مطالعه ایزوتوپهای پایدار گوگرد با استفاده از دادههای میانبارهای سیال برای تعیین منشا گوگرد سیالات کانه زا در کانسار سولفید تودهای آتشفشانزاد سرگز، شمال غرب

جيرفت، جنوبشرق ايران

حمید رستمی پور^{(۱}و^{×)}مهرداد بهزادی^(۱)

۱. دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران

کانسار سولفید تودهای آتشفشانزاد سرگز در جنوبشرق ایران، شمالغرب شهرستان جیرفت میباشد. ترکیب سنگ شناسی محدوده شامل بازالتهای بالشی، آندزیت، پیروکلاستیک و فلیش میباشد. تشکیل بلاک اسموکرها 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 جنوبشرقی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان میباشد که به صورت تودهای و استرینگر ایجاد شده است. پیریت کانی اصلی سولفیدی در این کانسار میباشد که کانههای کالکوپیریت، اسفالریت، تنانتیت و پیروتیت به همراه آن یافت میشود. در مناطق کانهزایی مهمترین دگرسانیهای مشاهده شده در سنگ میزبان کانهزایی، دگرسانی سیلیسی و کلریتی میباشد. این دگرسانیها از لحاظ زمانی-مکانی وابسته به زون کانهزایی هستند. با استفاده از میانگین دمای همگنشدگی سیالات درگیر بدست آمده از ۸۹ نمونه سیال درگیر، تفکیک ایزوتوپ گوگرد سیال نسبت به ایزوتوپ گوگرد در تعادل با کانیهای سولفیدی انجام شد. بررسیها نشان داد منشا گوگرد سیال گرمابی مولد کانهزایی متشکل از سنگهای دگرگونی، و همچنین گوگرد ماگمایی میباشد. مطالعه عناصر کمیاب و نادر خاکی در زون کانهزایی نشاندهنده بی هنجاری منفی در عناص HFSE و بی هنجاری مثبت در عناص سنگ دوست کانهزایی

کلمات کلیدی: ایزوتوپ گوگرد، عناصر نادر خاکی، سولفید توده ای، سرگز، جیزفت

چکیدہ

Study of stable sulfur isotopes using fluid inclusions data to determine the sulfur origin of mineralizing fluids in the Sargaz volcanogenic massive sulfide deposit, northwest of Jiroft, southeast Iran

Abstract

The Sargaz volcanogenic massive sulfide deposit is located in southeastern Iran, northwest of Jiroft County. The lithology of the area includes pillow basalts, andesites, pyroclastics, and flysch. The formation of block smokers in basaltic units with pillow formation has caused the mineralization of copper and zinc massive sulfides in the Sargaz deposit. The copper and zinc mineralization event in the Sargaz deposit is in the southeastern part of the Sanandaj-Sirjan structural zone, which has been formed in the form of massive and stringers. Pyrite is the main sulfide mineral in this deposit, with chalcopyrite, sphalerite, tennantite, and pyrrhotite minerals seen with it. Siliceous and chlorite alteration in the mineralization zones is one of the most important alterations observed in the host rock of mineralization. These alterations are temporally and spatially dependent on the mineralization zone. Using the average homogenization temperature of the fluid inclusions obtained from 89 fluid

inclusion samples, the separation of the sulfur isotope of the fluid from the sulfur isotope in equilibrium with sulfide minerals was performed. The studies showed that the origin of the sulfur in the mineralizing hydrothermal fluid consists of metamorphic rocks, as well as magmatic sulfur. The study of trace and rare earth elements in the mineralizing zone indicates a negative anomaly in HFSE elements and a positive anomaly in LILE lithophile elements. The positive anomaly in lithophile elements can indicate the mixing of the ore-forming fluid with silicate rocks.

Key words: Sulfur isotope, rare earth elements, massive sulfide, Sargaz, Jiroft

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

40.100

با اینکه این زون به طور کامل برای ایران تعریف شده ولی امتداد آن در ترکیه، سوریه و قفقاز نیز قابل مشاهده است [۲]. طبق نظرات ارائه شده در مورد تاریخچه تکامل پهنه مزبور، از آغاز تریاس پسین، لیتوسفر اقیانوسی تتیس جوان در اثر فرورانش به زیر ورقه ایران، شروع به از میان رفتن کرده است و موجب جایگیری قوس ماگمایی سنندج-سیرجان به سن تریاس فوقانی شده است [۳ و ۴]. شهاب پور، آروین و همکاران [۵ و ۶] قوس ماگمایی سنندج-سیرجان و جایگیری باتولیت سیاه کوه بافت را در زمان تریاس فوقانی به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره ای ایران مرکزی نسبت داده اند ویژگی های ردیف سنگ چینه ای مجموعه آذرین-رسوبی منطقه سرگز، دادههای ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی منطقه و سن نسبی، همگی حاکی از آن است که در زمان تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین، این مجموعه در مراحل اولیه بازشدگی یک حوضه پشت قوس درون قاره ای باریک (soin arc back یا و صعود مذابهای تولید شده از ذوب گوشته و ان نسبی، همگی حاکی از آن است که در زمان تریاس بالایی - ژوراسیک و معود مذابهای تولید شده از ذوب گوشته و ان نسبی، همگی حاکی از آن است که در زمان تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین، این مجموعه در مراحل اولیه بازشدگی یک حوضه پشت قوس درون قاره ای باریک (soin arc back یا و صعود مذابهای تولید شده از ذوب گوشته و انزک شدن پوسته طی کافتن، گوشته لیتوسفری را تحت تأثیر قرار داده گوشته زیر قاره توسط گوشته تهی شده، فعالیت ماگمایی را در ترازهای مختلف در پوسته نازک شده متمرکز نموده است. به عنوان نتیجه، می توان گفت، ویژگی های ردیف چینهای و دادههای ژئوشیمیایی سنگ های آتشفشانی منطقه سرگز، بیان میدارد که کانسار سرگز احتمالاً در مراحل اولیه بازشدگی یک حوضه پشت قوس درون قارهای تشکیل شده است [۷].

موقعیت محدوده موردنظر در سیستم مختصات جغرافیایی "۲۷'۲۵°۲۸ و "۲۲'۳۵°۲۸ عرضی و "۵۷'۲۰'۵۷ و "۵۷'۵۰ مرضی و ۵۷'۵'۵۷ و طولی است. در منطقه سرگز مجموعه سنگهای آذرین، به همراه سنگ های آتشفشانی-آذرآواری و رسوبات نوع فلیش، رخنمون دارند که با توجه به روابط چینهشناسی، سن این مجموعه به تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین نسبت داده شده است [۸]. منطقه سرگز در شمالشرقی مجموعه سرگز-آبشور قرار دارد[۹]. محیط تکتونیکی منطقه سرگز، ژئوشیمی پهنههای دگرسانی کانسار سرگز، و همچنین مراحل مختلف کانهزایی در این کانسار توسط بدرزاده مورد بررسی قرار گرفته است [۷]. از آنجاییکه بیشترین حجم حفاری مغزهگیری و پودری در این کانسار مربوط به بعد از سال ۱۳۹۸ میباشد که منجر به کشف زونهای جدید کانهزایی نیز شده است، لذا اطلاعات کافی حفاری جهت پژوهشهای جدید در دسترس میباشد. مطالعه کانسار سرگز از چند نظر جالب توجه است: مطالعات کمی از دیدگاه ژنز بر روی این کانسار انجام گرفته است لذا از این دیدگاه هنوز مباحث زیادی برای بحث و مطالعه دارد. مطالعه و بررسی عناصر کمیاب و ناجام گرفته است لذا از این دیدگاه هنوز مباحث زیادی برای بحث و مطالعه دارد. مطالعه و بررسی عناصر کمیاب و ناجام گرفته است لذا از این دیدگاه هنوز مباحث زیادی برای بحث و مطالعه دارد. مطالعه و بررسی عناصر کمیاب و نادر خاکی، ایزوتوپهای پایدار به همراه گسلهای این کانسار میتواند در درک بهتر کانهزایی سولفید تودهای کمک شایانی کند. هدف از این پژوهش بررسی ژئوشیمی ایزوتوپ گوگرد در نمونههای کانهدار جهت تعیین ژنز گوگرد سیالات کانهزا میباشد.

