-۱۴۵) بیش از آپاتیت نسل II این کانسار (wt% NaCl ۲۰-۹، °C ۳۱۰-۱۵۶) است که کاهش شوری در آپاتیت نسل II می‌تواند حاصل آمیختگی سیال‌های ماگمایی با آب‌های جوی در مراحل تأخیری کانه‌زایی باشد. با توجه به مقادیر ایزوتوپی اکسیژن، هیدروژن و کربن کانی‌های مگنتیت، کوارتز، آپاتیت و کلسیت و همچنین محاسبه ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در سیال در حال تعادل با کانی‌های اکسیدی، منشأ سیال‌های ماگمایی همراه با آمیختگی با سیال‌های شور حوضه‌ای برای این کانی‌سازی پیشنهاد می‌شود.

سپاسگزاری

از مسئولان و کارشناسان محترم سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به ویژه آقایان دکتر محمدرضا قاسمی، جلیل قلمقاش و علیرضا کریمی باوندپور و آقایان مهندس ناصر عابدیان، بهروز برنا، حمایت جمالی، محمدمدبقر ذری و رسول سپهری‌راد و همچنین از آقای مهندس هادی محمدمدوست صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

NaCl wt% ۱۴-۱۲ است (شکل ۸). دمای همگن‌شدگی مربوط به آپاتیت نسل II، از ۱۵۶ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند که بیشترین تعداد آن از دید آماری، مربوط به دمای ۲۰۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد است. نمودار دمای همگن‌شدگی در برابر شوری در این نسل از آپاتیت، نشان‌دهنده پدیده آمیختگی سیال‌های ماگمایی با سیال‌های سرد و شور حوضه‌ای در این مرحله از تشکیل کانسار گزستان است (شکل ۸).

همچنین با استفاده از نمودارهای برآورد فشار در سامانه $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Atkinson, 2002; Bodnar, 1993) فشار هیدرواستاتیکی سیال به دست آمده است که برای آپاتیت نسل I فشار ۱۲۳-۵ Bar و برای آپاتیت نسل II فشار ۹۰-۷ Bar به دست آمد (شکل ۹).

۸- ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن، هیدروژن و کربن

به منظور مطالعه منشأ سیال‌های کانه‌ساز، نسبت ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن در کانی‌سازی منطقه ارزیابی شده است. بدین منظور، ۱۳ نمونه از کانی‌های مگنتیت، آپاتیت، کوارتز و کلسیت برای تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن، هیدروژن و کربن انتخاب شد. پس از خردایش، کانی‌ها در زیر میکروسکوپ دوچشمی با خلوص بالای ۹۹٪ جداسازی شدند. تجزیه‌های ایزوتوپ پایدار در دانشگاه Oregon ایالات متحده و به روش جریان ممتد گاز توسط طیف‌سنج جرمی MAT 253 انجام شد. نتایج حاصل از این تجزیه‌ها در جدول ۳ ارائه شده است.

داده‌های $\delta^{18}\text{O}$ مقادیر ۱/۷ تا ۱۸/۶ را نشان می‌دهد. نسبت‌های $\delta^{18}\text{O}$ در نمونه‌های مگنتیت، بیشتر در محدوده ۱/۷ تا ۳/۷ هستند و در آپاتیت ۵/۳ تا ۷/۷، در کوارتز ۱۸/۶ و در کلسیت ۱۴/۸ را نشان می‌دهند. مگنتیت کمترین و کوارتز بیشترین مقدار $\delta^{18}\text{O}$ را متمرکز می‌کند؛ این موضوع در نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپی اکسیژن نیز دیده می‌شود (جدول ۳).

همراه با تجزیه ایزوتوپ پایدار اکسیژن، نمونه‌های آپاتیت کانسار گزستان برای نسبت ایزوتوپی هیدروژن نیز تجزیه شدند. داده‌های δD دارای مقادیر ۶۴- تا ۸۶- است؛ این دامنه از نسبت‌های ایزوتوپی هیدروژن همراه با دامنه نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن برای همین نمونه‌ها (۵/۳ تا ۷/۷)، همخوانی مناسبی با آب‌های با منشأ ماگمایی و تا حدی آب‌های سازندی دارد (جدول ۳ و شکل ۱۰).

تنها تجزیه ایزوتوپ کربن روی یک نمونه کلسیت از کانسار گزستان نیز مقدار $\delta^{13}\text{C}$ برابر ۱۰/۲ را نشان داد (جدول ۳).

