

ارزیابی منشأ مگنتیت و سولفیدهای همراه در کانسار آهن گل گهر (سیرجان) با استفاده از داده‌های ایزوتوپ اکسیژن و گوگرد

یلدا بیانی‌راد^۱، حسن میرنژاد^{۱*} و جلیل قلمقاش^۲

^۱پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
^۲آسازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۰/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۳/۰۹

چکیده

معدن آهن گل گهر سیرجان با تناژ کلی ۱۱۳۵ میلیون تن، یکی از منابع عظیم و ارزشمند آهن ایران به شمار می‌رود. کانه اصلی در این کانسار، مگنتیت و مقادیر کمتری هماتیت است. مگنتیت‌های کانسار گل گهر دارای مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ از ۳/۸‰ تا ۴/۸‰ هستند. بر این اساس مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ برآورد شده برای سیال‌هایی که در تعادل ایزوتوپی با مگنتیت می‌باشند، از ۱۰‰ تا ۱۱/۳‰ متغیر است که کمی بالاتر از دامنه معمول برای آب‌های ماگمایی واقع می‌شود. نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن در مگنتیت‌های کانسار آهن گل گهر دلالت بر تشکیل آنها از سیال‌هایی با منشأ ماگمایی دارد و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ به نسبت بالا در این سیال‌ها نشان می‌دهد که برقراری تبادل دوباره ایزوتوپی اکسیژن مگنتیت با منابعی که از $\delta^{18}\text{O}$ غنی بوده‌اند (اعم از سیال‌ها یا سنگ‌های غنی از ^{18}O)، رخ داده است. این فرضیه با محیط برشی تشکیل کانسار و حضور فراوان سنگ‌های رسوبی و آذرین دگرگون شده با مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سنگین در منطقه تطابق کاملی دارد. مگنتیت گل گهر در بیشتر بخش‌ها با فازهای سولفیدی همراه است، به طوری که با افزایش ژرفا بر میزان گوگرد افزوده می‌شود. اصلی‌ترین فاز سولفیدی موجود در سنگ آهن گل گهر کانی پیریت است که به صورت پرکننده فضای خالی میان دانه‌های مگنتیت به شکل توده‌ای یا به صورت رگه‌های باریک در درون شکستگی‌ها وجود دارد. میانگین $\delta^{34}\text{S}$ پیریت (۲۴/۳۳‰) در محدوده سولفات آب دریا (حدود ۲۰‰) و سولفات‌های تبخیری (۳۰‰-۱۰‰) قرار می‌گیرد که این شباهت می‌تواند نشان‌دهنده منشأگیری گوگرد از چنین منابعی باشد. ته‌نشست سولفیدها با منشأ رسوبی به فازهای پسین بعد از تشکیل کانسار نسبت داده می‌شود. مطالعات سنگ‌شناسی نشانگر این مطلب بوده و نشان می‌دهند بخش بیشتر پیریت موجود در نمونه‌ها از نظر بافتی و همبود (پاراژنزی) پس از تشکیل مگنتیت به وجود آمده است.

کلیدواژه‌ها: مگنتیت، سولفید، ایزوتوپ اکسیژن و گوگرد، گل گهر، سیرجان، منشأ ماگمایی، سولفات‌های آب دریا و تبخیری.

E-mail: mirnejad@khayam.ut.ac.ir

*نویسنده مسئول: حسن میرنژاد

۱- مقدمه

رخدادهای کوهزایی سیمزین آغازین دگرگون شده‌اند. این ناحیه به طور عمده از سنگ‌های دگرگونی شامل مجموعه گل گهر (شامل تناوبی از گنایس، میکاشیست، آمفیبولیت و کوارتز شیت در بخش پایینی و گنایس و کوارتز شیت در بخش‌های بالایی) و مجموعه کر سفید (به طور عمده شامل تناوب مرم و شیت)، سنگ‌های رسوبی مزوزویک و سنوزویک (شامل کنگلومرا، آهک ریفی، ماسه سنگ آهکی، شیل و توربیدیت) و آبرفت‌های کواترنر (شامل پادگانه‌ها و مخروط‌افکنه‌های قدیمی و جوان) تشکیل شده است (گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گل گهر). سن این سنگ‌ها هنوز مورد تردید بوده و دو سن ژوراسیک (قلمقاش و میرنژاد، ۱۳۸۷) و پالئوزویک پایینی (Sabzehei et al., 1977) برای آنها یاد شده است. عملکرد یک کنترل کننده ساختاری در محل جایگزینی کانسار توسط بررسی‌های ژئوفیزیکی ابروسرویس مشخص شده، به طوری که در محل گسل‌های وارون موازی گسل رانده زاگرس، تمرکز بی‌هنجاری‌های مغناطیسی از نظر آماری خیلی کم است در حالی که در امتداد گسل‌های عادی با امتداد NE-SN یا N-S، تظاهرات کانسارهای آهن زیاد است (Rajaeian & Halaji, 1991). شکل ۱ موقعیت ناحیه مورد مطالعه و زمین‌شناسی آن را نشان می‌دهد.

کانسار سنگ آهن گل گهر سیرجان در قالب شش ناهنجاری مجزا با میزان سنگ‌های دگرگونی به طور عمده از فرامافیک‌های سرپانتینی شده، گابروهای دگرگون شده، مرم دولومیتی، میکاشیست، گنایس و آمفیبولیت تشکیل شده است. از میان این شش بی‌هنجاری، توده شماره یک به صورت عدسی کشیده‌ای با امتداد خاوری-باختری و ذخیره قطعی ۱۸۵ و احتمالی ۷۸۰ میلیون تن در حال اکتشاف و بهره‌برداری است. امروزه نظریه‌های مختلفی در مورد نحوه زایش و تکوین این کانسار ارائه شده است به طوری که تاکنون توافقی در این مورد بین پژوهشگران حاصل نشده است. امروزه با پیشرفت روش‌های آزمایشگاهی و به کارگیری روش‌های جدید از جمله تجزیه‌های ایزوتوپی که در حال حاضر جایگاه ویژه‌ای در مطالعات زمین‌شناسی کانسارها دارند، با اطمینان بیشتری می‌توان در جهت رد یا تأیید نظریه‌های پیشین گام برداشت. نظر به این که تاکنون هیچ مطالعه جامع و مشخصی با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن بر روی فازهای سولفیدی و همچنین مگنتیت کانسار آهن گل گهر صورت نگرفته است، این نوشتار، با هدف تشخیص منابع احتمالی گوگرد و منشأ مگنتیت به مطالعه الگوی ترکیب ایزوتوپی به دست آمده از نمونه‌ها در بخش مگنتیت پایینی کانسار آهن گل گهر سیرجان می‌پردازد.

