

کانه‌زایی و مطالعات میانبارهای سیال و ایزوتوپ گوگرد در کانسار شکرینگ، جنوب باختر مهاباد، پهنه سندج - سیرجان

اعظم بهاروندی^۱، محمد لطفی^۲، مجید قادری^۳، محمدرضا جعفری^۴ و حسینعلی ناج‌الدین^۵

^۱دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۴استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۵استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۸/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۲/۰۱

چکیده

کانسار باریت شکرینگ در ۴۶ کیلومتری جنوب باختر مهاباد، در شمال باختر پهنه سندج - سیرجان جای دارد. واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده شکرینگ، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی دگرگون شده به سن پروتروزوییک پسین، معادل سازند کهر هستند. ماده معدنی اصلی، به صورت عدسی‌های باریت چینه‌سان در سه افق همراه با کانه‌های سولفیدی است که به صورت توده‌ای و یا نوارهای موازی درون توف‌های ریولیتی دگرگون شده (مناوف) قرار دارد. کمربند کانسار از فلیت و اسلیت تشکیل شده و توسط رگه و رگچه‌های سیلیسی و باریتی سولفیددار (پهنه استرینگر) قطع شده است. کانی‌های اولیه در این کانه‌زایی بیشتر باریت، پیریت، مارکاسیت، کالکوپیریت و تا حدودی بورنیت و کانی‌های ثانویه بیشتر کالکوسیت، کولیت، مالاکیت، سیدریت، گونیت، همتایت و هیدروکسیدهای آهن است. کانی‌های باطله نیز شامل کوارتز، سریسیت، کلسیت، دولومیت، فلدسپار و کلریت است. کانسار شکرینگ از دید کانه‌های فلزی گوناگونی چندانی ندارد و تنها شامل پیریت و کالکوپیریت است. میانبارهای سیال موجود در کانسار شکرینگ از دید نوع به‌طور کلی شامل دوفازی مایع - گاز (LV)، تک‌فازی گاز و تک‌فازی مایع است و نوع دوفازی مایع - گاز (LV) فاز چیره در هر دو بخش استرینگر و چینه‌سان است. داده‌های ایزوتوپ گوگرد، سیال اصلی مسئول کانه‌زایی در کانه‌زایی شکرینگ را آب دریا نشان داده است؛ بدین صورت که اسیای کامل سولفات آب دریا به عنوان سیال اصلی مسئول کانه‌زایی و نرخ سرعت آمیختگی محلول گرمایی با آب‌های سرد در بخش‌های ژرف حوضه، سبب نهشت سولفیدها با محدوده وسیع در پهنه استرینگر و چینه‌سان شده است. از سوی دیگر اسیای جزئی سولفات آب دریا، گوگرد مورد نیاز برای نهشت باریت را فراهم آورده است. شواهد زمین‌شناسی، اریزایی، سنگ‌چینه‌نگاری، شکل کانه‌زایی و نتایج حاصل از مطالعات میانبارهای سیال و ایزوتوپ گوگرد در نمونه‌های موجود در کانسار شکرینگ، نشان‌دهنده منشأ گرفتن سیال‌های گرمایی با شوری کم و دمای متوسط از آب دریا، چرخش و حرکت رویه بالای آن در اثر گرم شدن توسط یک منبع گرمایی (احتمالاً توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق) و در پایان سرد شدن و نهشته شدن سیال‌ها به صورت سولفات و سولفید روی بستر دریا در اثر آمیختگی با آب دریا مشابه با کانسارهای سولفید توده‌ای نوع کوروکو است.

کلیدواژه‌ها: باریت، ماسیوسولفید، میانبار سیال، ایزوتوپ گوگرد، پروتروزوییک پسین، شکرینگ، ایران.

نویسنده مسئول: محمد لطفی

E-mail: M_toffi@ries.ac.ir

۱- پیش‌نویس

با کانی‌سازی فلوریت در پاچی میانا) و کرتاسه (کانسار باریت مهدی‌آباد در کنار کانی‌سازی سرب روی مهدی‌آباد و کانسارهای باریت در نزدیکی پاره‌ای از کانسار سرب و روی محور ملایر اصفهان) پدید آمده‌اند (قربانی، ۱۳۸۱).

کانه‌زایی باریت در پرکامبرین پسین کامبرین پیشین، همراه با دولومیت‌های سازند سلطانیه در البرز و آذربایجان و یا با سنگ‌های هم‌ارز آن در ایران مرکزی صورت گرفته است. هر چند کانی‌سازی باریت در سنگ‌های یاد شده در بسیاری نقاط دیده می‌شود، ولی به دلیل اینکه کار علمی کمی روی آنها انجام شده، کانسارهای اقتصادی این بخش کمتر شناخته شده است (قربانی، ۱۳۸۱).

کانسار باریت شکرینگ در فاصله ۴۶ کیلومتری جنوب باختر مهاباد در شمال باختر پهنه سندج سیرجان جای دارد. با توجه به قرار گرفتن کانسار شکرینگ در واحدهای پروتروزوییک پسین سندج سیرجان، اهمیت دارد که تحولات زمین‌شناسی و ساختاری منطقه و ارتباط آنها با کانه‌زایی شکرینگ به دقت مورد توجه قرار گیرد. بنابراین در ابتدا به معرفی زمین‌شناسی منطقه و جایگاه کانسار باریت شکرینگ در آن پرداخته می‌شود و در ادامه شواهدی از تحولات سیال‌های گرمایی کانه‌ساز در کانسار باریت شکرینگ ارائه می‌شود.

اهمیت پژوهش حاضر آن است که این نوع کانه‌زایی در توالی رسوبی آتشفشانی پروتروزوییک پسین بخش شمالی سندج سیرجان گسترش داشته و به صورت رخدادهای خوشه‌ای از اندیس‌ها و کانسارهای کوچک و بزرگ و با فاصله چند کیلومتر از یکدیگر قابل پی‌گیری است. بنابراین کانسار شکرینگ می‌تواند به عنوان

بر پایه Hanor (2000) ذخایر باریت از دید چگونگی تشکیل و محیط نهشت به ۴ گروه تقسیم می‌شوند: ۱) باریت در سیستم‌های آتشفشانی زیردریایی با باریت گرمایی شامل سولفات توده‌ای با میزان آتشفشانی (VHMS) و یا به صورت ذخایر برون‌دمی رسوبی (سدکس، ۲) باریت پلاژیوک سنوزوییک و باریت پراکنده در رسوبات اعماق دریا؛ ۳) کانسارهای باریت اپی‌ژنتیک و تبخیری‌ها؛ ۴) باریت با منشأ آذرین و آذرین گرمایی فاره‌ای.

نهشته‌های سولفید (و یا سولفات) توده‌ای با میزان آتشفشانی (VHMS: Volcanic Hosted Massive Sulfide) از چرخش سیال‌های گرمایی در جایگاه‌هایی مانند پشته‌های میان اقیانوسی با پهنه‌های کشتی پشته کمانی، بالا می‌آیند و به صورت لنت سولفید توده‌ای چینه‌سان و در شکل و اندازه متفاوت در نزدیکی به کف دریا و یا کف دریا نهشته می‌شوند. بسیاری از این ذخایر در زیر بخش توده‌ای به صورت سامانه رگه و رگچه‌هایی از کانستگ سولفیدی متقاطع هستند که به نام پهنه استرینگر یا تغذیه‌کننده شناخته می‌شود (Shanks and Koski, 2012).

تاکنون بیش از ۱۰۰ کانسار و نشانه معدنی باریت در ایران شناخته شده است. کانسارهای باریت، خاستگاه‌های گوناگونی همچون رسوبی، رسوبی آتشفشانی، گرمایی و غیره دارند. کانی‌سازی باریت در ایران از پرکامبرین پسین تا پلوسن قابل پیگیری است، ولی فازهای مهم کانی‌سازی باریت در ایران در زمان‌های پرکامبرین پسین کامبرین پیشین (معدن باریت میرسه محمودآباد، معدن شکرینگ و معدن باریت سرخاب)، پرمن تریاس (باریت همراه با سرب و روی الیکا و دونا و نیز همراه

اصلی در واحد چهارم و کانسار اصلی شکرینگ به صورت عدسی باریتی تا ۸ متر سترا و یک عدسی کم سترا (بیشتر ۰/۵ متر) در زیر عدسی اصلی دیده شده است که در حال حاضر به عنوان معدن باریت شکرینگ در حال استخراج است. در این کانسار، کاندهزایی در ارتباط با واحدهای متاتوفی بوده و با افزایش حجم سنگ‌های متاتوفی در بخش‌های بالایی سکانس چینه‌شناسی، مقدار آن به اوج خود رسیده و کانسار شکرینگ را تشکیل داده است. بر این اساس، کاندهزایی شکرینگ به افق‌های چینه‌ای خاص در واحدهای اول، سوم و چهارم و به متاتوف‌های ریولیتی فلیسک موجود محدود می‌شود.

بیشتر ماده معدنی به صورت باریت و کانی‌های سولفیدی در بخش چینه‌سان و رگه رگچه‌های کوآرتز سولفیدی متقاطع به صورت پهنه تغذیه‌کننده در زیر بخش چینه‌سان و درون توف‌های ریولیتی دگرگون شده قرار دارد و سنگ‌های فیلیتی و اسلیتی به عنوان کرباپین و کربالای آن و به صورت میان‌لایه با توف‌های ریولیتی قرار دارند. سنگ‌های درونگیر به شدت دارای دگرسانی سربستی هستند، به گونه‌ای که به رنگ سفید، خاکستری روشن تا کرم آجری رنگ در آمده‌اند. متاتوف‌های ریولیتی افزون بر سولفید، دارای رگه‌های کوآرتز فراوان و باریت هستند و همه توالی به همراه کاندهزایی در اثر فرایندهای زمین‌ساختی بعدی تحت تأثیر عملکرد پهنه‌های برشی و دگرشکلی قرار گرفته‌اند (شکل ۴).

بیکره ماده معدنی در کانسار شکرینگ شامل دو بخش است؛ پهنه چینه‌سان به صورت هم‌روند با لایه‌بندی سنگ‌های درونگیر متشکل از کانده‌های سولفیدی به صورت پراکنده، توده‌ها و عدسی‌های کوچک، به همراه عدسی و لایه‌های باریتی در بالاترین بخش سکانس و پهنه استرینگر شامل رگه رگچه‌های قطع‌کننده در زیر بخش چینه‌سان است.

در اثر فازهای دگرگونی و دگرشکلی پهنه چینه‌سان هم‌روند با سنگ میزبان (S_1) دارای برگوارگی (S_1) و (S_2) و بودناژ می‌شود و تاریخچه بکسانی با سنگ میزبان نشان می‌دهند. عملکرد پهنه برشی روی این بخش، بیشتر با تشکیل ساختارهای شکل‌پذیر، بافت نواری کانده‌های سولفیدی، برگوارگی (S_1)، فابریک‌های C و S، بودن شدگی و چین خوردگی در کانسار سنگ‌های سولفیدی و باریتی و به مقدار کم با ایجاد دگرشکلی شکنا به صورت بافت‌های کاتاکلاستیک در پیرت‌ها و تشکیل ریزشکستگی‌ها در نوارهای سیلیسی مشهود است (شکل ۵). عملکرد پهنه برشی شکرینگ بر پهنه استرینگر کانسار، افزون بر چین خوردگی برگوارگی‌های مرحله اول (S_1) و تشکیل و گسترش برگوارگی‌های مرحله دوم (S_2) در متاتوف‌های دگرسان شده میزبان رگه‌های سیلیسی، به چین خوردگی، بودن شدگی و ایجاد شکستگی در رگه‌های سیلیسی پهنه استرینگر نیز انجامیده است؛ به طوری که بیشتر رگه‌های سیلیسی این پهنه، به صورت موازی تا نیمه موازی با برگوارگی‌های حاصل از دگرشکلی مرحله دوم (S_2)، جهت یافته شده‌اند (شکل ۶).

۴- نمونه برداری و روش مطالعه

به منظور شناخت ماهیت فیزیکوشیمیایی سیال کانده‌ساز و بررسی روند تغییرات شیمی و دمای سیال (با سیال‌های) کانده‌ساز در طی تشکیل کانسار، مطالعات سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی میانبارهای سیال روی ۷ نمونه از کانسنگ باریتی کانسار شکرینگ و ۹ نمونه از رگه‌های سیلیسی پهنه استرینگر انجام گرفته است. در پژوهش‌های میکروسکوپی برای مطالعه میانبارهای سیال از مقاطع دوبرصیقل با سنبرای ۱۰۰ میکرون استفاده شده است.

مطالعات به‌طور همزمان در آزمایشگاه میانبارهای سیال سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و آزمایشگاه کانی‌شناسی مؤسسه تحقیقات پیرشرفه و فرآوری مواد معدنی ابران صورت گرفته است. این بررسی‌ها در هر دو آزمایشگاه به کمک صفحه گرم‌کننده و منجمدکننده مدل Linkam (THMS600) انجام شده است؛ با این تفاوت که سامانه یادشده در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور روی میکروسکوپ Nikon و در آزمایشگاه کانی‌شناسی

یک مطالعه موردی (case study) برای درک چگونگی کانی‌سازی باریت در این منطقه معرفی شود و در برنامه‌های اکتشافی مورد استفاده قرار گیرد. بنابراین در این پژوهش با استفاده از ایزوتوپ پایدار گوگرد و ریزدماسنجی میانبارهای سیال، شرایط کاندهزایی کانسار باریت شکرینگ مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- زمین‌شناسی

محدوده معدنی شکرینگ، با مختصات جغرافیایی $29^{\circ} 52' 36''$ N و $45^{\circ} 18' 12''$ E، از دید تقسیمات ساختاری در شمال باختر پهنه دگرگونی ستندج سیرجان (Stocklin, 1968; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003) جای دارد که خود بخشی از کوهزاد زاگرس به شمار می‌رود (شکل ۱). بسیاری از پژوهشگران، محیط اولیه تشکیل پهنه ستندج سیرجان را کافت درون‌فاره‌ای و حوضه‌های اولاکوژن و اولاکوژنوسکلینال دانسته‌اند که در ادامه گسترش پیدا کرده و تکامل آن سبب ظهور اقیانوس نوتیس شده است (نیوی، ۱۳۵۵؛ سیزه‌ای، ۱۳۷۵؛ Sabzehei, 1994; Stocklin, 1968; Berberian and King, 1981). بر پایه مطالعات زمین‌دینامیکی پهنه ستندج سیرجان (Alavi, 2007) در زمان نیو پروتروزویک تا دونین، یک حوضه سکوبی حاشیه فاره‌ای و کشتی بوده که با رخداد نازک‌شدگی پوسته در پالتوزویک پایینی همراه بوده است (Rashidnejad-Omran et al., 2002). کهن‌ترین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، مجموعه‌ای متشکل از فیلیت، شپست، اسلیت، متاریولیت و گتاپس‌های منسوب به پرکامبرین هستند که به دگرگونی‌های مهاباد معروفند (عصرانی و خازنیا، ۱۳۸۲). مجموعه دگرگونی PE^{sh} میزبان کاندهزایی شکرینگ بوده که متشکل از شپست، اسلیت و فیلیت و معادل با واحد PE^k است.