۸-۱. محاسبه دمای تشکیل فازهای اکسیدی

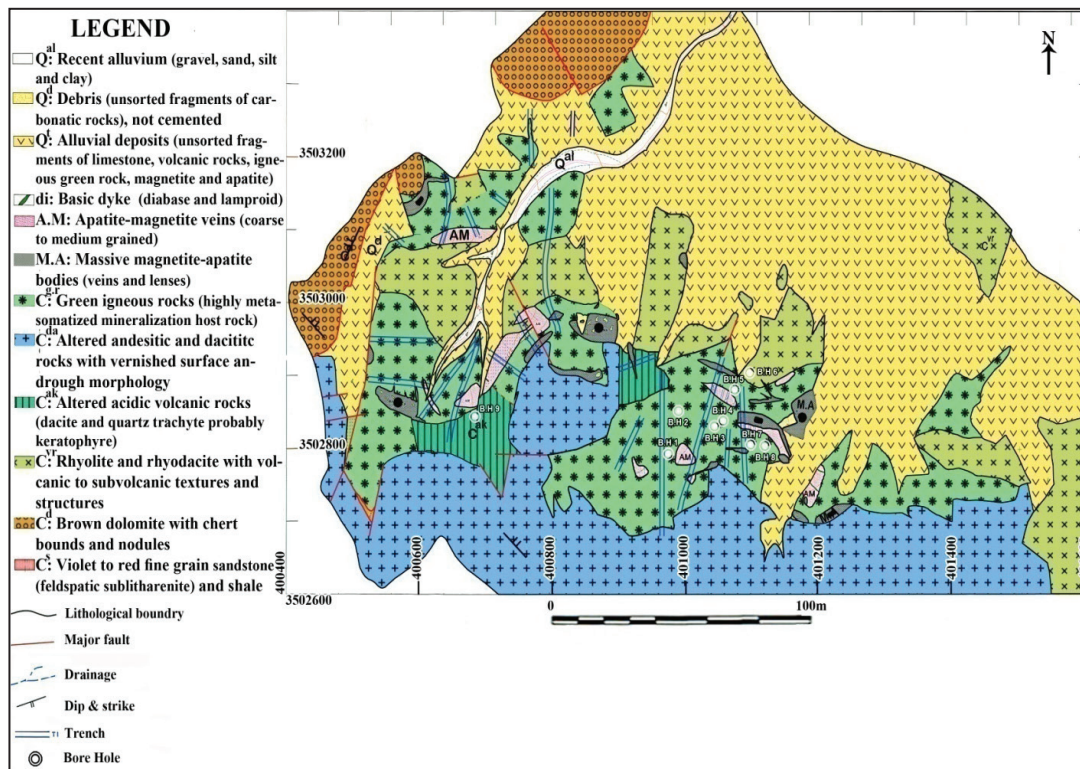
تفاوت‌های سیستماتیک مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در کانی‌های همزاد می‌تواند نشان‌دهنده دمایی باشد که در آن، اکسیژن در کانی و سیال در حالت تعادل بوده است (Faure and Mensing, 2005; Allègre, 2008). برای محاسبه دمای شکل‌گیری فازهای اکسیدی، اختلاف جزو ایزوتوپی میان جفت کانی‌های کوارتز-مگنتیت به دست آمد و دمای تشکیل بر پایه Clayton and Keiffer (1991) به دست آمده است. بدین ترتیب، دمای ۳۷۷ درجه سانتی‌گراد برای این جفت کانی به دست می‌آید. همچنین اختلاف جزو ایزوتوپی میان جفت کانی‌های کلسیت-مگنتیت و دمای ۴۷۲ درجه سانتی‌گراد برای این جفت کانی به دست آمد. همان‌گونه که دیده می‌شود، دمای جفت کانی کوارتز-مگنتیت، به دماهای اندازه‌گیری شده همگن‌شدگی آپاتیت در این کانسار که با استفاده از مطالعه میانبارهای سیال به دست آمده، نزدیک است. ولی دمای به دست آمده برای جفت کانی کلسیت-مگنتیت به نسبت بالاست و با نتایج میانبارهای سیال نزدیکی مناسبی ندارد. این موضوع احتمالاً به دلیل عدم تعادل ایزوتوپی زوج کلسیت-مگنتیت در زمان تشکیل است.

