

مطالعات کانی‌زایی، میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار (O, S) در کانسار طلای کوه‌زایی گدارسرخ، موته، سندرچ سیرجان

منیره سخدری^۱، مهرداد بهزادی^{۱*}، محمد یزدی^۱، نعمت‌اله رشیدنژاد عمران^۲ و مرتضی صادقی نائینی^۳

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ گروه معدن، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه امیرکبیر، تهران، ایران

چکیده

محدوده گدارسرخ در مرکز پهنه سندرچ-سیرجان، ۲۰ کیلومتری جنوب باختری موته واقع شده است. کانی‌سازی طلا در محدوده گدارسرخ، در رگه‌های کوارتز-سولفید رخ داده است. واحدهای سنگی میکا شیت، کالک‌شیت، فیلیت، اسلیت و واحدهای کربناته دگرگون شده با سن پالئوزیک است. مجموعه سنگی در مراحل مختلف دگرشکلی، نظم اولیه خود را از دست داده و فابریک‌های جدیدی را نشان می‌دهند. دگرشکلی به شکل پهنه‌های برشی شکل‌پذیر-شکنا دیده می‌شود. کانه‌زایی در مجاورت شکستگی‌ها و گسل‌های عادی با روند N45W رخ داده است، که به صورت ساختاری کنترل شده است. کانی‌شناسی شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و کانی‌های ثانویه کولیت و اکسیدهای آهن است. طلا به صورت آزاد در حاشیه کانی‌های سولفیدی دگرسان شده دیده شد، افزون بر آن مطالعات میکروسکوپی الکترونی نشان‌دهنده طلا به صورت درگیر در شبکه کانی‌های سولفیدی است. از مهمترین دگرسانی‌های حاضر می‌توان به دگرسانی سریسیتی، کربناتی، کلریتی و سیلیسی اشاره کرد. مطالعات میانبارهای سیال در رگه‌های کوارتز کانه‌دار بیانگر ترکیب $\text{NaCl} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ و شوری بین ۹-۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام است. میانگین دماهای همگن شدن بین ۳۰۰ تا ۲۷۵ °C است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کانی پیریت بین ۵+ و ۱۶- ‰ و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در کانی کوارتز بین ۱۲/۷ و ۱۴/۳ ‰ است. نسبت‌های ایزوتوپی محاسبه شده اکسیژن سیال بین ۴/۴ و ۷/۳ ‰ و مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سیال بین ۱۷/۳- و ۴/۲+ ‰ قرار می‌گیرد. با توجه به شواهد زمین‌شناسی، مطالعات میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار کانی‌زایی طلا در محدوده گدارسرخ قابل مقایسه با کانسارهای طلای کوه‌زایی است که در اثر اختلاط سیالات با شوری و دمای متفاوت رخ داده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۵/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۰۶

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

طلای کوه‌زایی

میانبار سیال

ایزوتوپ پایدار

گدارسرخ

سندرچ-سیرجان

۱- پیش‌نوشتار

پهنه سندرچ-سیرجان، از دیدگاه زمین‌ساخت، فعال‌ترین پهنه در ایران است. مهمترین رویداد دگرشکلی و دگرگونی که سندرچ-سیرجان را تحت تأثیر قرار داده، در ارتباط با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و فرایندهای کوه‌زایی مربوط به آن است، که در طول دوران مزوزویک صورت گرفته است. مطالعات و بررسی ساختارها در این منطقه پیچیدگی خاصی دارند که بیانگر رخداد چندین فاز دگرریختی شکل‌پذیر و شکنا-شکل‌پذیر در آن است (Mohajjel et al., 2003). در طی فرایندهای کوه‌زایی، کانسارهای طلای کوه‌زایی که نوع با اهمیت و اقتصادی از کانی‌زایی طلا هستند، تشکیل می‌شوند (Groves et al., 2003). این کانسارها در کمرندهای دگرگون شده ایجاد می‌شوند (Bierlein and Grove, 2000; Goldfarb et al., 2001; Grove, 2000). با در نظر گرفتن جایگاه زمین‌ساختی ژئودینامیکی حاشیه فعال قاره‌ای پهنه سندرچ-سیرجان، می‌توان انتظار داشت که کانه‌زایی طلای نوع کوه‌زایی، در بیشتر بخش‌های این پهنه روی داده باشد (Aliyari et al., 2012; Niromand et al., 2011). در این پهنه در

توالی‌های فانروزویک چندین کانسار طلا از نوع کوه‌زایی معرفی شده است (Rashidnejad-Omran et al., 2001; Kouhestani et al., 2006; Abdollahi et al., 2009; Asadi et al., 2018). این پهنه در زمان تریاس فوقانی تا کرتاسه بالایی و در طی فروورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته است و باعث ایجاد توالی‌های دگرگونی شیت سبز تا آمفیبولیت در واحدهای آتشفشانی-رسوبی به سن پالئوزویک تا مزوزویک شده است (Rashidnejad-Omran, 2001; Mohajjel et al., 2003; Aliyari et al., 2012; Kouhestani et al., 2014). بنابراین اکتشافات ناحیه‌ای طلا، در این پهنه برای کشف انواع کانسارهای کوه‌زایی بسیار با اهمیت است.

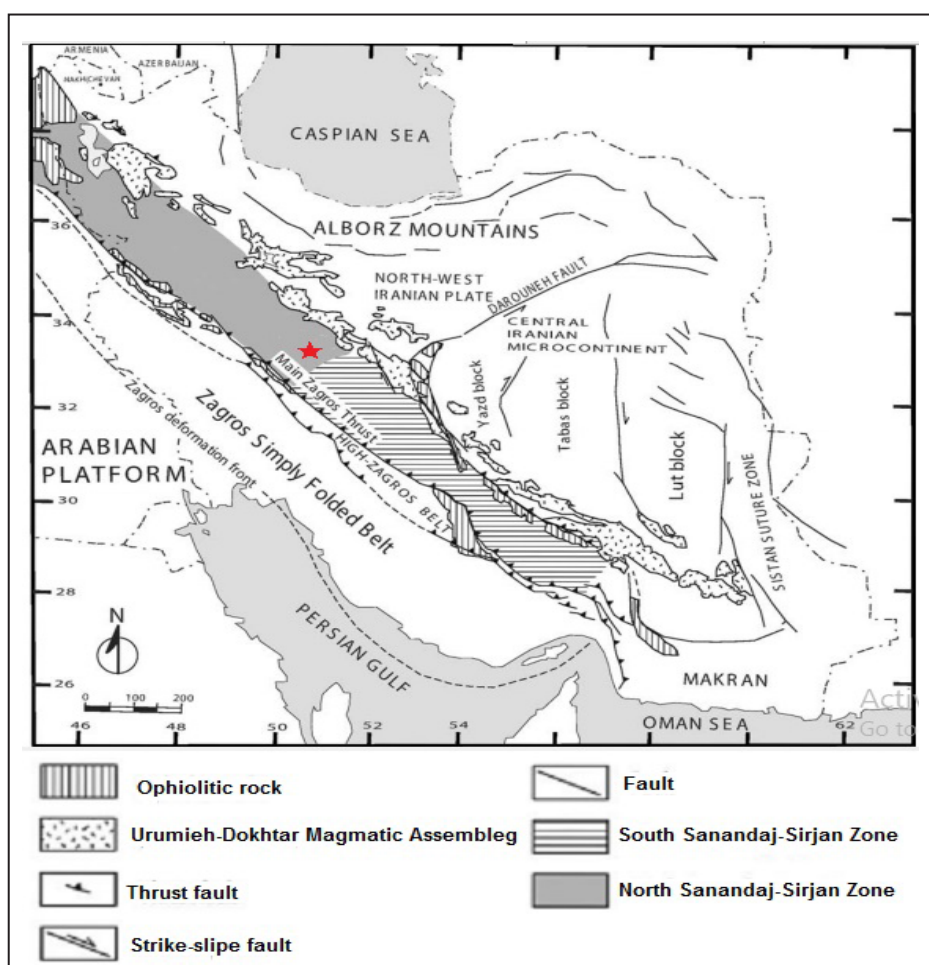
محدوده گدارسرخ در مرکز پهنه سندرچ-سیرجان قرار گرفته است، در مطالعات پیشین ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌زایی، دگرسانی و ژئوشیمی محدوده گدارسرخ توسط سخدری و همکاران (Sakhdari et al., 2021) ارائه شده است. در این پژوهش برای نخستین بار ویژگی‌های میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های

برگوارگی نسل دوم شده است، بر اثر گسترش این دگرشکلی شدیدترین تغییرات ساختاری از جمله میلونیتی شدن در سنگ‌های منطقه رخ داده است و در نهایت دگرشکلی D3 در ترشیری و در اثر فاز کوهزایی لارامید رخ داده است که جوان‌ترین دگرشکلی در منطقه است (Sheikholeslami et al., 2008). محدوده گدارسرخ شامل مجموعه سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی دگرگون و دگرشکل شده با امتداد غالب شمال باختر- جنوب خاور با رخساره شست سبز است (رشیدنژاد عمران، ۱۳۸۱). واحدهای سنگی در این منطقه شامل تناوبی از میکاشیست، کالک شست، فیلیت، اسلیت سیاه کربناته با مواد ارگانیکی فراوان است (شکل‌های ۲ و ۳- الف). بر روی واحدهای کهن‌تر واحدهای چین‌خورده کربناته (دولومیت، کلسیت و آنکرت) به صورت تدریجی و گاه گسله قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۲ و ۳- ب). واحدهای شیل و ماسه‌سنگ ژوراسیک نیز در جنوب باختری محدوده رخنمون دارند که جوان‌ترین سنگ‌های منطقه هستند (شکل ۲). واحدهای نفوذی دیوریتی و متاریولیتی تا ریوداستیتی بیشتر به صورت دایک و با روند شمال باختری - جنوب خاوری به موازات رگه‌های کانی‌زایی و شست‌وزینه در درون توالی‌های سنگی تزریق شده‌اند که به شدت خرد شده، تکنوزیه و دگرسان شده هستند (شکل‌های ۲ و ۳- پ). واحدهای سنگی در طی چندین مرحله به شدت دچار دگرریختی و تغییر شکل شده‌اند، و در نتیجه ساختارها و فابریک‌های متنوعی را در یک پهنه شکل‌پذیر- شکنا ایجاد کرده‌اند (شکل‌های ۳- ت و ث). عملکرد گسل‌ها باعث به هم‌ریختگی در کل منطقه شده است. عمده تمرکز طلا به شکل رگه- رگچه‌ای و همراه با گسل‌های نرمال دیده می‌شود (شکل ۳- ج)، میانگین ستبرای رگه‌ها تقریباً ۲ متر و ستبرای رگچه‌ها ۲ تا ۲۰ سانتی‌متر است (شکل ۲).