با توجه به آنکه منطقه شکرینگ یک تاقدیس خوابیده را شامل می‌شود که دارای روند محوری NNW-SSE و شیب ENE55 است (شکل ۲)، برای بررسی توالی میزبان، پیمایش در سوی عمود بر محور تاقدیس و از هسته به سوی پال‌ها و به صورت عمود بر لایه‌بندی انجام شد. بر پایه بررسی‌های انجام شده، این واحد شامل توالی از سنگ‌های آتشفشانی رسوبی با دگرگونی درجه پایین بوده که از قدیم به جدید و از پایین به بالا عبارتند از (شکل ۳):

- ۱) واحد PE^1 : شامل متاتوف‌های ماسه‌سنگی کانده‌دار و اسلیت.
- ۲) واحد PE^2 : شامل اسلیت و فیلیت همراه با دگرسانی به اکسید و هیدروکسیدهای آهن.
- ۳) واحد PE^3 : شامل متاتوف‌های ماسه‌ای کانده‌دار و فیلیت.
- ۴) واحد PE^4 : شامل تناوبی از فیلیت، اسلیت، متاکریستال توف کانده‌دار، متاتوف ماسه‌ای کانده‌دار و شیل اسلیتی تا فیلیتی سیاه رنگ.
- ۵) واحد PE^5 : اسلیت تا سیمی اسلیت بالایی همراه با دگرسانی به اکسید و هیدروکسیدهای آهن.

از میان واحدهای بالا، واحدهای ۱ و ۲ ستبرای کمتر و به علت فرارگیری در هسته تاقدیس گسترش و رخنمون کمتری نسبت به واحدهای ۳ و ۴ دارند. با این وجود، واحد ۴ که میزبان کاندهزایی اصلی شکرینگ است، بیشترین ستبرا و گسترش را در منطقه دارد (شکل ۳). واحدهای اشاره شده در هر دو پال باختری و خاوری تاقدیس رخنمون دارند. با این وجود، دامنه خاوری ارتفاع بیشتری دارد و توسط رسوبات آبرفتی پوشیده شده است. پال باختری نیز بیشتر شامل فیلیت و متاتوف است و قابلیت فرسایش‌پذیری بیشتر و شیب کمتری دارد.

۳- کاندهزایی

طبق شکل ۳ عدسی‌های باریتی کانسار شکرینگ در توالی آتشفشانی رسوبی به صورت چینه‌کران و چینه‌سان، دست کم در سه افق معدنی کانده‌دار به ترتیب در واحدهای اول، سوم و چهارم توالی میزبان رخ داده است. کاندهزایی در واحدهای اول و سوم به صورت عدسی‌ها و توده‌های کوچک باریت \pm سولفید است و کاندهزایی

در زمینه کانی‌های باریت پراکنده‌اند (شکل ۸ الف). میانبرهای سیال ثانویه (L)، در اشکال کشیده در امتداد ریزشکستگی‌های ترمیم یافته، تمرکز یافته‌اند (شکل ۸ ب). شکل ظاهری و نوع میانبرهای سیال در نمونه‌های باریتی، مشابه با میانبرهای سیال دیده شده در نمونه‌های کوارتزی است؛ با این تفاوت که اندازه میانبرهای سیال در نمونه‌های باریتی به طور محسوسی کوچک‌تر (بیشینه ۱۱ میکرون)، ولی تعداد آنها بیشتر است.

۶- ریزدماسنجی میانبرهای سیال

در این پژوهش، تجزیه ریزدماسنجی میانبرهای سیال در هر دو نوع نمونه‌های کوارتزی پهنه استرینگر و باریت پهنه چینه‌سان، تنها روی میانبرهای سیال دوفازی مایع گاز (LV) و میانبرهای کیماب CO_2 دار، به دلیل اولیه و درشت‌تر بودن آنها انجام شده است (بر پایه Yermakov et al., 1965) و از مطالعه میانبرهای ثانویه، دوفازی گاز مایع و تک‌فازی مایع چشم‌پوشی شد.

در نمونه‌های کوارتزی پهنه استرینگر، محدوده آخرین نقطه ذوب یخ (Tm ice) از ۰/۲ تا ۶/۲ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده که به ترتیب معادل با شوری‌های ۰/۳۳ تا ۹/۴۵ درصد وزنی NaCl هستند (شکل ۹ الف). محدوده آخرین نقطه ذوب یخ (Tm ice) در نمونه‌های باریت مربوط به پهنه چینه‌سان، از ۰/۲ تا ۱۲ درجه سانتی‌گراد ثبت شده است که به ترتیب معادل شوری‌های ۰/۳۳ تا ۱۵/۹۶ معادل درصد وزنی NaCl هستند (شکل ۹ ب؛ Bodnar, 1993). بنابراین درجه شوری میانه برای هر دو نوع نمونه‌های سیلیسی و باریتی به ترتیب ۵/۶۳ و ۴/۶ معادل درصد وزنی NaCl است که کمی بیشتر از درجه شوری آب دریا (۳/۵) درصد وزنی NaCl) و نزدیک به آن است. میانبرهای با شوری پایین نشان از منشأ آب دریا برای سیال مسئول کانه‌زایی و آمیختگی با آب دریا دارند.

محدوده دمای همگن‌شدگی برای میانبرهای سیال در نمونه‌های سیلیسی (پهنه استرینگر) و باریتی (بخش چینه‌سان کانسار) انجام پذیرفت. محدوده دمای همگن‌شدگی برای نمونه‌های کوارتزی برداشت شده از رگه‌های سیلیسی پهنه استرینگر از ۱۶۵ تا ۳۸۰ و با میانگین ۲۸۹ درجه سانتی‌گراد (میانه ۲۹۲) است (شکل ۱۰ الف). محدوده دمای همگن‌شدگی برای نمونه‌های باریتی از ۱۶۵ تا ۲۹۵ و با میانگین ۲۸۹ درجه سانتی‌گراد (میانه ۲۳۵) اندازه‌گیری شده است (شکل ۱۰ ب). مرحله گرماسنجی روی شمار کمی از میانبرهای غنی از CO_2 موجود در نمونه‌های کوارتزی، نشان می‌دهد که CO_2 به صورت محلول در سیال آبگون و نیز همراه با گازهای دیگر از جمله متان در میانبرها (با دمای همگن‌شدگی ۲۰۹ تا ۲۶۴ درجه سانتی‌گراد) وجود دارد. نمودار ستونی انباشته به روشنی تناوب دمای همگن‌شدگی ۲۹۰ را برای میانبرهای غنی از مایع در نمونه‌های کوارتزی نشان می‌دهد (شکل ۱۰ الف).

دمای همگن‌شدگی در برابر داده‌های شوری برای همه میانبرهای اولیه در کانه‌زایی شکرینگ رسم و روی نمودار انواع سیستم‌های کانه‌زایی گرمایی بر پایه (Large et al. 1988) و Pirajno (2009) جانمایی شده است (شکل ۱۱).

بر پایه شکل ۱۱ و داده‌های حاصل از دماسنجی میانبرهای سیال، ویژگی‌های دمای شوری سیال‌های کانه‌ساز در کانسار شکرینگ با ویژگی‌های کانسارهای تپ سولفید توده‌ای کوروکو بیشترین همخوانی را نشان می‌دهد. این کانه‌زایی از نوع سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد است. برای درک ویژگی سیال‌های گرمایی کانسار شکرینگ، نتایج حاصل، با شماری از ذخایر تپیک سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد از نوع سیلیسی کلاستیک فلیسیک و با پیدال فلیسیک مقایسه شده است (جدول ۱). بر پایه آن، محدوده شوری دمای همگن‌شدگی کانسارهای یادشده در شکل ۱۲ رسم شده است. در نمودارهای دمای همگن‌شدگی (شکل ۱۰)، پراکندگی دماهای جسم‌شدگی برای میانبرهای سیال موجود در کوارتزی و باریت، روند مایل (روند پیکان) دارد که می‌تواند به علت پدیده سرد شدن (cooling) سیال‌های گرمایی باشد.

به عبارت دیگر، روند سرد شدن سیال‌های گرمایی در پهنه استرینگر از ۳۸۰ به

مؤسسه تحقیقات پیشرفته و فرآوری مواد معدنی ایران روی میکروسکوپ Zeiss نصب شده‌اند.

برای کالیبراسیون دستگاه از استانداردهای زیر استفاده شد:

کالیبراسیون دستگاه با تولرانس: Heating: ± 0.6 , Freezing: ± 0.2

Heating: Cesium nitrate, melting point: $+41.4^\circ C$

Freezing: n-Hexane, melting point: $-94.3^\circ C$

در این مطالعات، داده‌های اندازه‌گیری شده حاصل از بررسی‌های ریزدماسنجی از میانبرهای سیال اولیه، توسط نرم‌افزار Flincor پردازش شده‌اند. همچنین، درجه شوری در میانبرهای سیال آبگین از روی آخرین دمای ذوب یخ و بر پایه Bodnar (1993) چگالی آب بر پایه معادله تعادلی (Zheng and Frantz (1987) و چگالی دی‌اکسیدکربن بر پایه Holloway (1981) و Shepherd et al. (1985) به دست آمده است.

۵- انواع و ویژگی‌های میانبرهای سیال

از آنجا که مطالعات میانبرهای سیال در کانسار شکرینگ، روی دو دسته از نمونه‌های الف) کوارتزی از پهنه استرینگر و ب) باریت از بخش چینه‌سان کانسار انجام شده است؛ بنابراین سنگ‌نگاری میانبرهای سیال در هر یک از انواع نمونه‌ها به صورت جداگانه ارائه می‌شود:

۵-۱. میانبرهای سیال در نمونه‌های کوارتزی (پهنه استرینگر)

از دید شکل ظاهری، میانبرهای سیال در نمونه‌های کوارتزی برداشت شده از رگه‌های سیلیسی پهنه استرینگر را می‌توان با توجه به متغیرهای (Roedder (1984) و Shepherd et al. (1985) به ترتیب فراوانی، به شکل‌های چندوجهی نامنظم، کشیده و باریک و کروی و نامنظم و به ۵ نوع میانبر سیال (شکل ۳) تقسیم‌بندی کرد: I دوفازی مایع گاز (LV)؛ II دوفازی گاز مایع (VL)؛ III دوفازی مایع گاز دارای CO_2 ؛ IV تک‌فازی مایع (L)؛ V تک‌فازی گاز (G).

میانبر سیال نوع I (Liquid rich) با فراوانی زیاد شوری پایین و فاز مایع همراه با فاز حباب گاز وجود دارد (شکل ۷ الف). بیشترین حجم میانبر سیال را فاز مایع در بر می‌گیرد و فاز گازی تنها ۱۰ تا ۳۵ درصد حجم میانبرهای سیال مطالعه شده را تشکیل می‌دهد. بیشترین نوع میانبر سیال مطالعه شده در نمونه‌های از این نوع از میانبرهای سیال است. اندازه آنها از ۳/۵ تا ۲۰ تا ۲۳۰ میکرون متغیر است.

نوع II (Gas rich) فراوانی بسیار کمی دارد که در آن حباب گاز، بیشترین حجم سیال و گاه بیش از ۷۰ درصد حجم سیال را فرا گرفته است. همگن‌شدگی در این نوع از سیال‌ها با تشکیل بخار همراه است.

نوع III (V+Laq+ CO_2) با فراوانی کیماب از سیال‌های دارای CO_2-H_2O با اندازه میانگین ۱۲۰۵ میکرون با درجه پرشدگی ۰/۵۸ تا ۰/۷۱ است (شکل ۷ ب). حضور CO_2 کم محلول در آب سبب می‌شود که در طی فرایند فریزینگ و اندازه‌گیری CO_2 Tm ice محلول در آب به صورت تشکیل کلاتریت دیده شده و سبب اندازه‌گیری مفادیر مثبت برای Tm شود.

نوع IV (Liquid) بیشتر به صورت ثانویه و ناپایدار در این نوع از میانبرهای سیال فاز مایع همه حجم میانبر سیال را دربر می‌گیرد (شکل ۷ ج) و امکان مشاهده فاز گازی وجود ندارد. بنابراین از این نوع میانبرهای سیال نمی‌توان برای دما فشارسنجی استفاده کرد.

نوع V (Gas) (V) با فراوانی کیماب است که حباب گاز بیش از ۹۵ درصد از حجم میانبر سیال را تشکیل می‌دهد و امکان مشاهده فاز مایع وجود ندارد (شکل ۷ د) و نمی‌توان برای دما فشارسنجی از آن استفاده کرد.