۸-۲. نسبت ایزوتوپی سیال

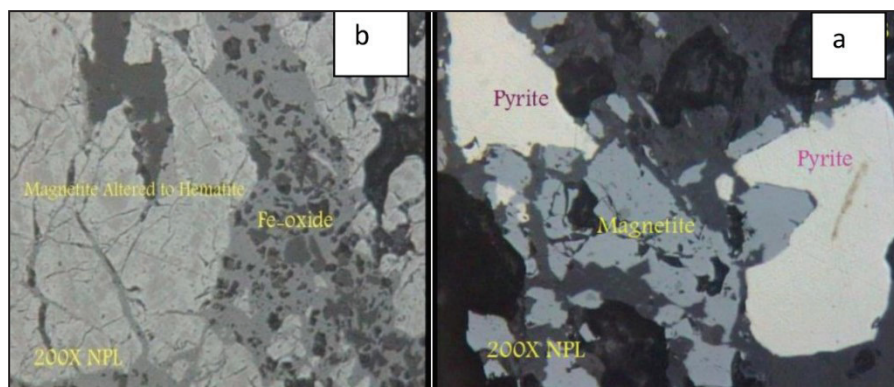
برای به دست آوردن نسبت ایزوتوپی H_2O سیال در حالت تعادل با کانی اکسیدی، با استفاده از میانگین دمای همگن‌شدگی ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد (بر پایه بیشترین



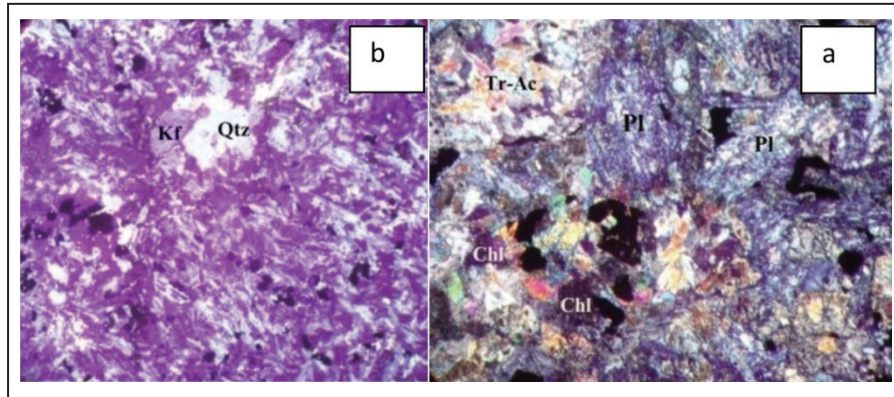
شکل ۱- موقعیت و راه دسترسی به کانسار آهن-آپاتیت گزستان روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth.



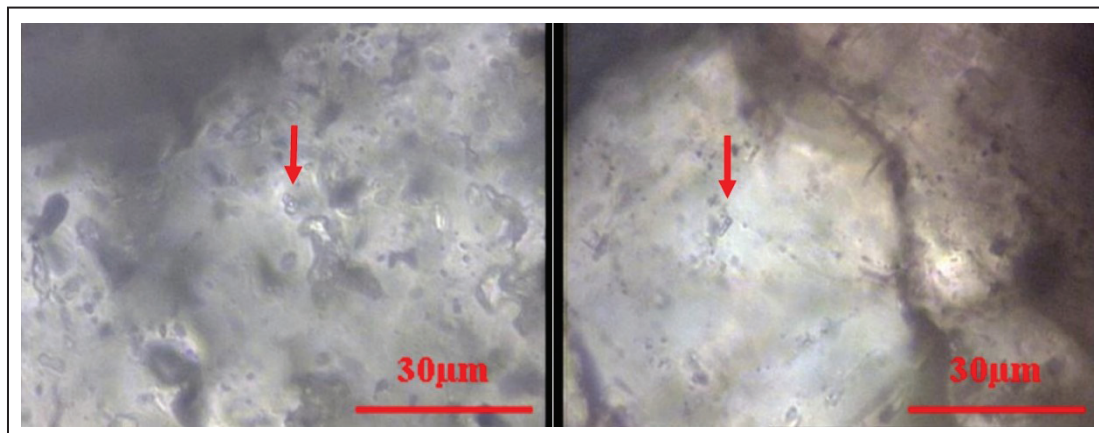
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ کانسار گزستان (بر گرفته از دری و جمالی، ۱۳۸۲ با تغییرات).