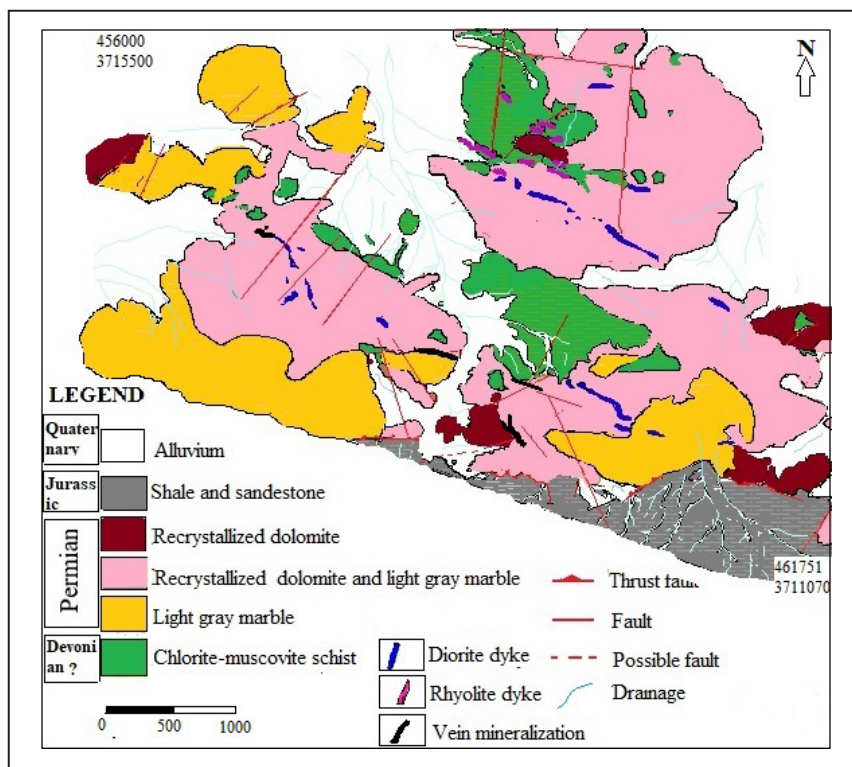
پایدار محدوده مورد مطالعه، جهت بررسی نحوه تشکیل و نوع کانی‌زایی طلا در محدوده گدارسرخ مطالعه شده است. مطالعه دقیق و جامع کانسارهای طلای منطقه با تأکید بر مطالعات میان‌بارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار می‌تواند به شناسایی فاکتورهای مهم تشکیل و تمرکز کانی‌زایی طلا و ارائه مدل ژنتیکی آن کمک شایانی انجام دهد.

۲- زمین‌شناسی

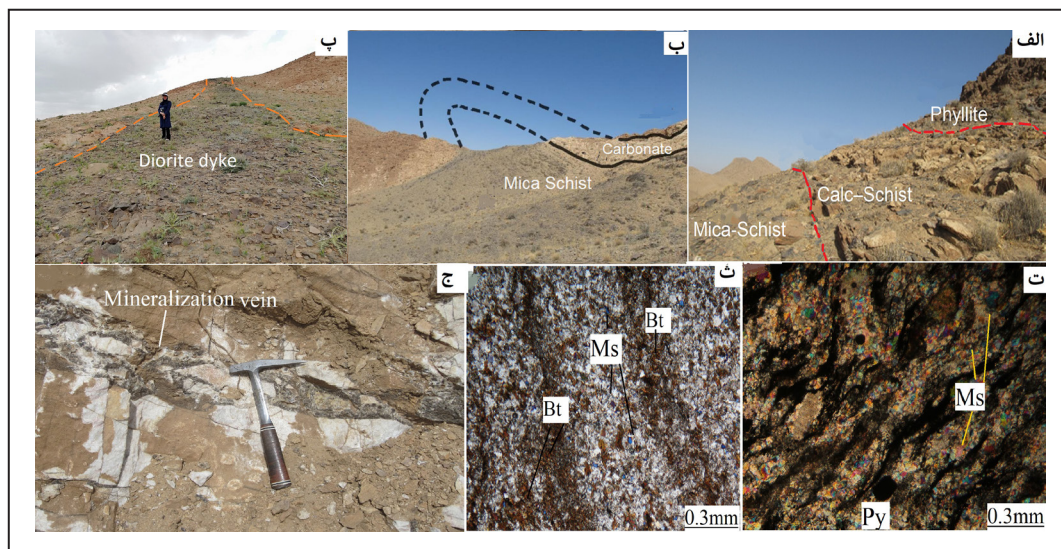
کانسار گدارسرخ در جنوب باختری منطقه طلا خیز موته بین مختصات جغرافیایی ۳۱°۵۰' تا ۳۸°۳۱' طول خاوری و ۳۱°۳۳' تا ۳۵°۳۳' عرض شمالی، در برگه ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان و در مرکز پهنه سهندج- سیرجان (شکل ۱) واقع شده است. کهن‌ترین رخنمون مشاهده شده در محدوده، مجموعه دگرگونی با رخساره شست سبز است (شکل ۲) (Sakhdari et al., 2021). منطقه مورد مطالعه از سنگ‌های به شدت دگرشکل شده تشکیل شده است. از ویژگی‌های زمین‌شناسی این منطقه چندین مرحله دگرشکلی، دگرگونی ناحیه‌ای با رخساره شست سبز، آمفیبولیت و حضور توده‌های فراوان آذرین است (Mohajjel et al., 2003). بر اساس مطالعات پیشین سه مرحله دگرشکلی اصلی در منطقه ایجاد شده است (Kouhestani et al., 2014). آثار دگرشکلی مرحله اول (D1) در کل پهنه سهندج - سیرجان دیده می‌شود، این دگرشکلی در اثر فاز کوهزایی سیمیرین پیشین رخ داده است، که سبب تشکیل برگوارگی نسل اول شده است و تحت‌تأثیر دگرشکلی D2 به شدت چین خورده است، D2 مهمترین مرحله دگرشکلی در منطقه است که در اثر فاز کوهزایی سیمیرین پسین رخ داده است و باعث ایجاد



شکل ۱- موقعیت محدوده اکتشافی گدارسرخ در پهنه سهندج- سیرجان و زون‌های ساختاری ایران (Ghasemi and Talbot, 2006).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی گذار سرخ، گلپایگان (با تغییرات از گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ محدود گلپایگان واقع در استان اصفهان، ۱۳۹۵).



شکل ۳- الف) رخنمون واحدهای دگرگونی که به ترتیب از پایین به بالا شامل میکاشیست، کالک‌شیست و فیلیت است؛ ب) چین‌خوردگی در واحد کربناته پرمین؛ پ) دایک دیوریتی سبز رنگ تزریق شده درون واحد کربناته پرمین؛ ت) ایجاد برگوارگی در واحد میکاشیست و تشکیل فابریک‌های S و Z در سنگ در اثر دگرگونی و دگرشکلی؛ ث) جدایش کانی‌های تیره و روشن که بخش تیره عمدتاً از بیوتیت است و بخش روشن از مسکوویت و کوارتز تشکیل شده است؛ ج) زون کانه‌زایی در سنگ میزبان کربناته، کانی‌سازی در فضای باز و شکستگی‌ها صورت گرفته است. Ms: مسکوویت، Bt: بیوتیت، Py: پیریت. علایم اختصاری از (Whitney and Evans, 2010).

