

بررسی ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد با استفاده از داده‌های میانبارهای سیال برای تعیین خاستگاه گوگرد سیال‌های کانه‌زا در کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد سرگز، شمال غرب جیرفت، جنوب شرق ایران

حمید رستمی پور*، مهرداد بهزادی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۹/۱۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۱۱/۱)

چکیده: کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد سرگز در جنوب شرق ایران، شمال غرب شهرستان جیرفت واقع است. ترکیب سنگ‌شناسی منطقه شامل بازالت‌های بالشی، آندزیت، آذرآواری و فلیش است. تشکیل دودکش‌های سیاه در واحدهای بازالتی با ساخت بالشی باعث کانه‌زایی مس و روی سولفید توده‌ای در کانسار سرگز شده است. رویداد کانه‌زایی مس و روی در کانسار سرگز در بخش جنوب شرقی پهنه ساختاری سنندج - سیرجان رخ داده که به صورت توده‌ای و رگه-رگچه‌ای است. پیریت کانی اصلی سولفیدی در این کانسار است که کانه‌های کالکوپیریت، اسفالریت، تنانتیت و پیروتیت به همراه آن یافت می‌شوند. در مناطق کانه‌زایی، مهمترین دگرسانی‌های دیده شده در سنگ میزبان کانه‌زایی، دگرسانی‌های سیلیسی و کلریتی هستند. این دگرسانی‌ها از نظر زمانی-مکانی وابسته به پهنه کانه‌زایی هستند. بر پایه میانگین دمای همگن‌شدگی سیال‌های درگیر بدست آمده از ۸۹ نمونه سیال درگیر، ایزوتوپ گوگرد سیال از ایزوتوپ گوگرد در تعادل با کانی‌های سولفیدی تفکیک شد. بررسی‌ها نشان داد که خاستگاه گوگرد سیال گرمایی مولد کانه‌زایی دربردارنده سنگ‌های دگرگونی و همچنین گوگرد ماگمایی است. بررسی عناصر کمیاب و خاکی نادر در پهنه کانه‌زایی نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و بی‌هنجاری مثبت از عناصر سنگ‌دوست درشت یون (LILE) است. بی‌هنجاری مثبت در عناصر سنگ‌دوست می‌تواند نشان‌دهنده آمیختگی سیال کانه‌زا با سنگ‌های سیلیکاتی باشد.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ گوگرد؛ عناصر خاکی نادر؛ سولفید توده‌ای؛ سرگز؛ جیرفت.

مقدمه

با اینکه این پهنه به طور کامل برای ایران تعریف شده ولی راستای آن در ترکیه، سوریه و قفقاز نیز قابل مشاهده است [۲]. بر پایه تاریخچه ارائه شده تکامل این پهنه، از آغاز تریاس پسین، سنگ کره اقیانوسی تتیس جوان در اثر فروانش به زیر ورقه ایران، شروع به از میان رفتن کرده و موجب جایگیری قوس ماگمایی سنندج-سیرجان به سن تریاس پسین شده است [۳، ۴]. شهاب پور [۵]، آروین و همکاران [۶] قوس ماگمایی سنندج-سیرجان و جایگیری باتولیت سیاه کوه بافت را

پهنه سنندج - سیرجان به دلیل شرایط خاص زمین‌پویایی، دگرگونی و ماگمایی، همچنین وجود معادن و شواهد متعدد کانه‌زایی فلزی چون طلا، آهن، مس، سرب و روی، تنگستن و کرومیت، از گذشته‌های دور برای زمین‌شناسان و معدنکاران مهم بوده است. این کمربند به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۲۵۰-۳۰۰ کیلومتر با روند شمال غرب - جنوب شرق موازی با راندگی اصلی زاگرس کشیده شده است [۱].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۹۱۱۵۳۴۱۴۴، پست الکترونیکی: rostamipoor12@gmail.com



ایزوتوپ گوگرد در نمونه‌های کانه‌دار برای تعیین خاستگاه گوگرد سیال‌های کانه‌زا بررسی شده است.

روش بررسی

به منظور بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، کارها در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گرفت. در بخش صحرایی، زمین‌شناسی منطقه، دگرسانی‌های گرمابی، کانه‌زایی و چگونگی ارتباط آنها با سنگ‌های درونگیر بررسی گردیده و از واحدهای سنگی، پهنه‌های کانه‌زایی، دگرسانی‌ها و مغزه‌های حفاری نمونه‌برداری انجام شد. در بررسی‌های آزمایشگاهی، ویژگی‌های کانه‌نگاری کانسنگ، سنگ‌نگاری سنگ میزبان و مجموعه‌های دگرسانی بررسی گردید. بررسی‌های میکروسکوپی بر ۲۰ مقطع صیقلی و ۴۰ مقطع نازک انجام شد. به منظور بررسی میانبارهای سیال، ۹ نمونه از کانی کوارتز همراه با کانه‌زایی در مغزه‌های حفاری انتخاب گردید و مقاطع دوبر صیقل آنها با ضخامت حدود ۱۰۰ میکرون تهیه شد. سپس بررسی‌های ریزدماسنجی در آزمایشگاه دانشگاه تربیت مدرس در دو مرحله گرم کردن و سرد کردن بر ۸۹ میانبار سیال با دستگاه ۶۰۰ THMSG Linkam انجام شد. این دستگاه قادر به اندازه‌گیری گستره دمایی $C^{\circ} ۱۹۶$ - تا $C^{\circ} ۶۰۰+$ است. برای بررسی عناصر کمیاب و خاکی نادر، ۳۵ نمونه از بخش‌های مختلف کانه‌زایی برداشت گردید. تجزیه ICP-MS در آزمایشگاه زرآما ماهان انجام گرفت. با ICP-MS می‌توان بخش عمده‌ای از عناصر را به صورت کمی اندازه‌گیری کرده و مقدار کل عنصر مورد نظر را اندازه گرفت. مزایای استفاده از پلاسما در مقایسه با سایر روش‌های یونش چون یونش شعله این است که یونش در یک محیط شیمیایی بی‌اثر رخ می‌دهد و از تشکیل اکسید جلوگیری کرده و یونش کامل‌تر می‌شود. همچنین، دمای مشعل به نسبت یکنواخت است و آثار خود جذبی را کاهش می‌دهد. حد تشخیص دستگاهی در این روش برای عناصر کمیاب و خاکی نادر ۰/۱ تا ۱ ppm پی‌پی‌ام است [۱۰]. از مزایای تجزیه عناصر طیف‌سنجی جرمی پلاسما جفت شده القایی ICP-MS نسبت به سایر روش‌ها می‌توان به امکان چند عنصری، گستره تحلیلی بزرگ، محدودیت تشخیص پایین، توان نمونه بالا، حجم نمونه کم، آماده‌سازی نمونه ساده، طیف‌سنجی جرمی با وضوح بالا و پشت سر هم و سطح کنترل تداخل عنصری اشاره کرد [۱۱].

در زمان تریاس پسین به فروران‌ش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی نسبت داده‌اند. بر پایه ویژگی‌های ردیف سنگ‌چینه‌ای مجموعه آذرین-رسوبی منطقه سرگز، داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه و سن نسبی در زمان تریاس پسین - ژوراسیک پیشین، این مجموعه در مراحل اولیه بازشدگی یک حوضه پشت قوس درون قاره‌ای باریک (basin arc back ensialic early) شکل گرفته است. کشش و نازک شدن پوسته طی کافتن، بر گوشته سنگ کره‌ای اثر گذاشته و صعود مذاب‌های تولید شده از ذوب گوشته و آمیختگی آن با گوشته دگرنهاده زیر قاره، طی سازوکار جایگزینی گوشته زیر قاره توسط گوشته تهی شده، فعالیت ماگمایی را در ترازهای مختلف در پوسته نازک‌شده متمرکز نموده است. در نتیجه می‌توان گفت که بر پایه ویژگی‌های ردیف چینه‌ای و داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه سرگز، کانسار سرگز به احتمال بسیار در مراحل اولیه بازشدگی یک حوضه پشت قوس درون قاره‌ای تشکیل شده است [۷].

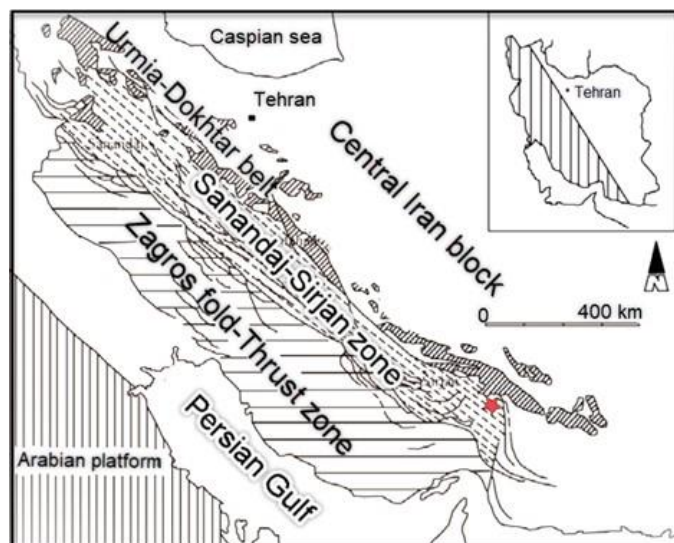
موقعیت گستره مورد نظر در سامانه مختصات جغرافیایی $28^{\circ}45'07''$ و $28^{\circ}43'22''$ عرضی و $57^{\circ}20'57''$ و $57^{\circ}23'09''$ طولی است. در منطقه سرگز مجموعه سنگ‌های آذرین، به همراه سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری و رسوب‌های نوع فلیش، رخنمون دارند که با توجه به روابط چینه‌شناسی، سن این مجموعه به تریاس پسین-ژوراسیک پیشین نسبت داده شده است [۸]. منطقه سرگز در شمال‌شرقی مجموعه سرگز-آبشور قرار دارد [۹]. بدرزاده محیط زمین‌ساختی منطقه سرگز، زمین‌شیمی پهنه‌های دگرسانی کانسار سرگز، و همچنین مراحل مختلف کانه‌زایی در این کانسار را بررسی کرده است [۷]. از آنجا که بیشترین حجم حفاری مغزه‌گیری و پودری در این کانسار مربوط به پس از سال ۱۳۹۸ بوده که منجر به کشف پهنه‌های جدید کانه‌زایی نیز شده است، اطلاعات کافی حفاری برای پژوهش‌های جدید در دسترس است. بررسی کانسار سرگز از چند نظر مورد توجه است، بررسی‌های کمی پیرامون خاستگاه این کانسار انجام شده است، و از این دیدگاه هنوز مباحث زیادی برای بحث و پژوهش دارد. بررسی عناصر کمیاب و خاکی نادر، ایزوتوپ‌های پایدار به همراه گسل‌های این کانسار می‌تواند در درک بهتر کانه‌زایی سولفید توده‌ای کمک شایانی کند. در این پژوهش، زمین شیمی

ماسه‌سنگ (واحد فلیش)، سنگ‌آهک توفی، سنگ‌آهک و سنگ‌های آذرآواری فلسیک و سنگ‌های آتشفشانی بازیک و حدواسط است که سنگ‌های بازیک با ساخت بالشی در بخش پیشین این توالی قرار دارند. بر اساس حفاری‌های انجام شده ستون چینه‌شناسی از پایین به بالا شامل بازالت بالشی، ژاسپر، واحد آذرآواری، آندزیت و فلیش است که با دایک‌های منطقه قطع شده‌اند. سنگ‌های بازالتی با ساخت بالشی میزبان کانه‌زایی سولفید توده‌ای سرگز هستند [۱۲، ۱۳]. با توجه به نقشه ۱/۱۰۰۰ تهیه شده از کانسار سرگز، روند کانه‌زایی شمال‌غرب-جنوب‌شرقی است (شکل ۲). کانه‌زایی در واحد بازالتی و همچنین در زیر افق ژاسپری-کربناتی قرار دارد. گسل‌های بزرگ منطقه بیشتر شمالی-جنوبی هستند و گسل‌های کوچک و فرعی با گسل‌های اصلی کنترل می‌شوند (شکل‌های ۲ تا ۴). گسل‌های منطقه اثری بر کانه‌زایی نداشته و تنها در برخی نقاط باعث جابجایی پهنه کانه‌زایی شده‌اند. روند عمومی دایک‌های منطقه مورد بررسی بیشتر شرقی-غربی است. ضخامت این دایک‌ها گاهی تا ده متر و طول آنها به ۶۰۰ متر می‌رسد. جنس این دایک‌ها بیشتر مافیک و کمتر فلسیک است. این دایک‌ها همه واحدهای ژوراسیک درون منطقه را قطع کرده‌اند، از این رو سنی جوانتر از ژوراسیک دارند (شکل‌های ۲ و ۴). کانسار سرگز از پنج پهنه کانه‌زایی سرگز، حنا، زاغو، باران و مرجان تشکیل شده است که بیشتر حفاری‌ها و همچنین برداشت نمونه‌های انتخابی در پهنه‌های سرگز و زاغو انجام شده است (شکل ۴).