روش مطالعه

به منظور مطالعات پتروگرافی، کانهنگاری، کانیشناسی و ژئوشیمیایی، بررسی ها 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، زونهای کانهزایی، دگرسانیها و مغزههای حفاری نمونهبرداری انجام شد. در بررسیهای آزمایشگاهی، ویژگیهای کانهنگاری کانسنگ، پتروگرافی سنگ میزبان و مجموعههای دگرسانی مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات میکروسکوپی بر روی ۲۰ مقطع صیقلی و ۴۰ مقطع نازک انجام شد. به منظور بررسی میانبارهای سیال، تعداد ۹ نمونه از کانی کوارتز همراه با کانهزایی در مغزههای حفاری انتخاب گردید و مقاطع دوبر صیقل آنها با ضخامت حدودی ۱۰۰ میکرون تهیه شد. سپس بررسیهای ریزدماسنجی در آزمایشگاه دانشگاه تربیت مدرس در دو مرحله گرم کردن و سرد کردن بر روی ۸۹ میانبار سیال توسط دستگاه ۶۰۰ THMSG Linkam ، انجام شد. این دستگاه قادر به اندازه گیری محدوده دمایی °۲۹۶ – تا °۶۰۰C+ دارا است. برای مطالعه عناصر کمیاب و نادر خاکی تعداد ۳۵ نمونه از بخشهای مختلف کانهزایی برداشت گردید. آنالیز ICP-MS عناصر در آزمایشگاه زرآزما ماهان انجام گرفت. سیستم ICP-MS می تواند بخش اعظمی از عناصر را به صورت کمی اندازه گیری کند و مقدار کل عنصر مورد نظر را اندازه گیری کند. مزایای استفاده از پلاسما در مقایسه با سایر روش های یونیزاسیون مانند یونیزاسیون شعله این است که یونیزاسیون در یک محیط بیاثر شیمیایی رخ میدهد و از تشکیل اکسید جلوگیری میکند و یونیزاسیون کامل تر می شود. همچنین، مشخصات دمای مشعل نسبتا یکنواخت است و اثرات خود جذبی را کاهش می دهد. حد تشخیص دستگاهی در این روش برای عناصر کمیاب و نادر خاکی ۰،۱ تا ۱ پیپیام است [۱۰]. از مزایای استفاده از آنالیز ICP-MS نسبت به سایر آنالیزها میتوان به تکنیک چند عنصری، دامنه تحلیلی بزرگ، محدودیت تشخيص پايين، توان نمونه بالا، حجم نمونه كم، آماده سازي نمونه ساده، طيف سنجي جرمي با وضوح بالا و پشت سر هم و سطح کنترل تداخل عنصری اشاره کرد [۱۱].

مغزههای حفاری حاوی کانهزایی مس با لوپ دستی مورد بررسی قرار گرفت. سپس از این مغزهها مقطع صیقلی تهیه شد. مقاطع مطالعه گردید و با نمونههای بررسی شده توسط لوپ دستی مقایسه شد. با تجربیات کانهنگاری بدست آمده تعداد ۵ نمونه کالکوپیریت برای بررسیهای ایزوتوپی گوگرد در کانسار مورد مطالعه انتخاب شد و به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه اراک ارسال گردید. روش کار دستگاه آنالیز ایزوتوپی به این صورت است: پس از احتراق یک نمونه جامد در آنالایزور عنصری در دمای ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد، گاز SO2 تولید شده از سیستم و ستون عبور می کند و از آب موجود در تله آب و همچنین SO2 در ستون تصفیه و تله خارج می شود. سپس ستون جذب تا دمای ۲۲۰ درجه سانتیگراد گرم میشود تا گاز SO2 انباشته آزاد شود. این گاز در نهایت وارد دستگاه IRMS می شود. در SP۶۴ نسبت جرم استانداردسازی شدهاند.

زمینشناسی و کانیشناسی محدوده

کانسار سرگز در بخش جنوب شرقی پهنه سنندج-سیرجان واقع شده است (شکل۱). محدوده سرگز در گوشه شرقی نقشه یکصدهزار اسفندقه قرار دارد [۸]. با توجه به نقشه زمین شناسی یکصدهزار ورقه اسفندقه، در محدوده موردنظر توالی سنگهای آتشفشانی-رسوبی منسوب به تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین با پیسنگ کنگلومرایی و دگرشیبی زاویه دار بر روی مجموعه دگرگونی پالئوزوییک قرار گرفتهاند. توالی مزوزوییک شامل تناوبی از شیل و ماسهسنگ(واحد فلیش) ، سنگ آهک توفی، سنگ آهک و سنگ های آذر آواری فلسیک و سنگهای آتشفشانی بازیک و حدواسط است که سنگهای بازیک با ساخت بالشی در بخش زیرین این توالی قرار دارند. بر اساس حفاری های انجام گرفته از پایین به بالا ستون چینه شناسی شامل بازالت بالشی، ژاسپر، واحد پیروکلاستیکی، آندزیت و فلیش می باشد که توسط دایکهای محدوده قطع شدهاند. سنگهای بازالتی با ساخت بالشی میزبان کانه زایی سولفید توده ای سرگز به شمار می روند [۱۲ و ۱۳]. با توجه به نقشه ۱/۱۰۰۰ تهیه شده از کانسار سرگز روند کانهزایی شمال غرب- جنوب شرقی می باشد (**شکل ۲)**. کانهزایی در واحد بازالتی و همچنین در زیر افق ژاسپری-کربناته قرار دارد. گسلهای بزرگ محدوده عمدتا شمالی-جنوبی می باشند و گسلهای کوچک و فرعی توسط گسلهای اصلی کنترل می شوند (**شکل ۲و۳۶**). گسلهای محدوده تاثیری در کانهزایی نداشته و تنها در برخی نقاط باعث جابجایی زون کانهزایی شدهاند. روند عمومی دایکهای محدوده مورد مطالعه عموما شرقی-غربی می باشد. ضخامت این دایکها بعضا تا ده متر و طول ۲۰۰ متر می رسد. جنس این کردهاند، بنابراین سنی جوانتر از ژوراسیک دارند (**شکل ۲۹**). کانسار سرگز از پنج زون کانهزایی سرگز، حدون محدوده را قطع کردهاند، بنابراین سنی جوانتر از ژوراسیک دارند (**شکل ۲۹**). کانسار سرگز از پنج زون کانهزایی سرگز، حنوبی می ران و



شکل۱. موقعیت پهنه ساختاری سنندج-سیرجان و محدوده موردنظر که با ستاره نشان داده شده است. [۱۳ و ۱۴].