۳- سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری

بر اساس تمرکز کانی‌های سولفیدی و همچنین روند عملکرد هوازدگی، توده شماره یک به سه بخش مگنتیت بالایی که تقریباً فاقد کانی‌های سولفیدی است، بخش اکسیدان شامل مگنتیت، هماتیت و مقدار ناچیزی سولفید و بخش مگنتیت زیرین حاوی مقادیر فراوانی از کانی‌های سولفیدی، تقسیم‌بندی شده است. سولفیدها از نظر

۲- زمین‌شناسی

کانسار سنگ آهن گل گهر سیرجان در ۵۰ کیلومتری جنوب باختری شهرستان سیرجان (استان کرمان)، بین طول جغرافیایی ۱۵° ۵۵' تا ۲۴' ۵۵° عرض جغرافیایی ۰۳' ۲۹° تا ۰۷' ۲۹° شمالی واقع شده است. ناحیه معدنی گل گهر در زون ساختاری سندج-سیرجان قرار گرفته و مجموعه سنگ‌های آن تحت تأثیر

۵- نتایج

جدول ۱ نشان می‌دهد مگنتیت در نمونه‌ها نسبتاً غنی از ^{18}O بوده و دامنه مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ آنها از $3/6\%$ تا $4/8\%$ متغیر است. در جدول ۲ دیده می‌شود که دامنه تغییرات $\delta^{34}\text{S}$ پیریت نمونه‌ها محدود بوده و از $23/64\%$ تا 25% تغییر می‌کند. نمونه‌های G6 و G11 که کانی‌های سیلیکاتی همراه آنها تالک و کلینوکلر هستند دارای بیشترین مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ (به ترتیب 25% و $24/65\%$) بوده و نمونه BH83 که از یک مغزه حفاری انتخاب شده است دارای کمترین مقدار $\delta^{34}\text{S}$ ($23/46\%$) است. مابقی نمونه‌ها دارای مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ بین $23/23\%$ تا $24/43\%$ هستند.

۶- بحث

۶-۱. نتایج داده‌های ایزوتوپی اکسیژن

فراوان‌ترین کانی سیلیکاتی که در کانسار آهن گل‌گهر با مگنتیت همراه است، کانی تالک است، اما از آن‌جایی که تالک یک کانی ثانویه است، نمی‌توان از دمای تعادل ایزوتوپی میان مگنتیت و تالک، برای تعیین مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیالی که با مگنتیت به تعادل ایزوتوپی رسیده است استفاده کرد زیرا ممکن است تالک و مگنتیت با سیال‌های متفاوتی به تعادل ایزوتوپی رسیده باشند که دارای اختلاف در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ خود بوده‌اند. بنابراین با استفاده از معادلات تفکیک ایزوتوپی میان چند کانی و آب که توسط Friedman & O, neil (1977) در یک طیف دمایی خاص (800°C - 500°C) ارائه شده‌اند، مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیالی که با مگنتیت به تعادل ایزوتوپی رسیده است، بررسی می‌شوند. با قرار دادن ضرایب ثابت $A = -1/47$ و $A = -3/7$ در معادله زیر می‌توان مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ این سیال را به‌دست آورد:

$$1000 \ln \frac{M_t}{W} \approx \delta_{M_t} - \delta_w \approx A[10^6 T^{-2}] + B$$

همچنین با استفاده از نمودار تغییرات ایزوتوپی اکسیژن میان کانی و آب به صورت تابعی از دما بر حسب درجه سانتی‌گراد (شکل ۴)، می‌توان حدود مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال را به‌دست آورد. نمودار افقی این نمودار اختلاف مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ مگنتیت و آب را در برابر طیف دمایی 1000°C - 100°C (نمودار عمودی) نشان می‌دهد. همان‌طور که در این نمودار دیده می‌شود برای مثال اختلاف مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ مگنتیت و آب در 800°C برابر $6/8 - \%$ و نمونه BH83 به‌طور فرض دارای $\delta^{18}\text{O}$ برابر $3/8\%$ است. بنابر این داریم:

$$\Delta \delta \frac{M_t}{W} = \delta_{M_t} - \delta_w$$

$$-6.8\% = 3.8\% - \delta_w \rightarrow \delta_w = 10.6\%$$

بدین ترتیب مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال برای این نمونه در دمای 800°C $10/6\%$ به‌دست می‌آید. به همین ترتیب میانگین مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال برای هر نمونه در طیف دمایی 800°C - 500°C برآورد شده و در جدول ۲ نشان داده شده است.

همان‌طور که در جدول ۲ دیده می‌شود، سیال در تعادل با مگنتیت در این طیف دمایی دارای مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بالایی است به‌طوری که مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ این سیال‌ها فاصله کمی نسبت به مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ آب‌های ماگمایی و مقادیر شاخص گوشه داشته و نزدیک به دامنه مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ به‌دست آمده برای سیال‌های در تعادل ایزوتوپی با مگنتیت در کانسارهای آهن اسفوردی و بی‌هنجاری شمالی (منطقه بافق یزد) واقع می‌شود (شکل ۵). حتی در طیف‌های دمایی بالاتر و پایین‌تر از این طیف (500°C - 800°C) نیز مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال با کمی اختلاف در همین محدوده واقع می‌شود. برای مثال نمونه BH83 با مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ برابر $3/8\%$ ، در دمای 1000°C و 100°C براساس محاسبات زیر مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال برابر به ترتیب $10/4\%$ و $12/6\%$ خواهد داشت:

$$\Delta \delta \frac{M_t}{W} = \delta_{M_t} - \delta_w$$

فراوانی به ترتیب شامل پیریت، کالکوپیریت و پیرویت هستند و بخش زیرین با تناژ $82/6\%$ که حجم عمده توده کانسار را تشکیل می‌دهد بالاترین عیار گوگرد (بیشتر از $0/2\%$) را دارد (یعقوبی، ۱۳۷۸). استخراج سنگ معدن گل‌گهر در حال حاضر به زون مگنتیت زیرین محدود می‌شود. مطالعه مقاطع نازک صیقلی نشان می‌دهد که فاز اصلی کانی‌زایی در توده شماره یک، مگنتیت است که با فازهای فرعی سولفیدی (به‌طور غالب پیریت و به مقدار کمتر کالکوپیریت) همراه است. بافت مگنتیت در بیشتر نمونه‌ها به صورت توده‌ای و بی‌شکل است (شکل ۲- الف). در تعدادی از نمونه‌ها مگنتیت دارای بافت همسان دانه (دانه‌های به هم قفل شده با زاویه 120° درجه) بوده (شکل ۲- ب) و در برخی نیز به شکل تکه‌های خرد شده با اندازه‌های متفاوت است (شکل ۲- ج). در موارد نادر مگنتیت به صورت تعداد زیادی قطعات کوچک است که در مجموع یک قطعه بزرگ‌تر را می‌سازند (شکل ۲- د). هماتی شدن مگنتیت در امتداد سطوح رخ اکناهدری باعث ایجاد بافت ویدمن‌اشتان در برخی از نمونه‌ها شده است (شکل ۲- ه). در پیریت‌های همراه با مگنتیت سه نسل از کانه‌زایی پیریت دیده می‌شود که به ترتیب عبارتند از: پیریت نسل اول که به صورت توده‌ای و بی‌شکل بوده و فضای خالی بین دانه‌های مگنتیت را پر کرده است (شکل ۳- الف). این نوع پیریت به صورت لایه‌ای نیز دیده می‌شود که دارای جهت یافتگی مشخصی در بین کانی‌های مگنتیت است (شکل ۳- ب). به نظر می‌رسد چنین جهت یافتگی بر اثر فرایندهای دگرگونی به وجود آمده که بافت همسان دانه در مگنتیت و جهت یافتگی در پیریت را باعث شده است. در نمونه دستی نیز پیریت به شکل قطره و عدسی‌های کوچک اما با حالتی جهت یافته در بین دانه‌های مگنتیت قرار دارد. البته در تعدادی از نمونه‌ها این نوع پیریت به نظر به صورت خرد و شکسته شده تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی مرتبط با گسلش در بین کانی‌های مگنتیت واقع می‌شود (شکل ۳- ج). پیریت نسل دوم با کانی‌های سیلیکاتی سرپانتین، تالک و کلینوکلر همراه است که با اشکال سوزنی و ستون‌های کشیده به درون پیریت نفوذ کرده‌اند (شکل ۳- د). این نوع پیریت به احتمال همان پیریت نسل اول است که کانی‌های ثانویه به درون آن نفوذ کرده‌اند. پیریت نسل سوم به صورت رگه‌هایی باریک، درز و شکاف‌ها و شکستگی‌های مگنتیت و کانی‌های سیلیکاتی را پر کرده است (شکل ۳- ه). این نوع پیریت در نمونه‌هایی که تالک تنها کانی سیلیکاتی تشکیل دهنده آنهاست نیز وجود دارد (شکل ۳- ر). به‌طور کلی می‌توان گفت که پیریت نسل اول در همه نمونه‌ها موجود است در حالی که پیریت نسل دوم به‌طور چیره با نمونه‌هایی که سرپانتینی شده و کانی‌های سنگ‌میزبان آن سرپانتین و کلینوکلر هستند، همراه است و پیریت نسل سوم در نمونه‌هایی موجود است که دارای کلینوکلر و تالک هستند. بافت مگنتیت در همه نمونه‌ها به صورت توده‌ای و بی‌شکل است، بجز نمونه‌هایی که در آنها سرپانتینی شدن باعث رشد تیغه‌ها و سوزن‌های سرپانتین و کلینوکلر به درون مگنتیت و پیریت شده است. در چنین نمونه‌هایی مگنتیت دارای بافت همسان دانه است.

