The Shahrestanak Zn-Pb deposit, southeastern Qom: Considerations on ore mineralization, geochemistry of stable isotopes, and distribution of rare earth elements

Soheila Hassan-Zadeh Mahalleh[1], Ali Abedini[1*], Ghahreman Sohrabi[2], Maryam Khosravi[3]

[1]*Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran*

[2]*Departement of Geology, Faculty of Sciences, Mohaghegh Ardabili University, Ardabil, Iran*

[3]*Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran*

**Corresponding author, Tel: (044)32972134, Fax (044)32776707, E-mail: abedini2020@yahoo.com*

Abstract

The Shahrestanak Zn-Pb deposit, as a part of Urmia-Dokhtar magmatic arc, is located 50 km southeast of Qom town. Intrusion of monzodiorite to quartzdiorite igneous masses of Miocene age into Eocene volcanic-sedimentary sequences (mainly andesi-basalt) has been the main factor in the development of carbonatic, silicic, and chloritic alterations along with the occurrence of Zn-Pb ore mineralization in the form of veins and breccia in the Shahrestank area. Petrographic and mineralographical observations show that sphalerite, galena, pyrite, tennantite, cerusite, planetrite, hydrozincite, hematite, and limonite are accompanied by ganque minerals such as calcite, barite and quartz. Dominant textures in ores include disseminated, vein, stockwork, replacement, and remnant. Although the distribution pattern of rare earth elements (REE) normalized to chondrite in andesi-basalts with monominerals such as galena, sphalerite, and calcite of ores are somewhat different, however, the close ratio of Y/Ho values between them indicates that the leaching of metals from andesi-basalt host rocks have played an important role in the formation and development of this deposit. The occurrence of positive anomaly of Eu and Ce in galena (Eu/Eu* = 2.18-2.83 and Ce/Ce* = 1.35-1.54) and sphalerite (Eu/Eu* = 1.92-2.28 and Ce/Ce* = 1.36-1.63) indicates the reduction nature of ore-forming fluids. The $\delta^{34}S$ isotope values in galena and sphalerite samples show the range of changes from -3 to +1‰ and -2 to +0.9‰ respectively, which indicates the magmatic origin of these two sulphide minerals. Plotting the values of $\delta^{18}O$ against $\delta^{13}C$ in calcite samples shows the mixing of magmatic solutions with meteoric solutions during the evolution and development of this deposit. Combining the results obtained from field observations, mineralogy, structure and texture, type of hydrothermal alterations, REE geochemistry, and stable isotope studies show that the mineralization that occurred in the Shahrestanak area is very similar to intermediate sulfidation epithermal ore deposits.

Keywords: Zn-Pb deposit, Intermediate sulfidation epithermal, Stable isotopes, REE, Shahrestanak.

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

ذخیره روی- سرب شهرستانک، جنوب‌شرق قم: ملاحظاتی بر کانه‌زایی، زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار و توزیع عناصر کمیاب خاکی

سهیلا حسن‌زاده محله[۱]، علی عابدینی[۱×]، قهرمان سهرابی[۲]، مریم خسروی[۳]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

۳- دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

×نویسنده مسئول، تلفن: ۳۲۹۷۲۱۳۴ (۰۴۴)، نمابر: ۳۲۷۷۶۷۰۷ (۰۴۴)، پست الکترونیکی: abedini2020@yahoo.com

تاریخ تنظیم مقاله: ۱۴۰۳/۰۷/۰۳

چکیده: ذخیره روی - سرب شهرستانک، به عنوان بخشی از کمان ماگمایی ارومیه - دختر، در فاصله ۵۰ کیلومتری جنوب‌شرق شهرستان قم واقع می‌باشد. نفوذ توده‌های آذرین مونزودیوریتی تا کوارتزدیوریتی به سن میوسن به درون توالی‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن (به طور عمده بازالت آندزیتی)، عامل اصلی توسعه دگرسانی‌های کربناتی، سیلیسی و کلریتی به همراه رخداد کانه‌زایی روی - سرب به شکل رگه‌ای و برشی در منطقه شهرستانک بوده است. مشاهدات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری نشان می‌دهند که اسفالریت، گالن، پیریت، تنانتیت، سروزیت، پلانتریت، هیدروزینکیت، هماتیت و لیمونیت در این ذخیره توسط کانی‌های باطله نظیر کلسیت، باریت و کوارتز همراهی می‌شوند. بافت‌های غالب در کانسنگ‌ها شامل دانه پراکنده، رگه‌ای، برشی، جانشینی و بازماندی می‌باشند. اگرچه الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی (REE) به هنجار شده به کندریت در بازالت‌های آندزیتی با تک‌کانی‌هایی نظیر گالن، اسفالریت و کلسیت کانسنگ‌ها تا حدی متفاوت می‌باشند، با این حال نسبت نزدیک مقادیر Y/Ho بین آنها حکایت از این نکته دارد که شستشوی فلزات از سنگ‌های میزبان بازالت آندزیتی نقش مهمی در تشکیل و توسعه این ذخیره داشته است. رخداد بی‌هنجاری مثبت Eu و Ce در گالن (۲/۸۳- ۲/۱۸ = Eu/Eu* و ۱/۵۴- ۱/۳۵ = Ce/Ce*) و اسفالریت (۲/۲۸- ۱/۹۲ = Eu/Eu* و ۱/۶۳- ۱/۳۶ = Ce/Ce*) دلالت بر طبیعت احیایی سیالات کانسنگ‌ساز دارد. مقادیر ایزوتوپ $\delta^{34}S$ در نمونه‌های گالن و اسفالریت به ترتیب بازه تغییراتی از ۳- تا ۱+‰ و ۲- تا ۰/۹+‰ را نشان می‌دهد، جاییکه بر منشاء ماگمایی این دو کانی سولفیدی دلالت دارد. ترسیم مقادیر $\delta^{18}O$ در برابر $\delta^{13}C$ در نمونه‌های کلسیت نشان از اختلاط سیالات ماگمایی با سیالات جوی در طی تکامل و توسعه این ذخیره دارد. تلفیق نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، تیپ دگرسانی‌های گرمابی، زمین‌شیمی REE و بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار نشان می‌دهد که کانه‌زایی رخ داده در منطقه شهرستانک شباهت زیادی به کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط دارد.