شکل۲. نقشه زمینشناسی کانسار سرگز. کانهزایی به رنگ سیاه نشان داده شده است. در تمامی نقاط، در زیر کانه زایی پی سنگ بازالتی قرار دارد. افق ژاسپری-کربناته در تمامی زونهای کانهزایی در بالای زون سولفید تودهای قرار دارد اما در محل استخراج معدن سرگز به دلیل استخراج کانه مس، تنها در بخشی از نقاط شرقی و جنوبی قابل رویت است. در برخی نقاط، کانهزایی حدفاصل واحد پیروکلاستیک و فلیش با بازالت قرار دارد اما در محل استخراج کانسار سرگز عموما بخش بالایی فلیش باربرداری شده است.



شکل۳. نمایی از زون کانهزایی سرگز در محدوده مورد مطالعه و واحدهای دربرگیرنده آن (دید به سمت شمالغرب). از آنجایی که در این کانسار عملیات استخراج درحال انجام میباشد میتوان از واژه معدن برای آن استفاده کرد (نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰ سرگز بخشی از این تصویر را شامل میشود).



شکل۴. نقشه گسلهای محدوده موردمطالعه به همراه دایکها (به رنگ سبز) نسبت به زونهای کانهزایی

واحد زمينشناسي مولد كانهزايي

اصطلاح VMS در کل به معنی کانسارهای سولفید تودهای آتشفشانزاد [۱۵] ، کانسارهای سولفید تودهای همراه با سنگ های آتشفشانی [۱۶] و کانسارهای سولفید تودهای با میزبان آتشفشانی است [۱۷] است. اکنون توافق عمومی بر اینست که کانسارهای VMS ترجیحاً در طی دوره های ریفتینگ قوس های آتشفشانی قاره ای و اقیانوسی، پیش قوسها و محیطهای کششی پشت قوس تشکیل می شوند [۱۸ و ۱۹ و ۲۰ و ۲۱ و ۲۲ و ۲۳].

کانسارهای VMS کف دریاهای عهدحاضر در هر دو محیطهای گسترش اقیانوسی و قوس شناخته شده اند ولی کانسارهای حفظ شده در دوره های زمین شناسی، بطور عمده در قوس های جنینی قاره ای و اقیانوسی و جایگاه پشت قوس تشکیل شدهاند [۲۴ و ۲۵]. بازالتهای منطقهی سرگز که محدوده موردنظر نیز شامل آن می شود دارای تفکیک کلی در REE ها بوده و غنی شدگی از LREE نشان می دهند [۲۶]. این واحد عمدتا در بخشهای شرقی محدوده رخنمون دارد (شکل۵). به دلیل فعالیت آتشفشانی در کف دریا و تاثیر آب دریا بر روی کانی های واحدهای آتشفشانی، عموما این واحدها با هوازدگی همراه هستند به صورتی که کانی های مافیک دست نخورده به ندرت قابل رویت می باشد. در مقاطع نازک مورد مطالعه پلاژیوکلاز بعضا در حال تبدیل به سریسیت و کائولینیت میباشد. کانی اوپک به وفور یافت میشود. نکته قابل توجه حضور پلاژیوکلازهای تیغهای میباشد که نشان از سرد شدن سریع گدازه در محیط آبی است [۷ و ۲۷ و ۲۸] (شکل». در کانسار سرگز مهمترین دگرسانی مشاهده شده دگرسانی سیلیسی و کلریتی میباشد که عموما به همراه یکدیگر مشاهده میشوند. این دگرسانیها در متن سنگ بازالتی و همچنین به همراه زون کانهزایی مشاهده می گردند. در مقاطع بازالتی مورد مطالعه رگچههای کوارتز ثانویه به همراه کلریت به وفور یافت میشود.



شکل ۶ الف- تصویر مقطع نازک بازالت حاوی کوارتز ثانویه و کانی اوپک، زمینه نمونه را کانیهای سریسیت، کائولینیت و هماتیت ناشی از دگرسانی کانیهای پلاژیوکلاز و کانیهای اوپک تشکیل میدهد. کانی کلریت حاصل دگرسانی کانیهای مافیک مانند الیوین میباشد(PPL). ب- مقطع میکروسکوپی از دگرسانی سیلیسی و کلریتی در محدوده مورد مطالعه. Qz: کوارتز، Chl : کلریت،Hem : هماتیت،Opq : اوپک،Ser : سریسیت، Plg : پلاژیوکلاز (XPL).

همانطور که در بالا توضیح داده شد زون کانهزایی درون واحد بازالتی قرار دارد و بخش بالایی آن را افق ژاسپری-کربناته میپوشاند. با نزدیک شدن به زون کانهزایی، واحد اگزالاتیو ژاسپر-کربنات درست در مرز بین سنگ های بازالتی بالشی زیرین حاوی کانهزایی و سنگ های آندزیتی ،پیروکلاستیک و فلیش بالایی تشکیل شده است (شکل) و (شکل). این افق با رنگ شیری، قرمز تا قرمز خونی مشخص می شود و ضخامت آن از چند سانتیمتر درون مغزهها تا ۱۰ متر قابل رویت است. در این محدوده افق ژاسپری، علاوه بر مرز بین سنگهای بازالتی بالشی زیرین و واحدهای بالایی، بعضا در قاعده واحدهای آتشفشانی–آذرآواری نیز رخنمون دارد **(شکل۹).**



شکل ۲. تصویری از زون کانهزایی سولفید تودهای در کانسار سرگز. از عمق ۱۲۱–۱۲۲متری واحد پیروکلاستیک(کادر سبز) و از عمق ۱۲۲–۱۲۳،۲ متری افق ژاسپری به رنگ شیری و قرمز در بالای زون کانهزایی(کادر قرمز) و زون کانهزایی سولفید تودهای از عمق ۱۲۳،۲ تا ۱۲۴٬۶متری (کادر نارنجی).



شکل۸ الف و پ- نمونه دستی ژاسپر و کربنات به همراه زون سولفیدی در کانسار سرگز(رنگ قرمز را ژاسپر و کربنات و بخش پایینی آن را زون 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)(PY) [۲۹].



شکل۹. آغشتگیهای ژاسپری منگنزدار به رنگ قرمز در واحد آندزیتی درون مغزههای حفاری در کانسار سرگز.

کانەنگارى کانسار

پيريت:

در کانسار سولفید تودهای سرگز کانی پیریت فراوان ترین کانی سولفیدی میباشد که تقریبا در تمامی واحدهای سنگی قابل رویت است. به صورت بی شکل، نیمه شکل دار، شکل دار، اسفنجی و فرامبوئیدال دیده می شود. اندازه پیریتهای موجود در کانسار مس سرگز تا ۵ سانتی متر نیز می رسد. بعضی پیریت ها در سیستم سولفید توده ای، بویژه در زون استرینگر، اسفنجی شکل هستند و حاوی فضاهای خالی می باشند. به نظر می رسد این فضاهای خالی در حقیقت فضاهایی هستند که در نتیجه رشد پیریت های فرامبوئیدال اولیه بوجود آمده اند. بدین ترتیب که پیریت های فرامبوئیدال بطور اولیه بصورت مکعبهای بسیار کوچک و نامنظم در کنار یکدیگر بوجود آمده اند. برشد این مکعبهای پیریت با تداوم فعالیت سیالات گرمابی، باعث می شود فضای خالی بین پیریت ها بوجود آمده و در نهایت پیریتهای اسفنجی شکل مطابق (شکل ۱۰ – ب) تشکیل گردد [۲۶ و ۳۰]. پیریت شکل دار عموما به تنهایی قابل رویت است و کانهزایی به همراه آن یافت نمی شود. پیریت نیمه شکل دار و بدون شکل با کانی های کالکوپیریت، تنانتیت، اسفالریت و در مجموع با کانهزایی مس و روی پاراژنز تشکیل می ده. پیریتهای شکل دار به صورت رگههای سولفیدی در واحدهای سنگی محدوده رویت دارند (شکل ۱۰ – بانه).