۳- روش مطالعه

سنگ‌شناسی و اندازه‌گیری پارامترهای دمایی در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به کمک صفحه گرم‌کننده و سردکننده لینکام با مدل THMS600 نصب شده بر روی میکروسکوپ ZEISS صورت گرفت. کالبراسیون دستگاه در مرحله گرمایش با دقت ± 6 درجه و در مرحله سرمایش با دقت ± 2 درجه است. به دلیل این که پیریت مهم‌ترین کانی در ارتباط با کانی‌زایی

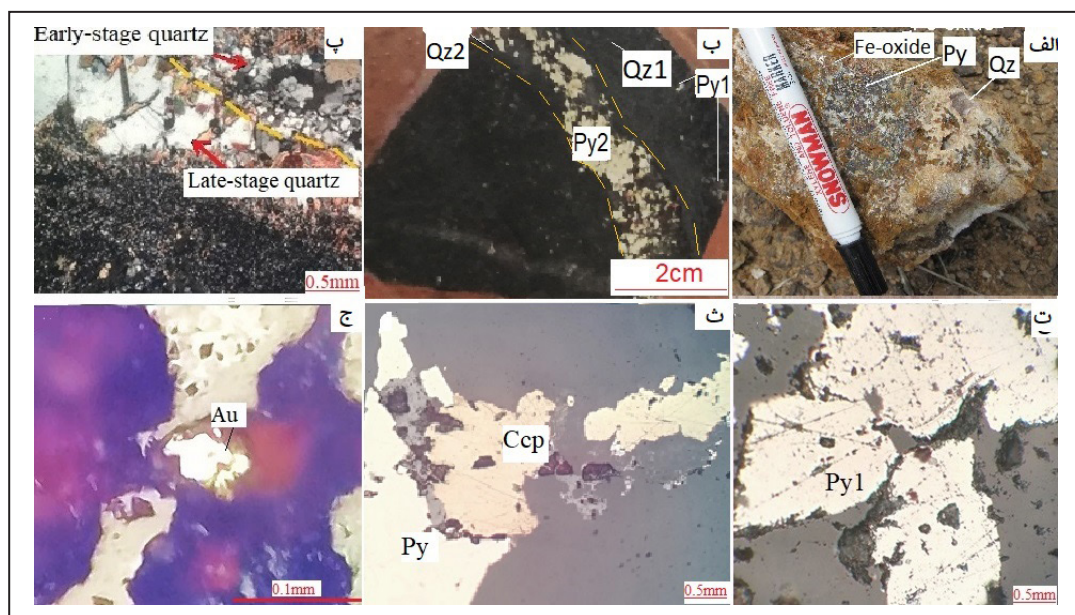
نمونه‌برداری از سنگ‌های میزبان بر اساس شواهد کانه‌زایی و دگرسانی به روش لیتوژئوشیمیایی و برای بررسی‌های آزمایشگاهی در محدوده صورت پذیرفت. سپس بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری مقاطع، نمونه‌های مناسب برای مطالعه میانبارهای سیال بر روی نمونه‌های دوبرصیقل تهیه شده از رگه‌های کوارتز گرمایی به تعداد ۹۰ نقطه انجام شد. مراحل مختلف آماده‌سازی نمونه، مطالعات

به کانی‌های اکسید و هیدروکسیدهای آهن مانند گوتیت، لیمونیت و هماتیت تبدیل شده‌اند که با رنگ قرمز، قهوه‌ای و زرد به راحتی در محدوده قابل تشخیص هستند (شکل ۴-الف). کانی‌زایی دیده شده عمدتاً شامل پیریت و کمی کانی‌های کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت، گالن و اسفالریت است. مطالعات صحرایی و میکروسکوپی سنگ‌ها نشان‌دهنده سه نسل کوارتز است. کوارتز نسل اول به صورت بلورهای درشت پورفیروکلاست، به رنگ شیری در زمینه سنگ به وجود آمده است که فاقد سولفید است و پدیده‌ای خردشدگی در آن دیده می‌شود. کوارتز نسل دوم که مربوط به فاز اول گرمایی کانه‌دار است و شامل کوارتز با اندازه بلورهای متوسط و حاوی سولفیدهای درشت است، این کوارتزها، کوارتزهای نسل اول را قطع می‌کند، کوارتز نسل سوم که مربوط به مرحله دوم گرمایی کانه‌دار است، به رنگ خاکستری است و به صورت رگه‌های سیلیسی-سولفیددار دیده می‌شود (شکل‌های ۴-ب و پ). پیریت شامل دو نسل است، نسل اول به صورت افشان، درشت‌دانه، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در زمینه سنگ و بیشتر جهت‌یافته که بر شیستوزیته منطبق هستند. این نسل از پیریت معمولاً در سطح خود دارای درز و شکاف هستند که اغلب با حفظ شکل بلوری به هماتیت و گوتیت تبدیل شده است (شکل‌های ۴-ب و ت). نسل دوم پیریت به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، ریزدانه، پرکننده فضای خالی و رگه‌ای دیده می‌شود. این پیریت‌ها توسط سیال‌های گرمایی در مراحل بعدی جایگزین شده‌اند (شکل‌های ۴-ب و ث). کالکوپیریت به مقدار کم همراه با پیریت به صورت پراکنده دانه و رگه‌ای دیده می‌شود (شکل ۴-ث)، که در برخی بخش‌ها از حاشیه به کوولیت تبدیل شده‌اند. کانی‌سازی طلا به صورت درگیر در شبکه پیریت و به شکل آزاد نیز رخ داده است (شکل ۴-ج). بر مبنای مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و آنالیز اشعه ایکس دگرسانی‌های ایجاد شده شامل سریستی، کربناتی، سیلیسی و کلریتی هستند (Sakhdari et al., 2021). مطالعات EPMA بر روی کانی‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و ذرات طلای آزاد انجام شد. مقدار طلا توسط میکروسکوپ الکترونی (BSE) در کانی پیریت به میزان $0.13\% \pm$ اندازه‌گیری شد (Sakhdari et al., 2021).

طلا در محدوده گدارسرخ است، تعداد ۵ نمونه از این کانی در سنگ‌های میزبان و رگه‌های کوارتزی برای انجام تجزیه‌های ایزوتوپی پایدار S انتخاب شد، پس از جداسازی، پیریت‌ها پودر شده و برای اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد به آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک ارسال شد، سپس پس از تجزیه نمونه جامد در درجه حرارت بالای 1150°C ، همه اتم‌های گوگرد در مولکول به گاز SO_2 تبدیل می‌شود، گاز SO_2 تولیدشده از سیستم عبور کرده که پس از آن گازهای مزاحم حذف می‌شوند، سپس SO_2 تا دمای 220°C حرارت داده می‌شود، و از سیستم IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer) عبور داده می‌شود، و مقادیر دقیق ایزوتوپی اندازه‌گیری می‌شود. در این روش برای ایزوتوپ‌های گوگرد $\text{S}^{34}/\text{S}^{32}$ از استاندارد VCDT استفاده شده است. مقدار خطای استاندارد اندازه‌گیری‌ها $0.2 \pm$ است. برای مطالعات ایزوتوپی اکسیژن ۳ نمونه کوارتز از رگه‌های کوارتز در محدوده گدارسرخ انتخاب و پودر شد، سپس اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن در نمونه‌های آماده‌سازی شده با استفاده از طیف‌سنج جرمی Isoprime100 در آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک انجام شد، پس از تجزیه نمونه جامد در فرایند پیرولیز (تجزیه حرارتی در درمای بالا و اتمسفر خنثی) همراه با احیای کربن در درجه حرارت بالای 1450°C به گاز CO تبدیل شده، گاز CO تولید شده از ستون آب عبور کرده، پس از آن گازهای مزاحم حذف می‌شوند و گاز CO جدا شده تا دمای 150°C حرارت داده شده، سپس عمل واجذب صورت گرفته و گاز CO آزاد همراه با گاز هلیوم به عنوان گاز حامل از سیستم IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer) عبور داده می‌شود و مقادیر دقیق ایزوتوپی اندازه‌گیری می‌شود. در این روش داده‌های ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ نسبت به استاندارد V-SMOW اندازه‌گیری می‌شود. مقدار خطای استاندارد اندازه‌گیری‌ها $0.2 \pm$ است.

۴-کانی‌زایی و دگرسانی

زون‌های کانه‌دار با روند شمال باختری- جنوب خاوری درون واحد آهک دگرگون شده‌ای پرمین پروتزد دارند، در رگه‌های کانی‌زا، سولفیدها (پیریت)



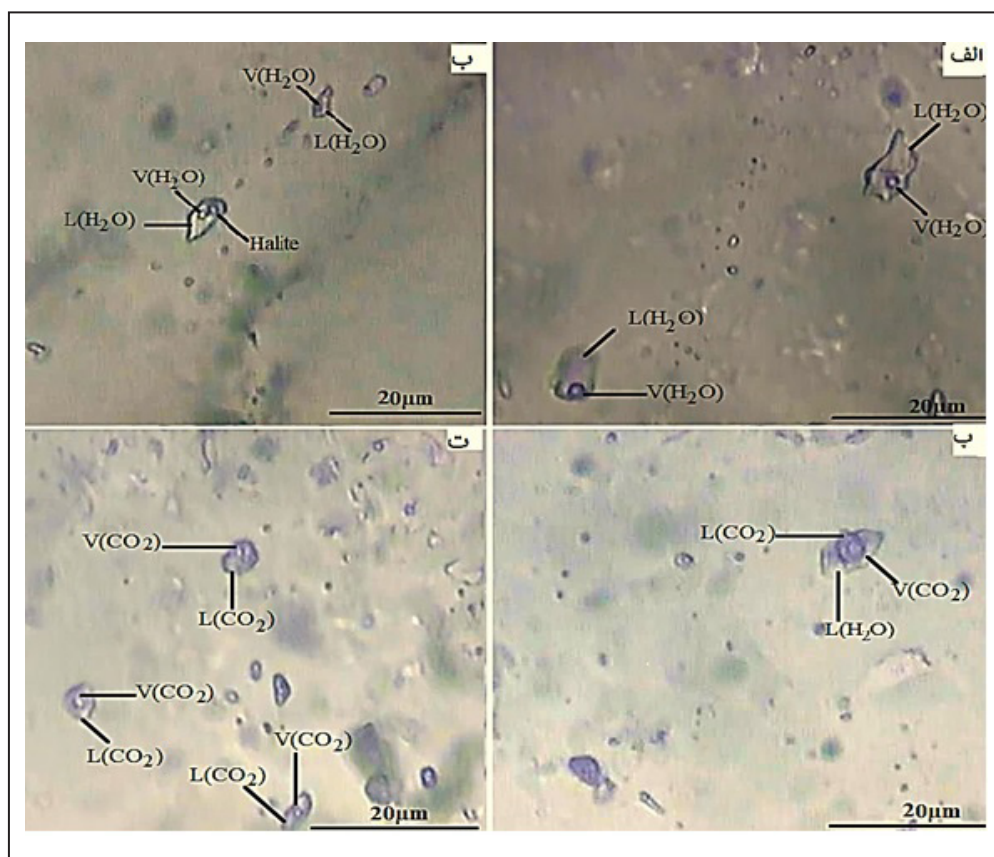
شکل ۴-الف) رگه سیلیسی-سولفیددار که در طی فرایند برونزاد پیریت به کانی‌های اکسید و هیدروکسیدهای آهن مانند گوتیت، لیمونیت و هماتیت تبدیل شده‌اند؛ ب) کوارتز نسل اول در زمینه سنگ، کوارتز نسل دوم که به صورت رگه‌ای دیده می‌شود، همچنین پیریت نسل اول در زمینه و پیریت نسل دوم به صورت رگه‌ای دیده می‌شود؛ پ) کوارتز نسل دوم (کوارتز مرحله اول گرمایی) به موازات شیستوزیته و کوارتز نسل سوم (کوارتز مرحله دوم گرمایی) که شیستوزیته را قطع کرده است (نور عبوری XPL)؛ ت) پیریت نسل اول که از حاشیه به کانی‌های اکسید آهن تبدیل شده است (نور بازتابی)؛ ث) نمای از کالکوپیریت و همچنین پیریت نسل دوم در رگه‌های کوارتز گرمایی (نور بازتابی؛ ج) طلای خالص همراه با کانی‌های ثانویه آهن (نور بازتابی). Py: پیریت، Au: طلا، Qz: کوارتز، Ccp: کالکوپیریت (علامت اختصاری از Whitney and Evans, 2010).