۴- روش تحقیق

به منظور بررسی ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در مگنتیت‌های کانسار آهن گل‌گهر، ۵ نمونه مگنتیت از پیت شماره یک معدن، مورد آزمایش ایزوتوپی اکسیژن در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه اتاوا کانادا قرار گرفت که مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ آنها در جدول ۱ نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس (SMOW) آورده شده است. همچنین ۷ نمونه سولفیدی از کانسنگ مگنتیت انتخاب و نسبت ایزوتوپی گوگرد آنها اندازه‌گیری شد. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ این نمونه‌ها نسبت به استاندارد تروپلیت کانیون دیابلو (CTD) در جدول ۲ نشان داده شده است.

دارند (شکل ۶). آب‌های فسیل در نهشته‌های دارای مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بالاتر از 0‰ هستند و تبادل ایزوتوپی این آب‌ها با نهشته‌ها یا سنگ‌های آذرین در دمای بالاتر از 600°C می‌تواند مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ آب را تا حدود 7‰ بالا ببرد (Rose et al., 1985). به طور کلی می‌توان گفت که فرایندهای دگرگونی چه به صورت آزاد سازی سیال‌های دگرگونی و فسیل محبوس (که توسط آمیختگی با آب‌های ماگمایی سبب بالا رفتن مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ آنها می‌شوند) و چه به صورت برقراری تعادل ایزوتوپی دوباره بین سیال و سنگ‌های دگرگونی (با مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بالا)، عامل اصلی بالاتر بودن مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال‌های مسئول ته‌نشینی مگنتیت نسبت به مقادیر معمول آب‌های ماگمایی هستند.

۶-۲. نتایج داده‌های ایزوتوپ گوگرد

مهم‌ترین منابع گوگرد در کانسارها شامل منابع ژرفایی (گوشته یا پوسته یکنواخت شده)، سنگ‌های قاره‌ای محلی، آب دریا یا تبخیری‌های دریایی هستند (Sharp, 2006). همچنین سه منبع مجزا از نظر ایزوتوپی برای گوگرد وجود دارد که عبارتند از: ۱) گوگرد مشتق شده از گوشته با مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ حدود 0‰ تا 2‰ گوگرد آب دریا با مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ حدود 20‰ و 3‰ گوگرد رسوبی خیلی احیا شده با مقادیر گسترده منفی از $\delta^{34}\text{S}$. تغییر در ترکیب ایزوتوپی گوگرد ناشی از دو فرایند است: ۱) کاهیدگی یون‌های سولفات به سولفید هیدروژن توسط باکتری‌های بی‌هوازی که این امر موجب غنی شدن سولفید هیدروژن از 32S می‌شود (کاهیدگی باکتریایی سولفات) و ۲) واکنش‌های تبادل ایزوتوپی مختلف بین یون‌ها، مولکول‌ها و جامدات گوگردار که توسط آنها 34S در ترکیبات دارای بالاترین حالت اکسایش گوگرد یا بیشترین نیروی پیوندی متمرکز می‌شود (کاهیدگی ترموشیمیایی سولفات) (Hoeffs, 2009). کاهیدگی باکتریایی سولفات، کاهیدگی آلی (ارگانیک) غیر باکتریایی سولفات در حضور هیدروکربن‌ها و کاهیدگی سولفات توسط آهن فرو به ترتیب در دماهای 10°C تا 175°C و بالای 250°C انجام می‌شود (Sharp, 2007). دو عامل مهم که باید در بررسی تغییرات دامنه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در نظر گرفته شوند، یکی تأثیر مقادیر ایزوتوپی گوگرد منبع و دیگری تأثیر فرایندهای ایجاد کننده تفکیک ایزوتوپی هستند. Gehlen et al. (1983) نشان داد که علائم ایزوتوپی اولیه در کانی‌هایی که تحت شرایط دگرگونی 670°C دما و 5kb فشار قرار گرفته‌اند، باقی می‌ماند. همچنین بررسی رفتار ایزوتوپ‌های گوگرد در حین دگرگونی ناحیه‌ای نشان می‌دهد که پراکندگی مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در تمام انواع سنگ‌های دگرگونی، توسط علائم ایزوتوپی سنگ مادر آنها تحت تأثیر قرار گرفته است. بنابراین حفظ و نگهداری الگوی تفکیک ایزوتوپی اولیه قانون چیره است. مهم‌ترین منبع گوگرد سنگین از نظر ایزوتوپی سولفات‌های آب دریا هستند و فرایندهای تفکیک ایزوتوپی مختلف می‌تواند در مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ اولیه سولفات تغییراتی را ایجاد کند. گوگرد موجود در سنگ‌های رسوبی حدود 60‰ درصد مجموع گوگرد موجود در پوسته و سیستم‌های اقیانوسی را تشکیل می‌دهند، در حالی که در سنگ‌های آذرین مقدار گوگرد حدود 30‰ درصد است، بنابراین گوگرد آب دریا به طور مستقیم یا غیرمستقیم مهم‌ترین نقش را در زایش بسیاری از نهشته‌های کانساری ایفا می‌کند. همچنین اقیانوس‌ها مهم‌ترین مخزن گوگرد در چرخه‌های ژئوشیمیایی در مقیاس جهانی هستند (Rollinson, 1995). بررسی‌ها نشان می‌دهند که مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سولفات آب دریا از زمان پرمکبرین تا کنون همواره بالاتر از 15‰ بوده و منبع اصلی گوگرد در کانسارهایی با مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ گسترده مثبت (از 4‰ تا 28‰)، شامل کانسارهای مسیو سولفید با میزان آتشفشانی (VMS) و میزان رسوبی (SMS) و کانسارهای چینه‌سان/چینه‌کران با میزان دولومیت (MVT) است (Melezhik et al., 2000). همچنین در کانسار IOCG (Iron Oxid Copper Gold Deposits) آنتولی در ترکیه جابه‌جایی مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ از مقادیر 0‰ به سمت مقادیر مثبت (تا 5‰ تا 4‰)،

$$-6.6\text{‰} = 3.8\text{‰} - \delta_w \rightarrow \delta_w = 10.4\text{‰}$$

$$-8.8\text{‰} = 3.8\text{‰} - \delta_w \rightarrow \delta_w = 12.6\text{‰}$$

بنابراین تغییرات دما اختلاف قابل توجهی در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال به وجود نمی‌آورد و با در نظر گرفتن میانگین مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ مگنتیت نمونه‌ها برابر $4/1\text{‰}$ ، کم و بیش در همه طیف‌های دمایی این دامنه مقادیر برای سیال از 10‰ تا $12/8\text{‰}$ متغیر خواهد بود. علت این امر مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ به نسبت بالای مگنتیت است، به طوری که می‌توان گفت سیال‌هایی که با آن در حال تعادل ایزوتوپی بوده‌اند نیز دارای مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بالایی بوده‌اند.