کانه کالکوپیریت کاملا به صورت بی شکل دیده می شود. همانطور که در **شکل ۷** نشان داده شد در بخش بالایی زون کانهزایی از فراوانی بالایی برخوردار است. این کانه در بخش زیرین زون کانهزایی از فراوانی کمتری برخوردار می باشد. کالکوپیریت کانههای بدون شکل پیریت ، اسفالریت، تنانتیت و گالن را، که به صورت جزیره ای هستند، احاطه می کند. در مقاطع صیقلی مطالعه شده کالکوپیریت هیچگاه به تنهایی رویت نشده است (**شکل ۱۱-ب و ت**). با توجه به احاطه کردن سایرکانیهای سولفیدی توسط کالکوپیریت و احاطه شدن کالکوپیریت توسط تنانتیت، به نظر می رسد توالی تشکیل کانهها به این صورت باشد که در ابتدا کانههای اسفالریت و پیریت از سیال کانهدار ته نشست پیدا کرده اند و سپس در مراحل بعدی بخشهایی از آنها و همینطور فضاهای خالی بین آنها توسط کالکوپیریت پر شده است و در نهایت طی پایین آمدن دمای محیط، کانه تانیت شروع به تشکیل شدن کرده است.

اسفالريت:

کانه اسفالریت بی شکل به همراه کانی پیریت، کالکوپیریت و تنانتیت به صورت پاراژنز یافت میشود (**شکل ۱۱-ب و ت**). در تمامی مقاطع برداشت شده از زون پرعیار مس و روی سرگز، به همراه کالکوپیریت و اسفالریت، کانیهای تنانتیت و پیروتیت نیز یافت میشود. کانی سولفوسالت اصلی تشکیل شده در کانسار سرگز تنانتیت می باشد. این کانه در زون غنی از اسفالریت و کالکوپیریت دارای فراوانی بیشتری هست (**شکل ۱۱-ب و ت**). این کانه به صورت بی شکل و دانه ریز و یا بصورت دانه درشت تشکیل شده است. کانی پیروتیت عموما زمینه زون کانهزایی پرعیار را تشکیل میدهد که از حجم بالایی نیز برخوردار است. این کانی معمولا در زونهایی یافت میشود که کانی پیریت از فراوانی اندکی برخوردار است و میتواند دلیلی بر تشکیل کانسار در دمای بالا و فوگاسیته گوگرد کم باشد (**شکل ۱۱-ت**). مقادیر فرعی و اندک گالن عموما در زون پرعیار و به همراه کالکوپیریت و اسفالریت مشاهده میشود. مطالعه کانه گالن با توجه به دخیره کم آن در این پژوهش قابل چشمپوشی است.



شکل۱۰-الف- وجود کانی شکلدار پیریت(Py) در مقطع صیقلی، ب− پیریت با بافت فرامبوئیدال(Fr Py) و اسفنجی(Sp Py) در زون کانهزایی در مقطع صیقلی [۲۹].



شکل ۱۱-الف وجود کانی شکلدار پیریت(Py) در مقطع نازک XPL ، ب وجود کانی بی شکل پیریت(Py)، کالکوپیریت(Ccp)، اسفالریت(Sp) و تنانتیت(Tnt) در مقطع صیقلی و پ- نمونه دستی از زون کانهزایی پرعیار مس و ت- مقطع صیقلی نمونه پ : کانه-های پیروتیت(Po)، کالکوپیریت، اسفالریت(Sp) تنانتیت(Tnt) و کانی باطله (Gang) Gangue در مقطع صیقلی زون پرعیار قابل مشاهده می باشد [۲۹].

بدرزاده و همکاران [۱۳] کانسار سولفید تودهای آتشفشانزاد سرگز را در گروه کانسارهای بایمدال مافیک یا نوراندا قرار دادهاند. نوع بایمدال-مافیک به صورت داشتن بیش از ۵۰ درصد سنگ های مافیک و بیش از ۳ درصد سنگ های فلسیک در توالی چینه شناسی میزبان، با سنگ های سیلیسی آواری تابع تعریف می شود. اکثر آنها نسبت سنگهای آتشفشانی مافیک به فلسیک ۱:۳ یا بیشتر دارند [۳۱]. با مقایسه کانسار سرگز نسبت به کانسارهای بزرگ، این کانسار از نظر محیط تکتونیکی، نوع سنگ همراه و عناصر فلزی در گروه کانسارهای بایمدال مافیک قرار می گیرد اما از نظر سنگ میزبان ماده معدنی، به گروه تیپ مافیک و سیلیسی کلاسیک مافیک نزدیک است (جدول ۱).

جدول۱. مقایسه کانسار سرگز با ویژگیهای انواع کانسارهای سولفیده تودهای آتشفشانزاد [۳۲].

تیپ مافیک	تیپ سیلیسی کلاستیک مافیک	تیپ بایمدال مافیک	تيپ بايمدال فلسيک	تیپ سیلیسی کلاستیک فلسیک	ویژگیهای شاخص	کانسار سرگز
حوزههای پشت کمانی، پیش کمانی و پشتههای میان اقیانوسی	محیطهای رسوبی پشت کمانی و پیش کمانی، محیطهای رسوبی پشتههای اقیانوسی	محیطهای ریفتی اولیه، حوزههای پشت کمانی و پیش کمانی	کمان قارمای ریفتی	ریفهای قارهای و پشت کمانی	محیط زمین ساختی	حوزه پشت کمانی
سنگهای آتشفشائی و نفوذی مافیک و الترامافیک	سنگهای آتشفشلی و نفوذی مقیک و الترامافیک و رسوبات سیلیسی کلاستیک	سنگهای آتشفشانی مافیک، سنگهای آتشفشانی فلسیک± آندزیت	سنگهای آتشفشانی فلسیک و مافیک	سنگهای آتشفشانی فلسیک، مافیک، سنگهای رسوبی و رخسارههای آهن	نوع سنگ	بازالت، آندزیت، پیروکلاستیک، فلیش
سنگهای آتشفشانی و نفوذی مافیک. نادر در سنگهای اولترامافیک	سنگهای آتشفشانی مافیک یا سنگهای نفوذی مافیک و اولترافامیک	سنگهای آتشفشانی فلسیک>سنگهای آتشفشانی بازیک	سنگهای آتشفشانی فلسیک	سنگهای آتشفشانی فلسیک و سنگهای رسوبی	سنگ میزبان ماده معدنی	بازالت
Cu-Zn	Cu (Co-Zn-Ni)	Cu-Zn-Pb-(Au-Ag)	Zn-Pb-Cu-(Au- Ag)	Zn-Pb-Cu-(Ag-Au)	عناصر فلزى	Cu-Zn-(Pb-Ag- Au)
قبرس، غنی از مس	بشی، مافیک-پلیتیک، غنی از مس و کبالت، اوتوکمپو	نوراندا، غنی از مس، روی، سرب	کروکو، غنی از روی- سرب-مس	باثورست	طبقەبندى معادل	
Cyprus, Oman	Besshi, Windey craggy	Noranda, Flin-flon	Kuroko	Bathurst	مثال از تیپهای مشابه معروف جهانی	

