# منشأ کانسار آهن همیرد، شمال خاور سمنان: با استفاده از مطالعه میانبارهای سیال و ایزوتوپهای پایدار (S, C, O)

**مریم حاجیبهرامی <sup>۱</sup>، نادر تقیپور <sup>۲\*</sup> و قاسم قربانی <sup>۳</sup>** 

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد. دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران <sup>۲</sup> استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران <sup>۳</sup> دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران تاریخ دریافت: ۲۲/۷۰/۱۳۹۱ تاریخ پذیرش: ۰۸/۲۰۲/۱۳۹۲

#### چکیدہ

> **کلیدواژهها:** میانبارهای سیال، ایزوتوپهای پایدار، همیرد، اسکارن، سمنان. \*نویسنده مسئول: نادر تقیپور

## 1- پیشنوشتار

در استان سمنان یک کمربند کانیزایی آهن وجود دارد که از شمال سمنان شروع می شود و تا جنوب و جنوب خاور شاهرود ادامه دارد. در شمال و شمال خاور سمنان معادن نوکه، شیخآب و همیرد قرار گرفته که هر یک دارای ذخیره قابل توجهی بوده و در حال استخراج هستند. در جنوب دامغان معادن پنج کوه، رباعی و چالو و به سوی جنوب جنوب خاور شاهرود معدن آهن لجنه قرار دارد. کانسار آهن همیرد در ۷۴ کیلومتری شمال خاور استان سمنان قرار گرفته است. این محدوده با مختصات جغرافیایی '۴۲ '۳۶° تا '۳۴ '۳۶° طول خاوری و '۴۸ '۵۳° تا '۵۰ '۵۳ عرض شمالی، بخشی از بر گه ۱:۱۰۰۰۰ جام را در بر گرفته است. این ناحیه در ارتفاع متوسط ۱۹۰۰ متر از سطح دریا واقع شده است. در تقسیمبندی واحدهای ساختاری ایران، منطقه مورد مطالعه در مرز پهنه ساختاری البرز جنوبی و شمال ایران مرکزی قرار دارد. در منطقه مورد مطالعه بهجز یک نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ جام که توسط سازمان زمین شناسی کشور تهیه شده است مطالعه جامع دیگری صورت نپذیرفته است. در حال حاضر محدوده معدنی سنگ آهن همیرد فعال و در حال بهرهبرداری و استخراج است. تعیین ویژگیهای کانسار آهن و تفکیک آنها بر حسب ژنز و توزیع مکانی می تواند اطلاعات سودمندی را از دید اکتشاف و بهر ،برداری در اختیار پژوهشگران قرار دهد. با استفاده از مطالعه میانبارهای سیال می توان اطلاعات زیادی در مورد دمای تشکیل کانیها، فشار حاکم بر محیط تشکیل آنها، چگالی سیال سازنده کانیها و نیز تركيب شيميايي سيالهاي كانيساز بدست آورد (Pirajno, 1992). نقش دماسنجي میانبارهای سیال در شناخت ترکیب شیمیایی سیالها، فشار و دمای حاکم بر محیط

E-mail: taghipour@du.ac.ir

سیال اثبات شده است (2001 & Zaw, 2001). ایزو توپ های پایدار در حل مسائل زمین شناسی به ویژه مطالعه کانسارها اهمیت زیادی دارند. مطالعه ایزو توپ های پایدار، روش مناسبی برای مطالعه عناصر H, C, N, O و S است. این عناصر تشکیلات اصلی سیالهای مهم زمین شناسی هستند؛ بنابراین امکان مطالعه مستقیم سیالهای یادشده و اثرات واکنش سیال و سنگ را فراهم می کنند. ایزو توپ های پایدار برای تعیین منشأ یک عنصر، دیرینه دماسنجی و همچنین مطالعه سازو کارهای انتشار و واکنش در فرایندهای زمین شناسی به کار می روند (Hoefs, 2004). در این مقاله سعی شده است با مطالعه میانبارهای سیال و ایزو توپ های پایدار، به منشأ سیال گرمابی و مدل زایشی احتمالی کانسار پی برد.

## ۲- روش مطالعه

کانیهای کوارتز و باریت مناسبترین کانیهای شفاف برای مطالعه میانبارهای سیال در کانسار آهن همیرد هستند. به منظور شناسایی ماهیت سیال کانهساز از دید دما و شوری، از رگههای کوارتزی و باریتی ۱۰ مقطع نازک دوبر صیقل تهیه شده است. در پایان، ۵۱ میانبار سیال از نمونه کوارتزی و ۳۹ میانبار سیال از باریت رگهای مورد مطالعه قرار گرفته است. پس از بررسیهای سنگنگاری میانبارهای سیال، مطالعات ریزدماسنجی توسط دستگاه لینکام مدل THMSG600 در دانشگاه دامغان و با روشهای گرمایش (Heating) و سرمایش (Freezing) روی نمونهها انجام شد. به منظور انجام مطالعات ایزوتویی کانسار آهن همیرد، در مجموع ۱۵ نمونه کلسیت،

باریت و پیریت مرتبط با کانیزایی آهن گردآوری شد. برای آمادهسازی، نمونهها به روش دستی از سنگ اصلی جدا شدند و به وسیله میکروسکوپ دوچشمی (بیناکولر) به ۹۵ درصد خلوص رسیدند. از هر یک از نمونهها در حدود ۲ گرم پودر تهیه شد. نسبتهای ایزوتوپی کربن، گوگرد و اکسیژن کانسار آهن همیرد در آزمایشگاه ایزوتوپهای پایدار دانشگاه آریزونا توسط طیف سنج جرمی (Mass Spectrometer) تعیین شد (جدول ۱). نسبتهای ایزوتوپی با نماد δ بر حسب در هزار (%) نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوسی (V-SMOW) برای اکسیژن، ترولیت کانیون دیابلو (V-PDB) برای گوگرد و فاز کربناتی مربوط به فسیل بلیمنیت سازند پیدی (V-PDB) برای کربن به دست آمدهاند.