منشأ سیال‌های سنگین از نظر ایزوتوپی در کانسار آهن اسفوردی (نوع کانسارهای آهن آپاتیتی کایرونا)، برهمکنش سیال‌های ماگمایی با سیال‌های شور دما پایین‌تر در توالی‌های غنی از کربنات زیرین در نظر گرفته شده است (Jami et al., 2007). همچنین صادقی (۱۳۸۶) با قرار دادن کانسار آهن بی‌هنجاری شمالی در رده کانسارهای آهن گرمایی، سیال‌ها را مشتق شده از منابع ماگمایی قلمداد می‌کند. با توجه به شواهد صحرایی که دلالت بر دگرگون شدن همزمان مگنتیت و سنگ میزبان آن دارد (مثل ارتباط نزدیک توالی‌های تالک و سرپانتین با مگنتیت و دیگر شواهد)، احتمالاتی که برای توجیه مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بالاتر از حد معمول سیال‌های ماگمایی می‌توان در نظر گرفت به شرح زیر است: ۱) آمیختگی سیال‌های با منشأ ماگمایی با سیال‌هایی که می‌توانند از نظر منشأ، بسیار متفاوت بوده اما همگی در ویژگی سنگین بودن از نظر ایزوتوپی مشترک باشند، ۲) تبادل ایزوتوپی دوباره اکسیژن مگنتیت با سنگ میزبان‌های غنی از 18O در طول زمان و در حین دگرگونی پیشرونده و ۳) آزاد سازی سیال‌های با منشأ دگرگونی، فسیل یا سازندی محبوس شده در نهشته‌ها (که به طور معمول از نظر ایزوتوپی سنگین هستند) در حین دگرگونی و برقراری تبادل ایزوتوپی دوباره اکسیژن مگنتیت با آنها در طول زمان و در حین دگرگونی پیشرونده.

از آنجا که آب ماگمایی صرف نظر از ترکیب ایزوتوپی آن یک تجسم فلسفی است و احتمالاً به صورت سالم و دست نخورده در پوسته زمین موجود نیست، می‌توان گفت که ترکیب ایزوتوپی آن نه فقط در اثر تبادل با سنگ‌های پوسته‌ای در یک طیف دمایی گسترده تغییر می‌کند، بلکه ممکن است با آب‌هایی با منشأ‌های مختلف نیز مخلوط شود (Faure & Mensing, 2005). همچنین در دماهای بالای 350°C کاهش دما باعث ته‌شدگی مگنتیت از 18O نسبت سیال در تعادل با آن می‌شود، به عبارت دیگر مگنتیت تشکیل شده از یک سیال با منشأ ماگمایی که در حال سرد شدن است، باید همیشه مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ کمتری نسبت به مگنتیت موجود در یک سنگ آذرین داشته باشد (Rose et al., 1985). در حالی که در کانسار آهن گل گهر عکس این موضوع صادق بوده و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ مگنتیت بیشتر در دامنه معمول این مقادیر در سنگ‌های آذرین قرار می‌گیرد. بدین ترتیب می‌توان ته‌نشست مگنتیت با مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بالاتر از مقادیر معمول آب‌های ماگمایی را به مخلوط شدن سیال‌های گرمایی تأخیری منشأ گرفته از توده‌های نفوذی در حال سرد شدن با سیال‌هایی نسبت داد که در اثر چرخش در توالی‌های سنگی غنی از 18O (مثل سنگ‌های رسوبی و آذرین دگرگون شده یا کربنات‌ها) و برقراری تبادل ایزوتوپی با آنها از 18O غنی شده‌اند. منشأ این سیال‌ها می‌تواند آب‌های جوی، فسیل، ماگمایی، دگرگونی و یا مخلوطی از آنها باشد. این آب‌ها دارای دما و شوری زیادی نیز هستند زیرا میزان 18O سیال رابطه مستقیمی با شوری و دمای آن دارد (Barnes, 1997). آب‌های جوی عادی معمولاً مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ پایین‌تر از 0‰ داشته و تفاوت بسیار زیادی با دامنه مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ به‌دست آمده برای سیال‌های کانه‌زا در کانسار گل گهر داشته در حالی که آب‌های دگرگونی با مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بالا (28‰ تا 4‰) شباهت زیادی با این سیال‌ها

نیز نشان می‌دهد که بخش بیشتر پیریت موجود در نمونه‌ها (پیریت نسل اول)، از نظر بافتی و همبود (پاراژنری) پس از تشکیل مگنتیت به وجود آمده است و بر این اساس تشکیل سولفیدها با منشأ رسوبی (تبخیری/آب دریا) به عملکرد فازهای تأخیری پس از تشکیل کانسار نسبت داده می‌شود.

۸- نتیجه‌گیری

داده‌های ایزوتوپ اکسیژن در مگنتیت‌های کانسار آهن گل‌گهر نشان می‌دهد در صورتی که در ابتدا تعادل ایزوتوپی میان سیال و کانی به طور کامل برقرار شده باشد و پس از آن ترکیب ایزوتوپی کانی طی حوادث بعدی دستخوش تغییر قرار نگرفته باشد، مگنتیت نمی‌توانسته از یک ماگمای مافیک و به طریقه اورتوماگمایی تشکیل شده باشد. همچنین بر اساس نتایج حاصل از این داده‌ها می‌توان گفت که مگنتیت از سیال‌های یا منشأ ماگمایی به وجود آمده است و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ به نسبت بالا در این سیال‌ها نشان می‌دهد که برقراری تبادل دوباره ایزوتوپی اکسیژن مگنتیت با منابعی که از ^{18}O غنی بوده‌اند (اعم از سیال‌ها یا سنگ‌های غنی از ^{18}O)، رخ داده است. این فرضیه با محیط برشی تشکیل کانسار و حضور فراوان سنگ‌های رسوبی و آذرین دگرگون شده در منطقه تطابق کاملی دارد. بررسی‌های سنگ‌شناسی نشان‌دهنده تشکیل مگنتیت و پیریت در طی دو فاز مختلف کانی‌زایی است به طوری که تشکیل سولفیدها با منشأ رسوبی (تبخیری/آب دریا) به عملکرد فازهای تأخیری پس از تشکیل کانسار نسبت داده می‌شود. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ پیریت در نمونه‌های کانسار آهن گل‌گهر با این مقادیر در سولفات‌های آب دریا و سولفات‌های تبخیری شباهت دارد. بنابراین منشأ احتمالی که می‌توان برای گوگرد در نظر گرفت، سولفات آب دریا/تبخیری است. مقایسه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سولفیدهای کانسار آهن گل‌گهر (برابر $24/3\%$) با مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ آب دریای پروتروزویک پیشین - پالئوزویک پسین (Ma $600-500$) معادل سن کانسار آهن گل‌گهر و مطابق با منحنی جهانی سولفات آب دریا از (Thod & Monster, 1964)، (برابر 25% تا 30%)، نشان‌دهنده تفکیک ایزوتوپی محدود ($6\%-1\%$) این نمونه‌ها نسبت به سولفات‌های اولیه و همچنین نشان‌دهنده سهم بیشتر اثر ایزوتوپی منبع نسبت به اثر فرایند است. بر همین اساس فرایند کاهیدگی سولفات تبخیری/دریایی توسط مواد آلی، می‌توانسته در تشکیل پیریت‌های کانسار آهن گل‌گهر، شرکت داشته باشد. از طرفی رخداد فرایند کاهیدگی ترموشیمیایی سولفات توسط یون‌های آهن فرو به دلیل وجود آهن فراوان در محیط نیز محتمل است.