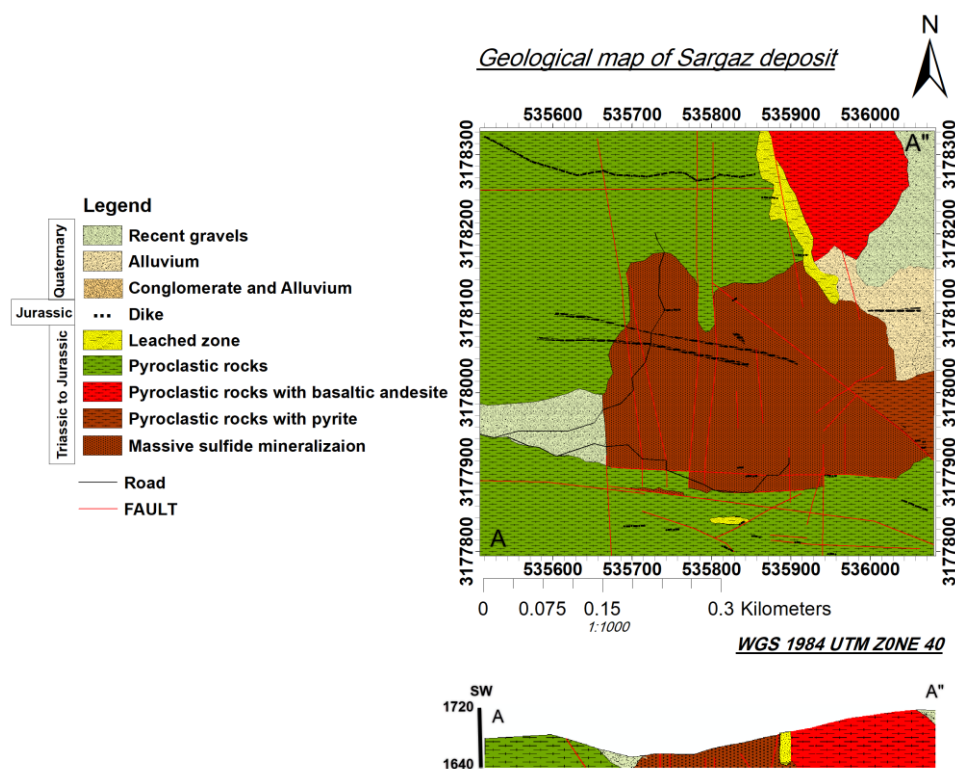
مغزه‌های حفاری دارای کانه‌زایی مس با عدسی دستی بررسی شدند. سپس از این مغزه‌ها مقطع صیقلی تهیه و بررسی گردید و با نمونه‌های بررسی شده با عدسی دستی مقایسه شد. بر پایه نتایج کانه‌نگاری بدست آمده، ۵ نمونه کالکوپیریت برای بررسی‌های ایزوتوپی گوگرد در کانسار مورد بررسی انتخاب شده و به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه اراک ارسال گردیدند. در دستگاه تجزیه ایزوتوپی، پس از احتراق یک نمونه جامد در تحلیلگر عنصری در دمای ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد، گاز SO_2 تولید شده از دستگاه و ستون عبور کرده و از آب موجود در تله آب و همچنین SO_2 در ستون تصفیه و تله خارج می‌شود. سپس ستون جذب تا دمای ۲۲۰ درجه سانتیگراد گرم می‌شود تا گاز SO_2 انباشته آزاد گردد. این گاز سرانجام وارد طیف‌سنج جرمی نسبت ایزوتوپی (IRMS) می‌شود. در IRMS، نسبت جرم ۶۶/۶۴ به منظور ارزیابی نسبت $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$ نمونه تعیین می‌شود. نتایج تجزیه نسبت به شهاب سنگ دیابلو دره کانیون استانداردسازی شده‌اند.

زمین‌شناسی و کانی‌شناسی منطقه

کانسار سرگز در بخش جنوب شرقی پهنه ساندج-سیرجان واقع است (شکل ۱). منطقه سرگز در گوشه شرقی نقشه یکصد هزار اسفندقه قرار دارد [۸]. با توجه به این نقشه زمین‌شناسی، در گستره مورد نظر توالی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی وابسته به تریاس پسین-ژوراسیک پیشین با پی‌سنگ کنگلومرایی و دگرشیبی زاویه‌دار بر مجموعه دگرگونی پالئوزویک قرار دارند. توالی مزوزویک شامل تناوبی از شیل و



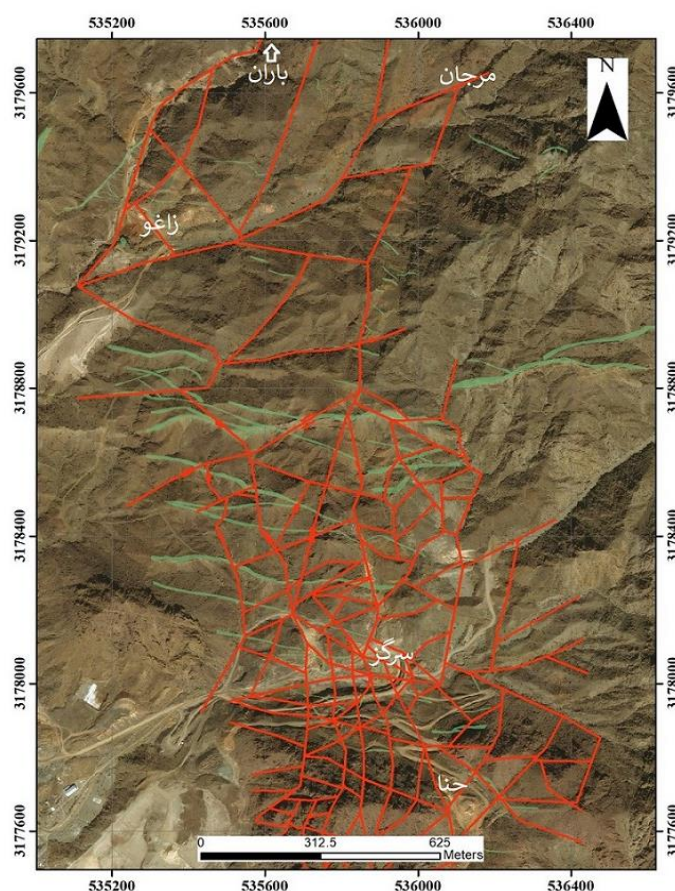
شکل ۱ موقعیت پهنه ساختاری ساندج-سیرجان و منطقه موردنظر که با ستاره نشان داده شده است [۱۳، ۱۴].



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی کانسار سرگز. کانه‌زایی به رنگ سیاه نشان داده شده است. در همه نقاط، در زیر کانه‌زایی پی سنگ بازالتی قرار دارد. افق ژاسپری-کربناتی در همه پهنه‌های کانه‌زایی در بالای پهنه سولفید توده‌ای واقع بوده اما در محل استخراج معدن سرگز به دلیل استخراج کانه مس، تنها در بخشی از نقاط شرقی و جنوبی قابل مشاهده است. در برخی نقاط، کانه‌زایی در مرز بین آذرآواری و فلیش با بازالت قرار دارد، اما در محل استخراج کانسار سرگز اغلب بخش پسین فلیش باربرداری شده است.



شکل ۳ نمایی از پهنه کانه‌زایی سرگز در منطقه مورد بررسی و واحدهای دربرگیرنده آن (دید به سمت شمال‌غرب). از آنجا که در این کانسار عملیات استخراج در حال انجام است، می‌توان از واژه معدن برای آن استفاده کرد (نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰ سرگز بخشی از این تصویر را شامل می‌شود).



شکل ۴ نقشه گسل‌های منطقه مورد بررسی به همراه دایک‌ها (به رنگ سبز) نسبت به پهنه‌های کانه‌زایی.

واحد زمین‌شناسی مولد کانه‌زایی

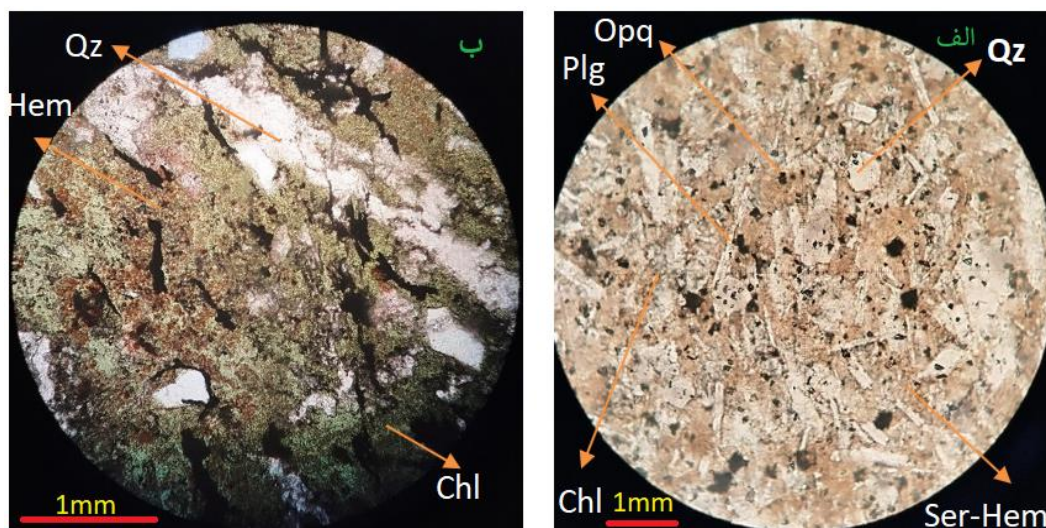
اصطلاح کانسار سولفید توده‌ای (VMS) در کل به معنی کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد [۱۵]، کانسارهای سولفید توده‌ای همراه با سنگ‌های آتشفشانی [۱۶] و کانسارهای سولفید توده‌ای با میزبان آتشفشانی است [۱۷]. اکنون توافق عمومی بر این است که کانسارهای VMS به طور ترجیحی طی دوره‌های کافتی شدن قوس‌های آتشفشانی قاره-ای و اقیانوسی، پیش قوس‌ها و محیط‌های کششی پشت قوس تشکیل می‌شوند [۱۸-۲۳].

کانسارهای VMS کف دریا‌های عهدحاضر در هر دو محیط‌های گسترش اقیانوسی و قوس شناسایی شده‌اند ولی کانسارهای حفظ شده در دوره‌های زمین‌شناسی، بطور عمده در قوس‌های جنینی قاره‌ای و اقیانوسی و جایگاه پشت قوس تشکیل شده‌اند [۲۴، ۲۵]. بازالت‌های منطقه‌ی سرگز که گستره مورد نظر نیز شامل آن می‌شود، دارای تفکیک کلی در عناصر خاکی نادر (REE)ها بوده و غنی‌شدگی از عناصر خاکی

نادر سبک (LREE) هستند [۲۶]. این واحد بیشتر در بخش-های شرقی منطقه رخمون دارد (شکل ۵). به دلیل فعالیت آتشفشانی در کف دریا و اثر آب دریا بر کانی‌های واحدهای آتشفشانی، بیشتر این واحدها با هوازگی همراه هستند، به طوری که کانی‌های مافیک دست نخورده به ندرت دیده می‌شوند. در مقاطع نازک مورد بررسی، پلاژیوکلاز گاهی در حال تبدیل به سریسیت و کائولینیت است. کانی کدر بسیار یافت می‌شود. نکته قابل توجه حضور پلاژیوکلازهای تیغه‌ای بوده که نشان‌دهنده سرد شدن سریع گدازه در محیط آبی است [۷، ۲۷ و ۲۸] (شکل ۶). در کانسار سرگز، مهمترین دگرسانی دیده شده دگرسانی‌های سیلیسی و کلریتی است که اغلب به همراه هم دیده می‌شوند. این دگرسانی‌ها در متن سنگ بازالتی و همچنین به همراه پهنه کانه‌زایی دیده می‌گردند. در مقاطع بازالتی مورد بررسی، رگچه‌های کوارتز ثانویه به همراه کلریت بسیار یافت می‌شود.