۵- مطالعات میانبارهای سیال

۵-۱- سنگ‌شناسی میانبارهای سیال

شد، شوری این نوع میانبارهای سیال به بیش از ۴۰ درصد وزنی می‌رسد که نشانگر غنی‌بودن سیال‌های اولیه از ترکیبات هالیت، سولفات، کربنات و کانی‌های فلزی است. در این مطالعه این میانبارها متشکل از مایع، حباب بخار و هالیت است، این سیالات دارای اندازه ۱۰ تا ۱۷ میکرون هستند و به صورت منفرد و به شکل بیضوی، کشیده و بی‌شکل در کانی در برگیرنده دیده می‌شوند (شکل ۵ - ب). گروه سوم میانبارها، میانبارهای $L(H_2O) + (CO_2) + V(CO_2)$ اندازه آنها ۵ تا ۱۸ میکرون است، پرشدگی این نوع میانبارها ۵۰ تا ۷۵٪ است، که به شکل بیضوی، چندوجهی و کشیده دیده می‌شوند (شکل ۵ - پ). میانبارهای گروه چهارم اغلب به شکل بیضوی، گرد، تا نیمه‌گرد دیده می‌شوند، که اندازه اغلب آنها کمتر از ۱۰ میکرون است (شکل ۵ - ت). گروه پنجم، میانبارهای سیال ثانویه هستند به شکل نامنظم در اندازه بسیار ریز، غالباً کوچک‌تر از ۵ میکرون در حاشیه بلورها به صورت خطی و ردیفی دیده می‌شوند. این میانبارها بیشتر به صورت دنباله‌هایی در امتداد حاشیه بلورها قرار گرفته و غالباً مرزهای بلور را قطع می‌کنند که به دلیل اندازه بسیار ریز آنها، قابل مطالعه نبود.

در محدوده گدارسرخ مطالعه میانبارهای سیال بر روی کانی‌های کوارتز دارای کانی‌زایی صورت گرفت، بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری انجام شده میانبارهای سیال اولیه و ثانویه شناسایی شدند، میانبارهای سیال اولیه شامل ۱- میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع $(L+V)$ ؛ ۲- میانبارهای سیال سه فازی غنی از مایع $(L+Ha + V)$ ؛ ۳- میانبارهای سه فازی $(H_2O) + L(CO_2) + V(CO_2)$ و ۴- میانبارهای دوفازی $L(CO_2) + V(CO_2)$ هستند. در مطالعه حاضر میانبارهای دوفازی $(L+V)$ فراوان‌ترین میانبارهای سیال هستند، و شامل فاز بخار (V) و مایع (L) است که فاز مایع غالب است، و به شکل‌های بیضوی و یا چندوجهی، نیمه‌گرد، بی‌شکل و نامنظم دیده می‌شوند، حباب گاز کوچک می‌باشد. پرشدگی این نوع میانبارها ۷۵ تا ۹۵٪ است، درجه پرشدگی بالا نشان‌دهنده تشکیل آنها در حرارت‌های کم است، اندازه آنها ۵ تا ۱۸ میکرون است، این میانبارها در داخل کانی میزبان کوارتز یا سطوح رشد بلورهای آن دیده می‌شوند (شکل ۵ - الف). میانبارهای گروه دوم $(L+Ha + V)$ دارای فاز جامد در درون خود هستند که به نظر می‌رسد این فاز جامد نمک باشد، فراوانی این میانبارها بسیار کم بوده و فقط سه عدد از آنها شناسایی



شکل ۵- میانبارهای سیال در کانی کوارتز در محدوده گدارسرخ شامل الف) گروه میانبارهای سیال دوفازی $(L+V)$ حباب بخار (V) و مایع (L) ، این نوع میانبارهای سیال غنی از مایع بوده و حباب گاز کوچک است؛ ب) گروه میانبارهای سیال دوفازی به همراه فاز جامد NaCl؛ پ) میانبارهای سیال سه فازی $(VCO_2 + LH_2O + LCO_2)$ ؛ ت) گروه سوم میانبارهای $LCO_2 + VCO_2$ (علامه اختصاری از Diamond, 2003).

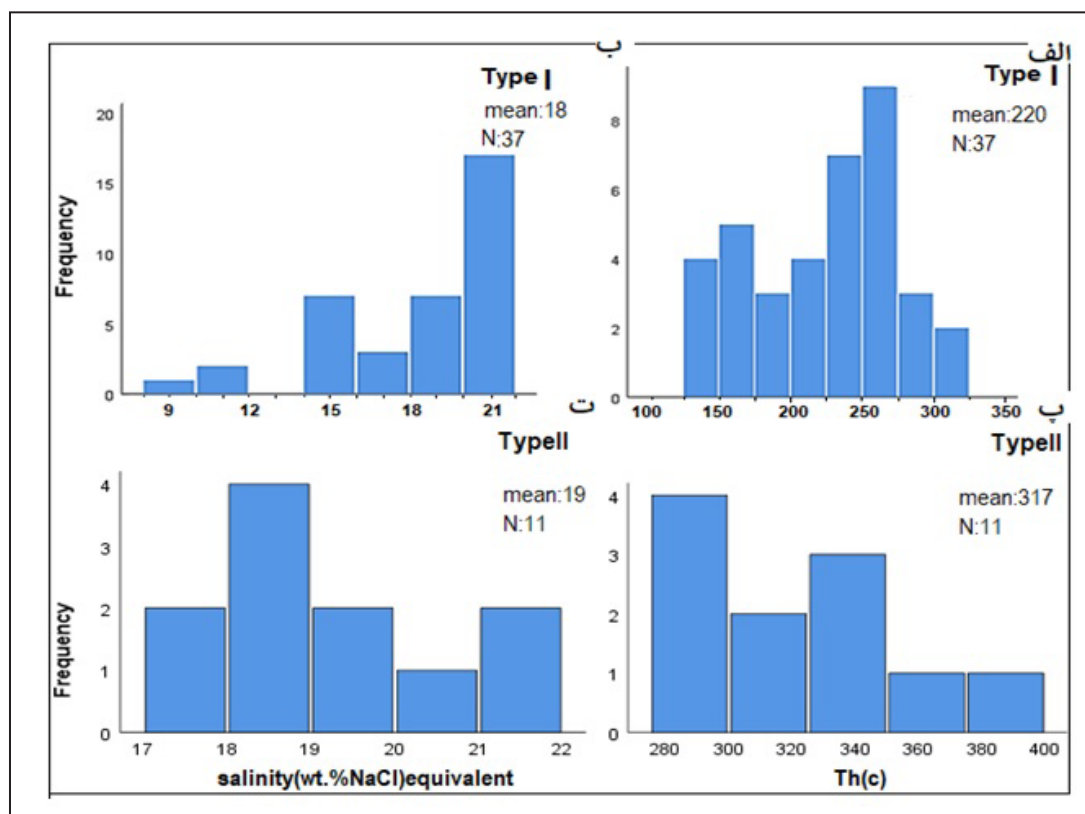
۵-۲- مطالعات میکروترمومتری میانبارهای سیال

در گروه اول میانبارهای دوفازی $(L+V)$ ، اولین نقطه ذوب یخ یا Te بین ۳۰- تا ۴۰- درجه سانتی‌گراد است، که برای دماهای ذوب یخ پایین‌تر از ۲۱- درجه سانتی‌گراد احتمال حضور نمک‌های دیگر از جمله KCl ، $CaCl_2$ و $MgCl_2$ افزون بر $NaCl$ در سیال وجود دارد (Shepherd et al., 1985). دمای ذوب نهایی یخ

در گروه اول میانبارهای دوفازی $(L+V)$ ، اولین نقطه ذوب یخ یا Te بین ۳۰- تا ۴۰- درجه سانتی‌گراد است، که برای دماهای ذوب یخ پایین‌تر از ۲۱- درجه سانتی‌گراد احتمال حضور نمک‌های دیگر از جمله KCl ، $CaCl_2$ و $MgCl_2$ افزون بر $NaCl$ در سیال وجود دارد (Shepherd et al., 1985). دمای ذوب نهایی یخ