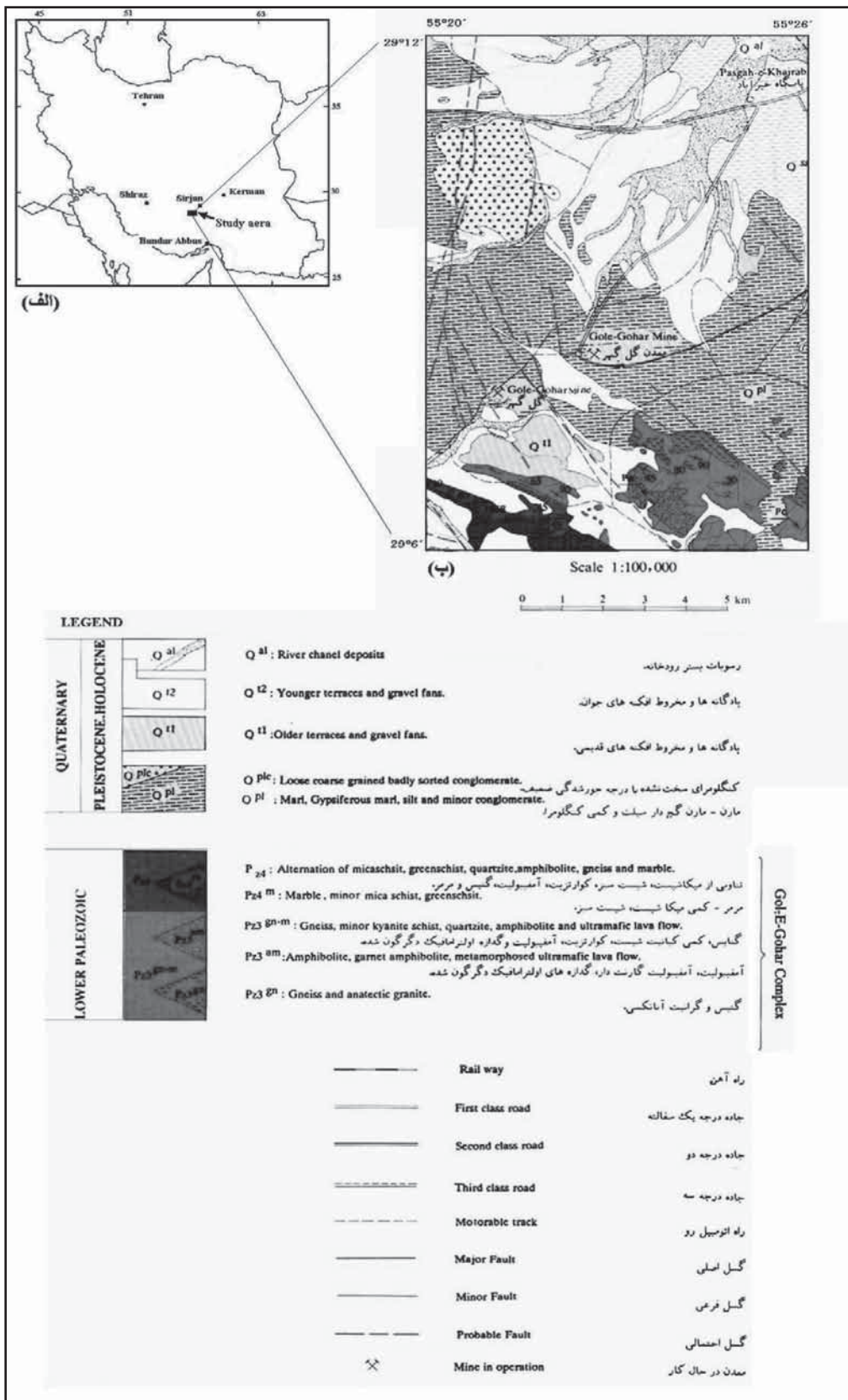
سپاسگزاری

از مدیریت محترم و کارکنان زحمت‌کش مجتمع معدنی آهن گل‌گهر سیرجان به واسطه انجام هماهنگی‌های لازم جهت بازدید از معدن و شرکت کوشا معدن به خاطر نمونه‌های مغزه حفاری تقدیر و سپاسگزاری می‌شود.

به شرکت شورابه‌های تبخیری نسبت داده می‌شود (Marschik et al., 2008). تغییرات مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ گوگرد در ناحیه Gamsberg, Aggeneyns در جنوب آفریقا نشان‌دهنده دو منبع جداگانه برای گوگرد (گوگرد ماگمایی - برون‌دمی $\approx 0\%$ $\delta^{34}\text{S}$) و گوگرد مشتق شده از آب دریا (تبخیری)، ($30\% \approx \delta^{34}\text{S}$) است (Gehlen et al., 1983). دامنه ترکیب ایزوتوپی گوگرد در کانسار آهن هماتیت - ژاسیر - باریت (نوع سوپریور) Jingtieshan، همراه با کانی‌زایی مس در چین (ایالت Gansu) مطابق با دامنه سولفات‌های آب دریا یا تبخیری‌ها است ($32\%-5\% \delta^{34}\text{S}$). به نظر Sun et al. (1998) گوگرد موجود در کانه‌های مس از درجه‌های مختلف کاهیدگی سولفات آب دریا به H_2S در طول برهمکنش زیر سطحی با کانی‌های آهن فرودار، و پس از ته‌نشست تشکیلات آهنی ایجاد شده است.

نمونه‌های پیریت‌دار کانسار آهن گل‌گهر سیرجان با میانگین $24/33\%$ ، با این مقادیر در سولفات آب دریا (حدود 20%) و سولفات‌های تبخیری ($30\%-10\%$) مشابهت فراوانی دارد که می‌تواند نشان دهنده منشأگیری گوگرد از سولفات‌های آب دریا و یا سولفات‌های تبخیری باشد (شکل ۷). سولفات می‌تواند در محیط‌های دما بالا توسط یون‌های آهن فرو کاهیده شود. سولفیدهایی که در طی این فرایند تشکیل می‌شوند، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ ، 0% تا 25% سبک‌تر از سولفات اولیه خواهند داشت (تفکیک سولفات - سولفید معادل 0% تا 25%). در حالی که کاهیدگی ترموشیمیایی سولفات توسط مواد آلی منجر به تولید سولفیدهایی با مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ 0% تا 10% سبک‌تر از سولفات اولیه می‌شود (تفکیک سولفات - سولفید معادل 0% تا 10%). همچنین تولید H_2S در نتیجه کاهیدگی سولفات تبخیری توسط سیال‌های غنی از کربن آلی که در ژرفا تولید می‌شوند نیز تفکیک سولفات - سولفید معادل 0% تا 10% ایجاد می‌کند (Ohmoto & Rye 1979). بنابراین فرایند کاهیدگی ترموشیمیایی توسط مواد آلی باعث ایجاد تفکیک کمتری نسبت به فرایند کاهیدگی ترموشیمیایی توسط یون‌های آهن فرو می‌شود. از آن جایی که تفکیک ایزوتوپی بین سولفات حل شده در آب اقیانوس و ژیس یا اندریت کم است، سولفات‌های تبخیری به خوبی نمایانگر ترکیب ایزوتوپی گوگرد سولفات دریایی در طول زمان هستند (Hoefs, 2009). با در نظر گیری مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برابر 25% تا 30% برای آب دریای پروتروزویک پیشین - پالئوزویک پسین (Ma $600-500$) معادل سن کانسار آهن گل‌گهر و مطابق با منحنی جهانی سولفات آب دریا از (Thod & Monster, 1964)، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برابر $24/3\%$ در سولفیدهای کانسار آهن گل‌گهر نشان‌دهنده تفکیک ایزوتوپی محدود ($6\%-1\%$) نسبت به سولفات‌های اولیه و همچنین نشان‌دهنده سهم بیشتر اثر ایزوتوپی منبع نسبت به اثر فرایند است.