شکل ۵ رخمون واحد بازالت بالشی در منطقه.



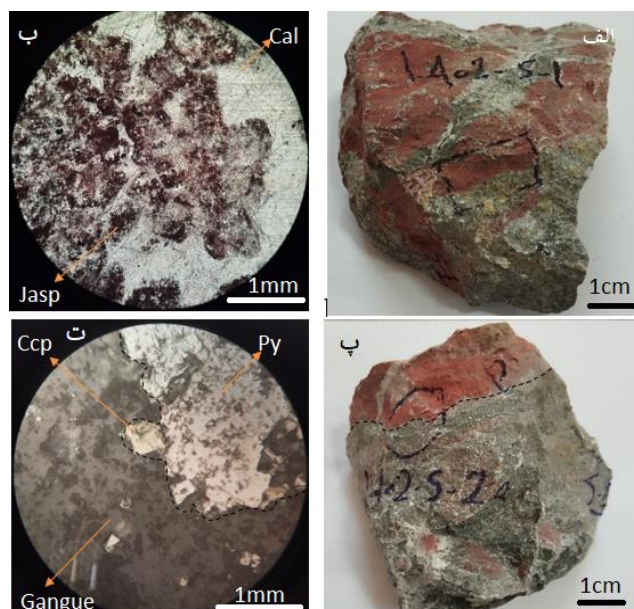
شکل ۶ الف- تصویر مقطع نازک بازالت دربردارنده کوارتز ثانویه و کانی کدر، زمینه نمونه را کانی‌های سریسیت، کائولینیت و هماتیت ناشی از دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر تشکیل می‌دهد. کانی کلریت برآمده از دگرسانی کانی‌های مافیک چون البوین است (در نور قطبیده صفحه‌ای، PPL). ب- مقطع میکروسکوپی از دگرسانی سیلیسی و کلریتی در منطقه مورد بررسی. Qz: کوارتز، Chl: کلریت، Hem: هماتیت، Opq: کدر، Ser: سریسیت، Plg: پلاژیوکلاز (در نور قطبیده متقاطع، XPL) [۲۹].

قرمز خونی مشخص می‌شود و ضخامت آن از چند سانتی‌متر درون مغزه‌ها تا ۱۰ متر متغیر است. در این منطقه، افق ژاسپری، افزون بر مرز بین سنگ‌های بازالتی بالشی پیشین و واحدهای پسین، گاهی در قاعده واحدهای آتشفشانی-آذرآواری نیز رخمون دارد (شکل ۹).

چون که توضیح داده شد، پهنه کانه‌زایی درون واحد بازالتی قرار دارد و بخش پسین آن را افق ژاسپری-کربناتی می‌پوشاند. با نزدیک شدن به پهنه کانه‌زایی، واحد برون‌دمی ژاسپر-کربنات درست در مرز بین سنگ‌های بازالتی بالشی پیشین دربردارنده کانه‌زایی و سنگ‌های آندزیتی، آذرآواری و فلیش پسین تشکیل شده است (شکل‌های ۷ و ۸). این افق با رنگ شیری، قرمز تا



شکل ۷ تصویری از پهنه کانه‌زایی سولفید توده‌ای در کانسار سرگز از عمق ۱۲۱-۱۲۲ متری واحد آذرآواری (مستطیل سبز) و از عمق ۱۲۲-۱۲۳،۲ متری افق ژاسپری به رنگ شیری و قرمز در بالای پهنه کانه‌زایی (مستطیل قرمز) و پهنه کانه‌زایی سولفید توده‌ای از عمق ۱۲۳،۲ تا ۱۲۶ متری (مستطیل نارنجی).



شکل ۸ الف و پ- نمونه دستی ژاسپر و کربنات به همراه پهنه سولفیدی در کانسار سرگز (رنگ قرمز را ژاسپر و کربنات و بخش پایینی آن را پهنه سولفیدی تشکیل می‌دهد). ب- تصویر مقطع نازک کلسیت (Cal) و ژاسپر (Jasp)، پ و ت- مرز مشخص بین افق ژاسپری با کالکوپیریت (Ccp) و پیریت (Py) در PPL [۲۹].



شکل ۹ آغشتگی‌های ژاسپری منگن‌دار به رنگ قرمز در واحد آندزیتی درون مغزه‌های حفاری در کانسار سرگز.

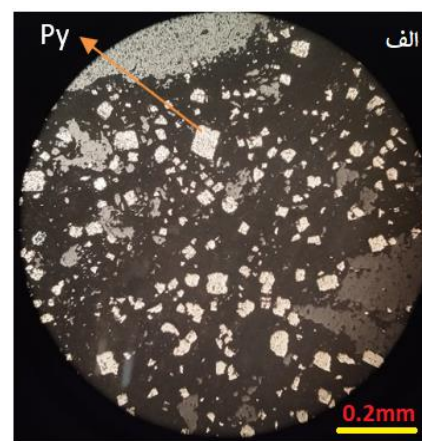
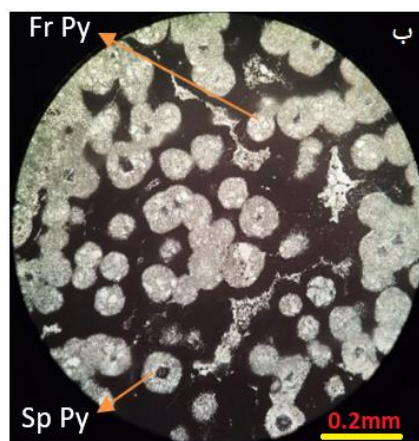
کانه‌نگاری کانسار

پیریت: در کانسار سولفید توده‌ای سرگز، کانی پیریت فراوان-ترین کانی سولفیدی است که تقریباً در همه واحدهای سنگی دیده می‌شود. این کانی به صورت بی‌شکل، نیمه شکل‌دار، شکل‌دار، اسفنجی و فرامبوئیدی دیده می‌شود. اندازه پیریت-های موجود در کانسار مس سرگز به ۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد. بعضی پیریت‌ها در سامانه سولفید توده‌ای، به ویژه در پهنه رگه-رگچه‌ای، اسفنجی شکل و شامل فضاهای خالی هستند. به نظر می‌رسد که این فضاهای خالی در واقع فضاهایی هستند که در نتیجه رشد پیریت‌های فرامبوئیدی اولیه بوجود آمده‌اند. به این ترتیب که پیریت‌های فرامبوئیدی بطور اولیه بصورت مکعب‌های بسیار کوچک و نامنظم در کنار هم ایجاد شده‌اند، رشد این مکعب‌های پیریت با تداوم فعالیت سیال‌های گرمایی، باعث می‌شود که فضای خالی بین پیریت‌ها بوجود آمده و سرانجام پیریت‌های اسفنجی شکل مانند شکل ۱۰ ب تشکیل گردد [۲۶، ۳۰]. پیریت شکل‌دار اغلب به تنهایی دیده شده و کان‌زایی به همراه آن یافت نمی‌شود. پیریت نیمه شکل‌دار و بدون شکل با کانی‌های کالکوپیریت، تنانتیت، اسفالریت و در مجموع با کان‌زایی مس و روی هم‌برزادی تشکیل می‌دهد. پیریت‌های شکل‌دار به صورت رگه‌های سولفیدی در واحدهای سنگی منطقه وجود دارند (شکل‌های ۱۰ الف و ۱۱ الف).

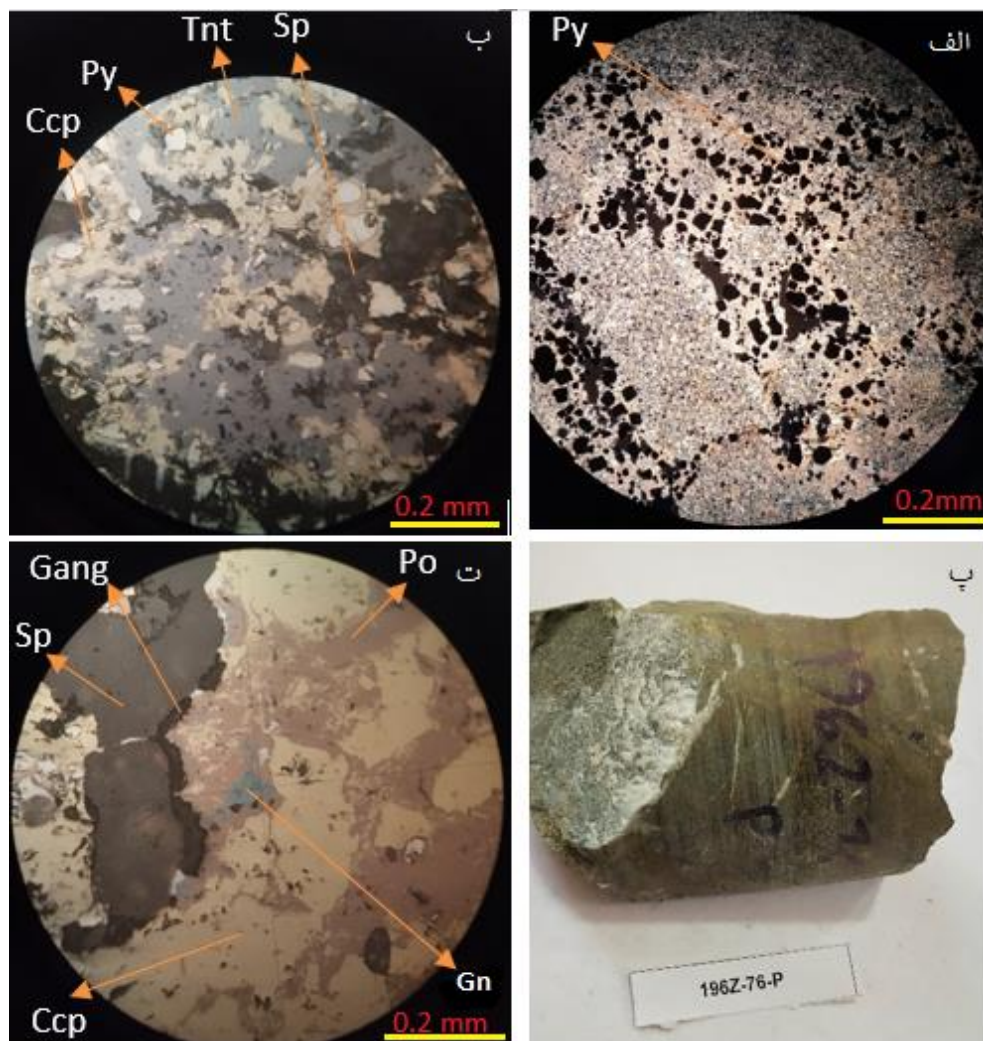
کالکوپیریت: کان‌ه کالکوپیریت به صورت کاملاً بی شکل دیده می‌شود. چنان که در شکل ۷ نشان داده شد، در بخش پسین پهنه کان‌زایی فراوانی بالایی دارد. فراوانی این کان‌ه در بخش پیشین پهنه کان‌زایی کمتر است. کالکوپیریت کان‌های بدون شکل پیریت، اسفالریت، تنانتیت و گالن را که به صورت جزیره

ای هستند، در بر می‌گیرد. در مقاطع صیقلی بررسی شده، کالکوپیریت هیچگاه به تنهایی دیده نشده است (شکل‌های ۱۱ ب و ت). با توجه به دربرگرفته شده سایر کانی‌های سولفیدی با کالکوپیریت و دربرگیری کالکوپیریت با تنانتیت، به نظر می‌رسد که توالی تشکیل کان‌ها به این صورت باشد که نخست کان‌های اسفالریت و پیریت از سیال کان‌دار ته‌نشست کرده‌اند و سپس در مراحل بعدی، بخش‌هایی از آنها و نیز فضاهای خالی بین آنها با کالکوپیریت پر شده است و سرانجام طی پایین آمدن دمای محیط، کان‌ه تنانتیت شروع به تشکیل کرده است.