# ۳- زمینشناسی کانسار همیرد

کانسار آهن همیرد در ناحیه جام جای گرفته است که در این ناحیه می توان دو واحد زمینساختی مختلف را تشخیص داد. پهنه زمینساختی البرز در شمال باختر و پهنه زمین ساختی ایران مرکزی که در جنوب خاوری منطقه قرار دارد. گسل عطاری که مرز جداکننده کوههای البرز از ایران مرکزی است، با شیب حدود ۸۰ درجه به سوی جنوب این دو بخش را از یکدیگر جدا می کند (علوی نایینی و حامدی، ۱۳۷۶). بر پایه این پهنهبندی، منطقه مورد مطالعه در مرز میان دو پهنه یادشده و از دید مکانی در پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است. فعالیتهای آتشفشائی ترشیری در منطقه همیرد محدود به ائوسن میانی است و بهطور کلی بخش بزرگی از سازندهای سازند کرج در این ناحیه سنگهای آتشفشانی هستند. ائوسن در ایران مرکزی توسط فعالیتهای گستردهای از گدازههای ریولیتی تا بازالتی و آذرآواریهای آندزیتی تا داسیتی مشخص می شود. این فرایند گسترده ترین و شدید ترین فعالیت های آتشفشانی در طول تاریخ زمینشناسی ایران به شمار میرود (Berberian & King, 1981). واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده کانسار آهن همیرد، متعلق به سن دونین و ترشیری (ائوسن) است. واحدهای سنگ شناسی منطقه شامل سنگ های آتشفشانی، آتشفشانی- رسویی و توده نفوذی نیمهژرف است. سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی– رسوبی از فراوانترین سنگهای منطقه و شامل آندزیت، آندزیت-بازالت و کریستال لیتیک توف هستند (شکل ۱). توده نفوذی نیمهژرف مونزونیت و مونز وديوريت از ديد مکاني در ارتباط نز ديک با کانهزايي در کانسار هستند (شکل ۱).

# ۴- کانیزایی در کانسار آهن همیرد

در کانسار آهن همیرد توده نفوذی نیمهآتشفشانی با ترکیب مونزونیت و مونزودیوریت به درون سنگهای رسوبی آهکی، آذرآواری و آتشفشانی (معادل با سازند کرج به سن ائوسن میانی) نفوذ کرده و سبب جایگزینی ماده معدنی در سنگ میزبان شدهاند. تزریق توده نفوذی سبب رانده شدن سیالهای آهندار به درون سنگهای آتشفشانی– آذرآواری و کانهزایی آهن شده است. کانهزایی در منطقه مورد مطالعه از سامانه گسلی پیروی کرده و با امتداد شمال باختری- جنوب خاوري در بخش بالايي توده نفوذي نيمه آتشفشاني رخ داده است. عملكرد گسل هاي پس از کانیسازی سبب خردشدگی، برشی شدن و قطعه قطعه شدن ماده معدنی و جابهجایی ماده معدنی و ایجاد بلوکهای بی ریشه شده است. تزریق توده نفوذی احتمالاً به عنوان یک موتور گرمایی رفتار کرده و سبب چرخش سیالها از درون رسوبات شده است. این فرایند سبب رانده شدن سیالهای آهن دار به درون سنگهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن و ایجاد کانهزایی آهن درون سامانههای گسلی شده است. ستبرا و گسترش تودههای آهن در نقاط مختلف متفاوت است. وابستگی کانسار آهن همیرد با توده نیمهآتشفشانی آشکار است. بهطوری که در باختر منطقه توده نيمه آتشفشانی دچار دگرسانی شدید پروپيليتيک و آرژيليک شده است و کانیزايي آهن در مرز این توده با سنگ میزبان آتشفشانی به خوبی دیده می شود (شکل ۲).

کانسار آهن همیرد دارای آهن با عیار متوسط ۴۵ تا ۵۰ درصد و ذخیره احتمالی ۴۵۰۰۰۰ تن است. ماده معدنی در کانسار همیرد شامل کانههای اکسیدی (هماتیت و مگنتیت) و هیدرواکسیدهای آهن (گوتیت و لیمونیت) است. هماتیت اصلی ترین کانه است و همراه با آن کانیزایی کلسیت و باریت و کانی های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) یافت میشود. رگههای کوارتزی با ستبرای ۱ تا ۳ سانتیمتر همراه با هماتیت دیده می شوند. در این رگه ها کانی کوارتز به صورت ریزبلور حضور دارد و در برخی موارد توسط رگه و رگچههای سولفیدی با بافت استوکورکی قطع شده است (شکل ۳- الف). رگچههای پیریتی دارای بافت استو کور ک با ستبرای ۱/۰ تا ۵ سانتیمتر (شکل ۳– ب) و پیریت به صورت بافت افشان و پراکنده نیز در کانسار دیده میشود. در این کانسار رگههای کربناتی با عرض ۵ تا ۱۵ سانتیمتر دیده می شوند که شامل کلسیت و دولومیت با بافت موزاییکی است. کلسیت بیشتر به صورت رگه و رگچه از ۱/۱ میلی متر تا ۵ سانتی متر دیده می شود. بلورهای کلسیت بهصورت شکلدار تا نیمهشکلدار دارای بافت موزاییکی و استوکورک همراه با هماتیت و بلورهای پیریت دیده می شوند (شکل ۳- ج). رگههای باریت با ستبرای ۱ تا ۱۰ سانتیمتر بهصورت رگه و رگچههای درون توده نیمه آتشفشانی و توده معدنی دیده میشود. این رگهها معمولاً کانیزایی آهن را قطع کردهاند و فاز تأخیری در کانسار هستند (شکل ۳– د).