واژه‌های کلیدی: *ذخیره روی- سرب، اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط، ایزوتوپ‌های پایدار، عناصر کمیاب خاکی، شهرستانک.*

مقدمه

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

مطالعه زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی (REE) روی تک کانی‌ها و بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار ابزار بسیار مناسبی برای تعیین منشاء مواد و محلول‌های کانسنگ‌ساز محسوب می‌شود. بررسی‌های چند دهه اخیر نشان داده است که از روی مقادیر REE تک کانی‌های تجزیه شده می‌توان به طور بهینه در تعیین روند تکاملی سیستم‌های گرمابی و تبیین شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانسنگ‌ها بهره گرفت [۱-۶]. همچنین در بین کانی‌های مختلف حاضر در کانسنگ‌ها، الگوی توزیع REE در کلسیت‌های گرمابی می‌تواند اطلاعات با ارزشی از منشاء و محیط فیزیکوشیمیایی محلول‌های گرمابی را فراهم کند [۷-۱۱]. در بسیاری از ذخایر گرمابی، رگه‌های حاوی کلسیت شامل کانی‌های سولفیدی و اکسیدی هستند که از سیالات با دامنه وسیعی از ترکیب، فشار، و دما ترسیب شده‌اند. مطالعات نشان داده است که اختلاف بارز و بسیار مشخصی در میزان تمرکز REE در کلسیت‌های مربوط به ذخایر مختلف وجود دارد [۶، ۱۲]. بنابراین، توزیع REE در کانی کلسیت می‌تواند به عنوان ابزار بسیار مناسبی برای مطالعات فلززایی استفاده شود [۱]. افزون بر این، در ذخایر رگه‌ای، بررسی روند توزیع REE در کانی‌های سولفیدی نظیر اسفالریت و گالن به همراه مطالعات ایزوتوپ پایدار می‌تواند کمک شایانی در تشخیص نوع و شرایط تشکیل کانسارها، به ویژه تعیین نوع ذخایر اپی‌ترمالی ایفا نماید.

کمان ماگمایی ارومیه - دختر یکی از مهم‌ترین پهنه‌های حاوی ذخایر مس پورفیری و کانسارهای اپی‌ترمال در کشور می‌باشد [۱۳]. ذخیره روی- سرب شهرستانک یکی از رخدادهای چند فلزی شناسایی شده بر روی این کمان ماگمایی است که در فاصله ۵۰ کیلومتری جنوب‌شرق شهرستان قم قرار دارد. این ذخیره در شمال نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهک [۱۴] واقع است. در محدوده این ذخیره، شواهدی از فعالیت‌های معدنکاری قدیمی مانند حفر ترانشه، چاهک و تونل‌های دنباله لایه مشاهده می‌شود. توان کانه‌زایی در منطقه شهرستانک اولین بار توسط شرکت معدنی کاوش گستر ارسباران با نظارت شرکت معادن منگنز ایران (ونارچ قم) مطالعه شده است. عملیات اکتشافی بر روی این ذخیره شامل حفر ۲۴ حلقه گمانه، ۲۰ ترانشه و انجام مطالعات ژئوفیزیکی القای پلاریزاسیون و مقاومت ویژه بوده است. بر اساس تجزیه‌های شیمیایی انجام شده بر روی ۵۰۵ نمونه جمع‌آوری شده از ترانشه‌ها، تونل‌ها و مغزه‌های حفاری، تناژی بالغ بر ۲۱۷ هزار تن کانسنگ سولفیدی و اکسیدی با عیار متوسط ۴/۲ درصد روی و ۱/۵ درصد سرب برای این ذخیره برآورد شده است [۱۵]. علیرغم بررسی‌های اکتشافی بر روی این ذخیره، اطلاعات مدونی در خصوص مکانیسم تشکیل و نوع کانه‌زایی در منطقه شهرستانک وجود ندارد. با توجه به گسترش کانه‌زایی‌های تیپ اپی‌ترمال در کمان ماگمایی ارومیه - دختر، بررسی دقیق ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی ذخیره روی- سرب شهرستانک می‌تواند اطلاعات ارزشمندی برای شناسایی و اکتشاف پتانسیل‌های معدنی جدید در این ناحیه از ایران را فراهم کند. در این پژوهش، سعی شده است با استفاده از مشاهدات صحرایی، بررسی‌های کانی‌شناسی (مطالعه دگرسانی‌های حاضر و رگه‌های کانه‌دار) و مطالعات زمین‌شیمیایی (مطالعه الگوی توزیع REE در تک کانی‌هایی نظیر کلسیت، گالن و اسفالریت به همراه سنگ‌های بازالت آندزیتی و بررسی مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن، گوگرد و کربن در تک کانی‌های یاد شده) تیپ کانه‌زایی و شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل ذخیره روی - سرب شهرستانک تعیین شود.

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

روش مطالعه

این پژوهش در دو بخش (۱) مطالعات صحرایی و (۲) بررسی‌های آزمایشگاهی انجام گردیده است. مطالعات صحرایی شامل بررسی روند توزیع رگه‌ها، بافت و ساخت کانسنگ‌ها، نحوه ارتباط رگه‌های کانه‌دار با سنگ‌های درونگیر و نوع دگرسانی‌های توسعه یافته مرتبط با آنها بوده است. بر این اساس، بیش از ۱۲۰ نمونه از سنگ‌های درونگیر، رگه‌ها و دگرسانی‌های مرتبط با آنها جمع‌آوری شدند. مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری بر روی این نمونه‌های جمع‌آوری شده با تهیه و مطالعه ۲۰ مقطع نازک و ۲۵ مقطع صیقلی از نمونه‌های انتخابی در گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه انجام گردید.

جهت مطالعات لیتوژئوشیمیایی تعداد ۲۰ نمونه سنگی از بخش‌های کانه‌دار انتخاب و مقادیر عناصر فلزی آنها با استفاده از روش طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP–MS) در شرکت کانساران بینالود تعیین شدند. افزون بر این، تعداد ۱۰ نمونه از سنگ‌های میزبان بازالت آندزیتی به همراه ۵ نمونه از کلسیت‌های گرمابی، ۶ نمونه از گالن‌ها و ۳ نمونه از اسفالریت‌های جدا شده از رگه‌ها و برش‌های کانه‌دار که نماینده مرحله اصلی کانی‌زایی هستند، انتخاب و مقادیر REE (La-Lu) و Y آنها با استفاده از روش طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP–MS) توسط شرکت کانساران بینالود اندازه‌گیری شدند. حد تشخیص دستگاه برای Y، Lu، Yb، Tm و Eu برابر با ۰/۰۱ گرم در تن، برای Ho، Dy و Sm برابر با ۰/۰۲ گرم در تن، برای Er، Gd و Pr برابر با ۰/۰۵ گرم در تن و برای Nd، Ce و La برابر با ppm گرم در تن بوده است. دقت و صحت آنالیزها برای Pr، Nd، Sm، Ho و Tm برابر با ۲±٪، برای Y، La، Ce، Eu، Tb، Dy، Er و Lu برابر با ۵±٪ و برای Yb و Gd برابر با ۱۰±٪ بوده است.