۵-۲. میانبرهای سیال در باریت (بخش چینه‌سان)

بیشتر میانبرهای سیال در نمونه‌های باریتی از نوع دوفازی گاز مایع (VL) و تک‌فازی مایع (L) هستند. میانبرهای سیال اولیه در کانسارهای باریتی، که فراوانی کمی دارند، از نوع دوفازی مایع گاز (LV) هستند و بیشتر در اشکال نامنظم و کروی

در شکل ۱۴ میزان فراوانی $\delta^{34}\text{S}$ در کانه‌های سولفیدی موجود در پهنه استرینگر و کانسنگ سولفید توده‌ای و باریت بخش چینه‌سان کانسار به تصویر کشیده شده است. همان‌گونه که در جدول ۱ و شکل ۱۴ دیده می‌شود، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برای کانه‌های سولفیدی برداشت شده از رگه‌های سیلیسی پهنه استرینگر و بخش چینه‌سان کانسار، تغییراتی در محدوده ۹/۱۶ تا ۴/۳۸‰ نشان می‌دهند، به طوری که این مقادیر در پهنه استرینگر برای کانه‌های پیریت از ۲۸/۳ تا ۳۲/۵‰، برای کالکوپیریت از ۲۸/۸ تا ۳۲/۴‰ است و در بخش چینه‌سان برای کانه‌های پیریت از ۱۶/۹ تا ۲۳/۴‰، برای کالکوپیریت از ۱۷/۵ تا ۲۴‰ و برای باریت همراه سولفیدها ۳۶/۸ تا ۳۸/۴‰ و باریت توده‌ای در بخش بالایی سکانس ۳۶/۲ تا ۳۶/۶‰ به ثبت رسیده است.

بر پایه ایزوتوپ گوگرد ($\delta^{34}\text{S}$) در محلول گرمابی و با ماگمایی می‌توان منشأ آن را مورد بررسی قرار داد؛ بنابراین باید با استفاده از ایزوتوپ گوگرد اندازه‌گیری شده در کانی و با توجه به دامای تشکیل آن کانی، ایزوتوپ گوگرد در محلول را به دست آورد. ترکیب ایزوتوپی گوگرد کانسارهای گرمابی توسط Ohmoto (1986) بازنگری شد. از آنجا که در این مطالعه هدف به دست آوردن مقدار $\delta^{34}\text{S}$ سیال کانه‌دار است و از سوی دیگر در محیط‌های گرمابی میان سیال گرمابی و H_2S موجود، ماده ایزوتوپی صورت گرفته، این امر سبب تغییر نسبت ایزوتوپ شده است. بنابراین با توجه به نتایج گرماسنجی نمونه‌های مورد مطالعه، مقادیر فاکتور تقریب (1000lna)، بر پایه معادله Ohmoto and Rye (1979) برای پیریت و کالکوپیریت و معادله Ohmoto and Lasaga (1982) برای کانه باریت تعیین و نسبت ایزوتوپی گوگرد سیال گرمابی ($\delta^{34}\text{S}_{\text{fluid}}$) به دست آمده است (جدول ۲). با وجود اینکه دگرگونی و دگرشکلی، در ساخت و یافت کانسنگ‌های اولیه کانسار دگرگون شده شکرینگ، تغییراتی ایجاد کرده‌اند؛ بر پایه Cook and Hoefs (1997) و Seccombe et al. (1985)، Skauil et al. (1992) انتظار بر این است که کانه‌های سولفیدی، ویژگی‌های ایزوتوپی گوگرد را در زمان نهشت سیال گرمابی در خود حفظ کرده و در اثر فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی روی آنها، محتوای $\delta^{34}\text{S}$ موجود در کانه‌های تغییر نکرده باشند. مطالعات مقاطع صیقلی نشان داده است که در همه رگه‌های سیلیسی پهنه استرینگر کانسار شکرینگ، کانی‌های پیریت و کالکوپیریت در تعادل بافتی بوده و به‌طور همزمان تشکیل شده‌اند (شکل ۱۵). در این مطالعه جفت کانی‌های پیریت کالکوپیریت، به عنوان جفت کانی‌های سولفیدی برای مطالعات دماسنجی انتخاب شدند. بنابراین می‌توان دما را توسط اختلاف میان نسبت ایزوتوپی کانی و سیال بر پایه Sakai and Dickson (1978) و Ohmoto and Rye (1979) به دست آورد (جدول ۱ و شکل ۱۶ ب).

نتایج به دست آمده (۱۶۹ تا ۲۶۱ درجه سانتی‌گراد برای پهنه استرینگر و ۱۹۹ درجه سانتی‌گراد برای باریت چینه‌سان) با دامای تعیین شده توسط ریزدماسنجی میانبارهای سیال در رگه‌های سیلیسی پهنه استرینگر و باریت چینه‌سان (۱۴۵ تا ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد) همخوانی خوبی نشان می‌دهد.

۱۰- منبع گوگرد در سولفید و سولفات

بر پایه Franklin et al. (2005) گوگرد در نهشته‌های سولفید توده‌ای به‌طور کلی از شستوشی توالی کم‌پایین و احبابی سولفات آب دریا توسط فعالیت‌های آلی و زیستی و یا به‌صورت غیر زیستی منشأ می‌گیرد. بر پایه جدول ۲ و شکل ۱۷ چنین به نظر می‌رسد که منشأ گوگرد موجود در سامانه کانه‌زایی شکرینگ، حاصل آمیختگی آب دریا به عنوان سیال مسئول کانه‌زایی و سنگ‌های رسوبی است؛ بدین صورت که آب دریا ($\delta^{34}\text{S}_{\text{Sea water}} = 35\%$) به عنوان سیال اصلی مسئول کانه‌زایی از راه گسل‌های ژرف همزمان با آتشفشانی و رسوب‌گذاری به ژرفا راه یافته و در آنجا به‌واسطه وجود توده‌های نفوذی نیمه آتشفشانی گرم شده و به چرخش در آمده است. این امر سبب تغییراتی در ترکیب ایزوتوپی گوگرد آب دریا شده است. چنانچه سولفات موجود تقریباً به‌طور کامل به‌صورت غیر آلی احباب می‌شود و با گوگرد

۱۴۵ درجه سانتی‌گراد (شکل ۱۰ الف) و در کانسنگ باریتی از ۲۹۵ به ۱۶۵ درجه سانتی‌گراد (شکل ۱۰ ب) رخ داده است.

میانگین شوری سیال کانه‌ساز در پهنه استرینگر ۵/۶۳ درصد وزنی معادل نمک طعام و در کانسنگ باریتی ۴/۵۹ درصد وزنی معادل نمک طعام است که نشان‌دهنده منشأ آب دریا برای این سیال‌های است.

سیال‌های مورد مطالعه دوفازی مایع گاز هستند و با استفاده از دامای همگن‌شدگی، می‌توان فشار و ژرفای تشکیل سیال‌های مسئول کانه‌زایی کانسار شکرینگ را مشخص کرد (شکل ۱۳). در نمودار دما در برابر فشار و ژرفا (Cowan and Cam, 1988) با توجه به دامای همگن‌شدگی تا ۳۸۵ درجه سانتی‌گراد (در رگه‌های سیلیسی پهنه استرینگر) و نبود رخداد جوشش در کانسار شکرینگ، فشار تا حدود ۲۲۰ بار و ژرفای آب، حدود ۲۲۰۰ متر ارزیابی شده است.

۷- ایزوتوپ گوگرد

ایزوتوپ‌های پایدار (S, O, H, C) اطلاعات بسیار مفیدی در زمینه تشکیل و برخی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال‌های گرمابی کانه‌ساز، منشأ و تکامل برخی سازنده‌های کانه‌ساز مانند (S and C) (Calagari, 2003)، مقدار و حجم واکنش آنها با سنگ‌های دواره و سازوکارهای نهشت کانسنگ را فراهم می‌آورند (Pirajno, 2009). در راستای انجام این پژوهش و به‌منظور شناسایی منشأ گوگرد و سیال‌های مسئول کانی‌سازی، ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد در کانسار شکرینگ برای اولین بار مورد مطالعه قرار گرفت. بررسی نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد کانسار شکرینگ نشان می‌دهد که دماهای به دست آمده از زمین‌دماسنجی ایزوتوپ گوگرد با داده‌های حاصل از میانبارهای سیال، همخوانی خوبی دارند. با این وجود، مطالعه حاضر، اطلاعات جامع‌تری از کار روی ایزوتوپ پایدار در کانسار شکرینگ برای توجه منشأ سیال‌های و منبع گوگرد در اختیار قرار می‌دهد.

۸- نمونه‌برداری و روش تجزیه

در این بخش از انجام پژوهش از کانسنگ‌های سولفیدی و سولفات‌ها موجود در کانسار شکرینگ ۲۰ نمونه برداشت شد. پس از انتخاب نمونه‌های مناسب (در مجموع ۱۵ نمونه؛ جدول ۱)، کانسنگ‌های سولفیددار و نمونه‌های باریت در ابعاد ۱ تا ۵ میلی‌متر خرد شدند و پس از آزادسازی، کانه‌های سولفیدی، به روش دستی در زیر میکروسکوپ دوچشمی از کانی‌های دیگر جدا شدند. کانی‌های سولفیدی مورد مطالعه در کانسار شکرینگ شامل پیریت و کالکوپیریت بوده‌اند. نمونه‌ها پس از جداسازی در محفظه ویژه‌ای که بدین منظور تهیه شده بود، همراه با کد و نام نمونه بسته‌بندی و به دانشگاه آریزونا فرستاده شد. برای انجام تجزیه، حدود ۵ میلی‌گرم نمونه با درجه خلوص بالای ۹۰ درصد مورد نیاز است. درجه خلوص بیشتر کانی‌های سولفیدی بالاتر از ۹۵ درصد و وزن نمونه‌های فرستاده شده از ۴۵ تا ۲۴۰ میلی‌گرم متغیر بوده است. ادامه مراحل آماده‌سازی نمونه‌ها در آزمایشگاه مقصد انجام شده است. تعیین ترکیب ایزوتوپی گوگرد از کانی‌های سولفیدی و سولفاتی در آزمایشگاه پژوهش‌های ایزوتوپی دانشگاه آریزونا با استفاده از دستگاه Thermo Quest Finnigan Delta PlusXL و به روش جریان ممتد گاز SO_2 به انجام رسیده است.

۹- نتایج

مطالعات ایزوتوپی پایدار گوگرد در محدوده کانسار شکرینگ، روی ۱۱ نمونه سولفیدی و ۴ نمونه سولفاتی انجام شده است. نتایج ایزوتوپ گوگرد به‌صورت مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نسبت به استاندارد CDT، گزارش شده است (جدول ۱).

در بررسی‌های ایزوتوپی گوگرد در این کانسار، ۵ نمونه از کانه‌های پیریت و کالکوپیریت، مربوط به رگه‌های سیلیسی پهنه استرینگر و ۶ نمونه پیریت و کالکوپیریت به‌همراه ۴ نمونه باریتی از بخش چینه‌سان کانسار مطالعه قرار شدند.

با توجه به اینکه آب دریا در کانسارهای سولفید توده‌ای نقش بنیادین دارد، به نظر می‌رسد در منطقه مورد مطالعه نیز سیال کانه‌ساز آب دریاست که از راه گسل‌های ژرف همزمان با رسوب‌گذاری به درون سنگ‌های بستر نفوذ کرده، گرم شده، به چرخش در آمده و بون‌های مختلف را شسته و همزمان بالآمدگی، با خود به کف دریا وارد کرده است. همچنین نبود مقادیر بالایی از CO_2 و H_2S در میان‌بازهای سیال نشان از تأثیر نداشتن سیال‌های ماگمایی در این کانی‌سازی است. کم بودن کانی‌سازی سولفیدی نسبت به کانی‌سازی باریت نیز می‌تواند دلیل دیگری بر این مسئله باشد.

بر پایه مقادیر ایزوتوپی گوگرد در نمونه‌های باریت و سولفید شکرینگ (۱۶/۹ تا ۳۸/۴ درصد)، ترکیب سیال گرمابی مسئول کانه‌زایی به لحاظ مقادیر ایزوتوپی گوگرد و دما و شیوه تشکیل با کانسار رزبری تاسمانیا همخوانی دارد که یک نوع ماسیوسولفید بائیدال فلیسیک است (Koski and Mosier, 2012؛ جدول ۳). حضور سنگ‌های رسی و سیلتستون در کمرباین به دلیل نفوذپذیری و نخلخل به نسبت پایین، از جایگزینی ماده معدنی در زیر بستر دریا جلوگیری کرده و سبب نهشت ماده معدنی روی بستر دریا و درون واحدهای متانوفی شده است. در نتیجه کانسار شکرینگ کوچک و از لایه‌های ستر باریت و توده‌های سولفیدی محدود تشکیل شده است. از دید حجم بیشتر توده باریت نسبت به عدسی‌های کوچک سولفیدی در بخش چینه‌سان، کوچک بودن محدوده استرینگر و دگرسانی سربستی فراگیر در سنگ‌های درونگیر، این کانسار بسیار همانند کانسار رزبری و تکرار کانه‌زایی‌های یاد شده در افق‌های مختلف در سکانس چینه‌شناسی نیز نشانه همانندی آن با کانسار مونت‌لابل در تاسمانیا استرالیاست (Morgan and Schulz, 2012). بنابراین با مقایسه کانسار شکرینگ با کانسارهای VMS (جدول ۳) و با توجه به شواهدی مانند سنگ میزبان (متانوف ربولیتی، فلیت و اسلیت)، دگرسانی (سربستی، پیریتی، سیلیسی، کلسیتی کلریتی)، دما و شوری میان‌بازهای سیال (۱۴۵ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد میانگین شوری حدود ۴/۵۹ تا ۵/۶۳ معادل درصد وزنی NaCl) و ایزوتوپ گوگرد (۱۶/۹ تا ۳۸/۴ در هزار) کانسار شکرینگ بیشترین همانندی را با کانسارهای نوع کروکو با سیلیسی کلاستیک فلیسیک نشان می‌دهد.

۱۲- سیاست‌گذاری

از همکاری‌های آقای مهندس هادی محمد دوست در انجام این پژوهش صمیمانه سیاست‌گذاری می‌شود.