# ۵- سنگنگاری میانبارهای سیال

مطالعه سنگنگاری میانبارهای سیال در کانسار همیرد توسط میکروسکوپ نوری معمولی و با بزرگنمایی بالا انجام شده است که شامل بررسی شکل، فراوانی، محتوا، کانی های دختر و پدیده های ثانویه ماندد گردن دار شدن (Neeking down) و نشت (Leakage) است. ریختشناسی میانبارهای سیال متغیر است و این می تواند تا حدی توسط ویژگیهای بلورشناسی کنترل شود (Shepherd et al., 1985). از دید شکل ظاهری، میانبارهای سیال در نمونههای کوارتز با توجه به معیارهای ارائه شده توسط (Roedder (1984 و Shepherd et al. (1985) به صورت اشکال نامنظم، مثلثی، چندوجهی، میلهای و پهن تقسیمبندی میشوند. برخی از میانبارهای سیال در کانی کوارتز دارای شکل بلوری منفی (Negative crystal) هگزاگونالی هستند. اندازه بیشتر میانبارهای سیال در نمونه کوارتزی کانسار آهن همیرد میان ۲ تا ۱۰ میکرون متغیر است. میانبارهای سیال در کائی باریت دارای شکلهای گوناگون و بیشتر نامنظم، مکعبی، کروی، پهن، کشیده، میلهای، مثلثی و چندضلعی هستند. شکل های ستارهای و پدیده باریک شدگی در برخی از میانبارهای سیال کانی باریت دیده میشود (شکلهای ۴- ه و ی). باریکشدگی در اثر انقباض ناشی از سرد شدن بلورها و یا کشیدگی حاصل از نیروهای زمینساختی رخ میدهد (Shepherd et al., 1985). اندازه میانبارهای سیال در نمونه های باریتی میان ۲ تا ۱۵ میکرون متغیر است که نسبت به نمونههای کوارتزی بزرگتر هستند. از دید زایشی میانبارهای سیال کانیهای باریت و کوارتز کانسار همیرد به سه دسته اوليه، ثانويه و شبه ثانويه تقسيم شدند (شكل ۴– و). بر پايه نظر (Roedder (1984، Shepherd et al. (1985) و Pirajno (2009)، ميانبارهاى سيال ثانويه مرزهاى خارجی بلور را قطع میکنند در حالی که میانبارهای سیال شبه ثانویه درون بلور گسترش مییابند و مرزهای خارجی را قطع نمیکنند. بر پایه تعداد فاز، میانبارهای سیال موجود در کانی کوارتز کانسار آهن همیرد در ۵ نوع: ۱) تکفازی مایع (L)، ۲) تکفازی گاز (V)، ۳) دوفازی مایع – گاز (L+V)، ۴) دوفازی گاز – مایع (V+L) و ۵) سەفازى مايع- جامد- گاز (L+V ± S) ديدە شدەاند. ميانبارهاى سيال در کانی باریت همانند با نمونههای کوارتزی است، با این تفاوت که میانبار سیال نوع سەفازى مايع- جامد- گاز (L+V ± S) در نمونە باريتى ديدە نشدە است (شکل های ۴- الف، ب، ج و د).

# 

# ۶- دماسنجی میانبارهای سیال

با گرم کردن میانبارهای سیال با چگالیهای مختلف، حباب های گاز موجود در میانبارهای سیال ناپدید میشوند، این دمای ناپدید شدن را دمای همگن شدگی (Th) مینامند و بیانگر کمترین دمای به دام افتادن سیال گرمابی است. با استفاده از منجمد کردن میانبار سیال با نیترژن مایع و سپس اندازه گیری دمای ذوب آخرین بلور یخ (Tm) میزان شوری به دست میآید. برای این منظور ترکیب میانبار سیال با شوری کمتر از ۲۳/۲ درصد وزنی معادل NaCl با استفاده از دمای ذوب آخرین بلور یخ طبق فرمول (۲۹۷ درصد وزنی معادل NaCl سا ستفاده از دمای ذوب آخرین که شوری بیش از ۲۳/۲ درصد وزنی معادل NaCl ست و دارای فاز هالیت هستند، دمای انحلال بلور هالیت برای تعیین شوری مورد استفاده قرار گرفته شده است (Bodnar & Vityk, 1994).

دادههای مربوط به دمای یکنواختی و شوری میانبارهای سیال سهفازی دارای فاز هالیت در کانی کوارتز، در شکلهای ۵- الف و ب نشان داده شده است. بیشترین فراوانی همگن شدگی برای میانبارهای سیال این گروه مربوط به محدوده دمایی ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد است و بیشترین فراوانی شوری در گستره ۳۰-۴۰ Wt% NaCl است (شکل ۵- ب). میانبارهای سیال سهفازی، هم با تبدیل فاز گاز به مایع و هم ذوب بلور هالیت همگن می شوند. اما بیشتر میانبارها با نایدید شدن بلور هالیت همگن شدهاند (شکل ۵- ج). دمای ذوب بلور هالیت در میانبارهای سیال سهفازی از ۱۹۱ تا ۴۲۷ درجه سانتی گراد متغیر است. شماری از میانبارهای سیال این گروه که در آنها دمای ذوب هالیت بسیار بیشتر از دمای همگن شدگی حباب گاز به مایع است، نشاندهنده به دام افتادن میانبار سیال در فشار زیاد هستند (Bodnar, 1994). دادههای زیر خط مورب (شکل ۵– ج) مربوط به مواردی هستند که بلور هالیت زودتر از همگن شدگی و ناپدید شدن حباب گاز ذوب می شود؛ در حالی که نمونههای بالای خط مورب مربوط به مواردی هستند که دمای همگنشدگی گاز به مایع کمتر از دمای ذوب هالیت است. شکل ۶ نمودار ستونی دمای یکنواختی میانبارهای سیال اولیه دوفازی غنی از مایع کانی کوار تز را نشان میدهد. در این گروه از میانبارها بیشترین فراوانی دمای همگن شدگی مربوط به گستره دمایی ۲۰۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی گراد است که از این دید، دمای یکنواختی کمتری را نسبت به میانبارهای سیال سهفازی دارای فاز هالیت نشان میدهند. بیشترین فراوانی شوری این میانبارها مربوط به گستره ۱۰ تا ۲۰ درصد وزنی NaCl است (شکل ۶). میانبارهای سیال کانی باریت در این کانسار، محدوده دمای همگن شدگی ۱۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد را نشان میدهند (شکل ۷). این میانبارهای دارای شوری با بیشترین فراوانی در گستره ۵/۰ تا ۵ درصد وزنی NaCl هستند (شکل ۷). دمای همگن شدگی و شوری در این گروه از میانبارهای سیال نسبت به دو گروه پیش گستره کمتری را در بر می گیرد.