کاهیدگی سولفات‌های تبخیری در یک سامانه بسته موجب می‌شود که سولفید علائم ایزوتوپی سولفات اولیه را به ارث ببرد. بر همین اساس فرایند کاهیدگی سولفات تبخیری/دریایی توسط مواد آلی، برای تفسیر مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ دیده شده در پیریت‌های کانسار آهن گل‌گهر پیشنهاد می‌شود، البته با توجه به حضور آهن فراوان در محل کانی‌زایی احتمال وقوع فرایند کاهیدگی ترموشیمیایی توسط یون‌های آهن فرو نیز دور از ذهن نیست اما با توجه به تفکیک بسیار محدودی که در مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نمونه‌های پیریت‌دار کانسار آهن گل‌گهر نسبت به آب دریای پالئوزویک صورت گرفته است، فرایند کاهیدگی سولفات تبخیری/دریایی توسط مواد آلی ترجیح داده می‌شود. به طور کلی می‌توان گفت که نفوذ آب دریا به بخش‌های ژرف‌تر و برخورد با توده‌های نفوذی دما بالا باعث بالا رفتن دما، شوری و همچنین محتوای فلز آن می‌شود. در برگشت به مناطق کم ژرف‌تر به شکل محلول‌های گرمابی و شورابه‌های تبخیری، سولفات محلول در آن توسط مواد آلی یا یون‌های آهن فرو کاهیده شده و باعث ته‌نشست سولفیدهایی با مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ مثبت شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی



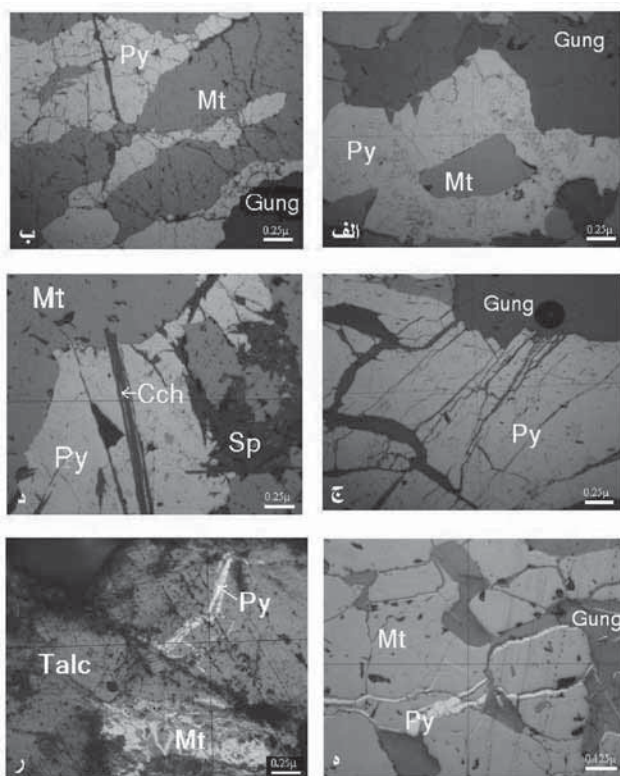
شکل ۱ - موقعیت ناحیه مورد مطالعه بر روی نقشه ایران و بخشی از نقشه زمین شناسی گل گهر (۱:۱۰۰۰۰۰) که واحدهای منطقه را نشان می دهد.

جدول ۲- مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نسبت به استاندارد تروولیت کانون دیابلو (CDT) در پیریت‌های واقع در مگنتیت کانسار آهن گل گهر.

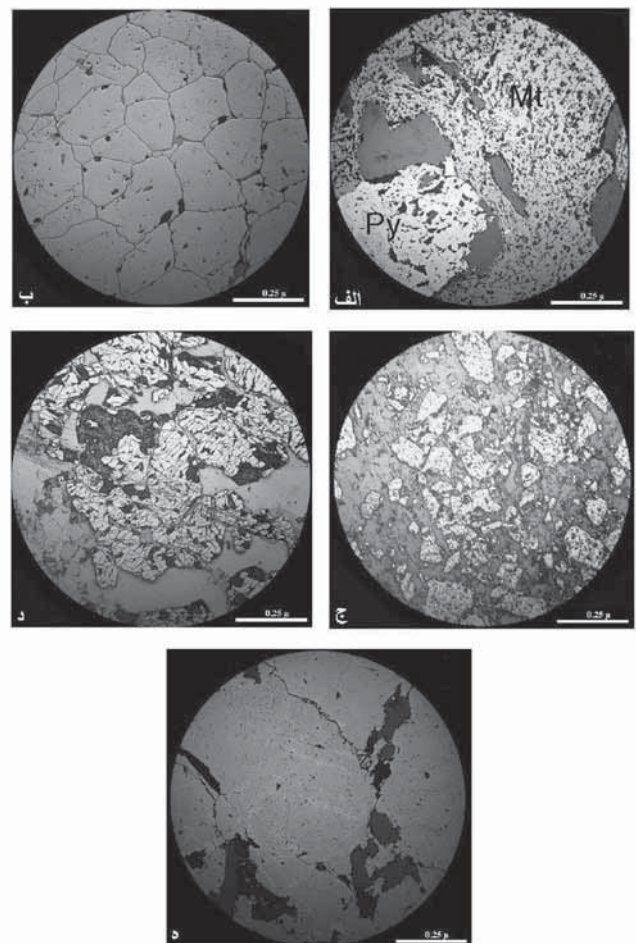
شماره نمونه	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$
G1	۲۴/۴۳
G6	۲۵
G7	۲۴/۰۹
G9	۲۴/۳۳
G11	۲۴/۶۵
G15	۲۴/۲۳
BH83	۲۳/۶۴

جدول ۱- مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس (SMOW) در مگنتیت‌های کانسار آهن گل گهر (Mn) و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ محاسبه شده برای سیال در تعادل با آن (Flu) در طیف دمایی $500-800^\circ\text{C}$.

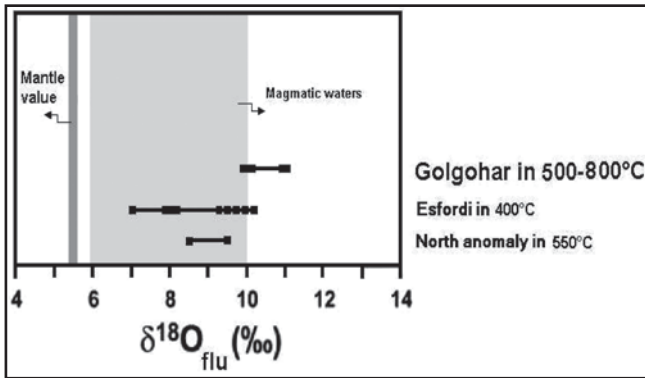
Sample No	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Mt}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ Flu (‰) in (500-800°C)
BH83	۳/۸	۱۰/۲
G9	۳/۶	۱۰
G15	۳/۹	۱۰/۳
G17	۴/۸	۱۱/۳
G18	۴/۶	۱۱