در این پژوهش، برای بررسی‌های تکمیلی تعداد ۵ نمونه از کلسیت‌های گرمابی جهت آنالیز ایزوتوپی کربن و اکسیژن و تعداد ۸ نمونه از کانی‌های سولفیدی (۵ نمونه گالن و ۳ نمونه اسفالریت) جهت اندازه‌گیری مقادیر گوگرد از رگه‌ها و برش‌های کانه‌دار انتخاب شدند. نمونه‌های مورد نظر، ابتدا توسط سنگ‌شکن فکی خرد گردیدند و سپس با استفاده از میکروسکوپ بینوکولار کانی‌های یاد شده جدا گشتند. در مرحله بعدی، نمونه‌های یاد شده توسط هاون آگاتی پودر شده و حدود ۱ گرم از آنها به داخل میکروتیوب منتقل شدند. میکروتیوپ‌ها در نهایت جهت آنالیز ایزوتوپی به آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک ارسال شدند. برای آنالیز ایزوتوپ گوگرد کانی‌های سولفیدی، ابتدا نمونه‌ها توسط دستگاه آنالیز عنصری در دمای بالا در حضور اکسیژن اضافی مورد احتراق قرار گرفتند و گوگرد موجود در آنها تبدیل به گاز SO_2 گردیدند، سپس گاز تولید شده بعد از طی مراحل خالص‌سازی از سایر گازهای همراه جدا شده و از طریق سیستم جریان پیوسته (Continuous-flow) به همراه گاز هلیوم به عنوان گاز حامل وارد دستگاه اسپکترومتر جرمی نسبت ایزوتوپی شدند. جهت اندازه‌گیری نسبت ایزوتوپی ($^{34}S/^{32}S$) نسبت شدت مولکولی جرم‌های ۶۶ به ۶۴ سنجیده و گزارش گردیدند. برای آنالیز ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن نمونه‌های کلسیت، ابتدا نمونه‌های خردایش شده با اسیدفسفریک در معرض واکنش قرار گرفت و از این طریق گاز CO_2 تولید شد. این گاز پس از خالص‌سازی و رطوبت‌گیری از طریق دستگاه ورودی دوگانه (Dual-Inlet) به دستگاه اسپکترومتر نسبت ایزوتوپی تزریق گشت و از این طریق نسبت جرم‌های $^{18}O/^{16}O$ و $^{13}C/^{12}C$

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

تعیین شدند. برای اندازه گیری مقادیر $\delta^{34}S$ در کانی‌های گالن و اسفالریت از استانداردهای IAEA-SO-6 و IAEA-S-4 و برای اندازه‌گیری مقادیر $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ در کلسیت از استاندارد IASA-CO-8 جهت کالیبراسیون سیستم استفاده گردید. دقت و صحت آنالیزها برای $\delta^{34}S$، $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ برابر با ۰/۲±‰ بوده است.

زمین‌شناسی ذخیره

ذخیره روی - سرب شهرستانک، در فاصله ۵۰ کیلومتری جنوب‌شرق شهرستان قم واقع می‌باشد. این ذخیره، بر اساس تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران [۱۶] در پهنه ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱). بارزترین واحدهای زمین‌شناسی محدوده ذخیره به ترتیب قدیم به جدید شامل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، تشکیلات رسوبی و آذرین درونی میوسن می‌باشند (شکل ۲). سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شامل بازالت آندزیتی (به طور عمده)، آندزیت و توف هستند. سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت به صورت دایک‌هایی که واحد آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند، در محدوده ذخیره دیده می‌شوند. تشکیلات رسوبی میوسن با دو نوع سنگ‌شناسی متفاوت، (۱) شیل، مارن و ماسه‌سنگ و (۲) مارن و سنگ آهک قابل مشاهده هستند. رگه‌های کانه‌دار در این ذخیره در درون سنگ‌های بازالت آندزیتی (به طور عمده)، توف و دایک‌های مونزودیوریت توسعه یافته‌اند. کانه‌زایی روی- سرب در ذخیره شهرستانک در ارتباط با شکستگی‌ها و تشکیل رگه‌هایی نسبتاً طویل همراه با مجموعه‌های برشی رخ داده است. راستای رگه‌های کانه‌دار اغلب شمال‌شرق- جنوب‌غرب و شیب ۵۵ تا ۸۰ درجه به سمت جنوب‌شرق می‌باشد. ضخامت رگه - رگچه‌های کانه‌دار بین ۱ تا ۱۰۰ سانتی‌متر متغیر است. بر اساس مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی، کانه‌زایی روی - سرب در این ذخیره به صورت رگه- رگچه‌های سیلیسی- کربناتی و همچنین برش‌هایی با سیمان سیلیسی- کربناتی رخ داده است.

در محدوده ذخیره شهرستانک، ساختارهای اصلی شامل گروهی از سیستم‌های گسلی با روندهای متفاوت است که در طی سه مرحله شکل گرفته‌اند: ۱) سیستم گسلی با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق که قبل از کانه‌زایی تشکیل شده‌اند، ۲) سیستم گسلی با روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب که همزمان با کانه‌زایی ایجاد شده‌اند و ۳) سیستم گسلی در جهات مختلف که پس از کانه‌زایی به وجود آمده‌اند. این سیستم‌های گسلی، رگه‌های کانه‌دار را قطع کرده‌اند. به طور ویژه، گسل‌های با روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب که همزمان با کانه‌زایی هستند، هم‌راستا با دایک‌های مونزودیوریتی بوده و نشان دهنده نقش کنترل کننده این گسل‌ها بر روی رگه‌های کانه‌دار می‌باشند.

نتایج و بحث

سنگ‌شناسی

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده بازالت‌های آندزیتی شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن هستند. بخش عمده‌ای از آمفیبول‌ها در این واحد سنگی به کلریت دگرسان شده‌اند. افزون بر کلریت، کانی‌های تیره، کلسیت و کوارتز به عنوان محصولات ثانویه