# **7- عوامل فیزیکوشیمیایی نهشت کانسار**

محدوده تغییرات مقدار شوری در میانبارهای سیال کانسار همیرد تقریباً گسترده است. روندهای فیزیکی اصلی برای نهشت کانسار آهن همیرد رقیقشدگی و آمیختگی است (شکلهای ۸- الف a و d). در نمودار شکل ۸- ب این روند کاملاً مشخص است (a و d) و نشان از آمیختگی یک سیال داغ و شور با یک سیال سردتر و رقیقتر دارد. در این نمودار احتمالاً سیال با شوری کم تا متوسط NaCl % Wt. ۲ ام ۸ مربوط به سیالهای جوی و سیال با شوری بالاتر از دمای همگن شدگی (شکل ۹)، میانبارهای سال سافازی کانی کوارتز دارای بیشترین دمای همگن شدگی و شوری نسبت به میانبارهای دوفازی غنی از مایع (کانی کوارتز و بارت) هستند سیالهای گرمابی سازنده کانسار آهن همیرد به وسیله حضور میانبارهای سیال دما بالا (۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی گراد) و شوری متوسط تا بالا

(NaCl % wt ۳۰ - ۳۰ ) مشخص می شوند. این سیالهای اولیه احتمالاً نشاندهنده سیالهای ما گمایی سازنده کانسار هستند. با توجه به بالاتر بودن دمای همگن شدگی میانبارهای سیال سهفازی دارای هالیت (دارای کانیزایی هماتیت)، سیالهای اولیه مسئول حمل و تهنشست آهن بودهاند. میانبارهای سیال غنی از مایع با دمای همگن شدگی و شوری متوسط تا پایین در نمونه کوارتز و باریت نشاندهنده آخرین گردش سیالهای گرمابی و آمیختگی سیالهای جوی در تشکیل کانسار همیرد هستند. بنابراین با در نظر گرفتن تغییرات دمای همگن شدگی به نظر می رسد که سیال با شوری بالاتر به طور متاوب تزریق و با سیال با شوری پایین تر آمیخته شده است. بنا بر نظر (1986) Eugster و (1986) ماهی قابلیت انحلال آهن در محلولها به مقدار اکتیویته ایمال آهن توسط کمپلکسهای کلریدی کمک کرده است. با کاهش دما، فشار و میزان شوری به دلیل آمیختگی (با آبهای جوی) و رقیق شدگی، کمپلکسهای کلریدی ناپایدار شدهاند و تهنشست آهن رخ داده است.

# ۸- چگالی میانبارهای سیال

با ترکیب کردن دادههای دمای همگنشدگی و شوری میانبارهای سیال، میتوان چگالی محلول گرمابی را بدون در نظر گرفتن شرایط به دام افتادن آن تعیین کرد. برای این منظور از نمودار شوری– دمای همگن شدگی (2001) Wilkinson استفاده شده است (شکل ۱۰). چگالی سیال در رگههای کوارتزی از ۲۰۹ تا ۱/۱گرم بر سانتی متر مکعب و در رگههای باریتی از ۲۸۰ تا ۱/۱گرم بر سانتی متر مکعب متغیر است.

# 9- ایزوتوپهای پایدار 9- ۱. ایزوتوپ گوگرد

مطالعات انجام شده روی فازهای سولفیدی (پیریت) و سولفاتی (باریت) کانسار آهن همیرد نشان می دهد که دامنه تغییرات ایزوتوپی گوگرد در این کانسار متغیر است (جدول۱). نتایج تجزیه ایزوتوپی گوگرد پیریت، محدوده <sup>34</sup>8 را میان % ۲/۲ تا ۱۳/۴ در ارتباط با CDT نشان می دهد. نسبت ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن کانی باریت دارای محدوده <sup>34</sup>8 میان % ۱۳/۶ تا % ۲۰/۲ نسبت به CDT و <sup>81</sup>8 میان ۱۰/۲ تا % ۱۲/۱ نسبت به V\_SMOW است.

به باور (1986) Ohmoto و Hoefs (2004) مقادیر گ<sup>34</sup>S سولفیدهای مشتق شده از گوشته به ترتیب از % ۷- تا % ۷+ و ۳±۰ متغیر است. با توجه به اینکه مقدار <sup>34</sup>S کانی پیریت در کانسار همیرد در محدوده % ۲/۲ تا % ۷/۴ جای گرفته است

# 

(شکل ۱۲-الف)، می توان منشأ گو گرد کانسار آهن همیرد را به خاستگاه ماگمایی نسبت داد. (Prietsch et al. (1995)، ترواسکوسکی پیریت در کانسارهای اسکارن آهن سهوارا (Stora sahavaraa)، ترواسکوسکی (Teravaskoski) و جانساندو (Junosuand) منشأ گو گرد تأمین کننده این کانسارها را ماگمایی بیان کردهاند. بر این اساس مقدار 8<sup>53</sup> پیریت در کانسارهای اسکارن آهن سهوارا، ترواسکوسکی و جانساندو به ترتیب % ۹/۰ تا % ۸/۶-، % ۲/۳ با اهن و همچنین کانسار آهن همیرد تقریباً همخوانی دارد (شکل ۱۳). به باور آهن و همچنین کانسار آهن همیرد تقریباً همخوانی دارد (شکل ۱۳). به باور ۲۱ هر ۱۹ ماری است. محدوده ایزوتوپ گو گرد کانی پیریت کانسار همیرد (شکل 1۲-الف) با محدوده ایزوتوپ گو گرد سنگهای گرانیتی همپوشانی نشان می دهد که با منشا بیان شده توسط (1992) Meinert همانگی دارد.