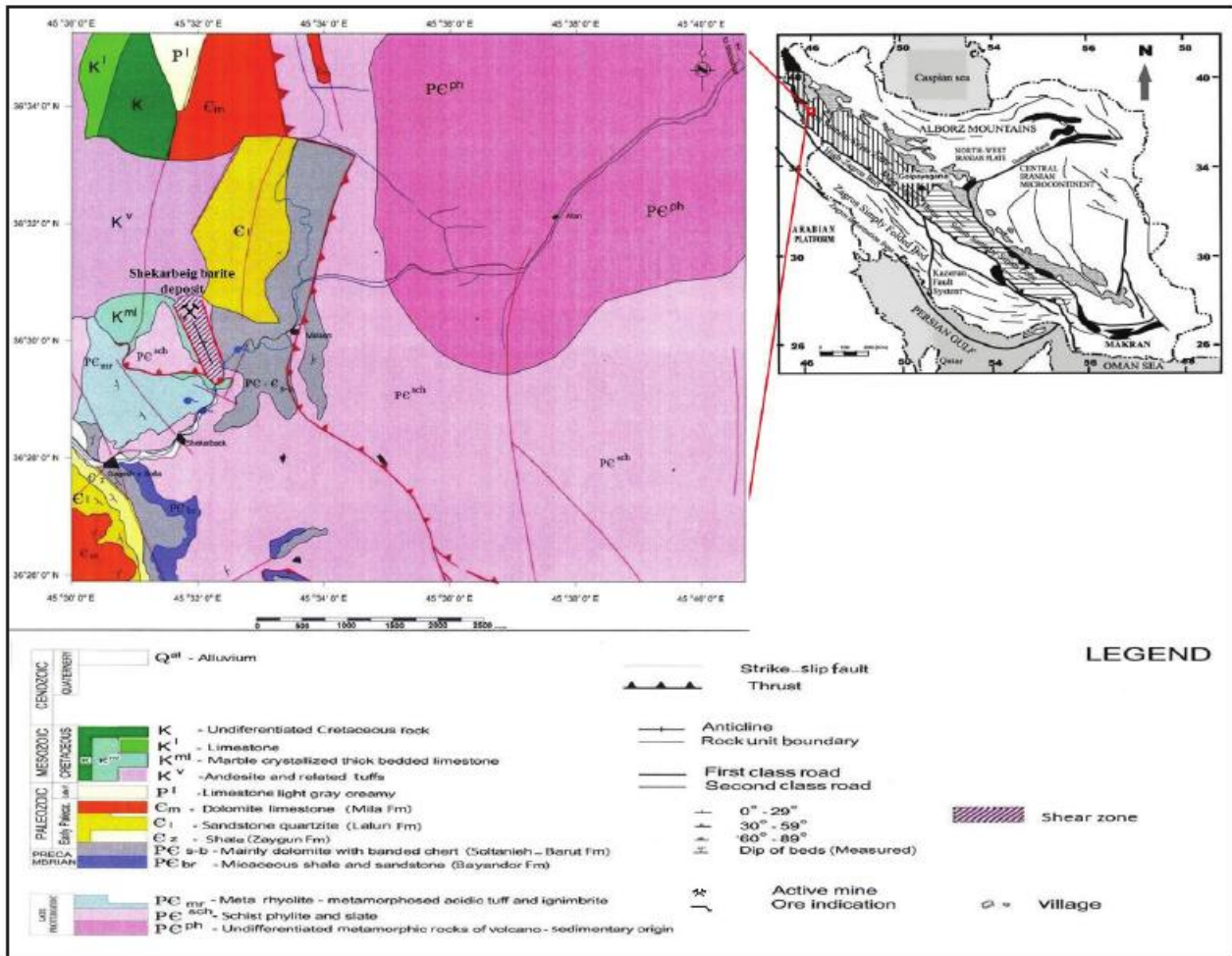
موجود در سنگ‌های رسوبی، سیالی احیایی را می‌سازد که می‌تواند فلزات لازم را از سنگ‌های مسیر بشوید و آن را به کف حوضه برای تشکیل کانسار حمل کند. خروج سیال‌های گرمابی و مواد فرار در کف دریا سبب تغییر ناگهانی دما و شرایط Eh و pH و ته‌نشست سولفیدها و سولفات‌ها شده است.

فعالیت گرمابی در مراحل اولیه، می‌تواند رگه رگچه‌های سولفیدی را به صورت استرینگر در مناطق تغذیه‌کننده با محتوای بالای $\delta^{34}\text{S}$ حدود ۲۸ تا ۳۴ پرمیل نهشت دهد و در ادامه با افزایش گوگرد سولفیدی به سیال، توده‌های سولفیدی با مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ حدود ۲۳ پرمیل نهشته می‌شوند. نهشت باریت با مقادیر ۳۶ تا ۳۸ $\delta^{34}\text{S}$ در هزار نشان از نهشت باریت از احیایی جزئی سولفات آب دریا می‌مآید. سپس در طول فعالیت گرمابی آهسته‌تر و همراه نهشت واحدهای توفی بالایی سکانس با کانه‌زایی ضعیف، سولفیدهایی به همراه باریت نهشته می‌شوند که در اثر آمیختگی سیال گرمابی با آب دریا و اکسایش آهسته گوگرد احیایی دارای مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ پایین‌تر و حدود ۱۶ تا ۱۸ می‌شود. بر پایه Solomon et al. (2004) در برخی از ذخایر نوع کروکو مقدار $\delta^{34}\text{S}$ از پایین به بالا کاهش می‌یابد و به‌طور مشابه میزان $\delta^{34}\text{S}$ در توالی شکرینگ بسته به ارتفاع چینه‌شناسی کاهش می‌یابد.

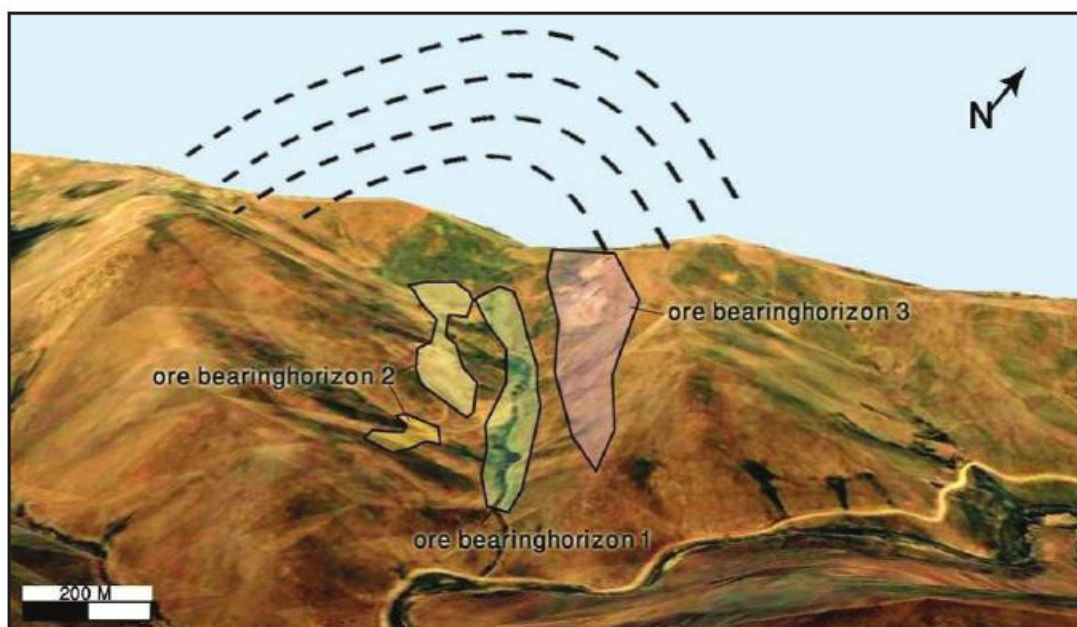
با توجه به محدوده ایزوتوپ گوگرد در کانسار شکرینگ (۱۶/۹ تا ۳۸/۴ در هزار)، ترکیب سیال گرمابی مسئول کانه‌زایی از دید مقادیر ایزوتوپی گوگرد و دما و چگونگی تشکیل با کانسار رزبری تاسمانیا همخوانی دارد که یک نوع ماسیوسولفید بائیدال فلیسیک (Koski and Mosier, 2012) است (جدول ۳).

۱۱- نتیجه‌گیری

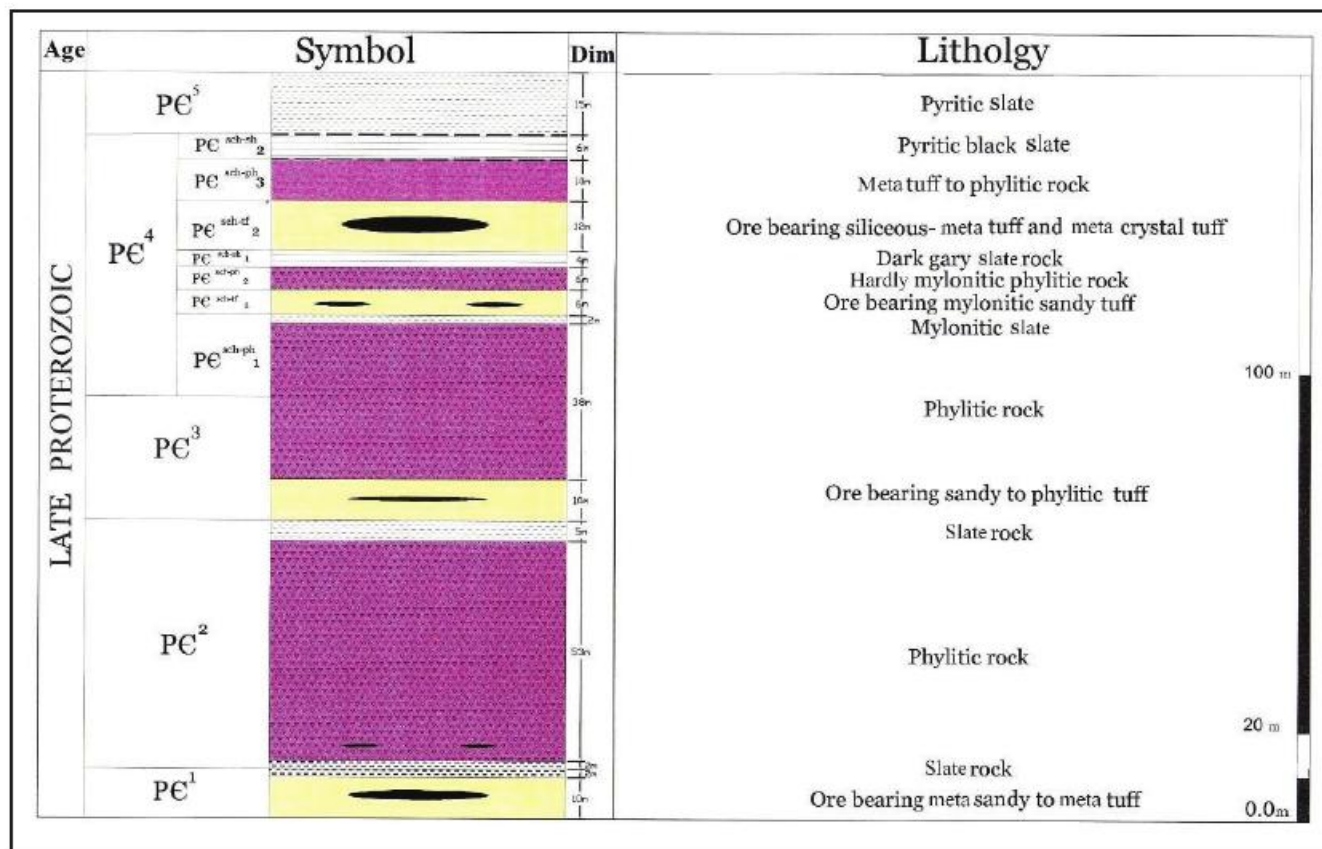
کانه‌زایی شکرینگ در توالی آتشفشانی رسوبی در بخش بالایی دگرگونه‌های مهاباد به سن پروتروزوییک پسین در پهنه سندج سیرجان تشکیل شده است. واحدهای سنگی میزبان شامل متانوف ماسه‌سنگی، متانوف ماسه‌ای، متاکریستال توف، فلیت و اسلیت هستند. کانه‌زایی به‌صورت چینه‌کران و چینه‌سان در بخش‌های متانوفی رخ داده است و واحدهای فلیتی و اسلیتی در کمرباین و کمربالای کانه‌زایی و به‌صورت میان‌لایه با متانوف قرار دارند. مطالعات میان‌بازهای سیال روی نمونه‌های موجود در کانسار محدوده دمایی و شوری (۱۴۵ تا ۳۸۰ درجه سانتی‌گراد میانگین شوری حدود ۵ معادل درصد وزنی NaCl) سیال‌های گرمابی را نشان می‌دهد که با ویژگی‌های سیال‌های کانه‌ساز مسئول برای کانسارهای سولفید توده‌ای قابل مقایسه است.



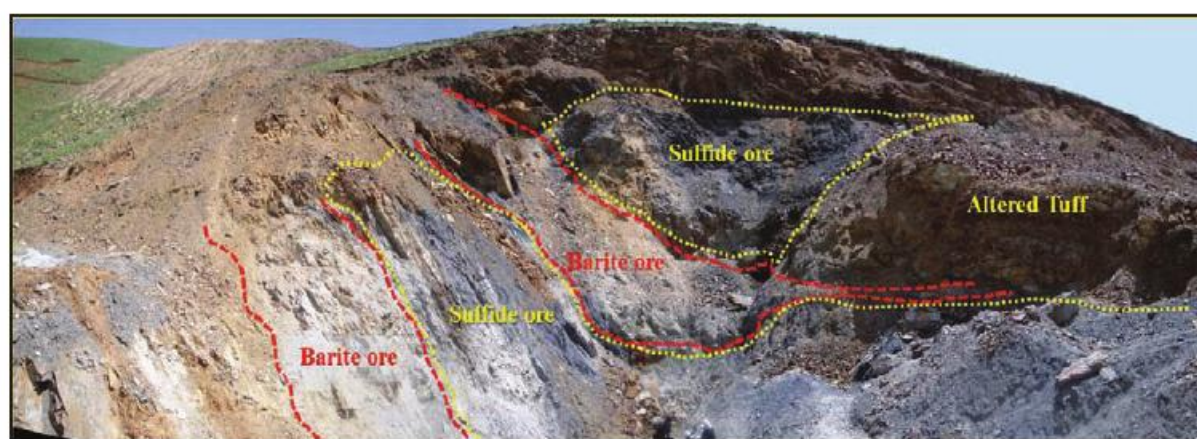
شکل ۱- عناصر اصلی زمین ساختی ایران (Ghasemi and Talbot, 2006) و نقشه زمین شناسی کانسار شکرپیگ.