اسفالریت: کان‌ه اسفالریت بی شکل به همراه کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و تنانتیت به صورت هم‌برزادی یافت می‌شود (شکل‌های ۱۱ ب و ت). در همه مقاطع برداشت شده از پهنه پرعیار مس و روی سرگز، به همراه کالکوپیریت و اسفالریت، کانی‌های تنانتیت و پیروتیت نیز یافت می‌شوند. کانی سولفوسالت اصلی تشکیل شده در کانسار سرگز تنانتیت است. این کان‌ه در پهنه غنی از اسفالریت و کالکوپیریت دارای فراوانی بیشتری هست (شکل‌های ۱۱ ب و ت). این کان‌ه به صورت بی شکل و دانه‌ریز و یا بصورت دانه درشت تشکیل شده است. کانی پیروتیت اغلب زمینه پهنه کان‌زایی پرعیار را تشکیل می‌دهد که حجم پسین نیز دارد. این کانی اغلب در پهنه‌های دربردارنده کانی پیریت با فراوانی کم یافت می‌شود و می‌تواند دلیلی بر تشکیل کانسار در دمای بالا و گریزندگی گوگرد کم باشد (شکل ۱۱ ت). مقادیر فرعی و کم گالن اغلب در پهنه پرعیار و به همراه کالکوپیریت و اسفالریت دیده می‌شود. از بررسی کان‌ه گالن با توجه به ذخیره کم آن در این پژوهش چشم‌پوشی شده است.



شکل ۱۰ الف) کانی شکل‌دار پیریت (Py) در مقطع صیقلی، ب) پیریت با بافت فرامبوئیدی (Fr Py) و اسفنجی (Sp Py) در مقطع صیقلی از کان‌ه زایی [۲۹].



شکل ۱۱ الف) کانی شکل‌دار پیریت (Py) در مقطع نازک (XPL)، ب) کانی بی شکل پیریت (Py)، کالکوپیریت (Ccp)، اسفالریت (Sp) و تنانتیت (Tnt) در مقطع صیقلی و پ) نمونه دستی از پهنه کانه‌زایی پرعیار مس و ت) مقطع صیقلی نمونه ت: کانه‌های پیروتیت (Po)، کالکوپیریت، اسفالریت (Sp) تنانتیت (Tnt) و کانی باطله (Gang) در مقطع صیقلی پهنه پرعیار [۲۹].

میزبان ماده معدنی، به گروه مافیک و سیلیسی آواری مافیک نزدیک است (جدول ۱) [۳۲].

بررسی ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد

گوگرد به دو دلیل جزء مهمی از سامانه کانسارهای سولفید توده‌ای است، نخست از آنجا که سولفیدهای آهن و فلزهای پایه در دماهای پایین تا متوسط بسیار نامحلول هستند، وجود H_2S باعث رسوب آهن و سولفیدهای فلزهای پایه می‌شود. دوم، برخی از فلزها، برای مثال طلا، با کمپلکس‌های سولفیدی منتقل می‌شوند [۳۳]. خاستگاه گوگرد کانسارهای سولفید توده‌ای می‌تواند گوگرد ماگمایی [۳۴]، سولفات آب دریا و

بدرزاده و همکاران [۱۳] کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد سرگز را در گروه کانسارهای دوخاستگاهی مافیک یا نوراندا قرار داده‌اند. مافیک دوخاستگاهی با داشتن بیش از ۵۰ درصد سنگ‌های مافیک و بیش از ۳ درصد سنگ‌های دو خاستگاهی در توالی چینه‌شناسی میزبان، با سنگ‌های سیلیسی آواری تابع تعریف می‌شود. در بیشتر آنها، نسبت سنگ‌های آتشفشانی مافیک به فلسیک ۳:۱ یا بیشتر است [۳۱]. با مقایسه کانسار سرگز نسبت به کانسارهای بزرگ، این کانسار از نظر محیط زمین ساختی، نوع سنگ همراه و عناصر فلزی در گروه کانسارهای دوخاستگاهی مافیک قرار می‌گیرد، اما از نظر سنگ

سولفات رسوب‌های کم عمق [۳۵]، شکنش ایزوتوپ گوگرد ناشی از باکتری‌های احیا کننده سولفات [۳۶] و احیای ترموشیمیایی غیرزیست سولفات آبی [۳۷] باشد. براساس فراوانی و هم‌رزایی کانی‌های سولفیدی، نمونه‌های سولفیدی تهیه شده از پهنه سولفید توده‌ای پرعیار مس، برای تجزیه ایزوتوپی گوگرد انتخاب شدند. چنان که پیشتر اشاره شد، کانی کوارتز به دلیل همراهی دگرسانی سیلیسی با پهنه کانه‌زایی برای بررسی سیال‌های درگیر انتخاب شد (جدول ۲). بررسی‌های دماسنجی بر ۸۹ سیال اولیه موجود در ۹ مقطع دوبر صیقلی با فرایندهای سرد و گرم کردن انجام شد. با توجه به نتایج، گستره دمای هم‌گن شدگی ۹۸ تا ۲۶۴ درجه سانتی‌گراد و میانگین آن برابر با ۱۶۹ درجه سانتی‌گراد است.

مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ اندازه‌گیری شده ۳٫۵+ تا ۶٫۱+ با میانگین ۴٫۷+ در هزار است. سولفیدهای درون‌زادی که در نهشته‌های گرمایی ماگمایی شکل گرفته‌اند و یا حتی سولفیدهای یک ناحیه معدنی به ندرت تغییر ترکیبی بیش از ± ۵ در هزار را نشان می‌دهند [۳۸]. براساس معادله تفکیک [۳۹] و میانگین دمای هم‌گن‌شدگی سیال‌های درگیر (۱۶۹ درجه سانتی‌گراد)، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سیال در تعادل با کانی‌های سولفیدی، در گستره ۳٫۲+ تا ۵٫۸+ با میانگین ۴٫۴+ در هزار است (جدول ۳). مقادیر ایزوتوپ گوگرد نسبت به شهاب سنگ CDT (Canyon Diablo Troilite) استاندارد شده‌اند. دو عامل مهم تغییر مقادیر ایزوتوپ گوگرد اثر مقادیر ایزوتوپی گوگرد منبع و اثر فرایندهای ایجاد کننده تفکیک ایزوتوپی هستند [۴۰].

جدول ۱ مقایسه ویژگی‌های کانسار سرگز با انواع کانسارهای سولفیدی توده‌ای آتشفشانزاد [۳۲].

کانسار سرگز	ویژگی‌های شاخص	نوع سیلیسی آواری فلسیک	نوع دوخاستگاهی فلسیک	نوع دوخاستگاهی مافیک	نوع سیلیسی آواری مافیک	نوع مافیک
حوزه پشت کمانی	محیط زمین ساختی	ریف‌های قاره‌ای و پشت کمانی	کمان قاره‌ای کافتی	محیط‌های کافتی اولیه، حوزه‌های پشت کمانی و پیش کمانی	محیط‌های رسوبی پشت کمانی و پیش کمانی، محیط‌های رسوبی پشته-کمانی و پشته‌های میان اقیانوسی	حوزه‌های پشت کمانی، پیش کمانی و پشته‌های میان اقیانوسی
بازالت، آندزیت، آذرآواری، فلیش	نوع سنگ	آتشفشانی فلسیک، مافیک، رسوبی و رخساره‌های آهن	آتشفشانی فلسیک و مافیک	آتشفشانی مافیک، آتشفشانی فلسیک $\pm$ آندزیت	آتشفشانی و نفوذی مافیک و فرامافیک و رسوب‌های سیلیسی آواری	آتشفشانی و نفوذی مافیک و فرامافیک
بازالت	سنگ میزبان ماده معدنی	سنگ‌های آتشفشانی فلسیک و سنگ‌های رسوبی	سنگ‌های آتشفشانی فلسیک	سنگ‌های آتشفشانی فلسیک-سنگ‌های آتشفشانی بازیک	سنگ‌های آتشفشانی مافیک یا سنگ‌های نفوذی مافیک و فرامافیک	سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی مافیک. نادر در سنگ‌های فرامافیک
Cu-Zn-(Pb-Ag-Au)	عناصر فلزی	Zn-Pb-Cu-(Ag-Au)	Zn-Pb-Cu-(Au-Ag)	Cu-Zn-Pb-(Au-Ag)	Cu (Co-Zn-Ni)	Cu-Zn
رده‌بندی معادل	بائورست	کروکو، غنی از روی-سرب-مس	نوراندا، غنی از مس، روی، سرب	بشی، مافیک-پلیتیک، غنی از مس و کبالت، اوتوکمپو	قبرس، غنی از مس	
مثال از انواع مشابه معروف جهانی	بائورست	کروکو	فلیمن فلون، نوراندا	پرتگاه ویندی، بشی	عمان، قبرس	

جدول ۲ نمونه‌های برداشت شده برای بررسی‌های سیال‌های درگیر. باتوجه به اختلاف ارتفاع گمانه‌های حفر شده، مترآژ نمونه‌برداری در گمانه‌ها نیز متفاوت است. البته همه نمونه‌ها از بخش دگرسانی در ارتباط با کانه‌زایی برداشت شده‌اند (اعداد پر رنگ و ایتالیک نشان‌دهنده مترآژ برداشت نمونه در مغزه‌ها هستند).