در کانسار آهن همیرد ۵<sup>34</sup>S کانی باریت غنی *شدگی بیشتری را نسبت به* کانی پیریت نشان میدهد (شکل ۱۲− الف). مقدار ایزوتویی δ<sup>34</sup>S در نمونههای باریت کانسار همیرد از % ۱۳/۶ تا ۲۰/۲ در تغییر است. به باور (2002) Paytan et al. این مقدار کمی کمتر از آب دریای همزمان (% ۲۲/۵) است. باریتهای دریای امروزی با منشأ گرمابی دارای نسبتهای ایزوتوپ گوگرد مساوی یا کمتر از این نسبت گزارش شدهاند (Paytan et al., 2002). این باریتهای گرمابی در اثر شسته شدن باریم از پوسته اقانوسی توسط سیالهای چرخان و واکنش با آب دریای غنی از سولفات به وجود می آیند (Kusakabe et al., 1990). مقدار δ<sup>34</sup>S کانی باریت در کانسار آهن همیرد با این منشأ تناقض دارد. در سنگهای آذرین ایجاد گوگرد در سولفات ها ناشی از دو نوع فرایند است: ۱) اکسید شدن <sup>2</sup>-S در گوشته؛ ۲) هیدرولیز Hattori & Cameron, 1986) SO<sub>2</sub>. به باور (Frietsch et al. (1995). به باور (Brietsch et al. (1995) مقدار گوگرد گرمابی- ماگمایی در سولفاتها از % ۷ تا % ۱۴ در تغییر است. این مقدار نسبت به سولفاتهای کانسار همیرد کمی کمتر است و نشان میدهد افزون بر سیال گرمایی-ماگمایی، سیال دیگری نیز در تشکیل سولفاتها نقش داشته است. درکانسار آهن همیرد کانی سولفاتی باریت طی فاز تأخیری تشکیل شده است. سیالهای باریمدار احتمالاً در اثر شسته شدن باریم در ژرفا توسط سیالهای چرخان از گسل و شکستگیها عبور کردهاند و در واکنش با آب جوی غنی از سولفات در سطح، این باریتها را تشکیل دادهاند. مقادیر ایزوتوپی ۵<sup>34</sup>۶ در نمونههای باریت گویای این است که احتمالاً باریت به وسیله آمیختگی آبهای گرم باریمدار سیالهای گرمابی با آبهای جوی دارای یونهای SO4-2 تشکیل شده است.

# ۹- ۲. ایزوتوپ کربن

مطالعات انجام شده روی فاز کربناتی کانسار همیرد نشان میدهد که دامنه تغییرات ایزوتوپهای کربن در این کانسار محدوده گستردهای را نشان نمی دهد. دامنه تغییرات ۲<sup>61</sup>ه و <sup>10</sup>80 کانی کلسیت در این کانسار به ترتیب میان <sup>(60</sup> ۲۶– تا <sup>60</sup> ۲۶/۵– نسبت به VPDB و <sup>60</sup> ۲۷/۷۶ تا <sup>60</sup> ۱۹/۱۶ نسبت به VSMOW در تغییر <sup>61</sup> ۲۶/۵– نسبت به UPDB و <sup>60</sup> ۲۷/۷۶ تا <sup>60</sup> ۱۹/۱۶ نسبت به VSMOW در تغییر <sup>61</sup> ۲۶/۵– هستند (1972, Ohmoto) و <sup>61</sup> ۲۵/۱۶ نسبت به VSMOW در تغییر <sup>61</sup> ۲۰ هستند (1972, Ohmoto). در حالی که مقدار متوسط <sup>61</sup>۵ تر کیبات کربن دار <sup>61</sup> ۲۰ هستند (1972, Ohmoto). در حالی که مقدار متوسط <sup>61</sup>۵ تر کیبات کربن دار <sup>61</sup> ۲۰ در آب دریاهای عهد حاضر صفر در هزار در نظر گرفته شده است <sup>61</sup> ۲۰ در آب دریاهای عهد حاضر صفر در هزار در نظر گرفته شده است <sup>61</sup> ۲۰ در آب دریاهای عهد حاضر صفر در هزار در نظر گرفته شده است <sup>61</sup> ۲۰ در آب دریاهای عهد حاضر صفر در هزار در نظر گرفته شده است <sup>61</sup> ۲۰ در آب دریاهای عهد حاضر صفر در هزار در نظر گرفته شده است <sup>61</sup> ۲۰ در آب دریاهای عهد حاضر صفر در هزار در نظر گرفته شده است <sup>61</sup> ۲۰ در آب دریاهای عهد حاضر صفر در هزار در نظر گرفته شده است <sup>61</sup> ۲۰ در آب دریاهای عهد حاضر میش در با نمودار دمایسه مقادیر ایزوتوپی <sup>61</sup> ۲۰ در آب دریاهای <sup>61</sup> ۲۰ دریایی نیز فاصله دارد. مقایسه مقادیر ایزوتوپی <sup>61</sup> ۲۰ کربن و اکسیژن کانی کاسیت کانسار آهن همیرد با نمودار تغییرات <sup>61</sup> ۲۵ نسبت به <sup>61</sup> ۲۰ در آب دریاز این کانسار آهن همیرد با نمودار تغییرات <sup>61</sup> ۲۰ داسار <sup>61</sup> ۲۰ در آب دیگری از سیالهای ماگمایی منشا گرفته است (شکل ۲۴– الف).