مطالعه ایزوتوپهای پایدار گوگرد

گوگرد به دو دلیل جزء مهمی از سیستم کانسارهای سولفید تودهای است. اول، از آنجایی که سولفیدهای آهن و فلزات پایه در دماهای پایین تا متوسط بسیار نامحلول هستند، وجود H₂S باعث رسوب آهن و سولفیدهای فلزات پایه می شود. دوم، برخی از فلزات، به عنوان مثال طلا، توسط کمپلکس های سولفیدی منتقل می شوند [۳۳]. منشا گوگرد کانسارهای سولفید تودهای میتواند گوگرد ماگمایی [۳۴]، سولفات آب دریا و سولفات رسوبات کم عمق [۳۵]، شکنش ایزوتوپ گوگرد ناشی از باکتری های احیا کننده سولفات [۳۶] و احیای ترموشیمیایی غیرزیست سولفات آبی [۳۷] باشد. براساس فراوانی و پاراژنز کانیهای سولفیدی، نمونههای سولفیدی تهیه شده از زون سولفید تودهای پرعیار مس، جهت آنالیز ایزوتوپی گوگرد انتخاب شدند. همانطور که قبلا اشاره شد کانی کوارتز به دلیل همراهی دگرسانی سیلیسی با زون کانهزایی جهت بررسی سیالات درگیر انتخاب شد (جدول۲). مطالعات دماسنجی بر روی ۸۹ سیال اولیه موجود در ۹ مقطع دوبر صیقلی با فرایندهای سرد و گرم کردن انجام شد. با توجه به آزمایش، محدوده دمای همگن شدن ۸۸ تا ۲۶۴ درجه سانتیگراد و میانگین آن برابر با

جدول۲. کد نمونههای برداشت شده جهت مطالعات سیالات در گیر. باتوجه به اختلاف ارتفاع گمانههای حفر شده، متراژ نمونه-برداری در گمانهها نیز متفاوت میباشد کمااینکه تمامی نمونهها از بخش دگرسانی مرتبط با کانهزایی برداشت شدهاند (اعداد **پر رنگ** و *ایتالیک* نشاندهنده متراژ برداشت نمونه در مغزهها میباشد).

]
No	sample	phase	Tice	TICE+	Th V-L	salinity	
1	117 -38- FI	L-V	-1.2	1.20	98	2.07	-
2	117- 38 -FI	L-V	-3.2	3.20	160	5.26	-
3	117- 38 -FI	L-V	-3	3.00	125	4.96	
4	117- 38 -FI	L-V	-3.5	3.50	164	5.71	
5	117- 38 -FI	L-V	-4	4.00	173	6.45	1
6	117- 38 -FI	L-V	-2.5	2.50	186	4.18	
7	117 -38- FI	L-V	-3.9	3.90	163	6.30	
8	117 -38- FI	L-V	-4.3	4.30	175	6.88	
9	117- 38- FI	L-V	-2.6	2.60	143	4.34	
10	117- 38- FI	L-V	-3.3	3.30	139	5.41	
11	186- 90- FI	L-V	-1.4	1.4	136	2.41	
12	186- 90 -FI	L-V	-1.8	1.8	138	3.06	
13	186- 90 -FI	L-V	-2.2	2.2	139	3.71	
14	186- 90 -FI	L-V	-2.5	2.5	136	4.18	
15	186- 90 -FI	L-V	-1.9	1.9	138	3.23	
16	186- 90- FI	L-V	-1.5	1.5	135	2.57	
17	186- 90- FI	L-V	-5.4	5.4	215	8.41	
18	186- 90- FI	L-V	-5.9	5.9	223	9.08	
19	186- 90- FI	L-V	-4.7	4.7	225	7.45	
20	186- 90- FI	L-V	-1.6	1.6	142	2.74	
21	186- 90- FI	L-V	-2.4	2.4	132	4.03	
22	186- 90- FI	L-V	-2	2	127	3.39	
23	186- 90 -FI	L-V	-1.6	1.6	146	2.74	
24	186- 90- FI	L-V	-2.3	2.3	139	3.87	
25	186- 90- FI	L-V	-3.6	3.6	189	5.86	
26	186- 90- FI	L-V	-1.5	1.5	170	2.57	
27	186- 90- FI	L-V	-2.8	2.8	156	4.65	
28	186- 90- FI	L-V	-3.7	3.7	139	6.01	
29	186- 90 -FI	L-V	-4.5	4.5	142	7.17	
30	194- 180 -FI	L-V	-2.1	2.1	134	3.55	
31	194- 180 -FI	L-V	-2.5	2.5	144	4.18	
32	194- 180 -FI	L-V	-6.70	6.70	206	10.11	
33	194- 180 -FI	L-V	-4.90	4.90	264	7.73	
34	194- 180 -FI	L-V	-3.7	3.7	149	6.01	
35	194- 180 -FI	L-V	-4.2	4.2	195	6.74	
36	194- 180 -FI	L-V	-2.50	2.50	165	4.18	-
37	194- 180 -FI	L-V	-6.1	6.1	210	9.34	-
38	194- 180 -FI	L-V	-5.2	5.2	174	8.14	

39	194- 180 -FI	L-V	-1.5	1.5	136	2.57	
40	194- 180 -FI	L-V	-2.3	2.3	147	3.87	
41	194- 180 -FI	L-V	-3.6	3.6	146	5.86	
42	194- 180 -FI	L-V	-2.4	2.4	197	4.03	
43	194- 180 -FI	L-V	-1.3	1.3	135	2.24	
44	195- 80 -FI	L-V	-7.2	7.2	241	10.73	
45	195- 80 -FI	L-V	-5.3	5.3	200	8.28	
46	195- 80 -FI	L-V	-2.2	2.2	120	3.71	
47	195- 80 -FI	L-V	-6.3	6.3	205	9.60	
48	195- 80 -FI	L-V	-5.9	5.9	196	9.08	
49	195- 80 -FI	L-V	-4.5	4.5	217	7.17	
50	195- 80 -FI	L-V	-6.1	6.1	208	9.34	
51	195- 80 -FI	L-V	-4.8	4.8	172	7.59	
52	195- 80 -FI	L-V	-3.9	3.9	193	6.30	
53	195- 80 -FI	L-V	-2.6	2.6	135	4.34	
54	195- 80 -FI	L-V	-5	5	179	7.86	
55	195- 49 -FI	L-V	-2	2	185	3.39	
56	195- 49 -FI	L-V	-1.5	1.5	156	2.57	
57	195- 49 -FI	L-V	-2.4	2.4	173	4.03	
58	195- 49 -FI	L-V	-1.5	1.5	145	2.57	
59	195- 52 -FI	L-V	-5.6	5.6	196	8.68	
60	195- 52 -FI	L-V	-3	3	189	4.96	
61	195- 52 -FI	L-V	-5.2	5.2	206	8.14	
62	195 -52 -FI	L-V	-4.7	4.7	183	7.45	
63	198 - 70 -FI	L-V	-1.3	1.3	123	2.24	
64	198 - 70 -FI	L-V	-1.7	1.70	128	2.90	
65	198 - 70 -FI	L-V	-4.2	4.20	156	6.74	
66	198 - 70 -FI	L-V	-3.9	3.90	184	6.30	
67	198 - 70 -FI	L-V	-2.6	2.6	165	4.34	
68	198 - 70 -FI	L-V	-1	1	114	1.74	
69	198 - 70 -FI	L-V	-4.9	4.9	139	7.73	
70	198 - 70 -FI	L-V	-3.6	3.6	136	5.86	
71	198 - 70 -FI	L-V	-4.2	4.2	193	6.74	
72	198 - 70 -FI	L-V	-2.6	2.6	170	4.34	
73	193- 105 -FI	L-V	-3.9	3.9	150	6.30	
74	193- 105 -FI	L-V	-5.8	5.8	216	8.95	
75	193- 105 -FI	L-V	-6	6.00	227	9.21	
76	193- 105 -FI	L-V	-2.9	2.90	192	4.80	
77	193- 105 -FI	L-V	-3.8	3.8	136	6.16]