۴۶	۱۹۵-۸۰-FI	L-V	-۲/۲	۲/۲	۱۲۰	۳/۷۱
۴۷	۱۹۵-۸۰-FI	L-V	-۶/۳	۶/۳	۲۰۵	۹/۶۰
۴۸	۱۹۵-۸۰-FI	L-V	-۵/۹	۵/۹	۱۹۶	۹/۰۸
۴۹	۱۹۵-۸۰-FI	L-V	-۴/۵	۴/۵	۲۱۷	۷/۱۷
۵۰	۱۹۵-۸۰-FI	L-V	-۶/۱	۶/۱	۲۰۸	۹/۳۴
۵۱	۱۹۵-۸۰-FI	L-V	-۴/۸	۴/۸	۱۷۲	۷/۵۹
۵۲	۱۹۵-۸۰-FI	L-V	-۳/۹	۳/۹	۱۹۳	۶/۳۰
۵۳	۱۹۵-۸۰-FI	L-V	-۲/۶	۲/۶	۱۳۵	۴/۳۴
۵۴	۱۹۵-۸۰-FI	L-V	-۵	۵	۱۷۹	۷/۸۶
۵۵	۱۹۵-۴۹-FI	L-V	-۲	۲	۱۸۵	۳/۳۹
۵۶	۱۹۵-۴۹-FI	L-V	-۱/۵	۱/۵	۱۵۶	۲/۵۷
۵۷	۱۹۵-۴۹-FI	L-V	-۲/۴	۲/۴	۱۷۳	۴/۰۳
۵۸	۱۹۵-۴۹-FI	L-V	-۱/۵	۱/۵	۱۴۵	۲/۵۷
۵۹	۱۹۵-۵۲-FI	L-V	-۵/۶	۵/۶	۱۹۶	۸/۶۸
۶۰	۱۹۵-۵۲-FI	L-V	-۳	۳	۱۸۹	۴/۹۶
۶۱	۱۹۵-۵۲-FI	L-V	-۵/۲	۵/۲	۲۰۶	۸/۱۴
۶۲	۱۹۵-۵۲-FI	L-V	-۴/۷	۴/۷	۱۸۳	۷/۴۵
۶۳	۱۹۸-۷۰-FI	L-V	-۱/۳	۱/۳	۱۲۳	۲/۲۴
۶۴	۱۹۸-۷۰-FI	L-V	-۱/۷	۱/۷۰	۱۲۸	۲/۹۰
۶۵	۱۹۸-۷۰-FI	L-V	-۴/۲	۴/۲۰	۱۵۶	۶/۷۴
۶۶	۱۹۸-۷۰-FI	L-V	-۳/۹	۳/۹۰	۱۸۴	۶/۳۰
۶۷	۱۹۸-۷۰-FI	L-V	-۲/۶	۲/۶	۱۶۵	۴/۳۴
۶۸	۱۹۸-۷۰-FI	L-V	-۱	۱	۱۱۴	۱/۷۴
۶۹	۱۹۸-۷۰-FI	L-V	-۴/۹	۴/۹	۱۳۹	۷/۷۳
۷۰	۱۹۸-۷۰-FI	L-V	-۳/۶	۳/۶	۱۳۶	۵/۸۶
۷۱	۱۹۸-۷۰-FI	L-V	-۴/۲	۴/۲	۱۹۳	۶/۷۴
۷۲	۱۹۸-۷۰-FI	L-V	-۲/۶	۲/۶	۱۷۰	۴/۳۴
۷۳	۱۹۳-۱۰۵-FI	L-V	-۳/۹	۳/۹	۱۵۰	۶/۳۰
۷۴	۱۹۳-۱۰۵-FI	L-V	-۵/۸	۵/۸	۲۱۶	۸/۹۵
۷۵	۱۹۳-۱۰۵-FI	L-V	-۶	۶/۰۰	۲۲۷	۹/۲۱
۷۶	۱۹۳-۱۰۵-FI	L-V	-۲/۹	۲/۹۰	۱۹۲	۴/۸۰
۷۷	۱۹۳-۱۰۵-FI	L-V	-۳/۸	۳/۸	۱۳۶	۶/۱۶
۷۸	۱۹۳-۱۰۵-FI	L-V	-۷/۲	۷/۲	۱۳۰	۱۰/۷۳
۷۹	۱۹۳-۱۰۵-FI	L-V	-۳/۶	۳/۶۰	۱۶۲	۵/۸۶
۸۰	۱۹۷-۷۲-FI	L-V	-۱/۳	۱/۳	۱۲۳	۲/۲۴
۸۱	۱۹۷-۷۲-FI	L-V	-۱/۷	۱/۷۰	۱۲۸	۲/۹۰
۸۲	۱۹۷-۷۲-FI	L-V	-۴/۲	۴/۲۰	۱۵۶	۶/۷۴
۸۳	۱۹۷-۷۲-FI	L-V	-۳/۹	۳/۹۰	۱۸۴	۶/۳۰
۸۴	۱۹۷-۷۲-FI	L-V	-۲/۶	۲/۶	۱۶۵	۴/۳۴
۸۵	۱۹۷-۷۲-FI	L-V	-۱	۱	۱۱۴	۱/۷۴
۸۶	۱۹۷-۷۲-FI	L-V	-۴/۹	۴/۹	۱۳۹	۷/۷۳
۸۷	۱۹۷-۷۲-FI	L-V	-۳/۶	۳/۶	۱۳۶	۵/۸۶
۸۸	۱۹۷-۷۲-FI	L-V	-۴/۲	۴/۲	۱۹۳	۶/۷۴
۸۹	۱۹۷-۷۲-FI	L-V	-۲/۶	۲/۶	۱۷۰	۴/۳۴

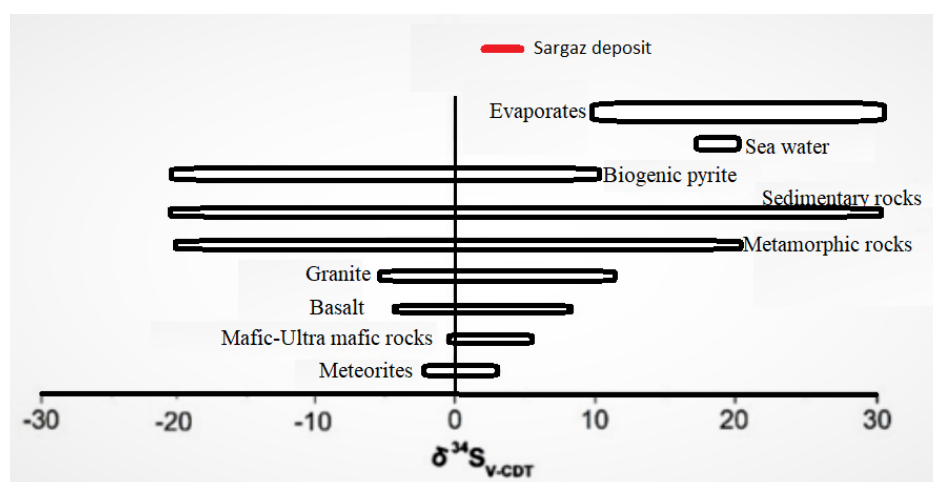
No	sample	phase	Tice	TICE+	Th V-L	salinity
۱	۱۱۷-۳۸-FI	L-V	-۱/۲	۱/۲۰	۹۸	۲/۰۷
۲	۱۱۷-۳۸-FI	L-V	-۳/۲	۳/۲۰	۱۶۰	۵/۲۶
۳	۱۱۷-۳۸-FI	L-V	-۳	۳/۰۰	۱۲۵	۴/۹۶
۴	۱۱۷-۳۸-FI	L-V	-۳/۵	۳/۵۰	۱۶۴	۵/۷۱
۵	۱۱۷-۳۸-FI	L-V	-۴	۴/۰۰	۱۷۳	۶/۴۵
۶	۱۱۷-۳۸-FI	L-V	-۲/۵	۲/۵۰	۱۸۶	۴/۱۸
۷	۱۱۷-۳۸-FI	L-V	-۳/۹	۳/۹۰	۱۶۳	۶/۳۰
۸	۱۱۷-۳۸-FI	L-V	-۴/۳	۴/۳۰	۱۷۵	۶/۸۸
۹	۱۱۷-۳۸-FI	L-V	-۲/۶	۲/۶۰	۱۴۳	۴/۳۴
۱۰	۱۱۷-۳۸-FI	L-V	-۳/۳	۳/۳۰	۱۳۹	۵/۴۱
۱۱	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۱/۴	۱/۴	۱۳۶	۲/۴۱
۱۲	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۱/۸	۱/۸	۱۳۸	۳/۰۶
۱۳	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۲/۲	۲/۲	۱۳۹	۳/۷۱
۱۴	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۲/۵	۲/۵	۱۳۶	۴/۱۸
۱۵	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۱/۹	۱/۹	۱۳۸	۳/۲۳
۱۶	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۱/۵	۱/۵	۱۳۵	۲/۵۷
۱۷	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۵/۴	۵/۴	۲۱۵	۸/۴۱
۱۸	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۵/۹	۵/۹	۲۲۳	۹/۰۸
۱۹	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۴/۷	۴/۷	۲۲۵	۷/۴۵
۲۰	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۱/۶	۱/۶	۱۴۲	۲/۷۴
۲۱	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۲/۴	۲/۴	۱۳۲	۴/۰۳
۲۲	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۲	۲	۱۲۷	۳/۳۹
۲۳	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۱/۶	۱/۶	۱۴۶	۲/۷۴
۲۴	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۲/۳	۲/۳	۱۳۹	۳/۸۷
۲۵	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۳/۶	۳/۶	۱۸۹	۵/۸۶
۲۶	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۱/۵	۱/۵	۱۷۰	۲/۵۷
۲۷	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۲/۸	۲/۸	۱۵۶	۴/۶۵
۲۸	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۳/۷	۳/۷	۱۳۹	۶/۰۱
۲۹	۱۸۶-۹۰-FI	L-V	-۴/۵	۴/۵	۱۴۲	۷/۱۷
۳۰	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۲/۱	۲/۱	۱۳۴	۳/۵۵
۳۱	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۲/۵	۲/۵	۱۴۴	۴/۱۸
۳۲	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۶/۷۰	۶/۷۰	۲۰۶	۱۰/۱۱
۳۳	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۴/۹۰	۴/۹۰	۲۶۴	۷/۷۳
۳۴	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۳/۷	۳/۷	۱۴۹	۶/۰۱
۳۵	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۴/۲	۴/۲	۱۹۵	۶/۷۴
۳۶	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۲/۵۰	۲/۵۰	۱۶۵	۴/۱۸
۳۷	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۶/۱	۶/۱	۲۱۰	۹/۳۴
۳۸	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۵/۲	۵/۲	۱۷۴	۸/۱۴
۳۹	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۱/۵	۱/۵	۱۳۶	۲/۵۷
۴۰	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۲/۳	۲/۳	۱۴۷	۳/۸۷
۴۱	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۳/۶	۳/۶	۱۴۶	۵/۸۶
۴۲	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۲/۴	۲/۴	۱۹۷	۴/۰۳
۴۳	۱۹۴-۱۸۰-FI	L-V	-۱/۳	۱/۳	۱۳۵	۲/۲۴
۴۴	۱۹۵-۸۰-FI	L-V	-۷/۲	۷/۲	۲۴۱	۱۰/۷۳
۴۵	۱۹۵-۸۰-FI	L-V	-۵/۳	۵/۳	۲۰۰	۸/۲۸

جدول ۳ مقادیر ایزوتوپ گوگرد در سیال کانه‌زا و کالکوپیریت.

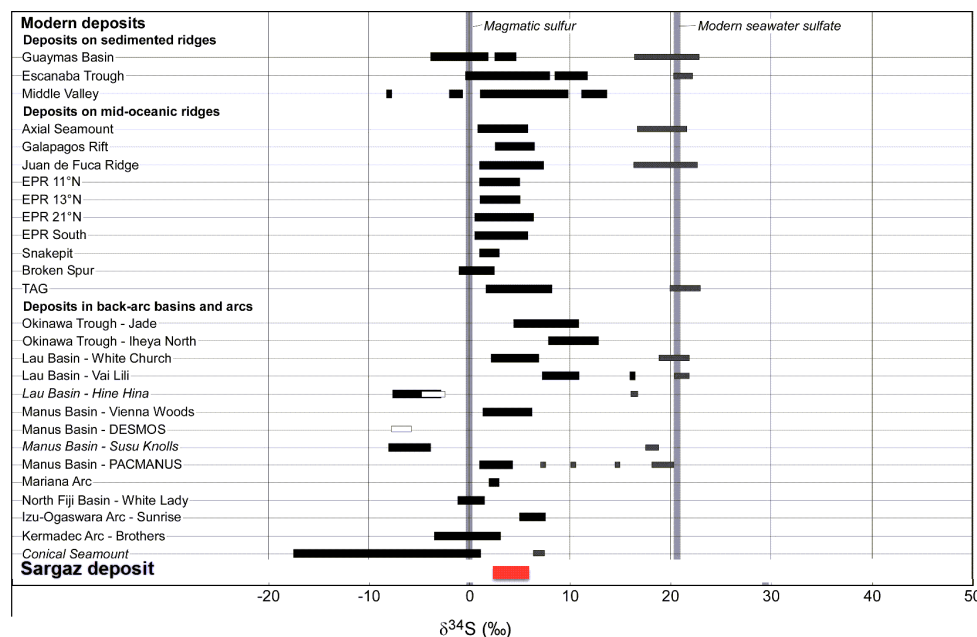
نام نمونه	Sulfide (%) vs VCDT $\pm 1\sigma$ $\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S}$ (%) H_2S (%) vs VCDT $\pm 1\sigma$
-IS, S۵۲-۱۹۵	+۴٫۹	+۴٫۶
-IS, S۳۴-۱۹۵	+۴٫۱	+۳٫۸
-IS, S۷۶-۱۹۵	+۵	+۴٫۷
-IS, S۴۰-۱۷۵	+۶٫۱	+۵٫۸
-IS, S۸۷-۱۸۶	+۳٫۵	+۳٫۲