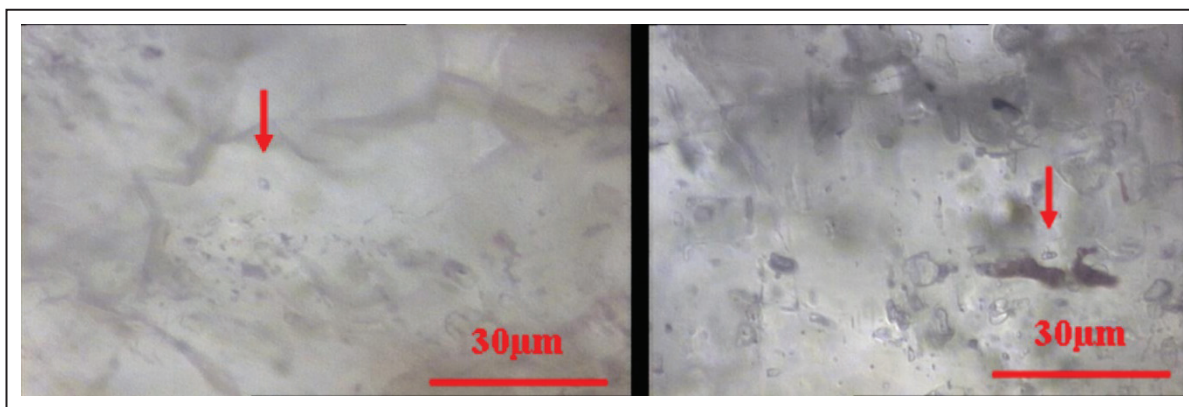
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از برخی کانه‌ها در کانسار گزستان: (a) مگنتیت و پیریت؛ (b) مگنتیت، هماتیت و اکسید آهن.



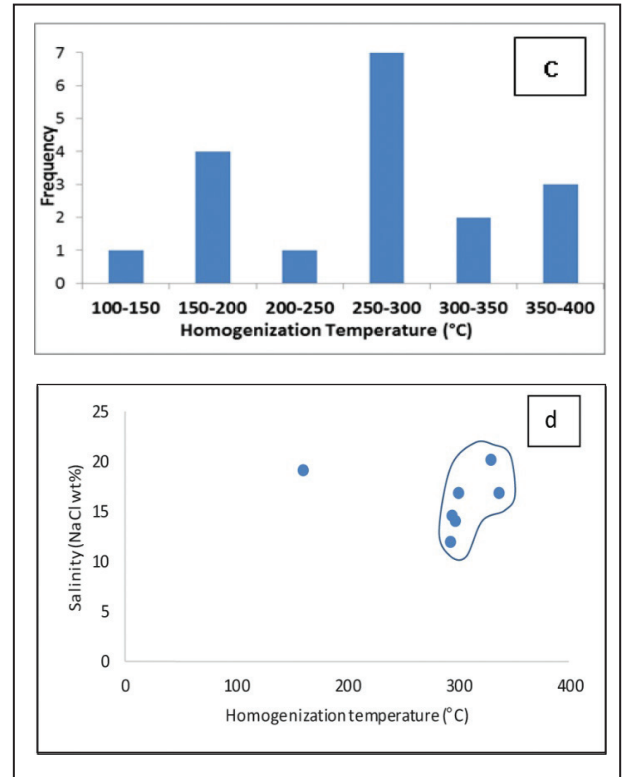
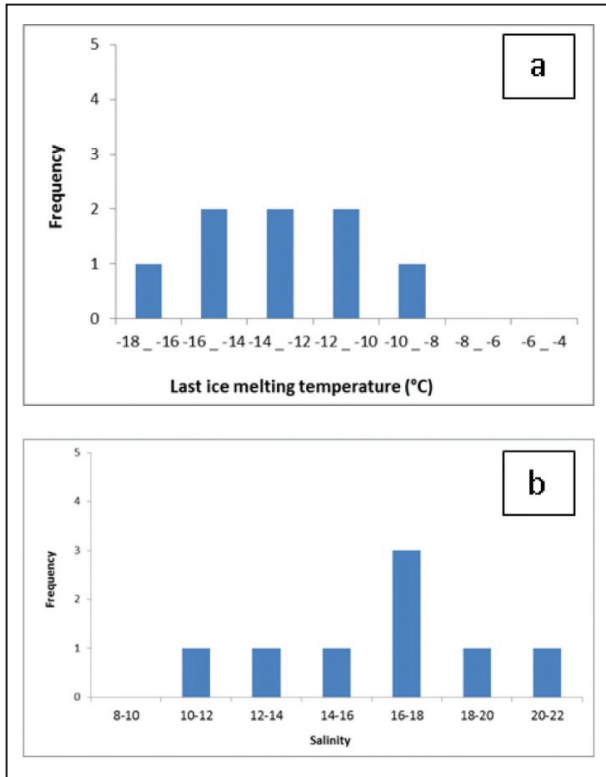
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از: (a) اکتینولیت منطقه گزستان؛ (b) بافت حاشیه مضرسی در کانی کوارتز.