[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

78	193- 105 -FI	L-V	-7.2	7.2	۱30	10.73
79	193- 105 -FI	L-V	-3.6	3.60	162	5.86
80	19 72 -FI	L-V	-1.3	1.3	123	2.24
81	197- 72 -FI	L-V	-1.7	1.70	128	2.90
82	197- 72 -FI	L-V	-4.2	4.20	156	6.74
83	197- 72 -FI	L-V	-3.9	3.90	184	6.30
84	197- 72 -FI	L-V	-2.6	2.6	165	4.34
85	197- 72 -FI	L-V	-1	1	114	1.74
86	197- 72 -FI	L-V	-4.9	4.9	139	7.73
87	197- 72 -FI	L-V	-3.6	3.6	136	5.86
88	197- 72 -FI	L-V	-4.2	4.2	193	6.74
89	197- 72 -FI	L-V	-2.6	2.6	170	4.34

مقادیر δ³⁴S اندازه گیری شده ۳،۵+ تا ۶،۱+ با میانگین ۴،۷+ در هزار است. سولفیدهای درونزادی که در نهشتههای گرمابی ماگمایی شکل گرفتهاند و یا حتی سولفیدهای یک ناحیه معدنی به ندرت تغییر ترکیبی بیش از ±۵ در هزار را نشان میدهند [۳۸]. با استفاده از معادله تفکیک [۳۹] و میانگین دمای همگنشدگی سیالات درگیر (۱۶۹ درجه سانتی گراد)، مقادیر مقادیر ایزوتوپ گوگرد نسبت به شهابسنگ CDT (Canyon Diablo Troilite) استاندارد شدهاند. دو عامل مهم تغییرات مقادیر ایزوتوپ گوگرد نسبت به شهابسنگ ایزوتوپی گوگرد منبع و دیگری تاثیر فرایندهای ایجاد کننده تفکیک ایزوتوپی است [۴۰].

نام نمونه	δ^{34} S Sulfide (‰) vs	$\delta^{34}S$ (‰) H ₂ S (‰) vs
	VCDT ± 1σ	$VCDT \pm 1\sigma$
190-07-IS, S	+۴.۹	+ 4.8
190-84-IS, S	+۴.۱	+۳،۸
190-18-IS, S	+Δ	۲،۲+
140-4IS, S	+8.1	+۵،۸
۱۸۶-۸۷-IS, S	+۳،۵	+٣.٢

۳. مقادیر ایزوتوپ گوگرد در سیال کانهزا و کالکوپیریت	مدور
---	------

مقادیر ایزوتوپ گوگرد سیال نشان دهنده عدم تغییرات قابل ملاحظه در مقدار آن است. کم بودن تغییرات نشاندهنده یک منبع هموژن برای گوگرد است [۴1]. با توجه به (شکل۱۲) ترکیب ایزوتوپی ³⁴S سیال در کانسار سرگز در مقایسه با ³⁴S محیطهای زمین شناسی مختلف نشان میدهد که منبع گوگرد سیال کانهزا میتواند از پیریت بیوژنیک، سنگهای رسوبی و درگرگونی، و همچنین گوگرد ماگمایی باشد. اما از آنجایی که منطقه سرگز دارای واحدهای دگرگونه پالئوزوئیک میباشد و از طرفی سنگ میزان واحدهای درگرونه پالئوزوئیک میباشد و از میتواند از پیریت بیوژنیک، سنگهای رسوبی و درگرگونی، و همچنین گوگرد ماگمایی باشد. اما از آنجایی که منطقه سرگز دارای واحدهای دگرگونه پالئوزوئیک میباشد و از طرفی سنگ میزبان کانهزا کانهزا در کانسار سرگز از سرگرونی، و میربان کانهزایی بازالت است. بنابراین این احتمال وجود دارد که منشا گوگرد سیالات کانهزا در کانسار سرگز از سنگهای دگرگونی یا گوگرد ماگمایی باشد. مقایسه مقادیر 8³4</sup> کانسار سرگز نسبت به دودوارههای سیاه گرمابی شناخته شده سنگهای دگرگونی یا گوگرد ماگمایی باشد. مقایسه مقادیر 8³4</sup>

عهد حاضر نشان میدهد $\delta^{34}S$ سیال کانهزا در کانسار سرگز همپوشانی بالایی با $\delta^{34}S$ این مکانها دارد (**شکل۱**). 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 $\delta^{32}S$ حاصل از کاهیدگی باکتریایی سولفات اقیانوسی و تهنشینی سولفید حاوی $\delta^{32}S$ در رسوبات، مقادیر ک³⁴S در اقیانوس باقیمانده افزایش چشمگیری پیدا کرد. در پرمین به دلیل وجود هوازدگیهای حاوی $\delta^{34}S$ در رسوبات، مقادیر $\delta^{34}S$ در اقیانوس باقیمانده افزایش چشمگیری پیدا کرد. در پرمین به دلیل وجود هوازدگیهای متعدد، گوگرد سبک سولفیدی به اقیانوس برگشته و کاهش $\delta^{34}S$ سولفات دریایی را به همراه داشته است [۴7]. در اوایل پالئوزوییک تدفین پیریت دو برابر امروز بوده و در کربونیفر و پرمین به نصف امروزی رسیده است [۳۶] (**شکل ۱**). مقادسه مقادیر $\delta^{34}S$ کانسار سرگز با منحنی زمانی گوگرد و مقادیر و توده و در کربونیفر و پرمین به نصف امروزی رسیده است [۳۶]. در اوایل متعدد، گوگرد سبک سولفیدی به اقیانوس برگشته و کاهش $\delta^{34}S$ سولفات دریایی را به همراه داشته است [۴۸]. مقایسه مقادیر $\delta^{34}S$ کانسار سرگز با منحنی زمانی گوگرد و مقادیر $\delta^{34}S$ در سایر کانسارهای سولفید توده و مقادیر که در سایر کانسارهای سولفید توده و مقادی تعیت نسبی مقادیر و نوده و منحنی زمانی گوگرد است (۳۶].



شکل ۱۲. δ^{34} S سیال در کانسار سرگز در مقایسه با δ^{34} S محیطهای زمین شناسی مختلف [۴۲]. در این نمودار مقادیر ایزوتوپ گوگرد سیال کانسار سرگز بین ۵،۲ تا ۵،۸ است که با رنگ قرمز مشخص شده است.