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

در این سنگ‌ها حضور دارند (شکل ۳ الف و ب). توف‌ها دارای بافت میکرولیتی بوده و درشت بلور اصلی آنها پلاژیوکلاز می‌باشد. این بلورها زاویه‌دار بوده و حالت شکسته شده دارند. تعدادی بلور کامل جانشین شده توسط کلریت در این واحد قابل رویت می‌باشد. کلریت، کوارتز و کلسیت کانی‌های ثانویه در توف‌ها می‌باشند که در اثر تجزیه کانی‌های مافیک اولیه ایجاد شده‌اند (شکل ۳ پ و ت). جوان‌ترین واحد آذرین در این محدوده ذخیره را دایک‌های مونزودیوریت تا کوارتزدیوریت تشکیل می‌دهند که واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند. از این رو، به نظر می‌رسد آنها فازهای تاخیری توده‌های نفوذی باشند که در فضاهای کششی جایگزین شده‌اند. بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی، پلاژیوکلاز در واحد مونزودیوریت ۵۰ تا ۷۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. پس از پلاژیوکلاز، کانی‌های فرومنیزین نظیر آمفیبول و کلینوپیروکسن از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی در این سنگ به کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. همراه با پلاژیوکلاز، ۱۰ تا ۲۵ درصد حجمی سنگ را آمفیبول‌ها تشکیل می‌دهند که اغلب به کلریت تبدیل شده‌اند. پیروکسن‌ها و کانی‌های کدر به ترتیب ۲ تا ۷ درصد حجمی و ۲ تا ۵ درصد حجمی این سنگ را شامل می‌شوند (شکل ۳ ث و ج). واحد کوارتزدیوریت نسبت به دایک‌های مونزودیوریت گستردگی کمتری دارند. در این واحد سنگی پلاژیوکلازها درشت بلور و سالم می‌باشند. مقدار ۱ تا ۲ درصد کوارتز نیز در متن سنگ‌ها وجود دارد. مقدار کانی‌های کدر در این سنگ به ۵ تا ۱۰ درصد حجمی می‌رسد (شکل ۳ چ).

دگرسانی

در ذخیره شهرستانک، دگرسانی‌هایی نظیر سیلیسی، کربناتی و کلریتی قابل تشخیص است. دگرسانی‌های سیلیسی و کربناتی در سنگ‌های میزبان بازالت آندزیتی گسترش بیشتری داشته و همراه با کانی‌زایی هستند. در دگرسانی‌های سیلیسی و کربناتی، به ترتیب کوارتز و کلسیت بیشتر در رگچه‌ها و سیمان برش‌ها همراه با کانی‌های سولفیدی حضور دارند. دگرسانی کلریتی، سنگ میزبان بازالت آندزیتی، توف‌ها و دایک‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. این دگرسانی محدود به اطراف رگه‌های کانه‌دار بوده و رنگ سبز آن به واسطه کلریت و اپیدوت است (شکل ۳ پ و ت). دگرسانی سیلیسی شامل تشکیل رگه - رگچه‌هایی از سیلیس به صورت کوارتز بلورین و سیلیس بی‌شکل می‌باشد. کلسیت نیز به صورت رگچه‌ای و شکافه‌پرکن در این دگرسانی دیده می‌شود (شکل ۳ ح). بر اساس نوع دگرسانی‌ها و روابط قطع‌شدگی در رگه - رگچه‌ها و برش‌های کانه‌دار، توالی همبرزایی کانی‌های فلزی و غیرفلزی در ارتباط با محلول کانه‌دار در ذخیره شهرستانک در شکل ۴ نمایش داده شده است.

کانه‌نگاری

بررسی‌های کانه‌نگاری نشان می‌دهند که کانی‌های فلزی اصلی در این ذخیره شامل پیریت، اسفالریت، گالن و تنانتیت می‌باشند. همچنین، کانی‌هایی نظیر هیدروزینکیت، سروزیت، پلانتریت، گوتیت و لیمونیت در اثر فرآیندهای برونزاد تشکیل شده‌اند. باریت، کلسیت و کوارتز نیز به عنوان کانی‌های باطله حضور دارند. گالن در این ذخیره به طور عمده به صورت بلورهای شکل‌دار ریز تا درشت دیده می‌شود. این کانی اغلب از حاشیه به پلانتریت و سروزیت تجزیه شده است (شکل ۵ الف و ب). اسفالریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در ذخیره شهرستانک است که در اثر عملکرد فرآیندهای برونزاد اغلب از مرکز و اطراف به هیدروزنکیت دگرسان شده است. در برخی نقاط، بلورهای گالن در داخل اسفالریت مشاهده

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

می‌شود که بیانگر تشکیل گالن قبل از اسفالریت است (شکل ۵ پ). پیریت به طور عمده به صورت بلورهای ریز نیمه‌شکل‌دار در یک زمینه حضور داشته و گاه در همراهی با گالن و اسفالریت در داخل رگه - رگچه‌های کانه‌دار کوارتزی- کربناتی و برش‌های گرمابی مشاهده می‌شود (شکل ۵ ت و ث). کانی‌های سولفوسالت (تنانتیت) به صورت میانبارهایی به اندازه ۱۰ تا ۱۰۰ میکرون در داخل و اطراف بلورهای گالن و اسفالریت مشاهده می‌شوند (شکل ۵ ج). کانی‌های سولفوسالت، به ویژه تنانتیت، به دلیل تمرکز نقره در ساختار بلوری خود حائز اهمیت هستند. نقره به صورت محلول جامد در شبکه بلوری این کانی‌ها تمرکز می‌یابد و می‌تواند منشاء بخشی از عیار نقره در برخی نمونه‌های این ذخیره باشد. فراوانی پیریت در رگه‌های سیلیسی- کربناتی و برش‌های کانه‌دار، اغلب کمتر از اسفالریت و گالن می‌باشد. این کانی از اطراف به گوتیت و لیمونیت تجزیه شده است. شدت دگرسانی‌های برونزاد در برخی موارد به حدی است که تنها بقایایی از پیریت باقی مانده و بافت بازماندی را در کانسنگ ایجاد شده است (شکل ۵ ح).

زمین‌شیمی

همبستگی بین عناصر فلزی کانسنگ‌ساز

مقادیر عناصر Zn، Pb، Cu، Sb و Ag در رگه‌های کانه‌دار و نتایج محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون [۱۷] بین این عناصر به ترتیب در جداول ۱ و ۲ لیست شده است. همبستگی مثبت و قوی بین Pb-Ag (r = ۰/۸۵) می‌تواند دلیلی بر حضور نقره در ساختار کانی گالن باشد [۱۸]. همچنین، همبستگی‌های مثبت و قوی بین Ag-Sb (r = ۰/۹۷) و Sb-Pb (r = ۰/۸۰) با وجود کانی‌های سولفوسالت در رگه‌های کانه‌دار قابل توجیه است [۱۹]. در کانسنگ‌های مورد مطالعه، همبستگی مثبت و متوسطی بین Zn-Cd (r = ۰/۶۲) وجود دارد. این همبستگی می‌تواند به دلیل شباهت در ویژگی‌های شیمیایی Zn^{+2} با Cd^{+2} و جایگزینی کادمیم به جای روی در ساختار اسفالریت باشد.