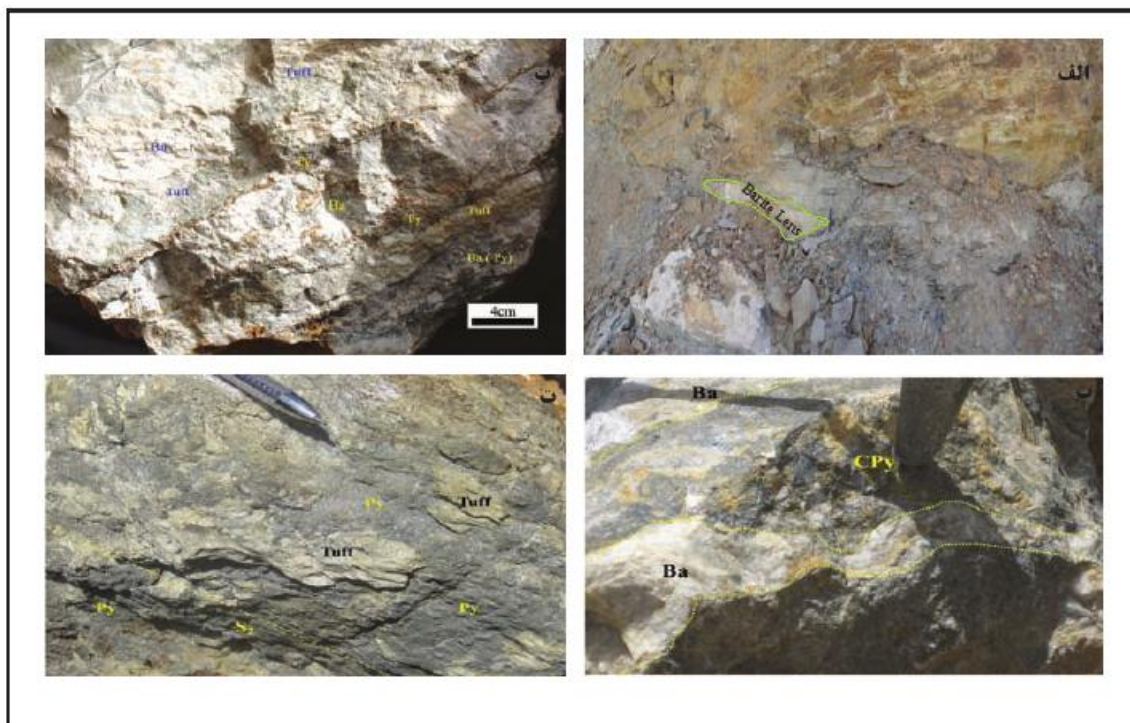
شکل ۲- نمای عمومی از تاندیس منطقه، کانسار شکرپیگ و رخدادهای معدنی، در توالی سنگی، در بال های خاوری و باختری تاندیس شکرپیگ.



شکل ۳- توالی واحدهای سنگی و جایگاه چینه‌ای کانسار شکرپیگ.



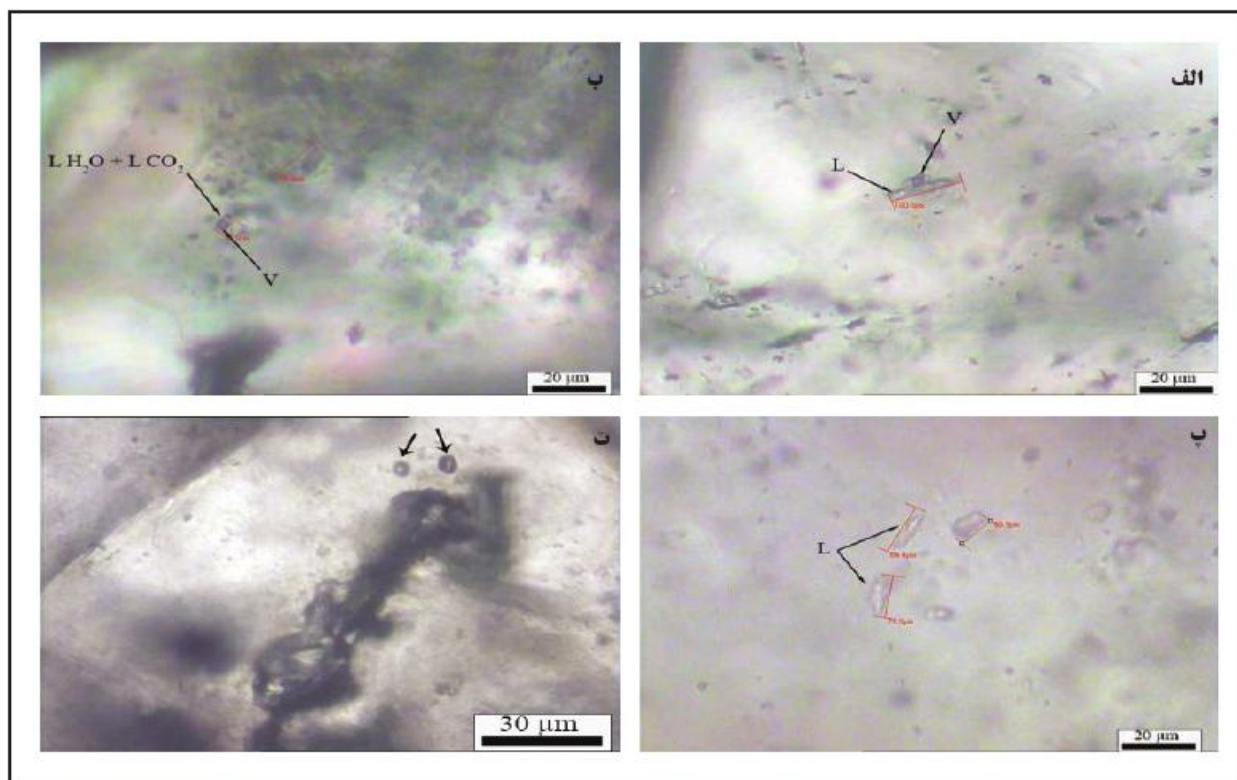
شکل ۴- نمای نزدیک از بخش چینه‌سان کانسار شکرپیگ که در آن محدوده گسترش کانسنگ باریتی (با خط چین سرخ) و سولفیدی با خط چین زرد نشان داده شده‌اند. در این تصویر، عملکرد سیال‌های گرمایی که متاتوف‌های کمریالای کانسنگ چینه‌سان را دگرسان کرده‌اند، به خوبی مشخص است.



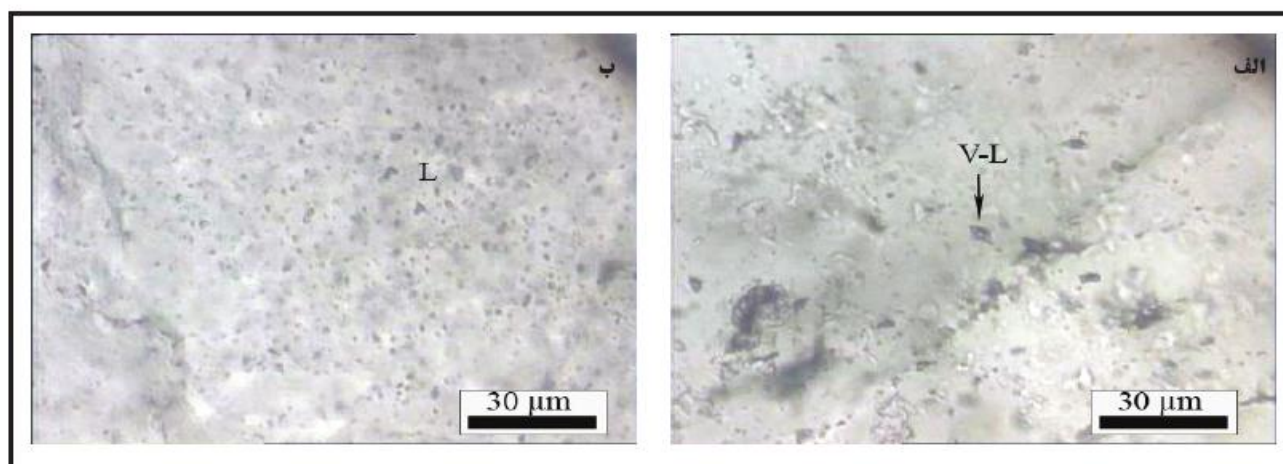
شکل ۵- عملکرد پهنه برشی شکرپیگ بر کانسنگ چینه‌سان. الف) بودین‌شدگی یا لقمه‌ای شدن کانسنگ باریتی؛ ب) نواربندی کانه‌های باریت و سولفید؛ ب) نواربندی و چین‌خوردگی کانسنگ باریت و سولفید که بیشتر کالکوپیریت است؛ ت) برگوارگی میلوئیتی S که به صورت تناوب کانسنگ سولفیدی و متاتوف دیده می‌شود، از لایه‌بندی اولیه S پیروی می‌کند.



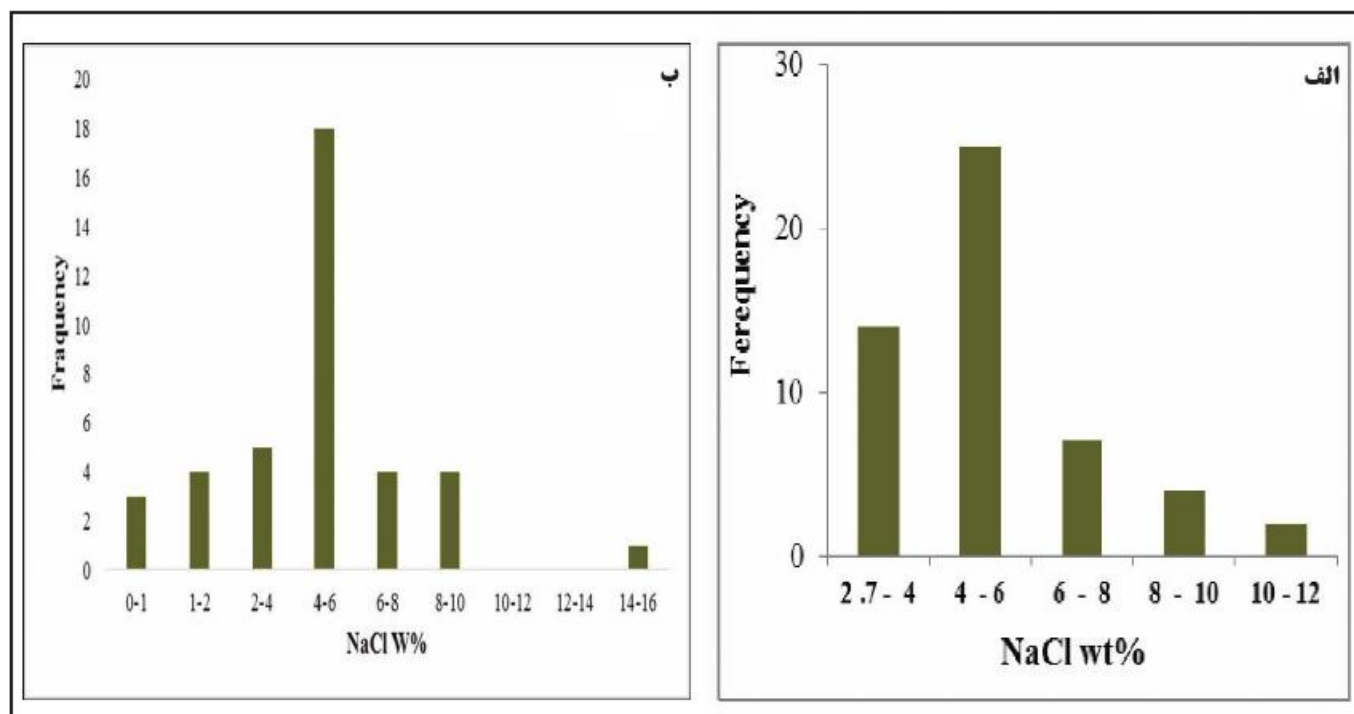
شکل ۶- عملکرد پهنه برشی شکرپیگ بر رگه‌های سیلیسی استرینگر: الف) چین‌خوردگی رگه‌های سولفیدی و فابریک C و S در کنار رگه‌های سولفیدی؛ ب) چین‌خوردگی رگه‌های سیلیسی - سولفیدی.