شکل۱۳. مقادیر δ^{34} در کانسار سرگز(به رنگ قرمز) نسبت به مقادیر δ^{34} سولفید دودوارههای سیاه گرمابی و سولفات آب دریای عهدحاضر در محیطهای کمانی و پشت کمانی، پشتههای میاناقیانوسی و نهشتههای رسوبی این پشتهها که نزدیک به خط گوگرد ماگمایی میباشد[۳۳، اندکی با تغییر]. با توجه به اینکه δ^{34} اندازه گیری شده در کانسار سرگز از طریق تجزیه کانیهای سولفیدی بدست آمده است، بنابراین در این شکل مقادیر δ^{34} کانسار سرگز با δ^{34} سولفات آب دریای عهد حاضر قابل مقایسه نیست.



شکل۱۴۴. تغییر در مقادیر $\delta^{34}S$ در نهشتههای VMS (خطوط سیاه قائم) در طول زمان زمین شناسی [۴۴]. با توجه به نمودار، عمده تغییرات ایزوتوپی گوگرد از اوایل پالئوزوئیک شروع میشود. موقعیت $\delta^{34}S$ کانسار سرگز با رنگ قرمز مشخص شده است.

مطالعه عناصر کمیاب و نادر خاکی

بررسیها و تجزیه کانیها اطلاعات ارزشمندی را در زمینه خواستگاه ماگمایی، در اختیار قرار میدهد [۴۵]. عناصر نادر خاکی دارای رفتار ژئوشیمیایی یکسانی هستند [۴۶]. از این رو چنانچه در رفتار شیمیایی آنها اختلافات کوچکی بوجود آید میتواند دلیلی بر تفکیک آنها به دنبال برخی فرایندهای ژئوشیمیایی باشد[۴۷]. بررسی الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی در بخشهای کانهزایی، با انتخاب 35 نمونه از بخش سولفید تودهای و استرینگر کانسار انجام شد که در جدول زیر نتایج آن نشان داده شده است.

Cs Dy Er Eu Gd Hf In Nb Nd Ta Tb Th ті Tm U Yb Sm Ва Ce к La Lu Р Pb Pr Sr Y Li Zr no ppm ppm ppm opm ppm opm 0.4 0.4 0.5 0.08 0.97 0.7 0.4 0.8 0.08 0.3 0.08 2.2 0.08 7 0.08 0.8 1 0.08 1 1403 0.035 62 0.08 0.8 1.16 1 259 126 0.4 0.4 0.5 0.08 0.08 0.95 0.7 0.4 0.8 1 0.08 0.8 123 1384 0.035 61.1 0.08 0.3 0.08 0.08 2.2 1.14 0.08 1 0.8 1 2 0.4 0.7 0.8 0.4 0.8 0.1 0.08 0.3 0.1 1.9 2.84 7 0.08 16 3 92 0.4 0.2 0.08 0.92 0.8 0.8 0.7 79 141 0.035 41.8 0.08 425 3.1 1.2 0.4 44 56 0.4 0.7 1.1 0.6 0.08 1.03 0.8 0.8 0.2 2.2 2.2 574 49 0.035 1.5 0.2 0.3 0.08 4376 0.2 1.7 7.4 2.82 27 0.08 4 0.4 1.1 0.5 0.8 0.2 0.1 0.3 6.7 20 0.08 19 5 1108 0.4 0.08 1.02 0.9 0.4 0.8 1 1.6 413 255 0.035 4 31.8 0.08 1507 0.2 0.9 2.08 0.4 0.4 0.4 0.08 0.08 0.89 0.6 2.2 0.8 0.8 0.08 0.8 0.4 837 0.08 0.2 0.08 3.19 0.08 10 334 0.035 16.3 0.08 0.8 9 1 6 7 0.08 0.2 7 0.08 13 0.4 0.4 0.4 0.08 0.08 0.87 0.6 0.4 0.8 0.8 0.08 0.8 0.4 0.8 269 0.035 2 0.08 0.2 0.08 0.8 0.4 5.07 7 62 3 0.4 0.6 0.08 1.4 9 0.08 11 0.4 0.4 0.08 0.08 0.88 0.4 0.8 0.08 0.8 0.4 0.035 7.4 0.08 0.2 0.8 0.6 4.53 8 4 0.8 0.8 199 0.08 954 0.4 0.4 0.8 0.5 0.08 0.96 0.7 2.2 0.8 1 0.2 0.8 1.4 569 1256 0.035 4 46.1 0.08 0.3 0.08 0.8 0.2 1.1 7.6 4.21 6 0.08 10 9 1 0.4 1.5 0.7 0.08 1.21 1.2 0.4 0.8 2.7 4.9 644 0.3 0.4 2470 0.2 0.2 1.74 14 0.08 31 55 3 0.2 220 0.035 4 102.7 0.08 9.5 10 73 19 0.4 2 0.7 1.97 1.6 0.4 489 15 0.2 2 17.3 767 1621 585.8 0.2 0.5 0.08 3998 0.2 0.4 10.4 1.71 20 1.4 53 11 0.4 0.4 0.4 0.08 0.08 0.7 2.9 425 0.8 0.08 0.6 0.08 0.3 0.08 0.6 0.9 3.63 6 0.08 11 1071 0.91 0.8 344 20215 0.035 29.1 0.08 0.8 12 0.8 0.7 0.7 7526 0.8 0.08 0.035 0.08 0.3 0.08 1.1 2.8 3.29 9 1085 0.4 0.1 0.08 0.97 1.2 0.8 1.6 2158 4253 14 55 0.08 0.8 0.08 13 0.4 0.7 0.2 0.28 1.03 0.7 1.9 0.8 5 0.1 0.8 2.2 441 0.035 69.6 0.08 0.3 0.08 0.8 0.1 3.3 3.7 0.035 8 0.08 4 14 547 6 903 4 0.4 0.7 0.2 2.2 0.08 0.08 0.1 3.4 0.08 4 6 0.29 1.05 0.7 1.9 0.8 5 0.1 0.8 449 0.035 70.6 0.3 0.8 3.8 0.035 15 555 916 944 3.44 16 514 10 0.9 2.5 1.4 1.15 1.64 1.4 0.4 14752 7 0.3 1.9 10.6 95 0.035 24 21.3 0.3 0.5 0.08 7149 0.3 0.7 22.7 14 2.3 61 2.1 1.4 19043 0.4 2 0.8 0.08 1.1 1.9 0.4 0.8 0.3 2.8 2.6 34 0.035 9.1 0.3 0.4 0.08 1 17.3 2.9 9 0.08 90 73 31 784 17 542 1.6 3.7 1.5 1.35 1.6 0.4 25814 2.4 8.9 0.4 0.5 0.4 0.6 24.7 15 2.9 55 18 642 0.4 1.59 2 0.3 852 59 0.035 43 6.6 0.08 6342 2.92 12 0.4 2.7 1.7 2.01 1.54 0.9 1.4 897 14 0.4 1.1 1343 337.6 0.08 0.5 0.08 0.4 1.2 23 2.02 7 2.4 23 890 11.5 671 0.33 100 19 24 12 0.4 2.7 1.8 2.04 1.56 0.9 1.4 919 14 0.4 1.1 11.6 1364 0.33 342.6 0.08 0.5 0.4 1.2 23.3 2.07 7 2.4 680 0.08 103 20 903 0.08 0.4 0.4 0.5 0.08 0.08 0.9 0.7 1.7 0.8 0.8 0.08 1.3 0.8 1006 1783 0.035 8.1 0.5 0.3 0.8 0.08 2.3 0.9 4.27 5 0.08 12 21 260 4 0.4 0.7 1.5 0.8 1.4 0.08 0.3 5 0.08 12 0.4 0.6 0.08 0.08 0.96 0.8 0.08 1.3 1560 0.035 4 3.5 0.08 0.8 0.08 2.1 1.5 4.22 22 95 1706 0.7 1.9 1.1 0.08 28 0.4 1.15 1.7 0.4 0.8 0.8 0.3 1.6 2.9 2364 5468 0.035 4 10.4 0.2 0.4 0.08 949 0.3 0.9 17.7 5.54 40 0.08 86 23 0.4 0.7 1.9 0.08 1.14 1.6 0.4 0.8 0.8 0.3 1.6 2.9 2332 0.035 0.2 0.4 0.08 0.3 0.9 5.46 39 0.08 85 1 5396 10.2 935 17.4 28 24 12 1.5 3.7 2.2 0.64 2.3 0.4 14720 8 3.8 0.3 0.6 0.08 1404 0.5 0.9 22 2.2 102 504 1.8 0.5 12.1 240 7575 0.66 27 18.4 30 4.41 25 2.4 0.4 12 1.6 3.8 2.2 0.65 0.3 0.6 23 2.3 511 1.83 14941 8 0.5 3.9 12.2 245 7685 0.67 27 18.7 0.08 1426 0.5 0.9 30.4 4.49 103 26 0.4 0.4 0.8 0.3 0.08 0.96 0.9 0.4 0.8 0.1 1.1 1.1 4319 0.035 33.8 0.1 0.3 1724 0.1 0.6 3.7 3.61 0.08 24 27 1587 0.8 121 0.08 16 1117 6 1.3 2.8 1.5 1.04 1.54 1.4 3 846 6 0.3 5.4 11.6 4858 891 0.24 127.2 0.4 0.5 0.08 1934 0.3 4.5 29.4 5.03 24 1.5 61 28 0.4 0.4 0.5 0.08 0.08 0.7 0.8 0.8 0.6 0.08 0.3 0.08 5 0.08 13 0.89 1.4 0.8 0.08 560 1215 0.035 44.9 0.08 0.8 1.3 1.1 4.23 29 525 0.7 0.4 6 0.4 0.4 0.7 0.2 0.08 0.92 0.8 2 0.08 0.8 0.9 210 0.035 56.7 0.08 0.3 0.08 0.1 4 3.7 0.08 12 845 1989 3 0.8 2.7 30 1.4 0.4 1.1 0.08 0.98 0.2 0.08 52 0.4 0.7 0.7 2340 0.8 0.2 0.8 0.8 0.035 0.3 0.08 1275 0.2 0.9 9.4 2.57 23 31 985 2 314 29.2 0.4 0.8 0.3 0.08 0.94 1 0.4 1475 0.8 0.7 0.08 0.3 0.08 615 0.2 0.6 3.08 20 0.08 35 32 449 0.4 0.1 1 0.8 675 0.035 6 3.1 5 1.7 0.4 2.1 29 9 1.6 2.4 1.4 0.41 1.52 21716 7 0.3 2.8 8.7 1013 27 0.3 0.4 0.08 9087 0.3 22.3 4.39 1.2 83 1405 170 0.035 18.2 33 0.5 1.8 1.13 76 0.4 1.1 0.08 1.8 0.4 465 1 0.3 1.9 2.6 0.8 0.035 6 0.2 0.4 0.08 542 0.3 0.9 18.4 3.03 26 0.08 158 58 34 0.4 0.6 1.26 1.4 0.4 0.4 19 1.7 0.7 0.83 13620 4 0.2 1.5 5.6 340 0.2 0.08 3646 0.2 0.2 10.7 0.8 49 294 59 0.035 21 429.8 1.91 35