زمین‌شیمی عناصر کمیاب خاکی

مقادیر لانتانیدها به همراه Y در سنگ‌های بازالت آندزیتی، کلسیت‌ها، گالن‌ها و اسفالریت‌های جدا شده از کانسنگ در جدول ۳ و ۴ لیست شده است. بر اساس یافته‌های بدست آمده، مقادیر REE (La-Lu) در بازالت‌های آندزیتی و کلسیت‌های گرمابی به ترتیب در بازه‌ای از ۴۵/۶۵ الی ۷۲/۹۸ گرم در تن و ۶۱/۰۷ الی ۱۰۲/۹۶ گرم در تن متغیر است. این در حالی است که تمرکز REE در کانه‌های اسفالریت و گالن خیلی کمتر از بازالت‌های آندزیتی و کلسیت‌های گرمابی بوده و به ترتیب در این دو کانه سولفیدی در بازه‌ای از ۱۷/۸۰ الی ۲۹/۷۶ گرم در تن و ۱۲/۷۴ الی ۲۱/۳۰ گرم در تن در نوسان است. در این پژوهش، برای تجزیه و تحلیل‌های زمین‌شیمیایی و بررسی درجه تفریق لانتانیدها مبادرت به ترسیم الگوی توزیع REE، محاسبه $(LREE/HREE)_N$ و مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce با استفاده از روابط زیر گردید:

$$LREE = La + Ce + Pr + Nd + Sm + Eu$$

$$HREE = Gd + Tb + Dy + Ho + Er + Tm + Yb + Lu$$

$$(LREE/HREE)_N = (LREE/HREE)_{Sample}/(LREE/HREE)_{Chondrite}$$

$$Eu/Eu^* = 2Eu_N/(Sm_N + Gd_N)$$

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

$Ce/Ce^* = 2Ce_N/(La_N + Pr_N)$

در این روابط، حرف N به هنجار شده عناصر به کندریت [۲۰] را نشان می‌دهد. الگوی توزیع REE به هنجارشده به کندریت [۲۰] در کلسیت‌های گرمابی (شکل ۶ الف)، گالن‌ها (شکل ۶ب)، اسفالریت‌ها (شکل ۶پ) و بازالت‌های آندزیتی (شکل ۶ت) تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهند. مهمترین اختلاف در این الگوها، درجه تفریق و مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce می‌باشد. محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که مقدار $(LREE/HREE)_N$ در کلسیت‌های گرمابی و اسفالریت به ترتیب در بازه‌ای از ۳/۵۸ الی ۹/۳۸ و ۸/۶۹ الی ۹/۵۵ در تغییر است. این در حالی است مقدار $(LREE/HREE)_N$ در گالن و بازالت‌های آندزیتی پایین‌تر بوده و به ترتیب در رنجی از ۴/۲۷ الی ۵/۸۴ و ۱/۶۸ الی ۲/۸۷ در نوسان است. مقدار بی‌هنجاری Eu در بازالت‌های آندزیتی منفی تا مثبت ضعیف بوده و رنج تغییراتی از ۰/۹۹ الی ۱/۱۰ را نشان می‌دهد. مقدار *Eu/Eu در کلسیت‌های گرمابی، گالن و اسفالریت مثبت بوده و به ترتیب دارای بازه ۱/۵۶ الی ۲/۲۴، ۲/۱۸ الی ۲/۸۳ و ۱/۹۲ الی ۲/۲۸ می‌باشند. مقدار *Ce/Ce در در بازالت‌های آندزیتی منفی (۰/۹۳ الی ۰/۹۸) و در کلسیت‌های گرمابی، گالن و اسفالریت مثبت (به ترتیب ۱/۲۰ الی ۱/۶۳، ۱/۳۵ الی ۱/۵۴ و ۱/۳۶ الی ۱/۶۳) هستند. در کل به نظر می‌رسد که درجه تفریق LREE از HREE و مقادیر بی‌هنجاری Eu و Ce در بازالت‌های آندزیتی متفاوت‌تر از کلسیت‌های گرمابی، گالن و اسفالریت می‌باشند.

بررسی‌های انجام شده نشان داده است که الگوی توزیع REE در کلسیت‌های گرمابی و کانی‌های سولفیدی می‌تواند اطلاعات با ارزشی از منشاء و شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات گرمابی را فراهم آورد [۴، ۶، ۸]. افزون بر این، Y و Ho دو عنصری هستند که در اغلب محیط‌های زمین‌شناسی رفتار بسیار مشابه به هم از خود نشان می‌دهند [۲۱-۲۳]. از اینرو، نسبت Y/Ho در مقایسه با الگوهای توزیع REE به هنجارشده ردیاب بسیار مناسب‌تری در تبیین فرآیندهای زمین‌شناسی محسوب می‌شوند. این مسئله از آنجا نشات می‌گیرد که نسبت یاد شده در اغلب فرآیندهای زمین‌شناسی ثابت می‌ماند. اگرچه، الگوی توزیع REE به هنجارشده به کندریت، شباهت مشخصی را بین سنگ‌های میزبان بازالت آندزیتی با کانی‌های کلسیت، گالن و اسفالریت کانسنگ‌ها نشان نمی‌دهد، با این حال مقادیر نزدیک به هم نسبت Y/Ho در سنگ‌های میزبان بازالت آندزیتی (۲/۵۵ الی ۲/۷۹)، کلسیت (۲/۶۱ الی ۲/۹۳)، گالن (۲/۵۶ الی ۳/۰۰) و اسفالریت (۲/۶۰ الی ۲/۸۲) به وضوح نشان می‌دهند که تشکیل و توسعه رگه‌های کربناتی- سولفیدی در ذخیره شهرستانک می‌تواند در ارتباط با شستشوی فلزات ار سنگ‌های بازالت آندزیتی میزبان باشد.

یوروپیوم خاص‌ترین عضو از گروه عناصر کمیاب خاکی است. بر اساس ملاحظات نظری و محاسبات ترمودینامیکی پتانسیل رودوکس Eu^{3+}/Eu^{2+} در سیالات گرمابی توسط حرارت کنترل می‌شود [۷، ۹]. اگر کانی‌های جذب کننده REE در درجات حرارتی بالاتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد نهشته شوند، Eu^{2+} نسبت به Eu^{3+} غالب گردیده و همین امر سبب جانشینی ترجیحی آن به جای Ca^{2+} شده و در نهایت منجر به رخداد بی‌هنجاری مثبت Eu می‌شود. بررسی‌های انجام شده توسط نشان داده است که رخداد بی‌هنجاری Ce تابعی از فوگاسیته اکسیژن و pH بوده و در این بین، رخداد آن به شرایط pH حساس‌تر از فوگاسیته اکسیژن می‌باشد [۲۴]. افزون بر این، رخداد بی‌هنجاری‌های Ce در محیط‌هایی با درجه حرارت بالا بعید به نظر می‌رسد، چرا که Ce^{4+}/Ce^{3+} با افزایش درجه حرارت به طرف فوگاسیته اکسیژن بالاتر میل پیدا می‌کند [۲۵]. در

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

این پژوهش، کلسیت‌های گرمابی با رخداد بی‌هنجاری مثبت Eu در رگه‌های کانه‌دار ذخیره شهرستانک نشان می‌دهند که کانه‌زایی روی - سرب به احتمال فراوان در دمای بالاتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته است [۷، ۹]. رخداد بی‌هنجاری‌های مثبت Eu و Ce در کانی‌های سولفیدی (گالن و اسفالریت) می‌تواند در ارتباط با ماهیت احیایی محلول‌های گرمابی باشد [۷، ۲۵].

زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار

زمین‌شیمی ایزوتوپ گوگرد

مطالعات زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار اطلاعات مفیدی از نقش پارامترهای مختلف فیزیکوشیمیایی در نهشت کانسنگ‌ها و تشکیل و توسعه کانسارها را فراهم می‌کنند [۲۶-۳۰]. بررسی‌های انجام شده در این پژوهش نشان می‌دهد که در ذخیره شهرستانک مقادیر $\delta^{34}S$ در کانه اسفالریت از ۲- تا ۰/۹+‰ و در کانه گالن در بازه‌ای از ۳- تا ۱+‰ و در تغییر است (جدول ۵). بر اساس تحقیقات انجام شده، گوگرد در محلول‌های کانسنگ‌ساز در ذخایر اپی‌ترمال دارای منشاء ماگمایی بوده و مقدار $\delta^{34}S$ در آنها در حدود صفر پرمیل می‌باشد. تلفیق نتایج به دست آمده از بررسی دو کانه گالن و اسفالریت نشان می‌دهد که نمونه‌های انتخابی از سولفیدها در ذخیره روی – سرب شهرستانک دارای مقادیر $\delta^{34}S$ در دامنه‌ای از ۳- تا ۱+‰ هستند (شکل ۷، جدول ۵). این مقادیر به منبع ماگمایی گوگرد دلالت دارند [۳۱]. این پژوهش آشکار می‌کند که مقادیر $\delta^{34}S$ در ذخیره روی - سرب شهرستانک شباهت زیادی به برخی از کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط شناخته شده در دنیا نظیر کانسار فلزات پایه - طلای شاهینلی/تسبیح دره‌سی در غرب ترکیه [۳۲]، کانسار فلزات پایه - گرانبهای گوآنجوآتو در مکزیک [۳۳]، کانسار فلزات پایه - نقره ژیجیادی در چین [۳۴] و کانسارهای فلزات پایه و گرانبهای شاه علی‌بیگلو [۳۵] و قیبچاق [۱۸] در ایران دارد.

زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های کربن- اکسیژن

در این پژوهش، از مقادیر ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در کانی کلسیت رگه‌های کربناته تاخیری به منظور اثبات نقش یا عدم نقش سیالات جوی در مراحل پایانی کانه‌زایی در ذخیره روی- سرب شهرستانک استفاده گردید. مقادیر ایزوتوپ‌های $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ اندازه‌گیری شده در کانی کلسیت در جدول ۵ ارائه شده است. بر اساس تحقیقات انجام شده، مقادیر $\delta^{13}C$ برای تعیین خاستگاه سیال از محیط‌های مختلف، در سنگ‌های آذرین و ماگمایی در بازه‌ای از ۳۰- تا ۳-‰ متغیر است. مقدار $\delta^{13}C$ در پوسته قاره‌ای ۷-‰ و در گوشته ۵-‰ گزارش شده است [۳۶]. مقدار $\delta^{13}C$ در جو زمین بین ۱۱- تا ۷-‰ و در مواد آلی بین ۳۰- تا ۱۰-‰ در تغییر می‌باشد [۳۷]. مقدار $\delta^{13}C$ سیالات جوی که با سنگ‌های کربناتی مسیر واکنش داده‌اند، در بازه‌ای از ۸- الی ۴+‰ گزارش شده است [۳۸]. این پژوهش نشان می‌دهد که مقدار $\delta^{13}C$ در نمونه‌های کلسیت مطالعه شده از ذخیره روی- سرب شهرستانک دارای بازه تغییراتی از ۱۰/۹- تا ۷/۵-‰ می‌باشد.

بر اساس مطالعات انجام شده، مقدار $\delta^{18}O$ در آب‌های جوی بین ۴۰- تا ۵/۷-‰ و در سیال ماگمایی بین ۵/۷ تا ۱۰‰ در نوسان است [۳۶]. نتایج به دست آمده در این پژوهش نشان می‌دهد در مراحل پایانی کانه‌زایی در شهرستانک، سیال گرمابی در تعادل با کلسیت‌های مورد بررسی دارای مقادیر $\delta^{18}O$ در بازه‌ای از ۱۳/۱- الی ۱۱/۲-‰ می‌باشد. ترسیم مقادیر $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ کلسیت‌های مورد مطالعه در نمودار دو متغیره

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

$\delta^{13}C_{V-PDB}$ در برابر $\delta^{18}O_{SMOW}$ [۳۶] نشان از تاثیر سیالات جوی و اختلاط آن با آب‌های ماگمایی در تشکیل و توسعه ذخیره روی- سرب شهرستانک دارد (شکل ۸).

مکانیسم تشکیل و تیپ کانه‌زایی

بر اساس نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، روابط پاراژنتیک کانی‌ها و کانه‌ها، مراحل تکوین و تکامل کانه‌زایی روی- سرب در ذخیره شهرستانک را می‌توان به صورت زیر خلاصه نمود:

در ابتدا توالی‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن در منطقه تشکیل شده است. سپس، مجموعه سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن منطقه تحت تاثیر نیروهای فشارشی چین خورده و شکستگی‌هایی در آنها ایجاد شده است. در ادامه این مرحله، نفوذ گرانیتوئیدهای میوسن به درون توالی‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن رخ داده است. نفوذ توده‌های یاد شده به عنوان منبع گرمایی عمل کرده و باعث ایجاد جریان‌های چرخه‌ای آب‌های جوی در منطقه شده‌اند. سیالات گرمابی همزمان با دگرسانی سنگ‌های منطقه، سبب شسته شدن روی- سرب از سنگ‌های مسیر (توالی ائوسن) و تمرکز مجدد آن‌ها در درون شکستگی‌های ناشی از فعالیت گسل‌های نرمال در منطقه شهرستانک، به صورت رگه‌های کانه‌دار شده‌اند. احتمال اینکه بخشی از ماده معدنی و سیالات گرمابی از توده‌های گرانیتوئیدی میوسن منشاء گرفته باشد، نیز دور از انتظار نیست.