با توجه به این نمودار، تغییرات  $C^{13}$  کانی کلسیت کانسار آهن همیرد در محدوده کربناتهای ناشی از گوشته قرار می گیرد. مقادیر  $C^{15}$  و  $O^{18}$  کلسیت کانسار آهن همیرد قابل مقایسه با کانسار اسکارن آهن منکو (Mengku) (Inggang et al., 2010) (Lingang et al., 2010) (Mengku) کانسار اسکارن آهن جانگون (Janggun) (Janggun) (Ce et al., 1998) و کانسار اسکارن و سوواس (Vesuvius) (Vesuvius) (Gilg et al., 2001) و کانسار اسکارن کانسار منکو از ۲/۸- تا ۲/۶- و ۵/۵ تا ۷، در کانسار جانگون از ۲/۵- تا ۶/۶- و ۵/۵ تا ۲/۸۱ و در کانسار وسوواس از ۲/۱- تا ۶/۴ و ۱۱/۷ تا ۶/۴ در هزار است (شکل ۲۴- ب). با مطالعه شواهد مربوط به منشأ کربن و اکسیژن در این کانسارها و مقایسه آن با شرایط موجود در کانسار آهن همیرد، می توان اظهار داشت که منشأ کربن در کانسار همیرد نیز مانند کانسارهای یادشده حاصل یک سیال ماگمایی است.

با مطالعه ایزوتوپهای پایدار روی کلسیت مقدار (1969) Shieh & Taylor با مطالعه ایزوتوپهای پایدار روی کلسیت مقدار  $\delta^{13}C$  را در کانسارهای اسکارن % ۳- بیان کردند. مقادیر  $S^{16}$  کانسار همیرد همانند دیگر کانسارهای اسکارن است (شکلهای ۱۴- الف و ب). به باور (1994) Cartwright & Olive مقدار ایزوتوپ  $O^{81}\delta$  کانیهای سولفاتی در اسکارنها ۱۰% تا % ۱۱/۳ است که این مقدار تقریباً با محدوده  $O^{81}\delta$  موجود در کانی باریت کانسار همیرد همخوانی دارد. چنان که دامنه تغییرات  $O^{81}\delta$  باریت کانسار آهن همیرد با مقدار  $O^{81}\delta$  دیگر اسکارنها روندی تقریباً همانند دارد (شکل ۱۲– ب).

# ۱۰- نتیجهگیری

- تزریق توده نفوذی نیمهژرف همیرد با سن پس از ائوسن حجم زیادی از سیالهای آهندار را به درون سنگهای آتشفشانی- آذرآواری ائوسن رانده و سبب کانهزایی آهن در این کانسار شده است.

- کانهزایی هماتیت در مرز تماس توده نفوذی نیمه آتشفشانی با سنگ میزبان صورت گرفته است. هماتیت اصلی ترین کانه کانسار است و همراه با آن کلسیت و باریت و کانی های سولفیدی دیده می شوند.

- تجزایه و تحلیل دادههای حاصل از سنگنگاری و دماسنجی میانبارهای سیال در نمونههای کوارتز و باریت نشاندهنده دو جمعیت متفاوت از میانبارهای سیال است. به نظر میرسد که سیال با شوری بالاتر بهطور متناوب تزریق و با سیال با شوری پایین تر آمیخته شده است.

– روند دمای همگنشدگی– شوری میانبارهای سیال، رقیقشدگی و آمیختگی سیالهای ماگمایی شور و داغ را با سیالهای جوی دارای شوری و دمای پایین تر برای نهشت کانسار نشان میدهد.

با بررسی ایزوتوپ کربن و اکسیژن موجود در کانی کلسیت کانسار آهن همیرد مشخص شد که کربن موجود در تشکیلات کربناتی کانسار منشأ ماگمایی دارد.
با مطالعه شواهد مربوط به منشأ گوگرد در کانسارهای اسکارن آهن سهوارا، ترواسکوسکی و جانساندو و مقایسه آن با شرایط موجود در کانسار آهن همیرد ایراسکوسکی و جانساندو و مقایسه آن با شرایط موجود در کانسار آهن همیرد است. مقادر اظهار داشت که منشأ گوگرد پیریت در کانسارهای اسکارن آهن ماگمایی الی می ترواسکوسکی و جانساندو و مقایسه آن با شرایط موجود در کانسارهای ماگمایی اسکارانی می ترواسکوسکی و جانساندو و مقایسه آن با شرایط موجود در کانسارهای ماگمایی است. مقادیر گ<sup>4</sup>δ در انواعی از کانیهای سولفیدی (از جمله پیریت) کانسارهای اسکارنی طیف محدودی دارند که با نهشته شدن از سیالهای ماگمایی سازگارند.
مطالعه میانبارهای سیال و ایزوتوپهای پایدار، آمیختگی سیالهای ماگمایی و سیالهای ماگمایی و سیالهای ماگمایی و سیالهای ماگمایی در ایرای و مدل اسکارن را برای

# سپاسگزاری

از مدیریت محترم شرکت همراه تولید که در مراحل نمونهبرداری ما را یاری کردهاند و همچنین از داوران محترم فصلنامه علوم زمین که با پیشنهادات سازنده سبب غنای بیشتر این مقاله شدند، سپاسگزاری می شود.





شکل ۱- نقشه زمین شناسی ۱/۵۰۰۰ معدن آهن همیرد (شرکت همراه تولید، ۱۳۹۰).