جدول۴. نتیجه آنالیز عناصر کمیاب و نادر خاکی(نرمال شده)

 نیست [۵۰]. عناصر K, P و Yb دارای رفتارهای متفاوتی در نمونههای آنالیز شده دارند. از آنجایی که انتخاب نمونهها از بخشهای مختلف کانسار صورت گرفته است، این تغییر رفتار میتواند به دلیل اختلاط با سنگهای اطراف طی مراحل مختلف کانهزایی و شستشوی این عناصر توسط محلولهای گرمابی، در برخی از نمونههای آنالیز شده باشد. همانطور که به آن پرداخته شد، در زون کانهزایی دگرسانی کلریتی و سیلیسی به وفور رخ داده است، ناهنجاری منفی K میتواند به دلیل شستشوی این عنصر طی دگرسانی کلریتی باشد.



Primitive Mantle Long (Sun and McDonough 1989) and $Lu_N = 1$

شکل1۵. نمودار عناصر کمیاب و نادر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه در زون کانهزایی کانسار سرگز [۵۱]. **نتیجهگیری**

در کانسار سولفید تودهای آتشفشانزاد سرگز کانهزایی حدفاصل واحد بازالتی و افق ژاسپری رخ داده است. پیریت فراوانترین کانه سولفیدی بوده و کالکوپیریت، اسفالریت، پیروتیت و تنانتیت به ترتیب فراوانترین کانهها پس از پیریت میباشند. ویژگیهای اصلی کانسار سرگز قابل مقایسه با کانسارهای تیپ بایمدال مافیک میباشد. منشا گوگرد سیالات مولد کانهزایی در این کانسار از سنگهای دگرگونی یا گوگرد ماگمایی میباشد. مقایسه مقادیر 8³⁴S کانسار سرگز با منحنی زمانی گوگرد و مقادیر 8³⁴S در کانسارهای سولفید تودهای نشاندهنده تبعیت نسبی از مقادیر 8³⁴S سایر کانسارهای سولفید تودهای است. عناصر سنگ دوست LILE نسبت به عناصر HFSE دارای ناهنجاری مثبت بوده که نشاندهنده واکنش سیال با

تشکر و قدردانی نگارندگان مقاله از زحمات شرکت طلایه داران مس جیرفت و شرکت مهندسین 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

- 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.jseaes.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.jseaes.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.jseaes.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).
- 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- Wilschefski, 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., and Galley, A.G., "Volcanogenic Massive Sulfide Deposits", Economic Geology Publishing Company, (2005), 523-560. https://urlshort.app/OUTArN
- 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\ARZ
- 17- Large, R. R., Allen, R. L., Blake, M. D. and Herrmann, W., "Hydrothermal alteration and volatile element haloes for the Rosebery K Lens volcanichosted massive sulfide deposit, western 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.
- 19- Van Staal, C.R., L.R. Fyffe, J.P. Langton, and S.R, McCutcheon., "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., and R. Kerrich., "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., F.J.A.S. Barriga, and J. Munha., "Bimodal siliciclastic systems: The case of the Iberian Pyrite Belt", Reviews in Economic Geology, 8 (1999), 375–408.
- 22- Piercey, S.J., S. Paradis, D.C. Murphy, and J.K. Mortensen., "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., and 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., and 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.
- 25- Allen, R.L., Weihed, P., and 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.
- 26- Michael, P. J., and 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., and 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. and T. L. Grove., "Experimental investigations of the role of H2O in calcalkaline 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 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- O'Neil, JR., Chappell, BW., "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, YB., Liu, JM., "*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", Geoscienses 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.
- 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 Flourite mines Ooccurence 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 S chnberg D., Stoffers P., "Mineralogy and

geochemistry of clay minerals near a hydrothermal 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. Scietific 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., "Chmical 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.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]