ذخیره روی- سرب شهرستانک بر اساس تقسیم‌بندی‌های موجود [۳۹-۴۲] شباهت زیادی به کانسارهای اپی ترمال دارد. کانه‌زایی اپی‌ترمال بر اساس محتوی گوگرد مجموعه‌های سولفیدی، دگرسانی‌های اصلی و مجموعه کانی‌های باطله به سه گروه سولفیداسیون بالا، سولفیداسیون حدواسط و سولفیداسیون پائین رده‌بندی شده است [۴۰، ۴۲-۴۳]. کانسارهای سولفیداسیون بالا به واسطه محتوی بالای سولفیدی (۱۰ الی ۹۰ درصد حجمی) شامل پیریت - انارژیت - لوزونیت - فامانتیت و کوولیت به عنوان کانی‌های فلزی اصلی و مجموعه کانی‌های باطله کوارتز - سولفات (باریت) و عدم حضور کربنات مشخص می‌شوند. کانی‌های دگرسانی شاخص در این کانسارها شامل آلونیت - کوارتز حفره‌دار و کائولینیت می‌باشند. کانسارهای سولفیداسیون پائین در ارتباط با ماگمای ساب آلکالن می‌باشند. ویژگی‌های شاخص آن‌ها، محتوی پایین سولفیدی (به طور عمده کمتر از ۲ درصد حجمی) است. این کانسارها حاوی پیریت - آرسنوپیریت ± پیروتیت ± اسفالریت ± گالن ± کالکوپیریت ± تتراهدریت - تنانتیت به عنوان کانی‌های فلزی اصلی می‌باشند که با کانی‌های باطله نظیر کلسدونی-کوارتز± کربنات± فلوئوریت همراهی می‌شوند. کانی‌های دگرسانی کلیدی در این دسته عبارتند از: ایلیت/اسمکتیت - آدولاریا. کانسارهای سولفیداسیون حدواسط با محتوی سولفیدی حدواسط (۵ الی ۲۰ درصد حجمی) مشخص می‌شوند. در این دسته، پیریت - اسفالریت - گالن - کالکوپیریت - تتراهدریت - تنانتیت کانی‌های فلزی اصلی و کوارتز - کربنات منگنزدار± آدولاریا ± سیلیکات‌های منگنزدار ± باریت کانی‌های باطله می‌باشند. کانی‌های دگرسانی اصلی در این دسته شامل کلریت و مجموعه دگرسانی پروپیلیتیک است [۳۹-۴۳].

ذخیره روی- سرب شهرستانک به واسطه فقدان آدولاریا و کلسیت‌های تیغه‌ای و شبکه‌ای ازکانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین متمایز است. از طرفی، عدم شناسایی طلای طبیعی و الکتروم، آلونیت، کوارتز حفره‌ای به همراه عدم حضور کانی‌های شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته

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

نظیر انارژیت و لوزونیت این ذخیره را از کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا تمایز می‌کند. به طورکلی، با توجه به موارد زیر ذخیره روی - سرب شهرستانک را می‌توان در رده سیستم‌های اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط دسته‌بندی نمود:

۱- این ذخیره با توجه به شکل هندسی رگه‌ای به کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط شباهت دارد [۳۹، ۴۰].

۲- مجموعه کانی‌های سولفیدی و سولفوسالتی (شامل اسفالریت، گالن، پیریت و تنانتیت) با تیپ اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط سازگار بوده و عدم وجود آرسنوپیریت و پیروتیت (شاخص سیستم‌های اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا) نیز تأییدی بر این موضوع است [۳۹-۴۲].

۳- دگرسانی‌های کلریتی و کربناتی در سنگ‌های میزبان و دیواره بیانگر تعلق این کانسار به سیستم‌های اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط است.

۴- مقادیر $\delta^{34}S$ در کانه‌های سولفیدی شباهت زیادی به کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط شناخته شده در دنیا [۳۲-۳۴] و به ویژه در ایران [۱۸، ۳۵] دارد.

۵- محرز شدن تاثیر سیالات جوی در تشکیل و توسعه ذخیره بر اساس مطالعات ایزوتوپی و شستشوی فلزات از سنگ‌های میزبان بازالت آندزیتی بر اساس زمین‌شیمی REE.

۶- طبیعت احیایی سیالات کانسنگ‌ساز ذخیره بر اساس رخداد بی‌هنجاری‌های مثبت قوی Eu و Ce در گالن و اسفالریت.

برداشت

مهم‌ترین نتایج به دست آمده از بررسی کانه‌زایی، زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار (O، S و C) و توزیع REE در سنگ‌های بازالت آندزیتی و تک کانی‌های کلسیت، گالن و اسفالریت کانسنگ‌های ذخیره روی - سرب شهرستانک، جنوب‌شرق قم عبارتند از:

۱- رخداد تیپ رگه‌ای و برشی ذخیره روی - سرب شهرستانک، در ارتباط نفوذ توده‌های آذرین مونزودیوریتی تا کوارتزدیوریتی میوسن به درون توالی‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن (به طور عمده بازالت آندزیتی) می‌باشد.

۲- دگرسانی‌های همراه این ذخیره شامل کربناتی، سیلیسی و کلریتی است. اسفالریت، گالن، پیریت، تنانتیت، سروزیت، پلانتریت، هیدروزینکیت هماتیت و لیمونیت به همراه کانی‌های باطله نظیر کلسیت، باریت و کوارتز کانسنگ‌های این ذخیره را تشکیل می‌دهند.

۳- ضرایب همبستگی بین عناصر نشان از حضور نقره در ساختار گالن و Cd در ساختار کانی اسفالریت دارند. همبستگی‌های مثبت بین Sb با Ag و Pb با حضور کانی‌های سولفوسالت در کانسنگ‌ها در ارتباط هستند.

۴- نسبت زمین‌شیمیایی Y/Ho نزدیک به هم بین سنگ‌های بازالت آندزیتی و تک کانی‌های کلسیت، گالن و اسفالریت کانسنگ‌ها نشان می‌دهد که شستشوی فلزات از سنگ‌های میزبان بازالت آندزیتی نقش مهمی در تامین روی و سرب این ذخیره داشته است.

۵- رخداد بی‌هنجاری مثبت Eu و Ce در گالن و اسفالریت طبیعت احیایی سیالات کانسنگ‌ساز را نشان می‌دهد. رخداد بی‌هنجاری مثبت Eu در کلسیت دلالت بر دمای بیشتر از ۲۵۰ درجه سانتی سیالات کانسنگ‌ساز دارد.