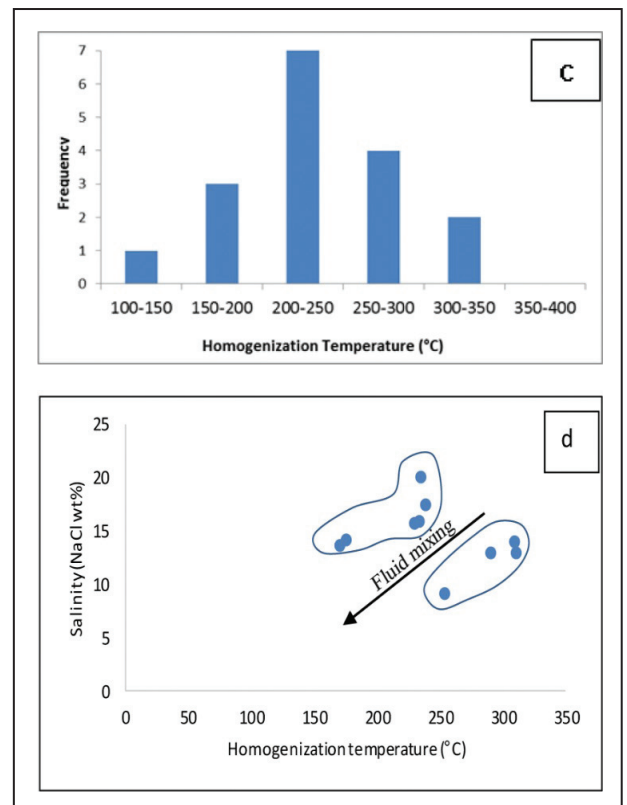
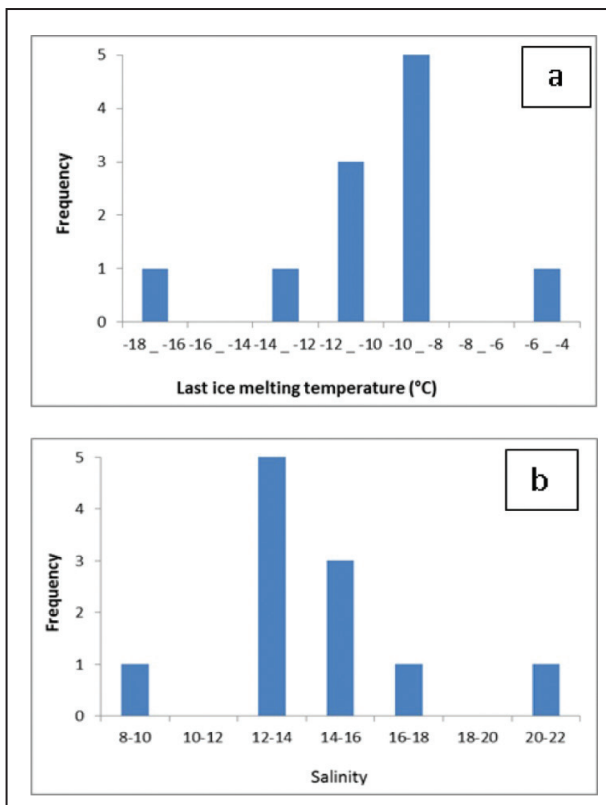
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از میانارهای سیال دوفازی غنی از مایع در آپاتیت نسل I کانسار گزستان.



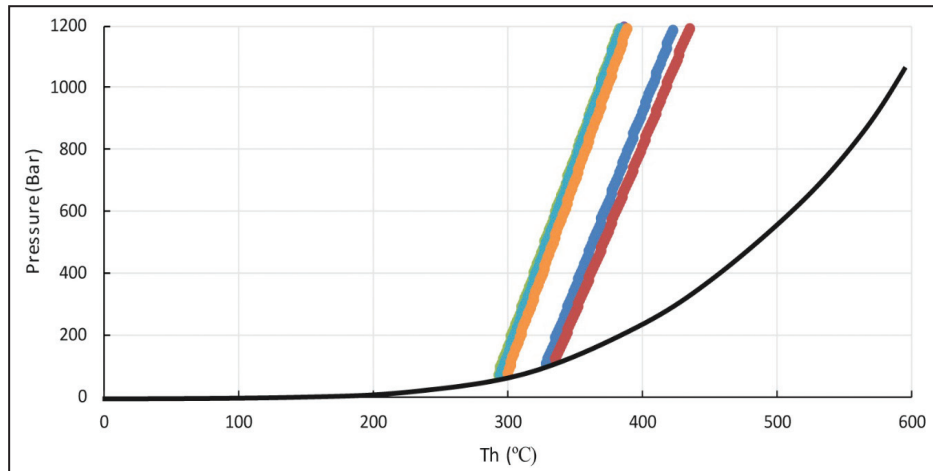
شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از میانارهای سیال دوفازی غنی از مایع در آپاتیت نسل II کانسار گزستان.