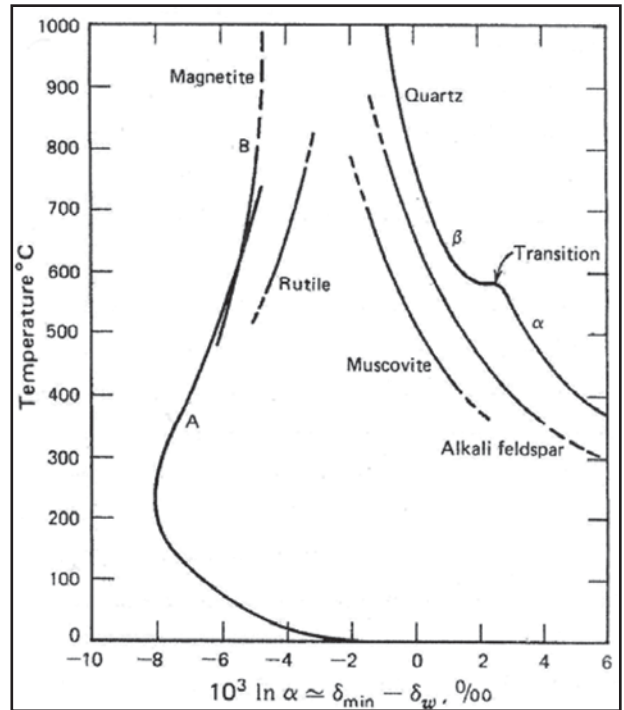
شکل ۳- انواع فازهای کانی‌زایی پیریت در نمونه‌های کانسار آهن گل گهر. الف) پیریت نسل اول که به صورت توده‌ای فضاهای خالی بین مگنتیت را پر کرده است. ب) پیریت نسل اول که دارای حالتی جهت‌یافته در میان مگنتیت است. ج) پیریت نسل اول که در ارتباط با گسلش شکسته و خرد شده است. د) پیریت نسل دوم که کانی‌های سوزنی و تیغه‌ای شکل سربانتین و کلینوکلر به درون آن نفوذ کرده‌اند. ه) پیریت نسل سوم که به صورت رگه‌ای، درزها و شکستگی‌های مگنتیت و کانی‌های سیلیکاتی را پر کرده است. ر) پیریت رگه‌ای که همراه با مگنتیت در درون تالک قرار گرفته است. Py = پیریت، Mt = مگنتیت، Cch = کلینوکلر، Sp = سربانتین، Gung = باطله (سربانتین، کلینوکلر و تالک)، Talc = تالک



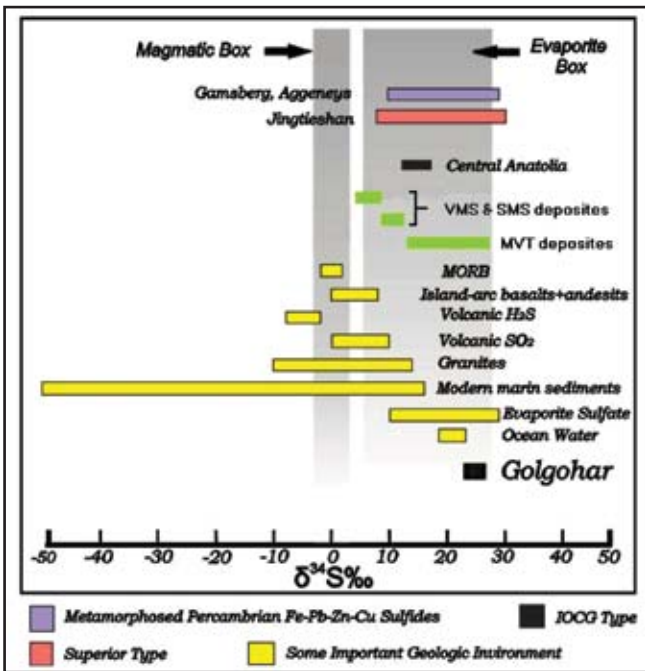
شکل ۲- انواع بافت‌های مگنتیت. الف) مگنتیت توده‌ای و بی‌شکل، ب) مگنتیت با بافت همسان دانه، ج) دانه‌های خرد شده مگنتیت در اندازه‌های متفاوت، د) قطعات کوچک مگنتیت که در مجموع قطعات بزرگ‌تر را می‌سازند، ه) مگنتیت با بافت ویدمن اشتاین. Py = پیریت، Mt = مگنتیت.



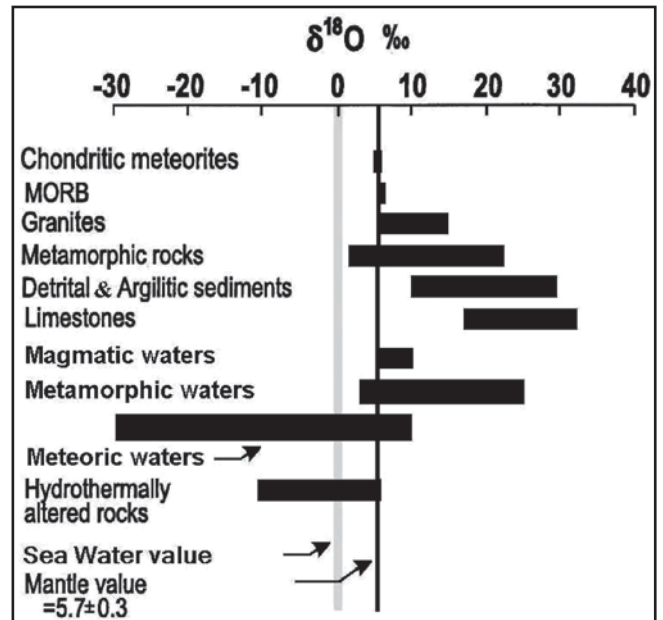
شکل ۵- مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال در تعادل با مگنتیت در کانسار گل گهر در مقایسه با این مقادیر در کانسارهای آهن اسفوردی و بی‌هنجاری شمالی در منطقه بافق. (داده‌ها از Jami et al., 2007; Faure & Mensing, 2005; Hoeffs, 2009 و صادقی، ۱۳۸۶).



شکل ۴- تغییرات ایزوتوپی اکسیژن بین کانی و آب به صورت تابعی از دما (برگرفته از Faure & Mensing, 2005). عامل تفکیک ایزوتوپی α در این نوشتار به صورت تابع $1000 \ln \alpha$ بیان می‌شود که به تفاوت عددی بین مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ کانی و آب در حال تعادل ایزوتوپی با آن (معادله بالا)، بسیار نزدیک است. منحنی‌ها بر اساس معادلات Friedman & O, neil (1977) رسم شده‌اند.



شکل ۷- ترکیب ایزوتوپی گوگرد تعدادی از کانسارهای آهن با منشأ متفاوت. (داده‌ها از Gehlen et al., 1983; Sun et al., 1998; Marschik et al., 2008; Melezhik et al., 2000; Hoeffs, 2009).



شکل ۶- مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سنگ‌ها و مخزن‌های زمین‌شناسی مهم و آب‌ها با منشأهای متفاوت. (داده‌ها از Melezhik et al., 2000; Hoeffs, 2009; Faure & Mensing, 2005; Barnes, 1997).

کتابنگاری

- حلاجی، ا. و یعقوب پور، ع. م.، ۱۳۷۰- بررسی انواع فازهای سولفیدی موجود در سنگ آهن گل گهر سیرجان، مجموعه مقالات سومین سمپوزیوم معدن کاران ایران، انتشارات دانشگاه تهران، جلد اول: ۱۱۱-۱۴۱.
- صادقی، ر.، ۱۳۸۶- بررسی ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی (شمال بافق) ایران مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- قلمقاش، ج. و میرنژاد، ح.، ۱۳۸۷- گزارش سن سنجی مجموعه دگرگونی گل گهر، شرکت مهندسان مشاور تهران پادیر.
- یعقوبی، ع.، ۱۳۷۸- بررسی ژئوشیمی و ژنز کانسار شماره ۲ گل گهر، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز.