مقادیر ایزوتوپ گوگرد سیال نشان‌دهنده نبود تغییرهای قابل ملاحظه در مقدار آن است. کم بودن تغییرها نشان‌دهنده یک منبع همگن برای گوگرد است [۴۱]. با توجه به ترکیب ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ سیال در کانسار سرگز در مقایسه با $\delta^{34}\text{S}$ محیط‌های زمین‌شناسی مختلف (شکل ۱۲) منبع گوگرد سیال کانه‌زا می‌تواند از پیریت زیست‌زادی، سنگ‌های رسوبی و دگرگونی، و همچنین گوگرد ماگمایی باشد. البته از آنجا که منطقه سرگز دارای واحدهای دگرگونه پالئوزوئیک است و از سویی، سنگ میزبان کانه‌زایی بازالت است، این احتمال وجود دارد که خاستگاه گوگرد سیال‌های کانه‌زا در کانسار سرگز از سنگ‌های دگرگونی یا گوگرد ماگمایی باشد. مقایسه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانسار سرگز نسبت به دودواره‌های سیاه گرمایی شناخته شده عهد حاضر نشان می‌دهد که $\delta^{34}\text{S}$ سیال کانه‌زا در کانسار سرگز همپوشی پسین با $\delta^{34}\text{S}$ این مکان‌ها دارد (شکل ۱۳). منحنی‌های زمانی ایزوتوپ گوگرد از مقدار بیشینه بیش از ۳۰

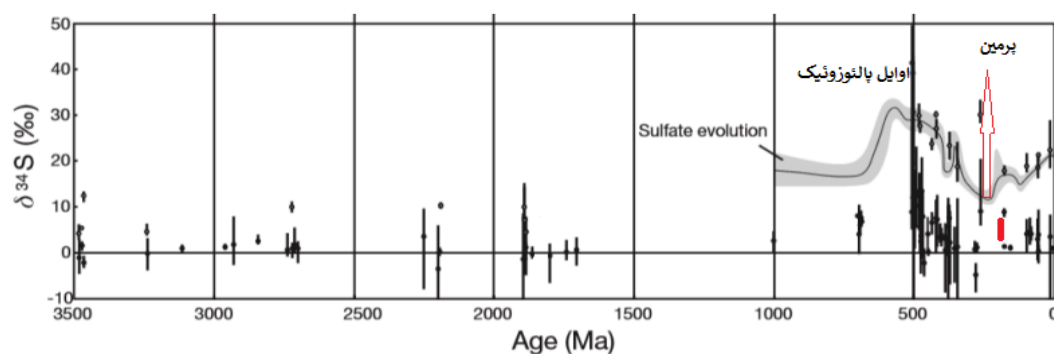
در هزار در آغاز پالئوزوئیک تا مقدار کمینه ۱۰ در هزار در پرمین تغییر کرده است. در آغاز پالئوزوئیک به دلیل افزایش $\delta^{32}\text{S}$ ناشی از کاهیدگی باکتریایی سولفات اقیانوسی و ته‌نشینی سولفید دارای $\delta^{32}\text{S}$ در رسوب‌ها، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در اقیانوس باقی‌مانده افزایش چشمگیری داشته است. در پرمین، به دلیل وجود هوازدگی‌های متعدد، گوگرد سبک سولفیدی به اقیانوس برگشته و کاهش $\delta^{34}\text{S}$ سولفات دریایی را به همراه داشته است [۴۲]. در اوایل پالئوزوئیک تدفین پیریت دو برابر امروز بوده و در کربونیفر و پرمین به نصف مقدار امروزی رسیده است [۴۳] (شکل ۱۴). مقایسه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانسار سرگز با منحنی زمانی گوگرد و مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در سایر کانسارهای سولفید توده‌ای نشان‌دهنده پیروی نسبی کانسار سرگز از مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سایر کانسارهای سولفید توده‌ای و منحنی زمانی گوگرد است (شکل ۱۴).



شکل ۱۲ $\delta^{34}\text{S}$ سیال در کانسار سرگز در مقایسه با $\delta^{34}\text{S}$ محیط‌های زمین‌شناسی مختلف [۴۲]. در این نمودار مقادیر ایزوتوپ گوگرد سیال کانسار سرگز بین ۳٫۲ تا ۵٫۸ بوده که با رنگ قرمز مشخص شده است.



شکل ۱۳ مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کانسار سرگز (به رنگ قرمز) نسبت به مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سولفید دوداره‌های سیاه گرمایی و سولفات آب دریای عهدحاضر در محیط‌های کمانی و پشت کمانی، پشته‌های میان‌اقیانوسی و نهشته‌های رسوبی این پشته‌ها که نزدیک به خط گوگرد ماگمایی است (برگرفته از مرجع [۳۳] با کمی تغییر). مقدار $\delta^{34}\text{S}$ در کانسار سرگز از آنجا که براساس تجزیه کانی‌های سولفیدی بدست آمده با $\delta^{34}\text{S}$ سولفات آب دریای عهد حاضر قابل مقایسه نیست.



شکل ۱۴ تغییر مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در نهشته‌های VMS (خطوط سیاه قائم) طی دوران زمان زمین‌شناسی [۴۴]. با توجه به نمودار، عمده تغییرات ایزوتوپی گوگرد از اوایل پالئوزوئیک شروع می‌شود. موقعیت $\delta^{34}\text{S}$ کانسار سرگز با رنگ قرمز مشخص شده است.

بررسی عناصر کمیاب و خاکی نادر

بررسی‌ها و تجزیه کانی‌ها اطلاعات ارزشمندی را در زمینه خاستگاه ماگمایی در اختیار قرار می‌دهد [۴۵]. عناصر خاکی نادر دارای رفتار زمین‌شیمیایی یکسانی هستند [۴۶]. از این رو اختلاف‌های کوچکی در رفتار شیمیایی آنها می‌تواند دلیلی بر تفکیک آنها در پی برخی فرایندهای زمین‌شیمیایی باشد [۴۷]. الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر در بخش‌های کانه‌زایی، با انتخاب ۳۵ نمونه از بخش سولفید توده‌ای و رگه-رگچه‌ای کانسار بررسی شد که در جدول ۴ نتایج آن آورده شده است.

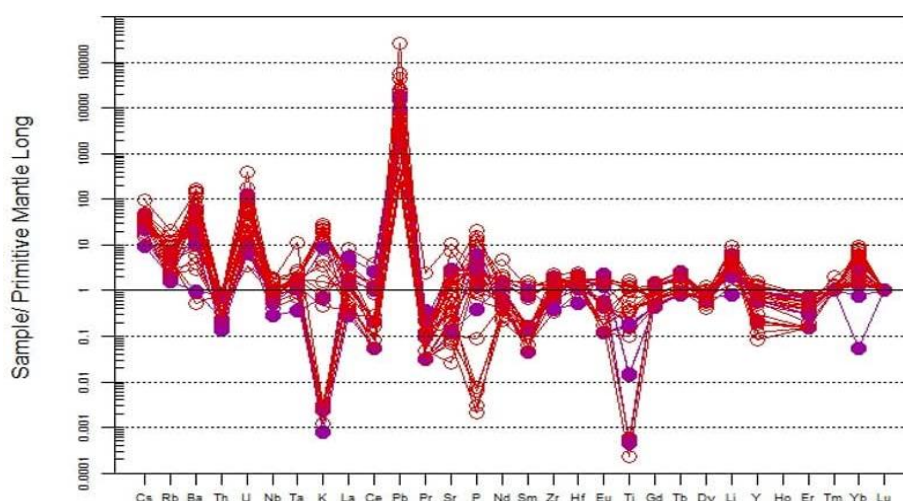
در نمودار عنکبوتی (شکل ۱۵)، بی‌هنجاری منفی در عناصر Y, Er, Ti, Nb, Ce, Pr, Sm, Eu, Th دیده می‌گردد. عناصر Y, Ti, Nb, Th طی فرایندهای گرمایی دگرسانی‌ها، نامتحرک هستند و در سنگ میزبان اولیه باقی می‌مانند [۴۸] و در پهنه سولفیدی کانسار که با محلول‌های گرمایی ایجاد شده دارای بی‌هنجاری منفی هستند. عناصر Ce و Eu با سیال‌های دما پایین (کمتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) حمل شده و ته‌نشست پیدا می‌کنند [۴۹]. از سویی، پلاژیوکلازهای بازالت میزبان مناسبی برای عنصر Eu به شمار می‌روند و به نظر می‌رسد که عنصر Eu وارد چرخه سیال‌های کانه‌زا نشده و در

P, K و Yb رفتارهای متفاوتی در نمونه‌های بررسی شده دارند. از آنجا که نمونه‌ها از بخش‌های مختلف کانسار انتخاب شده‌اند، این تغییر رفتار می‌تواند به دلیل آمیختگی با سنگ‌های پیرامون طی مراحل مختلف کانه‌زایی و شستشوی این عناصر با محلول‌های گرمایی، در برخی از نمونه‌های بررسی شده باشد. چنان که بیان شد، در پهنه کانه‌زایی، دگرسانی‌های کلریتی و سیلیسی بسیار رخ داده است؛ ناهنجاری منفی K می‌تواند به دلیل شستشوی این عنصر طی دگرسانی کلریتی باشد.

پلاژیوکلاز بازال باقی مانده است. بی‌هنجاری مثبت در عناصر Rb, Li, Cs, Ba, U, Pb, Sr وجود دارد. عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) از جمله Rb, Sr, Cs, U, Li, Ba به HFSE دارای ناهنجاری مثبت هستند که می‌تواند نشان دهنده واکنش سیال با سنگ‌های سیلیکاتی دربرگیرنده باشد. چنان که در تصاویر میکروسکوپی نیز دیده شد، بی‌هنجاری مثبت Pb به دلیل وجود کانی گالن در همراهی با کانی‌های کالکوپریت و اسفالریت است. عنصر Ti به نسبت نامتحرک بوده و نسبت به فرایندهای گرمایی حساس نیست [۵۰]. عناصر

جدول ۴ نتیجه تجزیه عناصر کمیاب و خاکی نادر (بهنجار شده).