و دماهای پایین‌تر احتمالاً به دلیل حضور گازهای دیگر چون CH_4 است، از این رو با توجه به دمای ذوب CO_2 احتمالاً CH_4 نیز در میانبار سیال حضور دارد. فاز CO_2 از طریق ناپدید شدن فاز بخار و تبدیل به فاز مایع در دمای بین ۱۵ تا ۲۷/۵ درجه سانتی‌گراد همگن $Th(CO_2)$ می‌شود. دمای نهایی ذوب کلاتریت (cla) Tm بین ۱/۸- تا ۱۵/۵- درجه سانتی‌گراد است، دمای همگن شدن در این سیالات ۲۷۵ تا ۳۹۱ درجه سانتی‌گراد با فراوانی ۲۷۵ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ۶- پ). شوری این دسته از میانبارهای سیال بین ۱۷ تا ۲۲ درصد وزنی نمک طعام می‌باشد (شکل ۶- ت). میانبارهای گروه چهارم، دو فازی متشکل از CO_2 Vapor و CO_2 Liquid هستند. این گروه از میانبارها دارای دمای ذوب CO_2 بین ۵۷/۹- تا ۵۹/۹- درجه سانتی‌گراد هستند، همانطور که گفته شد، این سیال در صورتی که متشکل از CO_2 خالص باشد در دمای ۵۶/۶- درجه سانتی‌گراد منجمد می‌شود و دماهای پایین‌تر احتمالاً به دلیل حضور گازهای دیگر چون CH_4 است، دمای همگن شدن آنها اغلب بین ۰/۵ تا ۲۶ درجه سانتی‌گراد متغیر است (جدول ۱).

میانبارهای دو فازی به همراه فاز جامد (L+V+Ha) این نوع از سیالات دارای فراوانی کمی هستند و دارای شوری بالا هستند و فاز جامد که به نظر می‌رسد هالیت باشد در آنها مشاهده شد. دمای همگن شدن این گروه از سیالات ۳۳۵ تا ۳۷۰ درجه سانتی‌گراد است، شوری بین ۳۱ تا ۴۰ درصد وزنی معادل نمک طعام است. گروه سوم میانبارهای سه فازی $LH_2O+LCO_2+VCO_2$ هستند، این میانبارها توسط حضور دو سیال نامیژاک مشخص می‌شوند که سیال بیرونی H_2O و دیگری CO_2 است، که حاوی فاز بخار CO_2 در درون خود است. این نوع از میانبارها نشانگر غنی بودن سیال اولیه از گاز CO_2 بوده و مربوط به عبور سیالات کانی‌ساز از درون سنگ‌های کربناته است، در صورتی که سیال‌های کانی‌ساز در مسیر حرکت خود از واحدهای کربناته و یا سنگ‌های دگرگونی عبور کنند امکان تشکیل میانبار CO_2 بیشتر خواهد بود (Shepherd et al., 1985). این گروه از میانبارها دارای دمای ذوب CO_2 بین ۵۷/۷- تا ۵۹/۸- درجه سانتی‌گراد هستند، این سیال در صورتی که متشکل از CO_2 خالص باشد در دمای ۵۶/۶- درجه سانتی‌گراد منجمد می‌شود



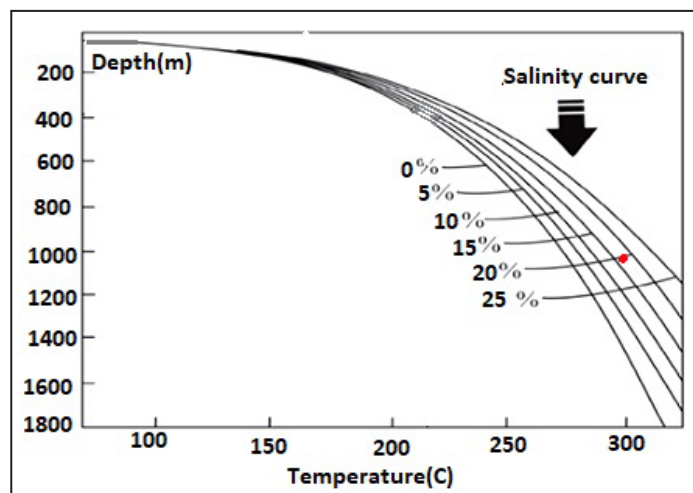
شکل ۶- الف) هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن در گروه میانبارهای سیال دوفازی (L+V؛ ب) هیستوگرام مقادیر شوری در گروه میانبارهای سیال دوفازی (L+V؛ پ) هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن در گروه میانبارهای سیال میانبارهای سیال $LH_2O+LCO_2+VCO_2$ ؛ ت) هیستوگرام مقادیر شوری در گروه میانبارهای سیال سه فازی $LH_2O+LCO_2+VCO_2$.

جدول ۱- خلاصه نتایج مطالعات میکروترمومتری میانبارهای سیال اولیه در محدوده گذار سرخ.

Inclusion type	No.FI	Host mineral	Te(Ice) (°C)	Tm(Ice) (°C)	Tm(Cla) (°C)	Tm(CO_2) (°C)	Th(CO_2) (°C)	TmHalite (°C)	Th(°C)	Salinity wt.% NaCl eqv.
V+L	37	Qz	-30 to -40°C	-6 to -21	-	-	-	-	135-315	9-21
L+V+Ha	3	Qz	-30 to -40°C	-	-	-	-	261-335	335-370	29.5-40
$LH_2O+LCO_2+VCO_2$	11	Qz	-30 to -40°C	-	-1.8 to -15.5	-57.7 to -59.8	15 to 27.5	-	275-391	17-21.4
LCO_2+VCO_2	29	Qz	-	-	-	-57.9 to -59.9	0.5 to 26	-	-	-

۳-۵. چگالی و عمق به دام افتادن میانبار های سیال

از ویژگی‌های زون‌های شکن - شکل‌پذیر در شرایط رخساره شیت سبز هستند می‌باشند، چگالی میانبارهای سیال با استفاده از نرم‌افزار FLINCOR (Brown and Lamb, 1989) بین بازه ۰/۹ تا ۱/۰۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب تخمین زده شد، چگالی CO_2 بر اساس (Shepherd et al., 1985) به مقدار ۰/۸۹ تا ۱ و میانگین ۰/۹۴ گرم بر سانتی‌متر مکعب محاسبه شد، میانبارهای سیال غنی از CO_2 و $\text{N}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{CO}_2$ با چگالی بین ۱/۴ تا ۰/۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد است. با استفاده از نمودار (Hass, 1971) کمینه ژرفای کانی‌زایی کمتر از ۲ کیلومتر است (شکل ۷).



شکل ۷- نمودار تعیین ژرفای به دام افتادن میانبارهای سیال در محدوده معدنی گذار سرخ (Haas, 1971) بر اساس این نمودار کمترین ژرفای کانی‌زایی کمتر از ۲ کیلومتر است.

۳-۶. مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار

هودکویز و همکاران (Hodkiewicz et al. (2009) ارتباط مستقیم بین مقادیر منفی داده‌های ایزوتوپی گوگرد با عبارات بالای طلا به عنوان یکی از شواهد رخداد کانسارهای طلای کوه‌زایی در نظر گرفته می‌شود. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن بر روی کانی‌های کوارتز اندازه‌گیری شد، مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های کوارتز در یک بازه کوچک از ۱۲/۷ + تا ۱۴/۳ + ‰ (نسبت به استاندارد V-SMOW) متغیر است (جدول ۳ و شکل ۹ - الف). ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیال در تعادل با کوارتز با استفاده از دمای همگن‌شدگی در نمونه‌ها محاسبه شد (Mêheut et al., 2007). مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ برای سیال در نمونه‌های کوارتز از ۶/۲ + تا ۷/۳ + ‰ متغیر است (جدول ۳ و شکل ۹ - ب). مقادیر اکسیژن سیال در کانی کوارتز با دیگر کانسارهای کوه‌زایی در زون سندج - سیرجان و دیگر کانسارهای طلای کوه‌زایی در جهان قابل مقایسه است. مقدار $\delta^{34}\text{S}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در کانسار گذار سرخ نشانگر منشأ دگرگونی سیالات است، و با توجه به تغییرات وسیع ایزوتوپ گوگرد، به نظر می‌رسد که تناوبی از سنگ‌های متنوع آذرین، مافیک تا فلسیک، و رسوباتی از شیل و ماسه تا کربنات ناخالص در شکل‌گیری سیال دگرگونی مشارکت داشته‌اند.