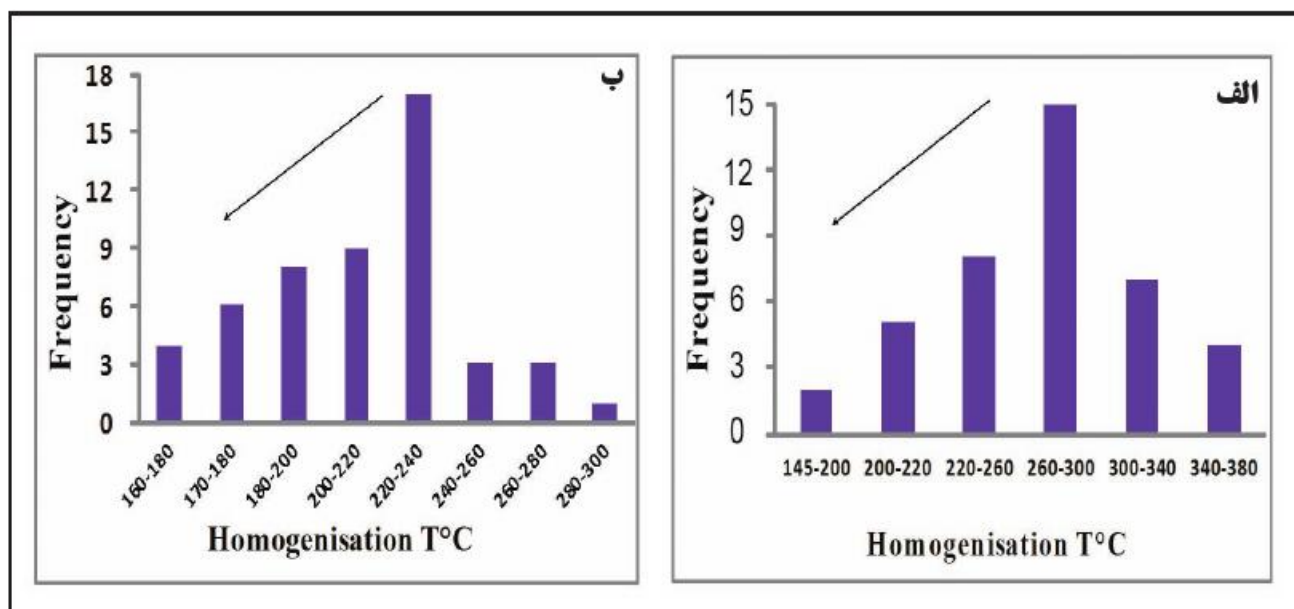
شکل ۷- تصاویر انواع میانبراهای سیال در کانسار باریت شکرینگک: الف) میانبراهای سیال نوع I: میانبر سیال دوفازی مایع-گاز (L+V) (Liquid Vapour)؛ ب) میانبر سیال نوع II: میانبر سیال دوفازی شامل مایع-گاز دارای CO_2 (LCO₂+V+Laq) که با تشکیل کلاتریت همراه است؛ پ) میانبر سیال نوع VI: تک‌فازی مایع L (Liquid)؛ ت) میانبر سیال نوع V: تک‌فازی گاز (V) (Gas).



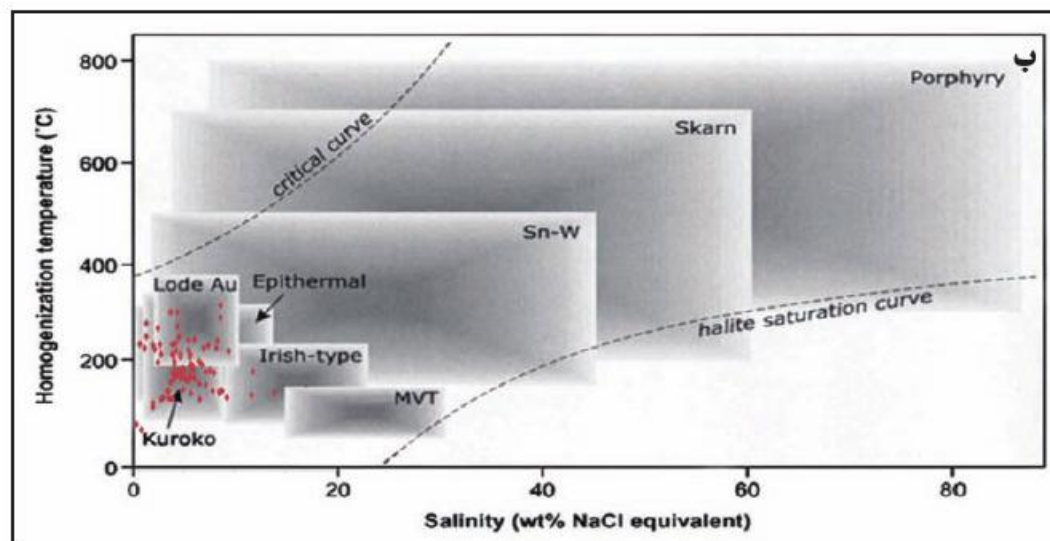
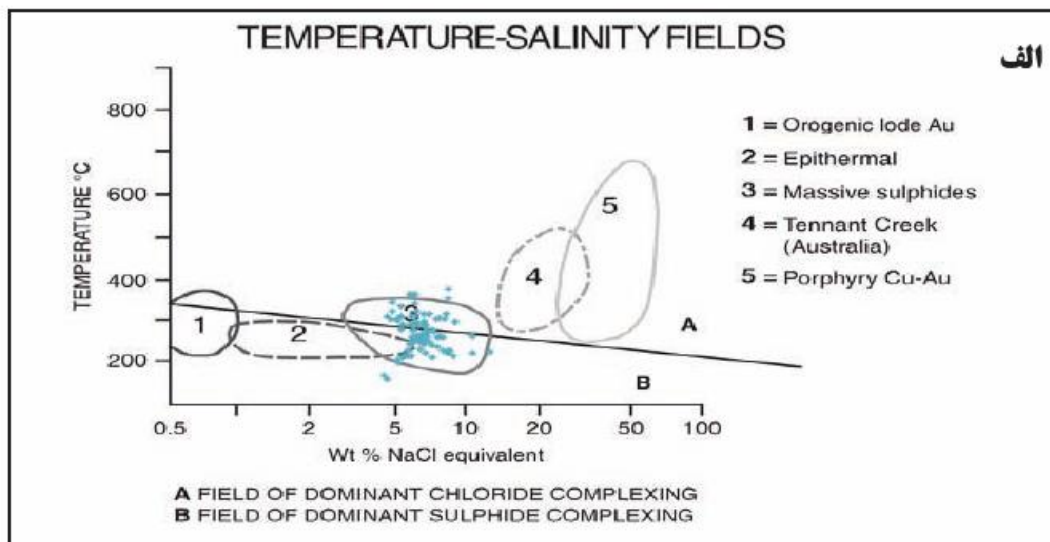
شکل ۸- تصاویر دو نوع میانبراهای سیال در نمونه‌های باریت کانسار باریت شکرینگک: الف) میانبر دوفازی LV؛ ب) میانبر تک‌فازی مایع L (Liquid) (بیشتر به صورت ثانویه و ناپایدار).



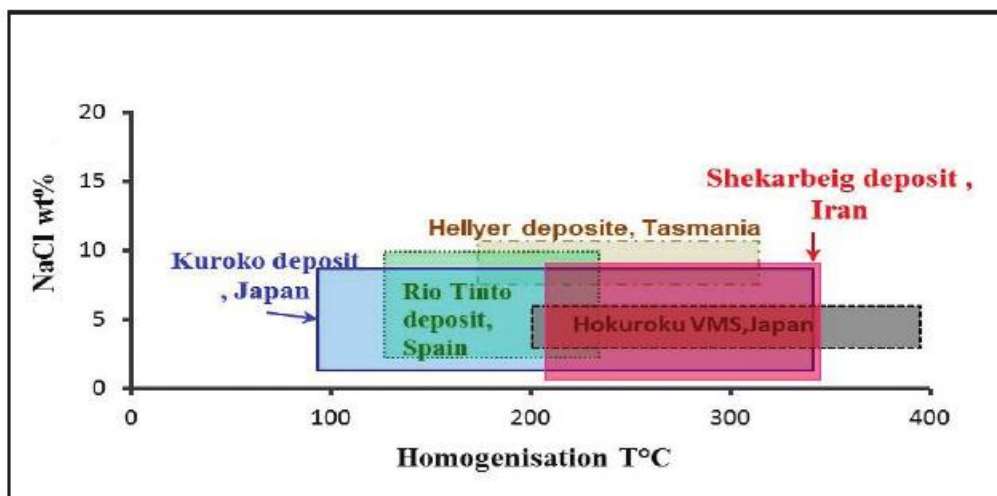
شکل ۹- نمودارهای درجات شوری برای میانبارهای سیال در: الف) رگه های سیلیسی پهنه استریگرا؛ ب) باریت در کانسنگ چینه سان.



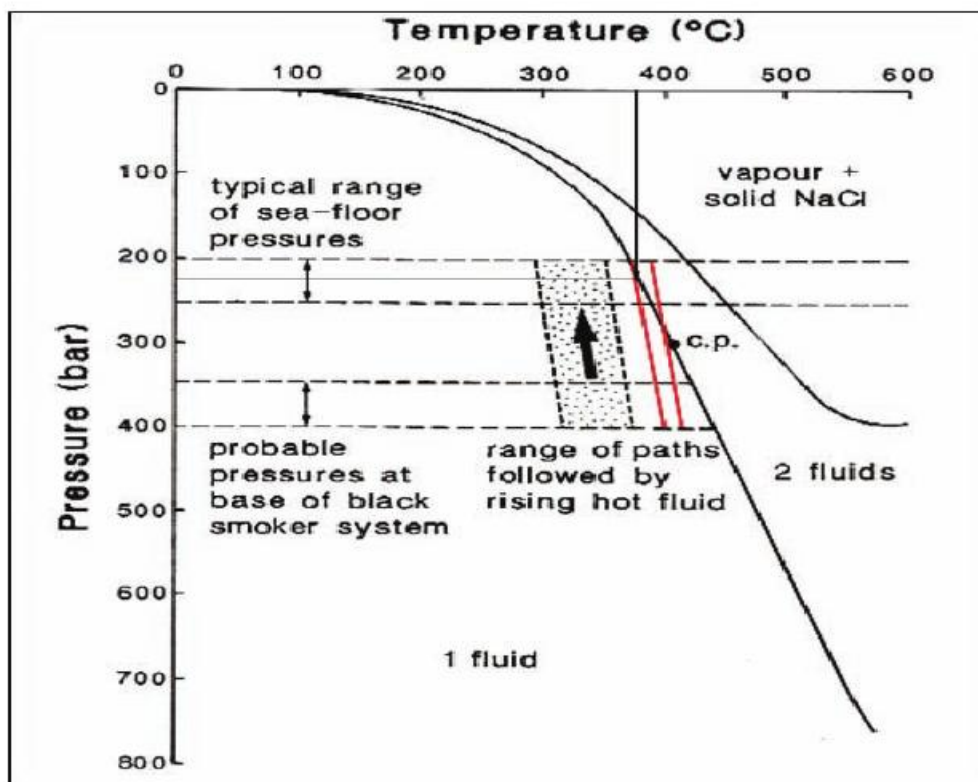
شکل ۱۰- نمودارهای دماهای همگن شدگی برای میانبارهای سیال در: الف) رگه های سیلیسی پهنه استریگرا؛ ب) باریت در کانسنگ چینه سان.



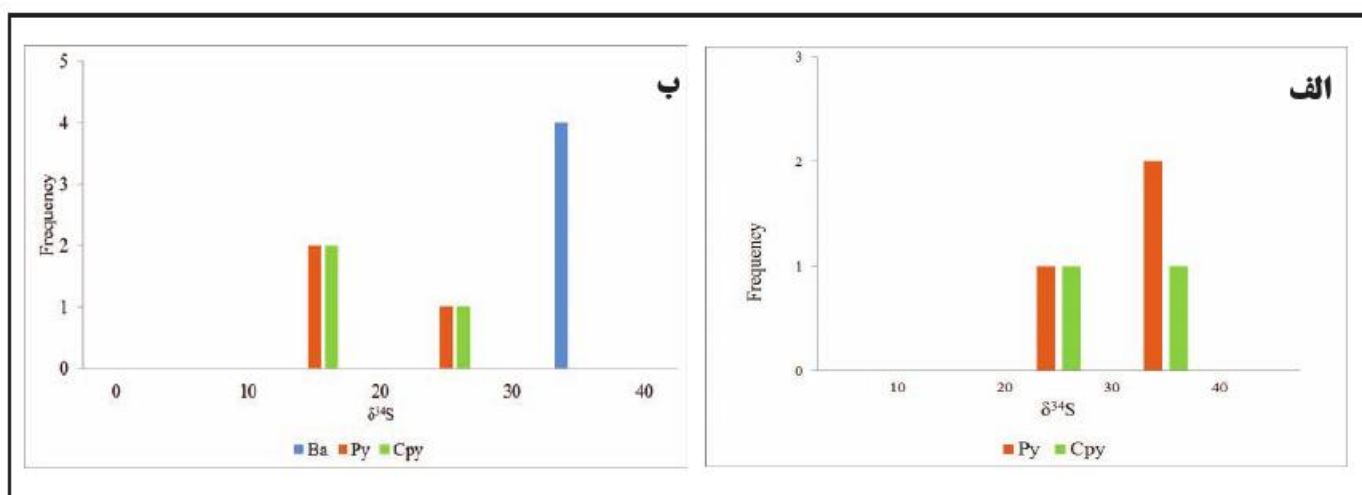
شکل ۱۱- الف) محدوده داده‌های دمای همگن‌شدگی در برابر شوری در کانسار شکریگ (چهارگوش‌های آبی) جانمایی شده است (Large et al., 1988; Pirajno, 2009)؛ ب) نمودار دما-درجه شوری برای انواع ذخایر معدنی (Wilkinson, 2001). بر پایه این نمودار، محدوده سیال‌های گرمایی کانه‌ساز در کانسار شکریگ، که با نشانه چهارگوش‌های قرمز رنگ در شکل نمایش داده شده است، در محدوده ذخایر معدنی نوع کوروکو قرار می‌گیرد.



شکل ۱۲- مقایسه دمای همگن‌شدگی (T_h) در برابر شوری برای میانبارهای سیال اولیه موجود در کانسار شکریگ با دیگر ذخایر سولنید توده‌ای.