شکل ۲- توده نفوذی نیمهژرف به شدت دگرسان شده و کانیزایی در کانسار همیرد (دید به سوی باختر).



شکل ۳- ساخت و بافت متداول در کانسار همیرد: الف) ر گچه استو کور کی از پیریت همراه با کوارتز؛ ب) ر گهای از پیریت در توده معدنی کانسار؛ ج) ر گچههای استو کور کی از کلسیت همراه با طورهای پیریت درون زمینه ای از هماتیت؛ د) ر گهای از باریت که ماده معدنی را قطع کرده است.

Frequency

100

200

300

Liquid-Vapor Homogenization Temperature (C)



300

www.SID.ir



شکل ۶- نمودار ستونی (هیستو گرام) دمای همگن شدگی و شوری میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع درکانی کوارتز.



شکل ۷- نمودار ستونی دمای همگنشدگی و شوری میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع درکانی باریت.











شکل ۱۰– نمودار شوری– دمای همگن شدگی میانبارهای سیال نمونههای کانسار همیرد برای تعیین چگالی (Wilkinson, 2001)؛ دایره تو پر: میانبار سیال دوفازی کانی باریت؛ دایره تو خالی: میانبار سیال دوفازی کانی کوارتز.



شکل ۱۱- فرار گیری دادههای میانبارهای سیال کانسار اهن همیرد در محدوده کانسارهای اسکارن در تعوا (Wilkinson, 2001).



شکل ۲۱- الف) دامنه ترکیبات ایزوتوپی گوگرد کانسار همیرد برگرفته از (Hoefs (2004؛ ب) دامنه ترکیبات ایزوتوپی اکسیژن کانسار همیرد برگرفته از (2004)؛ محدوده اسکارن از (2002) .Laoura et al. (2002)



شکل ۱۴-الف) دامنه تغیرات مقادیر ایزوتوپی کربن مشتق شده از گوشته و محدوده ۵<sup>13</sup>C کانسار همیرد، در نمودار ۵<sup>2</sup>b فنتیت به ۵<sup>8</sup>B و پراکندگی کانسارهای اسکارن (Niiranen et al., 2005)؛ ب) مقادیسه مقادیر ۵<sup>1</sup>B و ۵<sup>8</sup>D کلسیت کانسار آهن همیرد با برخی کانسارهای اسکارن آهن دنیا.

نمونه	کانی	δ <sup>34</sup> S (‰CDT)	$\frac{\delta^{18}O}{(\% VSMOW)}$	δ <sup>13</sup> C (‰VPDB)	δ <sup>18</sup> O (‰VPDB)
H1Ba1	باريت	13/9	۱۰/۲		
H1Ba2	باريت	۲۰/۲	17/1		
H1Ba3	باريت	۱۷/۶	11/1		
H1Ba4	باريت	10	۱۱/۳		
H1Ca1	كلسيت		۱۷/۹	-٣/٩	-17/9
H1Ca2	كلسيت		۱۸/۳	-٣/۵	-17/7
H1Ca3	كلسيت		19/7	-۴/۵	-11/4
H1Ca4	كلسيت		۱۸	-۲/۴	-12/0
H1Ca5	كلسيت		۱٧/٨	-٣/۴	-1Y/V
H1py1	پيريت	۲/۵			
H1py2	پيريت	۴			
H1py3	پيريت	۲/۴			
H1py4	پيريت	٧/۴			
H1py5	پيريت	4/1			
H1py6	پيريت	۶/۷			
H1py7	پيريت	۲/۲			
H2py1	پيريت	۳/۱			

کانسار آهن همیرد.	له گرد و اکسیژن در آ	ج: به اب: وتم یہ کہ بن گ	حدول ۱- نتابع ته
)	J= O J= - J - J - J		

www.SID.ir



## کتابنگاری

شرکت همراه تولید، ۱۳۹۰- نقشه ۱٬۵۰۰۰ محدوده معدنی کانسار آهن همیرد، استان سمنان.

علوی نایینی، م. و حامدی، آ.، ۱۳۷۶- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ جام، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

### References

Berberian, M. & King, G. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran". Can. J. Earth Sci. 18: 210-256.