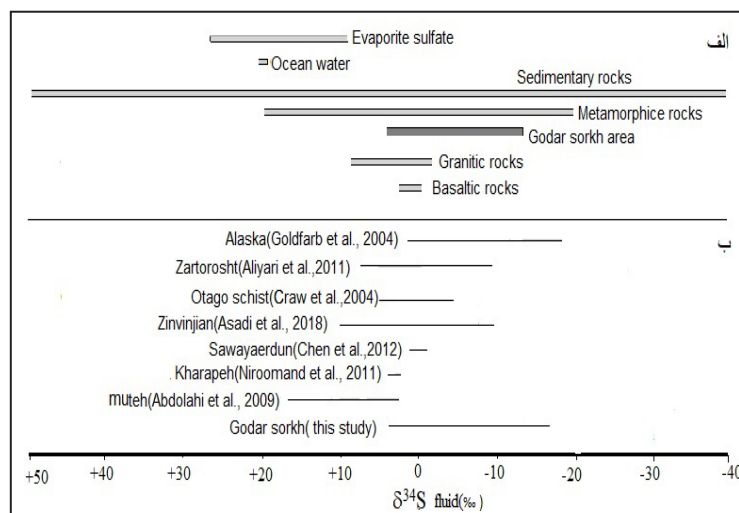
مطالعه نسبت‌های ایزوتوپی پایدار، برای ردیابی منبع سیالات و ترکیبات تشکیل‌دهنده کانسنگ بسیار مفید است (Ohmoto and Rye, 1979). برای اندازه‌گیری ایزوتوپ گوگرد، پنج نمونه پیریت از رگه‌های سولفیدی - سیلیسی در محدوده گذار سرخ انتخاب شد. مقادیر اندازه‌گیری شده $\delta^{34}\text{S}$ در نمونه‌های پیریت بین ۵/۴ + تا ۱۶/۱ - ‰ (نسبت به استاندارد VCDT) متغیر است، که در نمونه‌های پیریت پراکنده دانه نسل اول بازه ۱۵ - تا ۱۶/۱ - ‰ (VCDT) و در نمونه‌های پیریت نسل دوم بازه ۵ - تا ۵/۴ + ‰ را نشان می‌دهد (جدول ۲ و شکل ۸). این تغییرات وسیع در نسبت ایزوتوپی می‌تواند نشان‌دهنده حضور بیش از یک نسل پیریت در نمونه‌ها باشد و افزون بر این گویای این است که گوگرد از یک منبع منشأ نگرفته است. تغییرات مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در شکل ۸ - الف در محدوده سنگ‌های دگرگونی قرار می‌گیرد (Hoefs, 2015). ترکیب ایزوتوپی H_2S سیال گرمایی در تعادل با کانی پیریت در نمونه‌ها محاسبه شد (Ohmoto and Rye, 1979). مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سیال در نمونه‌های پیریت از ۱۷/۳ - تا ۴/۲ + ‰ متغیر است (جدول ۲). همانطور که در شکل ۸ - ب مشاهده می‌شود مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ با دیگر کانسارهای کوه‌زایی در زون سندج - سیرجان و دیگر کانسارهای طلای کوه‌زایی در جهان قابل مقایسه است. به نظر

جدول ۲- مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار S، در زون‌های کانی‌زایی شده در محدوده گذار سرخ.

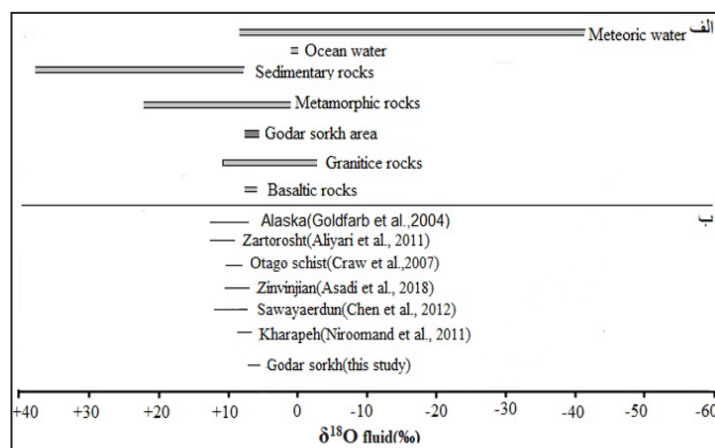
Sample	Mineral	GM-3A Py1	GM-3B Py1	GM-7 Py2	GM-6 Py1	GM-10 Py2
$\delta^{34}\text{S}$ (‰) VCDT	Pyrite	-15	-16.1	+5.44	-15.4	-5.0
$\delta^{34}\text{S}$ (‰) Fluid H_2S	Pyrite	-16.4	-17.3	+4.24	-16.8	-6.2

جدول ۳- مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار O (رگه‌های کوارتز گرمایی)، در زون‌های کانی‌زایی شده در محدوده گدارسرخ.

Sample	Mineral	GM-7	GM-10	GM-6
$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ (VSMOW)	Quartz	+12.	+12.7	+14.3
$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ Fluid	Quartz	+6.4	+6.7	+7.3



شکل ۸- الف) مقایسه مقادیر ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی (Hoefs, 2015)؛ ب) مقایسه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سیال در کانسار گدارسرخ با چند کانسار کوه‌زایی طلا در زون سندج - سیرجان و جهان.



شکل ۹- الف) مقایسه مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ سیال در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی (Hoefs, 2015)؛ ب) مقایسه مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال در کانسار گدارسرخ با چند کانسار کوه‌زایی طلا در زون سندج - سیرجان و جهان. سیرجان و جهان.

۷- بحث

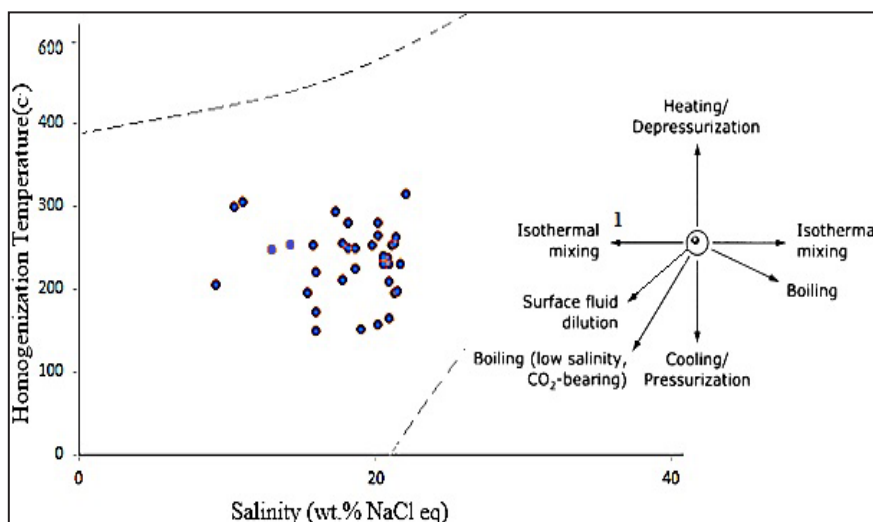
۷-۱- ماهیت و منشأ سیالات کانه‌ساز

در محدوده گدارسرخ میانبارهای سیال حاوی مقادیر قابل توجهی CO_2 است. دمای ذوب میانبارها کمتر از ۵۶/۶ - درجه سانتی‌گراد می‌باشند، سیال در صورتی که متشکل از CO_2 خالص باشد در دمای ۵۶/۶ - درجه سانتی‌گراد منجمد می‌شود و ممکن است دماهای ذوب پایین‌تر به دلیل حضور گازهای دیگر چون CH_4 و N_2 باشد (Goldfarb and Groves, 2015; Groves and Santosh, 2016) از این

رو با توجه به دمای ذوب CO_2 ، احتمالاً مقادیری CH_4 نیز در میانبار سیال حضور دارد. در محدوده مورد مطالعه، ترکیب میانبارهای سیال نشان‌دهنده یک سیستم با ترکیب $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{CO}_2$ است. شوری رگه‌های کوارتز کانی‌زا بین ۹ تا ۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام است. نتایج مطالعات حاکی از نقش احتمالی کمپلکس‌های کلریدی در انتقال یون‌های فلزی در درجه حرارت بالاتر از ۳۰۰

با شوری متفاوت یعنی اختلاط سیال دگرگونی با آب‌های جوی سازوکار احتمالی کانی‌زایی بوده است. (Wilkinson, 2001; Kreuzer, 2005) با توجه به نسبت‌های متغیر مایع/بخار در میانبارها، سرد شدن به دلیل اختلاط در مناطق گسلی باعث ته‌نشینی طلا شده است (Kerrick and Wyman, 1990; Nesbitt, 1991; Asadi et al., 2018). همچنین، دامنه وسیع دمای همگن شدن سیالات شده نیز نشان می‌دهد که احتمالاً فرایند سرد شدن ساده (کاهش درجه حرارت)، یکی دیگر از عوامل مؤثر در ته‌نشست سیال طلا در می‌باشد (شکل ۱۰). نتایج مطالعات میانبارهای سیال در منطقه مورد مطالعه با ذخایر نوع کوهزایی در کمرندهای دگرگونی قابل مقایسه است (Roedder, 1984; Nesbitt, 1991; Robert et al., 1995). در سیستم‌های طلای کوهزایی فرایندهایی همچون برهم کنش سیال-سنگ، جدایش فازی و اختلاط سیالات فرایندهای غالب در ته‌نشست و کانی‌زایی می‌باشند.

درجه سانتی‌گراد است، ولی در کانسارهایی که درجه حرارت‌های پایین‌تر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند، و کانی‌شناسی آنها دلالت بر شرایط احیاکننده دارد، کمپلکس‌های بی‌سولفیدی غالب هستند (Seward, 1973; 1991). در محدوده گدارسرخ نیز به نظر می‌رسد با توجه به فراوانی کانی پیریت و همچنین دامنه دمای همگن شده سیالات، کمپلکس بی‌سولفیدی غالب می‌باشد. در سیستم‌های طلای کوهزایی فرایندهایی همچون برهم کنش سیال-سنگ، جدایش فازی و اختلاط سیالات، فرایندهای غالب در ته‌نشست و کانی‌زایی می‌باشند. با توجه به فراوانی قابل ملاحظه سیالات دوفازی غنی از مایع، فراوانی کم میانبارهای سیال گازی و همگن شدن بیشتر سیالات به فاز مایع، به نظر می‌رسد که در سیالات پدیده اختلاط صورت گرفته است (شکل ۱۰، روند ۱)، افزون بر این دامنه نسبتاً وسیع همگن شدن سیالات در گیر نشان می‌دهد که احتمالاً اختلاط دو سیستم



شکل ۱۰- فرایندهای مختلف تکامل میانبارهای سیال در نمودار شماتیکی دمای همگن شدن- شوری (Wilkinson, 2001).
روند ۱ نشان‌دهنده اختلاط سیال گرمایی با آب‌های جوی است.

در فشار پایین و ژرفای > ۲ کیلومتر رخ داده است، که می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که کانی‌سازی طلا از نوع اپی‌ژونال و کوهزایی است (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005).