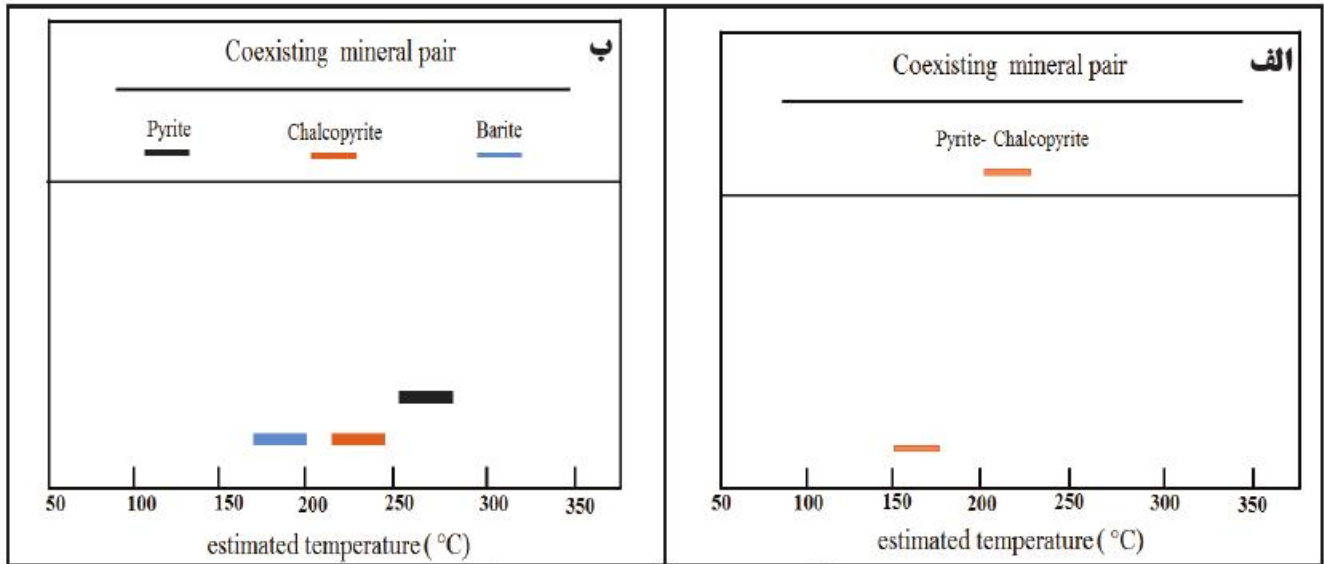
شکل ۱۳- نمودار دما در برابر فشار و ژرفا (Cowan and Cann, 1988) کانسارهای سولفید توده‌ای. بازه معمول برای فشار کف دریا در محل پشته‌های میان‌اقیانوسی میان ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر است؛ در حالی که فشار احتمالی برای قاعده سامانه گرمایی مولد کانی‌سازی ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر زیر کف دریا است. همان‌گونه که در تصویر دیده می‌شود، موقعیت بالاترین دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال در کانسار شکرینگ (۳۸۵ درجه سانتی‌گراد) روی نمودار یاد شده، فشار حدود ۲۲۰ بار و ژرفای کمینه حدود ۲۲۰۰ متر را برای آب دریا نشان می‌دهد.



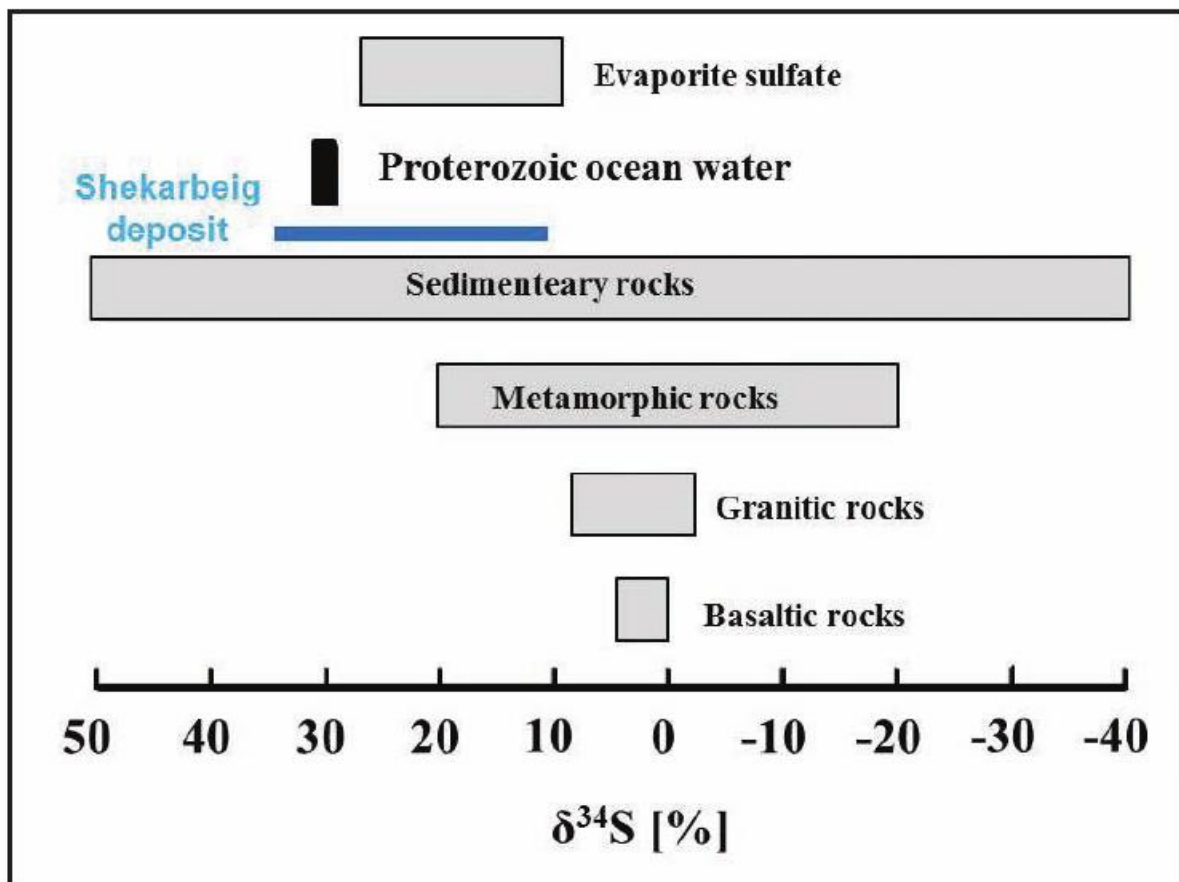
شکل ۱۴- الف) فراوانی ایزوتوپی گوگرد در کانه‌های سولفیدی پهنه استرینگر، کانسار شکرینگ؛ ب) فراوانی ایزوتوپی گوگرد در کانه‌های سولفیدی پهنه چینه‌سان توده‌ای، کانسار شکرینگ.

| | Exhalation and replacement | | Regional metamorphism and deformation | | Weathering | |
|-----------------|--|--------------|---------------------------------------|--------------|------------|--------------|
| | Pre Mineralization | Main stage | | Prograde(D1) | | Shearing(D2) |
| | | Stringer ore | Stratiform ore | | | |
| Cholorite | | | | --- | | |
| Hematite | | | | | ----- | |
| Goethite | | | | | ----- | |
| Iron hydroxides | | | | | ----- | |
| Chalcocite | | | | | ----- | |
| Covellite | | | | | ----- | |
| Malachite | | | | | ----- | |
| Barite | | ● | | | | |
| Calcite | --- | ----- | | ----- | | |
| Dolomite | | ----- | | | | |
| Marcasite | | | ----- | | | |
| Bornite | | ----- | | | | |
| Chalcopyrite | | ----- | | | | |
| Pyrite | ----- | ----- | ----- | ----- | | |
| Sericite | ----- | ----- | ----- | | | |
| Quartz | ----- | ----- | ----- | ----- | | |
| Feldspar | ----- | ----- | ----- | | | |
| Clay mineral | ----- | ----- | ----- | | | |
| Textures | Banded | | ----- | | | |
| | Massive | ----- | ----- | | | |
| | Disseminated | ----- | ----- | | | |
| | Vein and veinlets | ----- | ----- | ----- | ----- | |
| | Pressure shadow straining Bodinage | | ----- | ----- | ----- | |
| | Replacement | | ----- | ----- | | |

شکل ۱۵- توالی پارازنتیکه و مراحل تکامل کانی شناسی و بافتی کانی ها در کانسار شکرپیگ.



شکل ۱۶- الف) محدوده دمای به دست آمده بر پایه ترکیب ایزوتوپی گوگرد در جفت کانی‌های سولفیدی کانسار شکرینگ؛ ب) محدوده دمای به دست آمده بر پایه اختلاف ترکیب ایزوتوپی گوگرد سیال و کانی‌های سولفیدی و سولفاتی کانسار شکرینگ.



شکل ۱۷- محدوده تغییرات ایزوتوپ گوگرد در کانه‌های سولفیدی کانسار شکرینگ (Hoefs, 2009).

جدول ۱- شوری و دمای همگن شدگی برخی از مهم ترین کانسارهای سولفید توده‌ای کوروکو جهان.

| مرجع | شوری (NaCl/W%) | دمای همگن شدگی (°C) | کشور | نام کانسار |
|----------------------------------|----------------|---------------------|-----------|-------------|
| Roedder (1984) | 1-8.4 % | 80-340 | Japan | Kuroko |
| Pisutha-Armond and Ohmoto (1983) | 3-6 % | 200-380 | Japan | Hokuroku |
| Zaw et al. (1996) | 8-11 % | 170-320 | Australia | Hellyer |
| Almodóvar et al. (1998) | 0.4-12.4 % | 139-384 | Spain | Aznalcóllar |
| Nehlig et al. (1998) | 2-10 % | 130-230 | Spain | Rio Tinto |
| این پژوهش | 0.3-9.5 % | 145-380 | Iran | Shekarbeig |

جدول ۲- ترکیب ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی در کانسار شکرینگ.

| Sample no. | Sample location | Sample description | Mineral | $\delta^{34}\text{S}$ (CDT)‰ | $\delta^{34}\text{S}$ H ₂ S ‰ ^a | $\Delta m_1 - m_2$ ^b | T °C |
|------------|-----------------|------------------------------|-----------------|---------------------------------|--|---------------------------------|------|
| SHB205 | Stratiform ore | Massive barite | Ba | 36.2 | 6.7 | Ba-H ₂ S: 29.5 | 199 |
| SHB218 | Stratiform ore | Massive barite | Ba | 36.6 | 7.1 | Ba-H ₂ S: 29.5 | 199 |
| SHB213 | Stratiform ore | Massive barite | Ba | 36.8 | 7.3 | Ba-H ₂ S: 29.5 | 199 |
| | | Massive Chalcopyrite | Cpy | 17.5 | 17.3 | Cpy-H ₂ S: 0.2 | 226 |
| | | Massive Pyrite | Py | 16.9 | 15.5 | Py-H ₂ S: 1.4 | 261 |
| SHB29 | Stratiform ore | Massive barite | Ba | 38.4 | 8.9 | Ba-H ₂ S: 29.5 | 199 |
| | | Massive chalcopyrite | Cpy | 18.1 | 17.9 | Cpy-H ₂ S: 0.2 | 226 |
| | | Massive Pyrite | Py | 17.8 | 16.4 | Py-H ₂ S: 1.4 | 261 |
| SHB210 | Stratiform ore | Massive Pyrite | Py | 23.4 | 22 | Py-H ₂ S: 1.4 | 261 |
| | | Massive Chalcopyrite | Cpy | 24 | 23.8 | Cpy-H ₂ S: 0.2 | 226 |
| SHB 219 | Stringer zone | Sulfide-bearing silicic vein | Cpy | 28.8 | 28.6 | Cpy-H ₂ S: 0.2 | 226 |
| | | | Py | 28.3 | 26.9 | Py-Cpy: 0.5 | |
| SHB216 | Stringer zone | Sulfide-bearing silicic vein | Cpy | 32.4 | 32.2 | Py _D -Cpy: 2.3 | 169 |
| | | | Py _D | 34.7 | 33.3 | Py-H ₂ S: 1.4 | 261 |
| | | | Py _V | 32.5 | 31.1 | | |

^a $\delta^{34}\text{S}$ H₂S (‰) calculated following the equation given by Ohmoto and Rye (1979) for pyrite and chalcopyrite and by Ohmoto and Lasaga (1982) for barite. ^b $\Delta m_1 - m_2$ - H₂S modified from the equation of Ohmoto and Rye (1979) so as to be consistent with the $\Delta\delta\text{O}_2\text{-H}_2\text{S}$ value of 20.0 per mil at 300°C reported by Sakai and Dickson (1978), and $\Delta(\text{sulfide} - \text{H}_2\text{S})$ values listed in Ohmoto and Rye (1979). Ba barite, Cpy Chalcopyrite, Py Pyrite, D Disseminated, V Vein.