- Bodnar, R. J. & Vityk, M. O., 1994- Interpretation of micro thermometric data for H<sub>2</sub>O NaCl fluid inclusions. In fluid inclusions in Minerals, Methods and Applications. B. De Vivo and M. L. Frezzotti, eds., pub. By Virginia Tch, Blacksburg, VA, 117-130.
- Bodnar, R. J., 1994- Synthetic fluid inclusions. XII. Experimental determination of the liquidus and isochores for a 40 wt.% H<sub>2</sub>O-NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58:1053-1063.
- Cartwright, I. & Olive, N. H. S., 1994- Fluid flow during contact metamorphism at Mary Kahleen, Queensland, Australia. Journal of Petrology 35, 1493-1519.
- Eugster, H. P., 1986- Minerals in hot water. American Mineralogist 71: 655-673.
- Frietsch, R., Billstrom, K. & Perdahl, J. A., 1995- Sulphur isotope in Lower Proterzoice iron and sulphide ores in northern Sweden. Springer-Verlag, Mineralium Deposita 30: 275-284.
- Gilg, H. A., Lima, A., Somma, R., Belkin, H. E., Devivo, B. & Ayuso, R. A., 2001- Isotope geochemistry and fluid inclusion study of skarns from Vesuvius. Springer-Verlag. Mineralogy and Petrology 73: 145-176.
- Hattori, K. & Cameron, E. M., 1986- Archean magmatic sulphate. Nature 319: 45-47.
- Hoefs, J., 2004- Stable Isotope Geochemistry, 5th edition, Springer, 201 pp.
- Kusakabe, M., Mayeda, S. & Nakamura, E., 1990- S, O and Sr isotope systematic of active vent materials from the Mariana backarc basin spreading axis at 18 N: Eerth and planetary Science Letters 100: 275-282.
- Kwake, T. A. P., 1986- Fe solobilities in very saline hydrothermal fluids: their relation to some ore deposits. Economic Geology 81: 447-465.
- Laouar, R., Boyce, A. J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A. E. & Toubal A., 2002- Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria. Journal of African Earth Sciences 35: 271-283.
- Lee, C. H., Lee, H. K. & Kim, S. J., 1998- Geochemistry and mineralization age of magnesianskarn-type iron deposits of the Janggun mine, Repblic of Korea. Springer-Verlag. Mineralium Deposita 33: 379-390.
- Lingang, X., Jingwen, M., Fuquan, Y., Henning, D. & Jianmin, Z., 2010- Geology, geochemistry and age constraints on the Mengkuskarn iron deposit in Xinijiang Altai, NW china. Journal of Asian Earth Sciences, 30: 11-13.
- Meinert, L. D., 1992- Skarns and skarn deposits. Geosci. Can. 19: 145-162.
- Niiranen, T., Manttari, I., Poutiainen, M., Nicholas, H. S., Jodie, O. & Miller, A., 2005- Genesis of Palaeoproterozic iron skarns in the Misi region, northern Finland.Springer-Verlag. Mineralium Deposita 40: 192-217.
- Ohmoto, H., 1972- Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Economic Geology 67: 551-578.
- Ohmoto, H., 1986- Stable isotope geochemistry of ore deposits, in Vally, J.W., Taylor, H. P. Jr., and Oneil, J.R. (eds), Stable isotope in high temperature geological processes: Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 491-590.
- Paytan, A., Mearon, S., Cobb, K. & Kastner, M., 2002- Origin of marine barite deposits: Sr and S isotope characterization. Geology 30: 747-750.
- Pirajno, F., 1992- Hydrothermal Mineral Deposits Principles and fundamental concepts for the Exploration Geologist. Springer., Verlag, 709 pp.
- Pirajno, F., 2009- Hydrothermal processes and Mineral Systems. Springer, 1273pp.
- Roedder, E., 1984- Fluid Inclusions. Rev. Mineralogy, Mineral. Soc. Am., 644pp.
- Shepherd, T. J., Ranbin, A. H. & Alderton, D. H. M., 1985- A Practical Guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow, 239 pp.
- Shieh, Y. N. & Taylor, H. P., 1969- Oxygen and Carbon isotope studies of contact metamorphism of carbonate rocks. Journal of Petrology 10: 307-331.
- Singoyi, B. & Zaw, K., 2001- A petrological and fluid inclusion of magnetite scheelite skarn mineralization at Lara, northwestern Tasmania: implications for ore genesis, Chemical geology173: 239 253.
- Wilkinson, J. J., 2001- Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits, Lithos 55: 229-272.
- Zurcher, L., Ruiz, J. & Barton, M. D., 2001- Paragenesis, elemental distribution, and Stable isotopes at the Pena Colorado iron skarn, Colima, Mexico. Economic Geology 96: 535-557.



# Genesis of the Hamyerd Iron Deposit, NE Semnan: Using Fluid Inclusion and Stable Isotope (S, C, O) Studies

M. Hajibahrami<sup>1</sup>, N. Taghipour<sup>2\*</sup> & G. Ghorbani<sup>3</sup>

<sup>1</sup>M.Sc., School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran <sup>2</sup> Assisstant Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran <sup>3</sup>Associate Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran Accepted: 2013 May 29

Received: 2012 October 13

#### Abstract

The Hamyerd iron deposit is located in the northeast of Semnan in the boundary of the southern Alborz and Central Iran structural zones. A sub-volcanic body of monzonite and monzodiorite composition intruded limestone and pyroclastic rocks (equivalent to the middle Eocene Karaj formation). The iron mineralization occurred at the contact between intrusive bodies and these sedimentary rocks. The extensive hematite content along with minor amounts of magnetite, goetite, limonite, pyrite, dolomite, barite and calcite are important characteristics of the Hamyerd ore deposit. Mineralization occurred as veins and also hematite lenses with minor magnetite content. Fluid inclusion and stable isotope (S, C and O) studies were integrated to explore the Hamyerd iron ore genesis. Petrographic studies display five types of fluid inclusions in quartz and 4 types in barite. Fluid inclusions in quartz include single-phase liquid, single-phase gas, two-phase liquid-rich, two-phase gas-rich, and three-phase (liquid-solid-gas) inclusions. Three-phase liquid-solid-gas inclusions were not detected in barite. Microtermometry studies in two-phase liquid-rich inclusions revealed homogenization temperatures of 200-250 °C and 100-200 °C, and salinities of 10-20 and 0.5-5 wt% NaCl equivalent for quartz and barite fluid inclusions, respectively. Microthermometry of halite-bearing three-phase fluid inclusions showed homogenization temperature from 200 to 350 °C and salinity from 30 to 40 wt% NaCl equivalent.  $\delta^{34}$ SCDT values of pyrites at Hamyerd iron deposit are in the range of 2.2 to 7.4‰. The isotopic values of barites range from 13.6‰ to 20.2‰ for  $\delta^{34}$ SCDT and 10.2‰ to 12.1‰ for  $\delta^{18}$ OVSMOW, respectively. The carbon and oxygen isotopic values of calcite are in the range of -3.4% to -4.5% and 17.7% to 19.1%, respectively. Microthermometry of fluid inclusions and stable isotopes (S, O, C) at Hamyerd iron deposit suggested mixing of magmatic and meteoric fluids as origin of hydrothermal solutions. Mineralization in the Hamyerd iron deposit is probably similar to Fe-skarn deposits.

Keywords: Fluid inclusions, Stable isotopes, Hamyerd, Skarn, Semnan. For Persian Version see pages 61 to 70 \*Corresponding author: N. Taghipour; E-mail:taghipour@du.ac.ir

rcn