۷-۲- الگوی تشکیل و کانی‌زایی طلا در محدوده گدارسرخ

بر اساس مطالعات صورت گرفته، مراحل کانه‌زایی طلا در محدوده گدارسرخ را می‌توان به این شکل بیان کرد که ابتدا توالی‌های آتشفشانی- رسوبی در مقیاس ناحیه‌ای در یک محیط ریفتی و در زمان پالئوزویک فوقانی در منطقه تشکیل شده است. پس از آن همزمان با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و ایجاد سیستم فشارشی در پهنه سندنجد- سیرجان، واحدهای آتشفشانی- رسوبی تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی شکل‌پذیر ناشی از آن، در حد رخساره شیست سبز قرار گرفته‌اند، سپس فرایندهای دگرگونی باعث آب‌زدایی و خروج مواد فرار، توسعه برگ‌وارگی و چین‌خوردگی واحدهای سنگی شده است. در مرحله بعد در طی بالاآمدگی ناحیه‌ای، و تبدیل زمین‌ساخت فشارشی به زمین‌ساخت کششی، دگرشکلی شکنا توسعه یافته است که باعث ایجاد پهنه‌های برشی و گسل‌های نرمال شده است، گسل‌ها و شکستگی‌های تشکیل شده مسیرهای مناسبی برای نفوذ آب‌های جوی ایجاد می‌کنند، این سازوکار باعث نفوذ بیشتر سیالات دگرگونی تولید شده به درون ساختارهای شکنا مانند گسل‌ها و شکستگی‌های کششی می‌شود، سیالات غنی از CO_2 , H_2O , S در طی مسیر طلا را از واحدهای آتشفشانی- رسوبی مسیر شسته و به سمت بالا حمل کرده است، در این مرحله کوارتزهای

مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در ذخایر طلای کوهزایی بین ۶ + و ۱۳ + پرمیل است (McCuaig and Kerrich, 1998; Bierlein and Crowe, 2000). در محدوده گدارسرخ، مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال در بازه ۶/۴ تا ۷/۳ ‰ متغیر است. که در محدوده سیالات دگرگونی قرار می‌گیرد (Sheppard, 1986; Hoefs, 2015). با توجه به بازه باریک $\delta^{18}\text{O}$ سیال کانی‌ساز احتمالاً از یک منبع اولیه سیال دگرگونی حاصل می‌شود (Goldfarb et al., 2005; Dubinina et al., 2011). مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برای ذخایر کوهزایی بسیار متغیر است (Goldfarb and Groves., 2015; Groves and Santosh., 2016). این مقادیر برای کانی‌های سولفیدی در ذخایر طلای کوهزایی در بازه ۲۰- تا ۲۵+ پرمیل نشان داده شده است (Goldfarb and Groves, 2015). طیف وسیع مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کانی پیریت (۱۷/۳- تا ۴/۲+ ‰) در گدارسرخ، نشان‌دهنده منبع غیر یکنواخت برای طلا و دیگر عناصر همراه و به احتمال زیاد سنگ‌های رسوبی تخریب شده و غنی از مواد آلی است. و افزون بر این، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در سنگ‌های منطقه می‌تواند بیانگر این باشد که بخش وسیعی از این سولفیدها به وسیله سیالاتی که گوگرد آنها از سنگ میزبان دگرگونی منشأ گرفته است، شکل گرفته‌اند (Abdollahi et al., 2009). در محدوده مورد مطالعه، مراحل مختلف دگرشکلی و ایجاد فابریک‌های جدید و ساختارهای مختلف از مشخصات سنگ‌ها است (علی‌یاری و همکاران، ۱۳۹۰). کانی‌سازی اقتصادی طلا در مناطق برشی شکل‌پذیر - شکنا روی داده است، دمای کانی‌سازی حدود ۲۷۵-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد است، در محدوده گدارسرخ سیالات در فشارهای پایین به دام افتاده‌اند و کمترین ژرفای کانی‌زایی

زمین‌ساخت کشتی، توسعه دگرشکلی شکنا، ایجاد شکستگی‌ها و گسل‌های نرمال سیالات دگرگونی به درون ساختارهای شکنا مانند گسل‌ها و شکستگی‌ها وارد شده و ته‌نشینی طلا همراه با پیریت صورت می‌گیرد. این کانسار دارای کنترل‌کننده‌های ساختاری قوی مانند گسل‌ها، پهنه‌های برشی، چین‌ها و نیز زون‌های نامقاوم بین واحدهای سنگ‌شناسی مختلف است. بر اساس ویژگی‌های اصلی زمین‌شناسی و کانی‌سازی از جمله فرارگیری در پهنه دگرگونی- ماگمایی سندیج - سیرجان، جایگاه زمین‌ساختی، ماهیت و نقش کنترل‌کننده‌های ساختاری، سنگ‌شناسی، دگرسانی، ساخت، میانبارهای سیال با مقادیر بالای CO_2 ، نتایج مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار، و کنترل کانه‌زایی توسط پهنه‌های برشی شکل‌پذیر- شکنا و همچنین دگرگونی شست سبز، کانی‌زایی طلا در محدوده گذار سرخ بیشترین شباهت را با کانسارهای طلای کوه‌زایی دارد.

سپاسگزاری

این پژوهش با همکاری دانشگاه شهید بهشتی و شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران انجام شد. از مدیران، کارشناسان و همکاران مختلفی که در انجام این پژوهش ما را یاری نمودند، سپاسگزاریم و همچنین از حمایت‌های صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور قدردانی می‌کنیم.

گرمایی و پیریت تشکیل می‌شوند. به نظر می‌رسد که طلا تحت شرایط احیایی و توسط کمپلکس بی‌سولفیدی حمل و نقل یافته است که با تغییر پارامترهای فیزیکی- شیمیایی محیط، کمپلکس‌های بی‌سولفیدی ناپایدار شده و ته‌نشست می‌شوند، البته مقادیر شوری و دما نیز حاکی از نقش احتمالی کمپلکس‌های کلریدی در نقل و انتقال یون‌های فلزی است. با توجه به اینکه کانی‌زایی در مجاورت گسل‌های نرمال و شکستگی‌ها تشکیل شده است، به نظر می‌رسد سیالات دگرگونی که از طریق گسل‌ها و شکستگی‌ها به سطوح فوقانی کانسار نفوذ کرده و گرم شده‌اند با آب‌های جوی اختلاط نموده و سبب دگرگونی پسروده، دگرسانی و کانه‌زایی شده‌اند، در مراحل آخر بالاآمدگی به دلیل توسعه ساختارهای کشتی مانند گسل‌های نرمال و امتدادلغز و ایجاد فضاهای مناسب‌تر جهت تمرکز طلا کانه‌زایی طلا به شکل اقتصادی رخ می‌دهد، و رگه- رگچه‌های کوارتز- کربنات- سولفید طلادار همراه با کوارتزهای و پیریت تشکیل می‌شوند. پس از آن و در نتیجه هوازدگی و فرسایش سولفیدها به اکسید و هیدرواکسیدهای آهن (لیمونیت، هماتیت، گوتیت) تبدیل شده، که باعث آزادسازی طلا از شبکه پیریت شده است.

۸- نتیجه‌گیری

محدوده گذار سرخ در مرکز زون سندیج- سیرجان واقع شده است، که خود بخشی از کمربند کوه‌زایی و متالورژی آلپ هیمالیاست، که با ایجاد

کتابنگاری

گزارش نقشه زمین‌شناسی ۵۰۰:۱ محدوده گلیایگان واقع در استان اصفهان، ۱۳۹۵، شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران.
علی‌یاری، ف.، ۱۳۹۰، عوامل کنترل‌کننده، سن، ژنز و تیپ کانه‌زایی در کانسار طلای زرترشت، جنوب غرب جیرفت، سندیج - سیرجان جنوبی، پایان‌نامه دکترا، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۵۰۵ ص.
رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۸۱، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های متاولکانوسدیمتری و پلوتونیک منطقه موته (جنوب دلیجان، با نگرشی ویژه به خاستگاه کانی‌سازی طلا)، پایان‌نامه دکترا، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۴۳۶ ص.