جدول ۳- مقایسه ویژگی‌های اصلی نوع‌های مختلف ذخایر VMS با کانسار شکرپیگ.

| گانسارهای کوروکو (ژاپن) | گانسار رژیبری (تاسمانیا، استرالیا) | گانسارهای منطقه پتوست (کانادا) | گانسار پاریکا | گانسار چاه‌گز | گانسار شکرپیگ |
|---|--|---|--|---|---|
| کمانی، پست کمانی | کمانی | پست کمانی | کمان حاشیه قاره‌ای | کمانی | کانت دره‌ن‌قاره‌ای |
| بایمدال، کالکت‌آلکان | بایمدال، کالکت‌آلکان | بایمدال، کالکت‌آلکان | کالکت‌آلکان | بایمدال، کالکت‌آلکان | کالکت‌آلکان |
| ریولیت، داسیت | ریولیت، داسیت، سیتستون | داسیت، ریولیت، شیل سیاه | آندزیت- تراکی آندزیت- توف‌های سیلیسی کلاستیک | داسیت، ریولیت، شیل سیاه | متاتوف ریولیتی فیلت، شیل |
| میوسن | کامبرین | ارده‌پسین | کرتاسه میانی بالایی | ژوراسیک میانی | پرو-ژور-ژیک پسین |
| عدسی شکل | صفحه‌ای، عدسی شکل | صفحه‌ای شکل | عدسی شکل | صفحه‌ای شکل | عدسی تا لایه‌ای شکل |
| توده‌ای، نوری، دانه‌پراکنده، رگه‌ای | توده‌ای، نوری، دانه‌پراکنده، رگه‌ای | توده‌ای، نوری، دانه‌پراکنده، رگه‌ای | توده‌ای، نوری، دانه‌پراکنده، رگه‌ای | توده‌ای، نوری، دانه‌پراکنده، رگه‌ای | توده‌ای، نوری، دانه‌پراکنده، رگه‌ای |
| اسفالریت- گالن- پیریت کالکوپیریت- تتراندريت بورنوتیت- کالکوپیریت- تتراهدريت | پیریت- اسفالریت- گالن کالکوپیریت- آرسنوپیریت- تتراندريت بورنوتیت- بولانزیرت- الکتریم | پیریت- اسفالریت- گالن- تتراندريت- تانتیت- استینیت | پیریت- اسفالریت- گالن- کالکوپیریت- آرسنوپیریت- پیریت- تتراندريت- کاسیترت- استانتیت | پیریت- اسفالریت- گالن- کالکوپیریت- آرسنوپیریت- تتراندريت- بورنوتیت- پیریت | پیریت- اسفالریت- گالن- کالکوپیریت- کالکوسیت- بورنوتیت |
| باریت فراوان- کوارتز | کوارتز- سریسیت- کلرینات- باریت- کالکوپیریت- کالکوسیت- بورنوتیت | باریت- کوارتز | کلرینات- کوارتز- سریسیت- کلرینات- باریت- کالکوپیریت- کالکوسیت- بورنوتیت | کوارتز- سریسیت- کلرینات- کوارتز- کالکوپیریت- کالکوسیت- بورنوتیت | کوارتز- سریسیت- کلرینات- کوارتز- کالکوپیریت- کالکوسیت- بورنوتیت |
| از کمرباین به بالا: Cu-(Au)>>Zn-Pb-Au>>Ba-Au | از کمرباین به بالا: Cu<<Zn-Pb<<Ba | خفیف | خفیف | خفیف | به دلیل نبود پالایش پهنای مشخص نیست |
| کاملاً واضح، گسترده | نا واضح | خفیف | نا واضح | خفیف | نا واضح |
| سرسیتی- پیریتی- میلسی- کلریتی | سرسیتی- پیریتی- سیلیسی- کلریتی- کلسیتی- آلیتی | سرسیتی- پیریتی- سیلیسی- مولفیدی- کلریتی | سرسیتی- پیریتی- سیلیسی- کلریتی- کلسیتی | سرسیتی- پیریتی- سیلیسی- کلریتی- کلسیتی | سرسیتی- پیریتی- سیلیسی- کلریتی |
| آب دریا | آب دریا | آب دریا، سولفیدهای کمرباین | آب دریا | آب دریا، بیوژنیک | آب دریا |
| پایین | پایین | بالا | بالا | بالا | پایین |
| پلوم‌های شناور | پلوم‌های شناور | پلوم‌های شناور، دوده‌کش سیاه | استخر شورابه‌ای | استخر شورابه‌ای | پلوم‌های شناور |
| بایمدال فلسیک | بایمدال فلسیک | بایمدال فلسیک | سیلیسی کلاستیک فلسیک | سیلیسی کلاستیک فلسیک | سیلیسی کلاستیک فلسیک |
| کوروکو | کوروکو | کوروکو | کوروکو | کوروکو | کوروکو |
| Ohmoto and Skinner (1983) | Large et al. (2001) | Large (1992) | Goodfellow and McCutcheon (2003); Goodfellow et al. (2003) | این پژوهش | موسبوند (۱۳۸۹) |

کتابنکاری

- تاج‌الدین، ح.، ۱۳۹۰- عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی طلا در سنگ‌های دگرگونه منطقه سفز- سردشت، شمال‌باختر پهنه دگرگونه سندج- سیرجان، دانشگاه تربیت مدرس، ۶۳۷ ص.
- سبزه‌ئی، م.، ۱۳۷۵- درآمدی بر ویژگی‌های عمومی زمین‌شناسی مجموعه‌های دگرگونی زون سندج- سیرجان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عمرانی، ج. و حجازنیا، ع. ر.، ۱۳۸۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه آوت، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م.، ۱۳۸۱- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۵۹ ص.
- موسیوند، ف.، ۱۳۸۹- زمین‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار روی- سرب- مس چاه‌گز و مقایسه آن با کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد مس- روی- نقره بوانات در پهنه سندج- سیرجان جنوبی، دانشگاه تربیت مدرس، ۵۳۳ ص.
- نوری، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

References

- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211–238.
- Alavi, M., 2007- Structures of the Zagros -Fold-Thrust belt in Iran. *American Journal of Science* 307: 1064–1095.
- Almodóvar, G. R., Sáez, R., Pons, J., Maestre, A., Toscano, M. and Pascual, E., 1998- Geology and genesis of the Aznalcóllar massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt, Spain. *Mineralium Deposita* 33: 111–136.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 18: 210–265.
- Bodnar, R. J., 1993- Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochim Cosmochimica Acta*. 57, 683–684.
- Calagari, A. A., 2003- Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic-phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 21, 767–780.
- Cook, N. J. and Hoefs, J., 1997- Sulphur isotope characteristics of metamorphosed Cu-(Zn) volcanogenic massive deposits in the Norwegian Caledonides. *Chemical Geology*. 135: 307–324.
- Cowan, J. and Cann, J. R., 1988- Supercritical two-phase separation of hydrothermal fluids in the Troodos ophiolite. *Nature*, 333: 259–261.
- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R. and Galley, A. G., 2005- Volcanogenic massive sulfide deposits, in Hedenquist J.W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J. and Richards, J. P., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume 1905–2005*: 523–560.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*. 26, 683–693.
- Goodfellow, W. D. and McCutcheon, S. R., 2003- Geologic and genetic attributes of volcanic sediment-hosted massive sulfide deposits of the Bathurst mining camp, northern New Brunswick; a synthesis: *Economic Geology Monograph* 11: 245–301.
- Goodfellow, W. D., McCutcheon, S. R. and Peter, J. M., 2003- Massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, and northern Maine, *Economic Geology Monograph* 11: 930.
- Hanor, J. S., 2000- Barite-celestine geochemistry and environments of formation; in *Sulfate Minerals: crystallography, geochemistry and environmental significance*, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 40, 193–275.
- Hoefs, J., 2009- *Stable Isotope Geochemistry*, Springer, 6th ed.: 285 pp.
- Hollaway, J. R., 1981- Composition and volumes of supercritical fluids in the Earth crust. In: Hollister, L. S. and Crawford, M. L., eds., *Fluid inclusions: applications to petrology*. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook. 6: 13–38.
- Koski, R. A. and Mosier, D. L., 2012- Deposit type and associated commodities in volcanogenic massive sulfide occurrence model: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–C, Ch. 2, 8 pp.
- Large, R. R., 1992- Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Features, styles, and genetic models. *Economic Geology* 87: 471–510.
- Large, R. R., Huston, D., McGoldrich, P., McArthur, G. and Ruxton, P., 1988- Gold distribution and genesis in Paleozoic volcanogenic massive sulphide systems. In: *Bicentennial Gold 88*. *Geol Soc Aust Abst Ser*. 22: 121–126.
- Large, R. R., McPhie, J., Gemmill, J. B. and Davidson, G., 2001- The Spectrum of Ore Deposits Types, Volcanic Environment, Alteration Halos, and Related Exploration Vectors in Submarine Volcanic Succession: Some Example From Australia. *Economic Geology* 96, 913–938.
- 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: 397–412.
- Morgan, L.A. and Schulz, K. J., 2012- Physical volcanology of volcanogenic massive sulfide deposits in volcanogenic massive sulfide occurrence model: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–C, Ch. 5: 36 pp.
- Nehlig, P., Cassard, D. and Marcoux, E., 1998- Geometry and genesis of feeder zones of massive sulphide deposits: constraints from the Rio Tinto ore deposit (Spain). *Mineralium Deposita* 33, 137–149.

- Ohmoto, H. and Lasaga, A. C., 1982- Kinetics of reactions between aqueous sulphates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 1727–1745.
- 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, 509–567.
- Ohmoto, H. and Skinner, B. J. (eds.), 1983- *The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulfide Deposits*. *Econ. Geol. Monogr.*, 5: 604 pp.
- Ohmoto, H., 1986- Stable isotope geochemistry of ore deposits, *Reviews in Mineralogy*, 16, 491–559. Processes and examples in modern and ancient settings, Publication 5, p. 141–161.
- Pirajno, F., 2009- *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*, 1st ed., University of Western Australia, 1250 pp.
- Pisutha-Arnond, V. and Ohmoto, H., 1983- Thermal history and chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroko district of Japan. *Economic Geology Monograph* 5: 198–223.
- Rashidnejad-Omran, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. and Piqué, A., 2002- Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran méridional). *Comptes Rendus Geoscienc.* 334: 1185–1191.
- Roedder, E., 1984- Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 12, 644 pp.
- Sabzehei, M., 1994- Geological Quadrangle Map of Iran, No. 12, Hajiabad, 1:250,000, First compilation by Berberian, M., final compilation and revision by Sabzehei, M., Geological Survey of Iran.
- Sakai, H., and Dickson, F. W., 1978- Experimental determination of the rate and equilibrium fractionation factors of sulfur isotope exchange between sulfate and sulfide in slightly acid solutions at 1300°C and 1000 bars. *Earth and Planetary Science Letters* 139: 151–161.
- Seccombe, P. K., Spry, P. G., Both, R. A., Jones, M. T. and Schiller, J. C., 1985- Base metal mineralization in the Kaumantoo Group, South Australia: A regional sulfur isotope study. *Economic Geology* 80: 1824–1841.
- Shanks, W. C. P. III and Koski, R. A., 2012- Introduction in volcanogenic massive sulfide occurrence model: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–C, Ch. 1, 4 p.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. and Alderton, D. H. M., 1985- *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie, Glasgow, 239 pp.
- Skauli, H., Boyce, A. J. and Fallick, A. E., 1992- A sulphur isotopic study of the Bleikvassli Zn-Pb-Cu deposit, Nordland, northern Norway. *Mineralium Deposita* 27: 284–292.
- Solomon, M., Gemmel, J. B. and Zaw, K., 2004- Nature and origin of the fluids responsible for forming the Hellyer Zn-Pb-Cu, volcanic-hosted massive sulfide deposit, Tasmania, using fluid inclusions, and stable and radiogenic isotopes. *Ore Geology Reviews*. 25: 89–124.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 52: 1229–1258.
- Walsh, K. J., 2013- Petrography, geochemistry and genesis of the Skiftesmyr Cu-Zn VMS-deposit, Grong, Norway, MSc thesis, University of Tromsø, Norway, 129 pp.
- Wilkinson, J. Y., 2001- Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55: 229–272.
- Yermakov, N. P., Roedder, E. and Sokolo, F. F., 1965- Research on the nature of mineral-forming solutions: with special reference to data from fluid inclusions. Pergamon Press, 743 pp.
- Zaw, K., Gemmel, J. B., Large, R. R., Mernagh, T. P. and Ryan, C. G., 1996- Evolution and source of ore fluids in the stringer system, Hellyer VHMS deposit, Tasmania, Australia—Evidence from fluid inclusion microthermometry and geochemistry. *Ore Geology Reviews* 10: 251–278.
- Zheng, Y. and Frantz, J. D., 1987- Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–CaCl₂–H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology* 64: 335–350.

Ore mineralization and fluid inclusion and sulfur isotope studies on the Shekarbeig deposit, southwest Mahabad, Sanandaj–Sirjan Zone

A. Baharvandi¹, M. Lotfi^{2*}, M. Ghaderi³, M. R. Jafari⁴ and H. A. Tajeddin⁵

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

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

⁴Assistant Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

⁵Assistant Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Received: 2015 November 18

Accepted: 2016 February 20

Abstract

Shekarbeig barite deposit is located 46 km southwest of Mahabad in northwestern part of the Sanandaj–Sirjan zone. The outcropped rock units in the area are Late Proterozoic metamorphosed volcano–sedimentary rocks, equivalent to Kabir Formation. The main ore mineral occurs as stratiform barite lenses in three horizons accompanied by sulfide minerals as massive and/or parallel bands within metamorphosed rhyolitic tuffs (metatuff). The deposit footwall is composed of phyllite and slate crosscut by silicic and sulfide-bearing barite veins and veinlets (stringer zone). Primary minerals in the ore are mainly barite, pyrite, marcasite, chalcocopyrite and bornite and secondary minerals are chalcocite, covellite, malachite, siderite, goethite, hematite and other iron hydroxides. Gangue minerals include quartz, sericite, calcite, dolomite, feldspar and chlorite. In terms of metallic ores, the Shekarbeig deposit does not vary much having only pyrite and chalcocopyrite. Types of fluid inclusions in the Shekarbeig deposit are two-phase liquid–vapour (LV), mono-phase vapour and mono-phase liquid; two-phase liquid–vapour being the dominant type in both stringer and stratiform parts. Sulfur isotope data indicate that seawater was the main mineralizing fluid for Shekarbeig mineralization. These data suggest that complete reduction of recent seawater sulfate and the rate of mixing of hydrothermal solution with cold waters in deep parts of the basin may result in precipitation of large amount of sulfides in the stringer and stratiform zones. On the other hand, partial reduction of recent seawater sulfates provided required sulfur for the deposition of barite. Geological evidence, evaluation, lithostratigraphy, mineralization geometry and the results of fluid inclusion and sulfur isotope studies for samples from the Shekarbeig deposit indicate derivation of the hydrothermal fluids of low salinity and moderate temperature from seawater and circulation and upward movement by a heating source (probably subvolcanic intrusions) and finally cooling and deposition of the fluids as sulfate and sulfide on the sea floor due to mixing with seawater, similar to massive sulfide Kuroko-type deposits.

Keywords: Barite, massive sulfide, fluid inclusion, sulfur isotope, Late Proterozoic, Shekarbeig, Iran

For Persian Version see pages 201 to 218

*Corresponding author: M. Lotfi; E-mail: M_lotfi@ria.ac.ir