no	Ba	Ce	Cs	Dy	Er	Eu	Gd	Hf	In	K	La	Lu	Nb	Nd	P	Pb	Pr	Rb	Sr	Ta	Tb	Th	Ti	Tm	U	Y	Yb	Li	Sm	Zr
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
۱	۲۵۹	۰/۴	۰/۴	۰/۵	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۹۷	۰/۷	۰/۴	۰/۸	۱	۰/۰۸	۰/۸	۱	۱۲۶	۱۴۰۳	۰/۰۳۵	۵	۶۲	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۰۸	۲/۲	۱	۱/۱۶	۸	۰/۰۸	۷
۲	۲۵۵	۰/۴	۰/۴	۰/۵	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۹۵	۰/۷	۰/۴	۰/۸	۱	۰/۰۸	۰/۸	۱	۱۲۳	۱۳۸۴	۰/۰۳۵	۵	۶۱/۱	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۰۸	۲/۲	۱	۱/۱۴	۸	۰/۰۸	۷
۳	۹۲	۰/۴	۰/۴	۰/۷	۰/۲	۰/۰۸	۰/۹۲	۰/۸	۰/۴	۰/۸	۰/۸	۰/۱	۰/۸	۰/۷	۷۹	۱۴۱	۰/۰۳۵	۴	۴۱/۸	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۴۲۵	۰/۱	۱/۹	۳/۱	۲/۸۴	۷	۰/۰۸	۱۶
۴	۵۶	۰/۴	۰/۷	۱/۱	۰/۶	۰/۰۸	۱/۰۳	۱/۲	۰/۴	۰/۸	۰/۸	۰/۲	۲/۲	۲/۲	۵۷۴	۴۹	۰/۰۳۵	۴	۱/۵	۰/۲	۰/۳	۰/۰۸	۴۳۷۶	۰/۲	۱/۷	۷/۴	۲/۸۲	۲۷	۰/۰۸	۴۴
۵	۱۱۰۸	۰/۴	۰/۴	۱/۱	۰/۵	۰/۰۸	۱/۰۲	۰/۹	۰/۴	۰/۸	۰/۸	۰/۲	۱	۱/۶	۴۱۳	۲۵۵	۰/۰۳۵	۴	۳۱/۸	۰/۱	۰/۳	۰/۰۸	۱۵۰۷	۰/۲	۰/۹	۶/۷	۲/۰۸	۲۰	۰/۰۸	۱۹
۶	۷	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۸۹	۰/۶	۲/۲	۰/۸	۰/۸	۰/۰۸	۰/۸	۰/۴	۸۳۷	۳۳۴	۰/۰۳۵	۳	۱۶/۳	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۰۸	۹	۱	۳/۱۹	۵	۰/۰۸	۱۰
۷	۶۲	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۸۷	۰/۶	۰/۴	۰/۸	۰/۸	۰/۰۸	۰/۸	۰/۴	۰/۸	۲۶۹	۰/۰۳۵	۳	۲	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۰۸	۲/۲	۰/۴	۵/۰۷	۷	۰/۰۸	۱۳
۸	۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۸۸	۰/۶	۰/۴	۰/۸	۰/۸	۰/۰۸	۰/۸	۰/۴	۰/۸	۱۹۹	۰/۰۳۵	۳	۷/۴	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۰۸	۱/۴	۰/۶	۴/۵۳	۹	۰/۰۸	۱۱
۹	۹۵۴	۰/۴	۰/۴	۰/۸	۰/۵	۰/۰۸	۰/۹۶	۰/۷	۲/۲	۰/۸	۱	۰/۲	۰/۸	۱/۴	۵۶۹	۱۲۵۶	۰/۰۳۵	۴	۴۶/۱	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۲	۱/۱	۷/۶	۴/۲۱	۶	۰/۰۸	۱۰
۱۰	۵۵	۱	۰/۴	۱/۵	۰/۷	۰/۰۸	۱/۲۱	۱/۲	۰/۴	۰/۸	۳	۰/۲	۲/۷	۴/۹	۲۲۰	۶۴۴	۰/۰۳۵	۴	۱۰۲/۷	۰/۲	۰/۴	۰/۰۸	۲۴۷۰	۰/۲	۰/۲	۹/۵	۱/۷۴	۱۴	۰/۰۸	۳۱
۱۱	۷۳	۱۹	۰/۴	۲	۱	۰/۷	۱/۹۷	۱/۶	۰/۴	۴۸۹	۱۵	۰/۲	۲	۱۷/۳	۷۶۷	۱۶۲۱	۱/۸۱	۵	۵۸۵/۸	۰/۲	۰/۵	۰/۰۸	۳۹۹۸	۰/۲	۰/۴	۱۰/۴	۱/۷۱	۲۰	۰/۰۸	۵۳
۱۲	۱۰۷۱	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۹۱	۰/۷	۲/۹	۴۴۵	۰/۸	۰/۰۸	۰/۸	۰/۶	۳۴۴	۲۰۲۱۵	۰/۰۳۵	۵	۲۹/۱	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۰۸	۰/۶	۰/۹	۳/۶۳	۶	۰/۰۸	۱۱
۱۳	۱۰۸۵	۰/۴	۰/۸	۰/۷	۰/۱	۰/۰۸	۰/۹۷	۰/۷	۱/۲	۷۵۲۶	۰/۸	۰/۰۸	۰/۸	۱/۶	۳۱۵۸	۴۲۵۳	۰/۰۳۵	۱۴	۵۵	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۰۸	۱/۱	۲/۸	۳/۲۹	۶	۰/۰۸	۹
۱۴	۵۴۷	۶	۰/۴	۰/۷	۰/۲	۰/۲۸	۱/۰۳	۰/۷	۱/۹	۰/۸	۵	۰/۱	۰/۸	۲/۲	۴۴۱	۹۰۳	۰/۰۳۵	۴	۶۹/۶	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۱	۲/۳	۳/۷	۰/۰۳۵	۸	۰/۰۸	۴
۱۵	۵۵۵	۶	۰/۴	۰/۷	۰/۲	۰/۲۹	۱/۰۵	۰/۷	۱/۹	۰/۸	۵	۰/۱	۰/۸	۲/۲	۴۴۹	۹۱۶	۰/۰۳۵	۴	۷۰/۶	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۱	۲/۴	۳/۸	۰/۰۳۵	۸	۰/۰۸	۴
۱۶	۵۱۴	۱۰	۰/۹	۲/۵	۱/۴	۱/۱۵	۱/۶۴	۱/۴	۰/۴	۱۴۷۵۳	۷	۰/۳	۱/۹	۱۰/۶	۹۴۴	۹۵	۰/۰۳۵	۲۴	۲۱/۳	۰/۲	۰/۵	۰/۰۸	۷۱۴۹	۰/۲	۰/۷	۲۲/۷	۳/۴۴	۱۴	۲/۳	۶۱
۱۷	۵۴۲	۲	۰/۸	۲/۱	۱/۴	۰/۰۸	۱/۱	۱/۹	۰/۴	۱۹۰۴۳	۰/۸	۰/۳	۲/۸	۲/۶	۳۴	۷۳	۰/۰۳۵	۳۱	۹/۱	۰/۳	۰/۴	۰/۰۸	۷۸۴	۰/۴	۱	۱۷/۳	۲/۹	۹	۰/۰۸	۹۰
۱۸	۶۴۲	۰/۴	۱/۶	۳/۷	۱/۵	۱/۳۵	۱/۵۹	۱/۶	۰/۴	۳۵۸۱۴	۲	۰/۳	۲/۴	۸/۹	۸۵۲	۵۹	۰/۰۳۵	۴۳	۶/۶	۰/۴	۰/۵	۰/۰۸	۶۳۴۲	۰/۴	۰/۶	۲۳/۷	۲/۹۲	۱۵	۲/۹	۵۵
۱۹	۸۹۰	۱۲	۰/۴	۲/۷	۱/۷	۲/۰۱	۱/۵۴	۰/۹	۱/۴	۸۹۷	۱۴	۰/۴	۱/۱	۱۱/۵	۱۳۳۳	۶۷۱	۰/۲۳	۷	۳۳۷/۶	۰/۰۸	۰/۵	۰/۰۸	۱۰۰	۰/۴	۱/۲	۲۳	۲/۰۲	۷	۲/۴	۲۳
۲۰	۹۰۳	۱۲	۰/۴	۲/۷	۱/۸	۲/۰۴	۱/۵۶	۰/۹	۱/۴	۹۱۹	۱۴	۰/۴	۱/۱	۱۱/۶	۱۳۶۴	۶۸۰	۰/۲۳	۷	۳۴۲/۶	۰/۰۸	۰/۵	۰/۰۸	۱۰۳	۰/۴	۱/۲	۲۳/۳	۲/۰۷	۷	۲/۴	۲۴
۲۱	۲۶۰	۰/۴	۰/۴	۰/۵	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۹	۰/۷	۱/۷	۰/۸	۰/۸	۰/۰۸	۱/۳	۰/۸	۱۰۰۶	۱۷۸۳	۰/۰۳۵	۴	۸/۱	۰/۵	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۰۸	۲/۳	۰/۹	۴/۲۷	۵	۰/۰۸	۱۲
۲۲	۹۵	۰/۴	۰/۴	۰/۶	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۹۶	۰/۷	۱/۵	۰/۸	۰/۸	۰/۰۸	۱/۴	۱/۳	۱۵۶۰	۱۷۰۶	۰/۰۳۵	۴	۳/۵	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۰۸	۲/۱	۱/۵	۴/۲۲	۵	۰/۰۸	۱۲
۲۳	۲۸	۰/۴	۰/۷	۱/۹	۱/۱	۰/۰۸	۱/۱۵	۱/۷	۰/۴	۰/۸	۰/۸	۰/۳	۱/۶	۲/۹	۳۳۶۴	۵۴۶۸	۰/۰۳۵	۴	۱۰/۴	۰/۲	۰/۴	۰/۰۸	۹۴۹	۰/۳	۰/۹	۱۷/۷	۵/۵۴	۴۰	۰/۰۸	۸۶
۲۴	۲۸	۰/۴	۰/۷	۱/۹	۱	۰/۰۸	۱/۱۴	۱/۶	۰/۴	۰/۸	۰/۸	۰/۳	۱/۶	۲/۹	۳۳۲۲	۵۳۹۶	۰/۰۳۵	۴	۱۰/۲	۰/۲	۰/۴	۰/۰۸	۹۳۵	۰/۳	۰/۹	۱۷/۴	۵/۴۶	۳۹	۰/۰۸	۸۵
۲۵	۵۰۴	۱۲	۱/۵	۳/۷	۲/۲	۰/۶۴	۱/۸	۲/۳	۰/۴	۱۴۷۲۰	۸	۰/۵	۳/۸	۱۲/۱	۲۴۰	۷۵۷۵	۰/۰۶۶	۲۷	۱۸/۴	۰/۳	۰/۶	۰/۰۸	۱۴۰۴	۰/۵	۰/۹	۳۰	۴/۴۱	۲۳	۲/۲	۱۰۲
۲۶	۵۱۱	۱۲	۱/۶	۳/۸	۲/۲	۰/۶۵	۱/۸۳	۲/۴	۰/۴	۱۴۹۴۱	۸	۰/۵	۳/۹	۱۲/۲	۲۴۵	۷۶۸۵	۰/۰۶۷	۲۷	۱۸/۷	۰/۳	۰/۶	۰/۰۸	۱۴۲۶	۰/۵	۰/۹	۳۰/۴	۴/۴۹	۲۳	۲/۲	۱۰۳
۲۷	۱۵۸۷	۰/۴	۰/۴	۰/۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۹۶	۰/۹	۰/۴	۰/۸	۰/۸	۰/۱	۱/۱	۱/۱	۱۲۱	۴۳۱۹	۰/۰۳۵	۴	۳۳/۸	۰/۱	۰/۳	۰/۰۸	۱۷۲۴	۰/۱	۰/۶	۳/۷	۳/۶۱	۱۶	۰/۰۸	۲۴
۲۸	۱۱۱۷	۶	۱/۳	۲/۸	۱/۵	۱/۰۴	۱/۵۴	۱/۴	۳	۸۴۶	۶	۰/۳	۵/۴	۱۱/۶	۴۸۵۸	۸۹۱	۰/۲۴	۷	۱۲۷/۲	۰/۴	۰/۵	۰/۰۸	۱۹۳۴	۰/۳	۴/۵	۲۹/۴	۵/۰۳	۲۴	۱/۵	۶۱
۲۹	۵۲۵	۰/۴	۰/۴	۰/۵	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۸۹	۰/۷	۱/۴	۰/۸	۰/۸	۰/۰۸	۰/۸	۰/۶	۵۶۰	۱۲۱۵	۰/۰۳۵	۴	۴۴/۹	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۰۸	۱/۳	۱/۱	۴/۲۳	۵۸	۰/۰۸	۱۳
۳۰	۸۴۵	۰/۴	۰/۴	۰/۷	۰/۲	۰/۰۸	۰/۹۲	۰/۷	۰/۴	۰/۸	۲	۰/۰۸	۰/۸	۰/۹	۲۱۰	۱۹۸۹	۰/۰۳۵	۳	۵۶/۷	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۸	۰/۱	۴	۳/۷	۲/۷	۶	۰/۰۸	۱۲
۳۱	۹۸۵	۰/۴	۰/۷	۱/۱	۰/۷	۰/۰۸	۰/۹۸	۱/۴	۰/۴	۲۳۴۰	۰/۸	۰/۲	۲	۰/۸	۰/۸	۳۱۴	۰/۰۳۵	۷	۲۹/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۰۸	۱۷۷۵	۰/۲	۰/۹	۹/۴	۲/۵۷	۲۳	۰/۰۸	۵۲
۳۲	۴۴۹	۰/۴	۰/۴	۰/۸	۰/۳	۰/۰۸	۰/۹۴	۱	۰/۴	۱۴۷۵	۰/۸	۰/۱	۱	۰/۷	۰/۸	۶۷۵	۰/۰۳۵	۶	۳/۱	۰/۰۸	۰/۳	۰/۰۸	۶۱۵	۰/۲	۰/۶	۵	۳/۰۸	۲۰	۰/۰۸	۳۵
۳۳	۱۴۰۵	۹	۱/۶	۲/۴	۱/۴	۰/۴۱	۱/۵۲	۱/۷	۰/۴	۲۱۷۱۶	۷	۰/۳	۲/۸	۸/۷	۱۰۱۳	۱۷۰	۰/۰۳۵	۲۷	۱۸/۲	۰/۳	۰/۴	۰/۰۸	۹۰۸۷							



شکل ۱۵ نمودار عناصر کمیاب و خاکی نادر بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه در پهنه کانه‌زایی کانسار سرگز [۵۱].