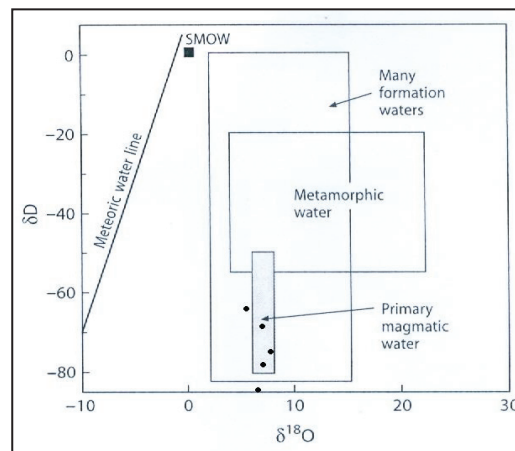
شکل ۷- نمودارهای مربوط به آپاتیت نسل I در کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان: (a) آخرین دمای ذوب یخ میانبارهای سیال اولیه؛ (b) درجه شوری در برابر فراوانی میانبارهای سیال؛ (c) دمای همگن شدگی در برابر فراوانی میانبارهای سیال اولیه. (d) نمودار دمای همگن شدگی در برابر شوری، نشانگر نقش مهم سیال‌های ماگمایی و تأثیر کم سیال‌های شور حوضه‌ای در مراحل اولیه تشکیل کانسنگ گزستان است.



شکل ۸- نمودارهای مربوط به آپاتیت نسل II در کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان: (a) آخرین دمای ذوب یخ میانبارهای سیال اولیه؛ (b) درجه شوری در برابر فراوانی میانبارهای سیال؛ (c) دمای همگن شدگی در برابر فراوانی میانبارهای سیال اولیه. (d) دمای همگن شدگی در برابر شوری، نشان‌دهنده آمیختگی و سرد شدن دو نوع سیال ماگمایی (با دمای بالا و شوری کمتر) و سیال‌های حوضه‌ای (با شوری بالا و دمای کمتر) در کانی‌سازی مراحل تأخیری است.



شکل ۹- برآورد فشار هیدرواستاتیکی به دام افتادن میانبارهای سیال آپاتیت نسل I و II بر پایه Bodnar (1993) و Atkinson (2002). با توجه به دمای همگن‌شدگی و شوری، خطوط ایزوکور دما- فشار برای سیال‌های به‌دام افتاده رسم شد.



شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌های آپاتیت منطقه گزستان روی نمودار δD در برابر $\delta^{18}O$ برای انواع گوناگون آب‌ها (Hoefs, 2009).

جدول ۱- مشخصات مربوط به میانبارهای سیال مطالعه شده از آپاتیت نسل I در کانسار مگنتیت- آپاتیت گزستان.

Sample	n	Size (μm)	Type	Te ($^{\circ}C$)	Tmice ($^{\circ}C$)	NaCl (wt%)	Thv-l ($^{\circ}C$)
47-186	1	17	L+V	-32	-14	17.68	
	2	12	L+V	nv	-17	20.13	329
	3	17	L+V	nv	-13	16.82	336
	4	15	L+V	nv	-8	11.84	293
	5	10	L+V	nv	-10	13.99	297
	6	7	L+V	nv	-15.5	18.93	160
	7	9	L+V	nv	nv	170
	8	6	L+V	nv	nv	230
	9	7	L+V	nv	nv	285
	10	6	L+V	nv	nv	280
	11	7	L+V	nv	nv	275
	12	6	L+V	nv	nv	145
47-172	13	7	L+V	nv	nv	390
	14	7	L+V	nv	nv	360
	15	10	L+V	nv	-10.5	14.49	295
	16	7	L+V	nv	-13	16.82	300
	17	12	V+L+S	nv	nv	200
	18	10	V+L	nv	nv	200

جدول ۲- مشخصات مربوط به میانبرهای سیال مطالعه شده از آپاتیت نسل II در کانسار مگنتیت- آپاتیت گزستان.

Sample	n	Size (µm)	Type	Te (°C)	Tmice (°C)	NaCl (wt%)	Thv-I (°C)
47-120	1	5	L+V	-41	-12	15.92	233
	2	6	L+V	nv	-9	12.94	290
	3	6	L+V	nv	-9	12.94	310
	4	5	L+V	nv	-11.9	15.82	230
	5	5	L+V	nv	-5.8	9.15	254
	6	7	L+V	nv	-10.2	14.19	176
	7	5	L+V	nv	-10	13.99	309
	8	8	L+V	nv	-9.8	13.78	170
	9	7	L+V	nv	-9.8	13.78	170
	10	8	L+V	nv	-17	20.13	235
	11	9	L+V	nv	-13.8	17.51	238
	12	5	L+V+S(Hem)	nv	nv	285
	13	7	L+V	nv	nv	230
	14	7	L+V	nv	nv	225
	15	5	L+V	nv	nv	254
	16	7	L+V	nv	nv	225
	17	6	L+V	nv	nv	156

 جدول ۳- نسبت‌های ایزوتوپی δD ، $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ در کانسار گزستان.