References

- Abdollahi, M. J., Karimpour, M. H., Kheradmand, A., and Zarasvandi, A. R., 2009. Stable isotopes (O, H, and S) in the Muteh gold deposit, Golpaygan area, Iran. *Natural Resources Research*, 18(2): 137– 151. <https://doi.org/10.1007/s11053-009-9103-3>.
- Aliyari, F., Rastad, E., and Mohajjel, M., 2012. Gold Deposits in the Sanandaj–Sirjan Zone: Orogenic Gold Deposits or Intrusion- Related Gold Systems. *Resource Geology*, 62(3): 296-315. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2012.00196.x>.
- Asadi, S., Niroomand, S., and Moore, F., 2018. Fluid inclusion and stable isotope geochemistry of the orogenic-type Zinvinjian Cu–Pb–Zn–Au deposit in the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, Northwest Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 184, pp.82-96. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2017.10.013>.
- Bierlein, F. P., and Crowe, D. E., 2000. Phanerozoic orogenic lode gold deposits: Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 103-139. <https://doi.org/10.5382/Rev.13.03>.
- Brown, P.E., Lamb, W.M., 1989. P-V-T properties of fluids in the system H_2O+CO_2+NaCl : New graphic presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. Acta* 53 1209-1221.
- Chen, H. Y., Chen, Y. J., and Baker, M., 2012. Isotopic geochemistry of the Sawayaerdun orogenic-type gold deposit, Tianshan, northwest China: implications for ore genesis and mineral exploration. *Chemical Geology*, 310, pp.1-11. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.03.026>.
- Craw, D. and Campbell, J.R., 2004. Tectonic and structural setting for active mesothermal gold vein systems, Southern Alps, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 26(6-7), pp.995-1005. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.012>.
- Craw, D., MacKenzie, D. J., Pitcairn, I. K., Teagle, D. A. H., and Norris, R. J., 2007. Geochemical signatures of mesothermal Au-mineralized late-metamorphic deformation zones, Otago Schist, New Zealand. *Geochemistry: exploration, environment, analysis*, 7(3), pp.225-232. <https://doi.org/10.1144/1467-7873/07-137>.
- Diamond, L.W., 2003. Glossary: Terms and symbols used in fluid inclusion studies. In: Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (Eds.), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral Association of Canada, Quebec, pp. 363–372. <https://doi.org/10.1007/s00126-004-0411-6>.
- Dubina, E.O., Baskina, V.A., and Avdeenko, A.S., 2011. Nature of ore-forming fluids of the Dal'negorsk deposit: Isotopic and geochemical parameters of the altered host rocks. *Geol. Ore Deposit* 53, 58–73. <https://doi.org/10.1134/S107570151101003X>.
- Ghasemi, A., and Talbot, C. J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6), 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., and Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.* 18, 1–75. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(01\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(01)00016-6).
- Goldfarb, R.J., Ayuso, R., Miller, M.L., Ebert, S.W., Marsh, E.E., Petsel, S.A., Miller, L.D., Bradley, D., Johnson, C., and McClelland, W., 2004. The late cretaceous Donlin Creek gold deposit, Southwestern Alaska: Controls on epizonal ore formation. *Economic Geology*, 99(4), pp.643-671. <https://doi.org/10.2113/99.4.643>.

- Goldfarb, R. J., Baker, T., Dube, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., and Gosselin, P., 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Econ. Geol.* 100, 407-450. <https://doi.org/10.5382/AV100.14>.
- Goldfarb, R. J., and Groves, D. I., 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233: 2-26. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011>.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., and Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*. 13(1-5): 7- 27. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00012-7).
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., and Hart, C.J.R., 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research and exploration significance. *Economic Geology*. 98(1): 1- 29. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.1>.
- Groves, D. I., and Santosh, M., 2016. The giant Jiaodong gold province: the key to a unified model for orogenic gold deposits? *Geoscience Frontiers*, 7(3): 409-417. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.08.002>.
- Hass, J. L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure, *Economic Geology*, 66(6), pp 940-946. DOI: 10.2113/ gsecongeo.66.6.940.
- Hodkiewicz, P.F., Groves, D.I., Davidson, G.I., Weinberg, R.F., and Hagemann, S.G., 2009. Influence of structural setting on sulphur isotopes in Archean orogenic gold deposits, Eastern Goldfields Province, Yilgarn, Western Australia. *Miner Deposita*. 44, 129– 150. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0211-5>.
- Hoefs, J., 2015. Theoretical and experimental principles. In *Stable isotope geochemistry* (pp. 1-46). Springer, Cham. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-70708-0-1>.
- Kerrick, R., and Wyman, D., 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes. *Geology* 18, 882–885. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0882:GSOMGD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0882:GSOMGD>2.3.CO;2).
- Kouhestani, H., Rastad, E., Rashidnejad-Omran, N., and Mohajjel, M., 2006. Gold Mineralization in Chah-Bagh Ductile-Brittle Shear Zones, Muteh Mining District, Sanandaj-Sirjan Zone. *Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES*, 60(15): 142-165. <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2009.57851>.
- Kouhestani, H., Rashidnejad-Omran, N., Rastad, E., Mohajjel, M., Goldfarb, R.J., and Ghaderi, M., 2014. Orogenic gold mineralization at the Chah Bagh deposit, Muteh gold district, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 91: 89-106. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.04.027>.
- Kreuzer, O.P., 2005. Intrusion-hosted mineralization in the Charters Towers Goldfield, North Queensland: new isotopic and fluid inclusion constraints on the timing and origin of the auriferous veins. *Economic Geology*, 100(8), pp.1583-1603. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.100.8.1583>.
- Méheut, M., Lazzeri, M., Balan, E., and Mauri, F., 2007. Equilibrium isotopic fractionation in the kaolinite, quartz, water system: Prediction from first-principles density-functional theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(13), pp.3170-3181. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.04.012>.
- McCuaig, C., and Kerrich, R., 1998. P-T-t-Deformation-Fluid Characteristics of Lode Gold Deposits: Evidence from Alteration Systematics. *Ore Geology Reviews*, 12, 381-453. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(98\)00010-9](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(98)00010-9).
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397-412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4).
- Nesbitt, B.E., 1991. Phanerozoic gold deposits in tectonically active continental margins, in Foster, R.P., editor, *Gold Metallogeny and Exploration*: Blackie and Sons Ltd., Glasgow, p. 104-132. DOI: 10.1007/978-1-4613-0497-5_4.
- Niroomand, Sh., Goldfarb, R.J., Moore, F., Mohajjel, M., and Marsh, E.E., 2011. The Kharapeh orogenic gold deposit: geological, structural, and geochemical controls on epizonal ore formation in West Azerbaijan Province, Northwestern Iran. *Mineralium Deposita*. 46, 409– 428. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0335-x>.
- Ohmoto, H., and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes, H.L., (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Wiley, New York, 798 p. <https://ci.nii.ac.jp/naid/10003419528/>.
- Rashidnejad-Omran, N., Emami, M.H., Sabzehei, M., Pique, A., Rastad, F., Behhon, H., and Juteau, T., 2001. Metamorphic and Magmatic event of the Muteh Gold Mine (Northeast Golpayegan), *GEOSCIENCES*, 11(43–44):88–99. (in Persian). <https://www.sid.ir/en/journal/ViewPaper.aspx?id= 30925>.
- Robert, F., Boullier, A.M., and Firdaus, K., 1995. Gold - quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7): 12861-12879. <https://doi.org/10.1029/95JB00190>.
- Roedder, E., 1984. Volume 12: Fluid inclusions. Mineralogical Society of America.
- Sakhdari, M., Behzadi, M., Yazdi, M., Rachidnejad-Omran, N., and Sadeghi Naeini, M., 2021. Geology, Mineralization and Geochemistry of Au in the Godar Sorkh area, Muteh region, Sanandaj-Sirjan zone, *Journal of Economic Geology*, 13(2), pp. 245-265. Doi: 10.22067/ econg. v13i2.85427.
- Sheikholeslami, M.R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H., and Hashem Emami, M., 2008. Tectono-magmatic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-sefid area (SanandajSirjan Zone, SW Iran). *J. of As. Ear. Sc.*, 31: 504–521.
- Seward, T. M., 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 379-399. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90207-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90207-X).
- Seward, T.M., 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. In: Foster, R. P. (Ed.), *gold metallogeny and exploration*. Blakie and Sons Ltd, pp. 37-62. https://doi.org/10.1007/978-1-4613-0497-5_2.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., and Alderton, D.H., 1985, A practical guide to fluid inclusion. <https://www.amazon.com/Practical-Guide-Fluid-Inclusion-Studies/dp/0216916461>
- Sheppard, S.M.F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. *Rev. Mineral.* 16, 165–183. <https://doi.org/10.1515/9781501508936-011>. <https://www.amazon.com/Practical-Guide-Fluid-Inclusion-Studies/dp/0216916461>.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: *Lithos*. 55, 229- 272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5).
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185– 187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.

Original Research Paper

Mineralization, fluid inclusion, and stable isotope studies (O, S) of the Godar Sorkh gold deposit, Muteh, Sanandaj-Sirjan

Monireh Sakhdari¹, Mehrdad Behzadi^{1*}, Mohammad Yazdi¹, Nematollah Rashidnejad-Omran² and Morteza Sadeghi Naeini³

¹Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

²Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³Department of Mine, Faculty of Mining Engineer, Amirkabir University of Technology, Tehran, Iran.

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 August 08

Accepted: 2021 December 27

Available online: 2022 September 23

Keywords:

Organic Gold

Fluid Inclusion

Stable Isotope

Godar Sorkh

Sanandaj-Sirjan Zone

ABSTRACT

The Godar Sorkh area is located in the central part of the Sanandaj-Sirjan zone, 20 km southwest of the Muteh region. Gold mineralization at Godar Sorkh occurs in quartz-sulfide veins that hosted in metasedimentary rocks. Veins of mineralization typically formed along normal faults. Rock sequences are affected by several deformation phase, gold mineralization occurs in ductile to ductile-brittle shear zones and had been under poly-phase metamorphism. The main alterations are Sulfidation, carbonization, silicification, chloritization, and sericitization. Ore-mineral assemblages include pyrite and chalcopyrite, arsenopyrite, sphalerite, galena, and Fe-oxide. Mean homogenization temperature in gold-bearing quartz range between 275°C and 300°C. Fluid inclusions in quartz veins are dominated by CO₂-H₂O-NaCl fluid. Salinity ranges from 9 to 17 wt. % NaCl equivalent. Corresponding to a depth of <2 km, Godar Sorkh deposit is formed in epizonal environment. Measured δ¹⁸O values for the gold-bearing quartz range between 12.7 to 14.3 permil, estimated δ¹⁸O_{fluid} values range from +6.4 to +7.3 permil, δ³⁴S values range from -16 to +5 permil, and estimated δ³⁴S_{fluid} values range from +4.2 to -17.3 permil. Fluid inclusion and stable isotope studies on ore-bearing quartz-sulfide veins indicating the major role of metamorphic fluids. Gold derived from metasedimentary rocks. Gold mineralization in the Godar sorkh deposit classified as an orogenic gold deposit.

* Corresponding author: Mehrdad Behzadi; E-mail: m_behzadi@sbu.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2021.291598.1914

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.3.2.6