References

- Barnes, H. L., 1997- *Geochemistry of hydrothermal deposits*, 3th edition, Wiley Interscience, New York, 517.
- Faure, G. & Mensing, A., 2005- *Principles of isotope geology*, 2th edition, John Wiley & Sons, New York, chapter 25, 460.
- Friedman, I., O. neil J. R., 1977- *Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest*. In M. Fleischer, ed, chapter KK, U.S. Geol. Surv. Prof, 440.
- Gehlen, K. V., Nielsen, H., Chunnett, I. & Rozendaal, A., 1983- Sulphur isotopes in metamorphosed Precambrian Fe-Pb-Zn-Cu sulphides and barite at Aggeneys and Gamsberg, South Africa, *Mineralogical Magazine*, V. 47: 481-6.
- Hoefs, J., 2009- *Stable isotope geochemistry*, 6th edition, Springer verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Jami, M., Alistair, C. D. & Cohen, D. R., 2007- Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite- magnetite deposit, central Iran, *Economic Geology*, V. 102: 1111-1128.
- Marschik, R., Spikings, R. & Kuscu, I., 2008- Geochronology and stable isotope signature of alteration related to hydrothermal magnetite ores in Central Anatolia, Turkey, *Mineralium Deposita*, V. 43: 111- 124.
- Melezhik, V. A., Lindahl, I., Pokrovsky, B. & Nilsson, L. P., 2000- Sulphur source and genesis of polymetallic sulphide occurrences of the Ofoten district in the central- north Norwegian Caledonides: evidence from sulphur isotopic studies, *Mineralium Deposita*, V. 35: 465-489.
- Ohmoto, H. & Rye, R. O., 1979- Isotopes of sulfur and carbon, in Barnes H. L. *Geochemistry of hydrothermal deposits*, 2th edition, Wiley Interscience, New York, 509-567.
- Rajaeian, F. & Hallaji, A., 1991- Statistical examination of geophysical faults from Abade (east of Fars) to north of Bandar Abbas base on reports of Aeroservice, int. rep. of Golgohar mine.
- Rollinson, H. R., 1995- *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, chapter 7: 303.
- Rose, A. W., Herrick, D. C. & Deines, P., 1985- An oxygen and sulfur isotope study of skarn-type magnetite deposits of the Cornwall type, Southeastern Pennsylvania, *Economic Geology*, V. 80: 418-443.
- Sabzehei, M., Eshraghi, S. A., Roshan Ravan, J., Seraj, M., Navazi, M., Hamdi, B. & Ghavidel Syooki, M., 1997- Geological map of Iran 1:100:1000 sheet, Tehran naghsh.
- Sharp, Z., 2006- *Principles of stable isotope geochemistry*, chapter 10: 409.
- Sun, H., Wu, J., Yu, P. & Li, J., 1998- *Geology, geochemistry and sulfur isotope composition of the Late Proterozoic Jingtieshan (Superior-type) hematite-jasper-barite iron ore deposits associated with stratabound Cu mineralization in the Gansu Province, China*, *Mineralium Deposita*, V. 34: 102-112.
- Thod, H. G. & Monster, J., 1964- The sulfur isotope abundances in evaporites and in ancient oceans, in Vinogradov AP (ed) *Proc Geochem Conf Commemrating the Centenary of VI Vernadskii,s Birth*, V. 2: 630.

Evaluating the Origin of Magnetite and Sulfide Phases from Gol-Gohar Iron Ore Deposit (Sirjan): Constrains from O and S Isotope Data

Y. Bayati Rad¹, H. Mirnejad^{1*} & J. Ghalamghash²

¹ College of Science, Faculty of Geology, University of Tehran, Tehran, Iran.

² Geological Survey and Mine Explorations of Iran, Tehran, Iran.

Received: 2009 December 28

Accepted: 2010 May 30

Abstract

Gol-Gohar iron mine in Sirjan with general tonnage of 1135 million tons, is one of the most important iron sources in Iran. The main ore minerals in this ore deposit consist of magnetite and subordinate hematite. $\delta^{18}\text{O}$ of magnetite ranges from 3.8‰ to 4.8‰, while the calculated $\delta^{18}\text{O}$ of the fluids that are in isotopic equilibrium with magnetite, varies between 10‰ and 11.3‰. Such isotopic attributes indicates that magnetite originated from magmatic fluids that were also equilibrated with sources enriched in ^{18}O . This theory completely corresponds with the brecciated environment of Gol-Gohar ore deposit and the presence of metamorphosed sedimentary and igneous rocks with high $\delta^{18}\text{O}$ amounts. Magnetite in Gol-Gohar iron, particularly in lower levels, is associated with sulfide phases, so that the amount of sulfur increases with depth. The main sulfide phase in Gol-Gohar ore is pyrite that occupies the spaces between the magnetite grains and occurs as narrow veinlets. The $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite (23.46‰-25‰) are similar to those of seawater sulfate (~30‰) and evaporative sulfates (10-30‰) and thus suggest pyrite originated likely from such sources. Texture and petrographic studies also show that sulfides were deposited after the formation of magnetite ore in Gol-Gohar.

Key words: Magnetite, Sulfide, Oxygen Isotope, Sulfur Isotope, Gol-Gohar, Sirjan, Magmatic source, Sea water and evaporative sulfates.

For Persian Version see pages 139 to 146

* Corresponding author: H. mirnejad; E- mail: mirnejad@khayam.ut.ac.ir

Tectonic Provenance of Padeha Formation Sandstones in Samirkooh Section, Central Iran: with Reference to Influence of Diagenetic Processes on Sandstones Composition

M. Hosseini-Barzi^{1*} & M. Saeedi¹

¹ Faculty of Earth sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2009 April 29

Accepted: 2009 December 09

Abstract

The sandstones of Padeha Formation with 390m thickness in section of Samirkooh in Kerman, Zarand have been studied to illuminate their provenance, tectonic provenance, diagenesis by omitting the effect of diagenetic process on sandstone composition. In this direction, petrography of 91 thin sections, modal analysis of 30 appropriate samples, and use of SEM and EDX analyses of 6 sandstone samples were accomplished. We can point to diagenetic processes including mechanical compaction, coating hematite around the detrital grains (eogenetic stage) and growing up authigenic chlorite and illite, chemical compaction, quartz cementation, dolomite cementation, dedolomitization, albitization of feldspar and corrosion of grains by dolomite cement (mesogenetic stage) and fracturing as well as filling them by calcite, quartz and anhydrite cement (telogenetic stage). We studied tectonic provenance of these sandstones using $Qt_{92}F_7L_1$, $Qm_{77}F_7Lt_{16}$, $Qp_{92}Lvm_4Lsm_4$, after recognition of diagenetic process and omitting their effect on the results of modal analysis. These results show quartzolitic facies with cratonic, recycled orogen and rifted continental margin tectonic provenance. Using diamond diagram drawn based on particular quartz grains and also petrographic evidences in these sandstone, we can say that these sandstone derived from multi provenance. The $\log Qt/F+RF$ vs. $Qt/F+RF$ climate diagram and QRRF triangle indicate humid climate during deposition of the Padeha Formation.

Key words: Diagenesis, Tectonic provenance, Parent rock, Climate, Padeha Formation.

For Persian Version see pages 147 to 158

*Corresponding author: M. Hosseini-Barzi; E-mail: hosseini@khayam.ut.ac.ir