No.	Sample no.	Mineral	$\delta^{18}O$	δD	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O H_2O$ (calculated)
1	G12-AP	Apatite	7.71	-75.41		
2	G12-MT	Magnetite	3.66			12.09
3	G27F-AP	Apatite	7	-69.45		
4	G27F-MT	Magnetite	3.12			11.55
5	G30F-Qtz	Quartz	18.58			11.72
6	G32G-AP	Apatite	5.27	-64.17		
7	G32G-Carb	Carbonate	14.81		10.2	10.46
8	G32G-MT	Magnetite	2.99			11.42
9	G38P-MT	Magnetite	3.43			11.86
10	G5PFG-AP	Apatite	6.56	-85.89		
11	G5PFG-MT	Magnetite	3.18			11.61
12	G6PFG-AP	Apatite	6.97	-79.03		
13	G6PFG-MT	Magnetite	1.7			10.13

کتابنگاری

افضلای، س.، ۱۳۹۰- زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و مدل زایشی کانسار آهن- آپاتیت و عناصر نادر خاکی گزستان در منطقه بافق یزد، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات.

افضلای، س.، نظافتی، ن.، قادری، م.، قلمقاش، ح.، قاسمی، م. ر. و کریمی باوندپور، ع.، ۱۳۹۳- سنگ‌زایی و کانه‌زایی در کانسار اکسید آهن آپاتیت دار گزستان، خاور بافق، ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال بیست و چهارم، شماره ۹۳، صص. ۷۷ تا ۸۴.

بهزادی، م.، ۱۳۸۵- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئز کانسار آهن آنومالی شمالی واقع در منطقه بافق یزد، رساله دکتر. دانشگاه شهید بهشتی.

دُری، م. ب. و جمالی، ح.، ۱۳۸۲- گزارش اکتشافات مرحله عمومی (نیمه تفصیلی) در کانسار فسفات- خاک‌های نادر گزستان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

دُری، م. ب.، سپهری‌راد، ر. و جمالی، ح.، ۱۳۸۷- گزارش اکتشافات تفصیلی در کانسار فسفات خاک‌های نادر گزستان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سپهری‌راد، ر.، ۱۳۷۹- زمین‌شناسی اقتصادی کانسار آهن آنومالی شمالی، چغارت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.

کارگران بافقی، ف.، ۱۳۸۰- مطالعه زون‌های فسفات‌دار در کانسار آهن چغارت و ارتباط احتمالی آنها با زون‌های فسفات‌دار کانسار اسفوردی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.