برداشت

در کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد سرگز، کانه‌زایی در مرز بین واحد بازالتی و افق ژاسپری رخ داده است. پیریت فراوانترین کانه سولفیدی است و کالکوپیریت، اسفالریت، پیروتیت و تنانتیت به ترتیب فراوانترین کانه‌ها پس از پیریت هستند. ویژگی‌های اصلی کانسار سرگز قابل مقایسه با کانسارهای نوع دوخاستگاهی مافیک است. خاستگاه گوگرد سیال‌های مولد کانه‌زایی در این کانسار از سنگ‌های دگرگونی یا گوگرد ماگمایی است. مقایسه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانسار سرگز با منحنی زمانی گوگرد و مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کانسارهای سولفید توده‌ای نشان‌دهنده پیروی نسبی از مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ سایر کانسارهای سولفید توده‌ای است. عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) نسبت به HFSE دارای ناهنجاری مثبت هستند که نشان‌دهنده واکنش سیال با سنگ‌های سیلیکاتی دربرگیرنده است.

قدردانی

نگارندگان از زحمات شرکت طلایه داران مس جیرفت و شرکت مهندسين مشاور بهساز کانسار پارس بوم کمال تشکر و قدردانی را دارند.

مراجع

[1] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation", Technophysics, 229 (1994), 211-238. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).

- [2] Almasi nia B., "Bio and sequence stratigraphy for Middle-Late Eocene sediments in Sanandaj-Sirjan zone with carbon and oxygen isotopes studies", Reaserches in earth sciences, 10 (2019), 138-159. <https://doi.org/10.52547/ESRJ.10.4.138>.
- [3] Ghasemi A., Talbot C.J., "Anewtectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Asian Earth Sci. 26 (2006), 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2005.01.003>.
- [4] Malekizadeh A., "Geochemistry and petrogenesis of granite batholith of Siah Kuh plutonic complex", Unpublished MSc thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, I.R. Iran, (1999), 208.
- [5] Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", Asian Earth Sci. 24 (2005), 405-417. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2003.11.007>.
- [6] Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A., "Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction", Asian Earth Sci, 30(2007), 474-489. <https://DOI:10.1016/j.jseae.2007.01.001>.
- [7] Badr zadeh Z., "Petrology, Geochemistry and Petrogenesis of Sargaz (northwest of Jiroft) Pillow lavas with special reference to associated Cu-Zn Mineralization of VMS type" Tarbiat Modares University, Master Thesis, (2009).

- Tasmania", *Economic Geology*, 96 (2001), 1055-1072. . <https://DOI:10.2113/gsecongeo.96.5.1055>.
- [18] Kerrich R., Wyman D.A., Fan J., Bleeker W., "Boninite series: low tholeiite associations from the 2.7-Ga Abitibi greenstone belt". *Earth Planet. Sci. Lett.* 164 (1998), 303-316. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00223-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00223-4).
- [19] Van Staal C.R., Fyffe L.R., Langton J.P., McCutcheon S.R., "The Ordovician Tetagouche Group, Bathurst Camp, northern New Brunswick, Canada; history, tectonic setting and distribution of massive-sulphide deposits", *Exploration and Mining Geology*, 4 (1995), 153-173.
- [20] Vearncombe S.E., Kerrich R., "Geochemistry and geodynamic setting of volcanic and plutonic rocks associated with early Archean volcanogenic massive sulphide mineralization, Pilbara Craton", *Precambrian Research*, 98 (1999), 243-270.
- [21] Carvalho D., Barriga F.J.A.S., Munha J., "Bimodal siliciclastic systems: The case of the Iberian Pyrite Belt", *Reviews in Economic Geology*, 8 (1999), 375-408.
- [22] Piercey S.J., Paradis S., Murphy D.C., Mortensen J.K., "Geochemistry and paleotectonic setting of felsic volcanic rocks in the Finlayson Lake volcanic-hosted massive sulphide district, Yukon, Canada", *Economic Geology*, 96 (2001), 1877-1905.
- [23] Hannington M.D., de Ronde C.E.J., Petersen S., "Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems", *Economic Geology 100TH Anniversary Volume*, (2005). <https://DOI:10.5382/AV100.06>.
- [24] Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam H., Hagemann S.G., Robert F., "Orogenic gold deposits - a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types", *Ore Geology Reviews*, 13 (1998), 7-27. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00012-7).
- [25] Allen R.L., Weihed P., Global VMS Research Project Team., Global comparisons of volcanic-associated massive sulphide districts, in Blundell, D.J., Neubauer, F., and Von Quadt, A., eds. "The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen", *Geological Society of London Special Publication* 204 (2002), 13-37. <https://DOI:10.1144/GSL.SP.2002.204.01.02>.
- [8] Shahraki ghadimi A., "Esfandagheh geological map of 1:100000", Geological and mineral exploration Survey of Iran, (2004).
- [9] Asadi A., Ghasemi H., Mobasheri M., "Olivine chemistry as a petrogenetic indicator for origin and formation conditions of Sargaz-Abshur ultramafic-mafic intrusion, SE Baft, Kerman", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 31 (2023), 31-44. <https://DOI:10.52547/ijcm.31.1.31>.
- [10] Bazilio A., Weinrich J., "Inductively coupled Plasma mass spectrometry", Duke university pub, (2012).
- [11] Wilschefske S., "Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry: Introduction to Analytical Aspects", *Clinical biochemist. Reviews*, (2019). <https://DOI: 10.33176/AACB-19-00024>
- [12] Badrzadeh., "Mineralogy and geochemistry of hydrothermal alteration zones underlying the Sargaz Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, SE of Kerman", *Petrology journal*. 48 (2022), 77-100. <https://DOI: 10.22108/IJP.2022.132135.1262>.
- [13] Badrzadeh Z., Timothy J., Barrett M., Gimeno D., Sabzehei M., Aghazadeh M., "Geology, mineralogy, and sulfur isotope geochemistry of the Sargaz Cu-Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Miner Deposita journal*. 46 (2011), 905-923. <https://DOI:10.1007/s00126-011-0357-4>.
- [14] Mohajjel M., "Structure and tectonic evolution of Palaeozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran". Ph.D. thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia (unpublished), (1997).
- [15] Franklin J.M., Gibson H.L., Jonasson I.R., Galley A.G., "Volcanogenic Massive Sulfide Deposits", *Economic Geology Publishing Company*, (2005), 523-560. <https://urlshort.app/OUTA6N>
- [16] Franklin J.M., "Volcanic-associated massive sulphide base metal: Geological Survey of Canada", *Geology of Canada*, 8 (1995), 158-183. <https://urlshort.app/U\ARRZ>
- [17] Large R. R., Allen R. L., Blake M. D., Herrmann W., "Hydrothermal alteration and volatile element haloes for the Rosebery K Lens volcanichosted massive sulfide deposit, western

- isotopes: A review and critique*", Geomicrobiol. J., 1(1979), 249–293.
- [37] Shanks W.C., "Stable isotopes in seafloor hydrothermal systems: Vent fluids, hydrothermal deposits, hydrothermal alteration, and microbial processes", Rev. Mineral. Geochem, 43 (2001), 469–517. <https://DOI:10.1016/B978-0-08-095975-7.01103-7>.
- [38] Neil J.R., Chappell B.W., "Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale Batholith.", J Geol Soc Lond, (1977) 133-559. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.6.0559>.
- [39] Li Y.B., Liu J.M., "Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides", Geochimica et Cosmochimica Acta 70 (2006), 1789 – 1795. <https://DOI:10.1016/j.gca.2005.12.015>.
- [40] Maanijou M., Ferdowsi Rashed M., "Fluid inclusions and sulfur stable isotopes of the Sarab 3 iron ore deposit (the Shahrak mining area - north Bijar)", Journal of Economic Geology, 12 (2021), 531-561. <https://DOI:10.22067/ECONG.V12I4.78330>.
- [41] Esmaeli M., Lotfi M., Nezafati N., "Mineralogy and genesis of Khalyfehlou copper deposit based on host rock geochemical data and O - S isotope characteristics", Geosciences journal, 28 (2019), 33-46. <https://doi.org/10.22071/gsj.2019.84248>.
- [42] Nielsen H., "Sulfur isotopes in: Jager E, Hunziker J. (eds) lectures in isotope geology", Springer, Berlin Heidelberg, New York, (1979), 283-312.
- [43] Kamp L. R., "Alternative Modeling approaches to the Geochemical cycles of Carbon, Sulfur and Strontium isotopes", Am J. Sci, 289 (1989), 390-410.
- [44] Huston D.L., Pehrsson S., Eglington B.M., Zaw K., "The geology and metallogeny of volcanic-hosted massive sulfide deposits: Variations through geologic time and with tectonic setting", Econ. Geol, 105 (2010), 571–591. <https://DOI:10.2113/gsecongeo.105.3.571>.
- [45] Damchin mashak S., Torkian A., Furman T., "Mineral chemistry and P-T estimation of coexisting minerals in the andesitic rocks from the N-Saqqez, NW Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 32 (2024), 339-358. <https://DOI:10.61186/ijcm.32.2.339>.
- [26] Michael P. J., Chase R. L., "The influence of primary magma composition, H₂O and pressure on Mid-Ocean Ridge basalt differentiation", Mineral Petrol, 96 (1987)245-263. <https://urlshort.app/D9IP9A>.
- [27] Hergt J.M., Farley K. N., "Major element, trace element, and isotope (Pb, Sr, and Nd) variations in Site 834 basalts: implications for the initiation of backarc opening" College Station, TX (Ocean Drilling Program), (1994) 471–485.
- [28] Sisson T. W., Grove T. L., "Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism", Mineral. Petrol, 113(1993), 143–166. <https://urlshort.app/EN0N9X>.
- [29] Whitney D., Evans B., "Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals", American Mineralogist. 95 (2010), 185-187. <https://DOI:10.2138/am.2010.3371>.
- [30] Leitch C. H. B., "Mineralogy and textures of the Lahanos and Kizilkaya massive sulphide deposits, northeastern Turkey, and their similarity to Kuroko ores", Mineralium Deposita, 16 (1981), 241-257.
- [31] Tucker Barrie C., "Introduction: Classification of VMS deposits based on host rock composition", CTBA Geoconsultants, (1999).
- [32] Piercey S., Mattias Peter J., Herrington R. J., "Zn-rich Volcanogenic Massive Sulphide (VMS) Deposits", Irish Association for Economic, (2015), 37-57. <https://urlshort.app/MBJP0W>
- [33] Huston D., Laflamme C., Beaudion G., Piercey S., "Isotopes in Economic Geology, Metallogenesis and Exploration", Mineral resource reviews, (2023), 245-282.
- [34] Moleski N., Boxleiter A., Thakura L., "Sulfur Isotope Ratios from VMS Deposits in the Penokean Volcanic Belt, Great Lakes Region, USA: Constraints on the Source of Sulfur in a Paleoproterozoic Intra-Arc Rift", Mineral Journal, (2018). <https://doi.org/10.3390/min9010006>.
- [35] Rees C.E., Jenkins W.J., Monster J., "The sulfur isotopic composition of ocean water sulfate", Geochim. Cosmochim. Acta 42, (1978), 377–381.
- [36] Chambers L.A., Trudinger P.A., "Microbiological fractionation of stable sulfur

- site in the Escanaba trough, Gorda Ridge, northeast Pacific Ocean", In: Zierenberg R. A., Fouquet Y., Miller D. J., Normark W.R., (eds), Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, 169 (2000) 1 -24. <https://urlshort.app/EKNGUB>
- [50] Cann J. R., "Spilites from the Carsberg ridge", Indian ocean. J Petrol, 10 (1969). <https://doi:10.1093/petrology/10.1.1>.
- [51] Sun S.S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", in: Saunders A.D., Norry M. J. (eds.) "Magmatic in ocean basins", Geological Society Special Publication London 42 (1989) 313-345.
- [46] Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M., "A Practical guide to fluid inclusion studies", New York (1985) 239.
- [47] Qishlaqi A., Moore F., "Recognition of pinavand Fluorite mines Occurrence based on geothermometry and REE data", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 2 (2006), 325-338. <http://ijcm.ir/article-1-680-en.html>.
- [48] Karakaya N., "REE and HFS element behaviour in the alteration facies of the Erenler Dağı Volcanics (Konya, Turkey) and kaolinite occurrence", Journal of Geochemical Exploration 101 (2009) 185 -208.
- [49] Lackschewits K. S., Botz R., Garbe - Schnberg D., Stoffers P., "Mineralogy and geochemistry of clay minerals near a hydrothermal