References

- Allègre, C. J., 2008- *Isotope Geology*, Cambridge University Press, New York, 512 pp.
- Atkinson A. B. Jr., 2002- A Model for the PTX Properties of H₂O-NaCl. Unpublished MSc Thesis, Virginia Tech University, Blacksburg VA, 133 pp.
- Barton, M. D. and Johnson, D. A., 1996- An evaporitic source model for igneous-related Fe oxide (-REE- Cu-Au-U) mineralization. *Geology* 24: 259–262.
- Bodnar, R. J., 1993- Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684
- Bodnar, R. J., 2003- Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. In: *Fluid inclusions Analysis and interpretation*, eds. Samson I., Anderson A., Marshall D., Chapter 4, Short course.
- Clayton, R. N. and Keiffer, S. W., 1991- Oxygen isotopic thermometer calibrations, in Taylor, H. P., O'Neil, J. R. and Kaplan, I. R., eds., *Stable Isotope Geochemistry: A tribute to Samuel Epstein*, The Geochemical Society, Special Publication no. 3, p. 3–10.
- Daliran, F., 2002- Kiruna type iron oxide-apatite ores and apatites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites; in Porter, T. M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper gold and related deposits: A global perspective*, v. 2, PGC Publishing, Adelaide, p. 303–320.
- Daliran, F., Stosch, H. G. and Williams, P., 2007- Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and “apatites” of the Bafq District, Central-East Iran, in: Andrew, C.J. et al., eds, *Digging Deeper*, Proceedings of the 9th Biennial SGA Meeting, Dublin, Irish Assoc. Economic Geology, p. 1501–1504.
- Daliran, F., Stosch, H. G., Williams, P. J., Jamali, H. and Dorri, M. B., 2010- Early Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, east-Central Iran, in: Corriveau, L. and Mumin, H., eds., *Exploring for iron oxide copper-gold (Ag-Bi-Co-U) deposits: Examples from Canada and global analogues: Geol. Assoc. Canada, Short Course Notes 20*, p. 147–160.
- Edfelt, A., 2007- *The Tjarrojakka Apatite-Iron and Cu (-Au) Deposits, Northern Sweden*, PhD Thesis.
- Faure, G. and Mensing, T. M., 2005- *Isotopes: Principles and Applications*, 3rd ed., John Wiley and Sons, 897 p.
- Forster, H. and Jafarzadeh, A., 1994- The Bafq mining district in Central Iran- a highly mineralized Infracambrian volcanic field, *Economic Geology* 89: 1697-1721.
- Haghipour, A., 1964- Iron ore deposits in Central Iran, in related to structural geology and metamorphism, scapolitization and albitization. *Journal of Iranian Petroleum Institute*, v. 76, p. 1-9.
- Hitzman, M. W., 2000- Iron Oxide-Cu-Au Deposits: What, Where, When and Why; in Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Bold and Related Deposits: A Global Perspective*, Australian Mineral Foundation. Adelaide, p. 9-25.
- Hoefs, J., 2009- *Stable Isotope Geochemistry*. 6th ed., Springer-Verlag, Berlin, Germany, 285 p.
- Hu, G. X. and Clayton, R. N., 2003- Oxygen isotope salt effects at high pressure and high temperature and the calibration of oxygen isotope geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67: 3227–3246.
- Jami, M., 2006- *Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate iron deposit, Bafq area, Central Iran*, Unpublished PhD thesis, University of New South Wales, 355 p.
- Jami, M., Dunlop, A. C. and Cohen, D. R., 2007- Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology* 102: 1111-1128.
- Kryvdik, St. and Mykhaylov, V., 2001- The potential of the rare earth mineralization of Islamic Republic of Iran, National Academy of Sciences of Ukraine.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J. R. and Clayton, R. N., 1979- Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43: 1131-1140.
- Pirajno, F., 1992- *Hydrothermal mineral deposits*. Springer-Verlag, 709 p.
- Pirajno, F., 2009- *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer, Geological Survey of Western Australia, Perth, WA, Australia, 1273 p.
- Roedder, E., 1984- *Fluid Inclusions*, Reviews in Mineralogy 12. Mineralogical Society of America, 646 p.
- Soheili, M. and Mahdavi, M. A., 1991- Esfordi 1:100,000 geological sheet, Geological Survey of Iran.
- Steele-MacInnis, M., Bodnar, R. J. and Naden, J., 2011- Numerical model to determine the composition of H₂O-NaCl-CaCl₂ fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75: 21–40.
- Zheng, Y. F. and Simon, K., 1991- Oxygen isotope fractionation in hematite and magnetite: A theoretical calculation and application to geothermometry of metamorphic iron-formation. *European Journal of Mineralogy* 3: 877–886.

Fluid inclusion and stable isotope study of the Gazestan magnetite-apatite deposit, Central Iran

S. Afzali¹, N. Nezafati² and M. Ghaderi^{3*}

¹Assistant Professor, Department of Geology, Kermanshah Branch, Islamic Azad University, Kermanshah, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Tehran Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

³Associate Professor, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 2012 April 04

Accepted: 2012 May 26

Abstract

The Gazestan magnetite–apatite deposit is located 78 km east of Bafq, in the Bafq-Poshtebadam subzone of the Central Iran structural zone. The rock units in the area belong to the Rizou series and consist of carbonate rocks, shale, tuff, sandstone and volcanic rocks. Intrusive rocks in the form of stock and dyke crop out as granodiorite and granite in various places. Trachytic and dacitic rocks in the area are green due to chloritic alteration and host iron and phosphate mineralization. The main alteration types are chloritic and argillic, while sericitic, potassic, and silicic alterations as well as tourmalinization and epidotization are also found in the rock units. Five forms of mineralization are distinguished in the Gazestan deposit, including massive iron ore with minor apatite, apatite-magnetite ore, irregular vein-veinlets (stockwork) in the brecciated green rock and disseminated and monomineralic massive apatite veins. Fluid inclusion studies were conducted on the apatites of two stages. According to these studies, temperature and salinity values in the stage-I apatite are higher than those in stage-II apatite. Lower salinity values in the stage-II apatite could be due to contamination of magmatic fluids with meteoric waters during later stages of mineralization. Oxygen, hydrogen and carbon stable isotope composition of magnetite, quartz, apatite and calcite; and calculation of oxygen isotope composition in the fluid equilibrated with the oxide minerals suggest mixing the magmatic fluids with basin brines in mineralization of the Gazestan deposit.

Keywords: Magnetite-apatite deposit, Fluid inclusions, Stable isotopes, Gazestan, Bafq.

For Persian Version see pages 35 to 44

*Corresponding author: M. Ghaderi; E-mail: mghaderi@modares.ac.ir