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

۶- تلفیق نتایج به دست آمده از مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار نشان می‌دهند که گوگرد سیالات کانسنگ‌ساز دارای خاستگاه ماگمایی بوده و اختلاط آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی نقش مهمی در تکامل و توسعه کانسنگ‌های این ذخیره داشته ایفا نموده است.

۷- ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زائی، ترکیب کانی‌شناسی، بافت کانسنگ، مجموعه دگرسانی، نتایج حاصل از مطالعه زمین‌شیمی REE و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و کربن - اکسیژن نشان می‌دهند که ذخیره روی - سرب شهرستانک می‌تواند در دسته کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط رده‌بندی شود

تشکر و قدردانی

این پژوهش از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده است، لذا نگارندگان بدینوسیله نهایت سپاس و قدردانی خود را کلیه مسئولین مربوطه اعلام می‌دارند. نگارندگان، همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Peucker E. B., Schnier C., *"Investigation of rare earth elements in quartz from the Bavarian Pfahl Germany, by means of instrumental neutron activation analysis"*, Nuclear Geophysics (1992) 249–260.

[2] Douville E., Bienvenu P., Charlou J. I., *"Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 63 (1999) 627–643.

[3] Xie Q. Q., Xu X. C., Li X. X., Chen T. H., Lu S. M., *"Rare earth element geochemistry of Laowan gold deposit in Henan province: Trace to source of ore-forming materials"*, *Journal of Rare Earths* 24 (2006) 115–120.

[4] Cao Y., Li S., Yao M., Zhang H., *"Significance of quartz REE geochemistry, Shihu gold deposit, western Hebei Province, North China, using LA-ICP-MS"*, Frontiers Earth Science China (2010) 337–344.

[5] Sarangi S., Srinivasan R., Balaram V., *"REE geochemistry of auriferous quartz carbonate veins of Neoarchean Ajjanahalli gold deposit, Chitradurga schist belt, Dharwar Craton, India"*, Geoscience Frontiers 4 (2013) 231–239.

[6] Cai Y., Zhang Q., Zhang Y., Wang D., Li K., *"Sm–Nd dating and rare earth element geochemistry of the hydrothermal calcites from Guling carbonate-hosted talc mineralization in the central Guangxi province, South China"*, Chinese Journal of Geochemistry 34 (2015) 156–66.

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

[7] Sverjensky D. A., *"Europium redox equilibria in aqueous solution"*, Earth and Planetary Science Letters 67 (1984) 70–78.

[8] Michard A., *"Rare earth element systematics in hydrothermal fluids"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 53 (1989) 745–750.

[9] Bau M., Möller P., *"Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 45 (1992) 231–246.

[10] Gammons C. H., Wood S. A., Williams-Jones A. E., *"The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: VI. Stability of neodymium chloride complexes from 25 to 300 °C"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (1996) 4615–4630.

[11] Cherniak D. J., *"REE diffusion in calcite"*, Earth and Planetary Science Letters 160 (1998) 273–287.

[12] Heynke U., Leeder O., Schulz H., *"On distinguishing quartz of hydrothermal or metamorphogenic origin in different monomineralicveins in the eastern part of Germany"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 46 (1992) 315–329.

[13] Ghadari M., Yasemi N., Mousavi Motlagh H. A., *"Epithermal Deposits of Iran"*, (2023) 1–860.

[14] Ghalamghash J., Babakhani M., *"Geological map of Kahak (scale 1: 100000)"*, Geological survey of Iran (1998).

[15] Sohrabi Q., *"Detailed exploration studies of zinc-lead mining in Shahrestanak, southeast Qom"*, Kavosh Gostar Arasbaran Company (2021).

[16] Aghanabati A., *"Major sedimentary and structural units of Iran (map)"*, Journal of Geosciences 7 (1998) 29–30.

[17] Rollinson H., *"Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation"*, Longman Scientific and Technical, Essex, UK (1993) 352p.

[18] Sohbatloo M., Kouhestani H., Mokhtari M. A., *"Intermediate-sulfidation epithermal base and precious metal mineralization in the Qebchaq deposit (NW Qarachaman, East Azerbaijan): Geology, mineralization, and geochemical evidence"*, Journal of Economic Geology 15 (2023) 53–85.

[19] Heidari S. M., Safavi S., *"Geology and mineralization of the NE Narbaghi epithermal Cu (Au–Ag) deposit (Saveh)"*, Advanced Applied Geology (2023) 1–25.

[20] Taylor S. R., McLennan S.M., *"The continental crust: Its composition and evolution"*, Blackwell, Oxford (1985) 312p.

[21] Bau M., Dulski P., *"Comparative study of yttrium and rare earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 119 (1995) 213–223.

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

[22] Uysal I. T., Zhao J. X., Golding S. D., *"Sm–Nd dating and rare earth element tracing of calcite: Implications for fluid-flow events in the Bowen Basin, Australia"*, Chemical Geology 238 (2007) 63–71.

[23] Uysal I. T, Gasparon M., Bolhar R., *"Trace element composition of near-surface silica deposits-a powerful tool for detecting hydrothermal mineral and energy resources"*, Chemical Geology 280 (2009) 154–169.

[24] Elderfield H., Sholkoviz E. R., *"Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments"*, Earth and Planetary Science Letters 82 (1987) 280–288.

[25] Bau M., *"Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium"*, Chemical Geology 93 (1991) 219–230.

[26] Ohmoto H., Ray R. O., *"Isotope of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Editor), Geochemistry of hydrothermal of ore deposits"*, Wily Interscience, New York (1979) 509–567.

[27] Shanks W.C., "*Stable Isotope Geochemistry of Mineral Deposits*", In: Treatise on Geochemistry, 2nd ed., Elsevier Ltd (2013).

[28] Li G. Q., Gu X. X., Cheng W. B., Zhang Y. M., Zhang Y., Dai H. Z., Lv P.R., Zhang X. G., Xia B. B., "*The analysis of metallogenic material sources of the Zhaxikang antimony (sulfur salts) polymetallic deposits in southern Tibet: Concurrent discussion on the differences of the ore sources of major mineral deposits in north Himalayan metallogenic belt*", Earth Science Frontiers 21 (2014) 90–104.

[29] Jiang H., Han J., Chen H., Zheng Y., Zhang W., Lu W., Deng G., Tan Z., "*Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope characteristics of the Shaquanzi Fe–Cu deposit, Eastern Tianshan: Implications for deposit type and metallogenesis*", Ore Geology Reviews 100 (2018) 385–400.

[30] Li S. N., Ni P., Bao T., Li C. Z., Xiang H. L., Wang G. G., Huang B., Chi Z., Dai B. Z., Ding J. Y., "*Geology, fluid inclusion, and stable isotope systematics of the Dongyang epithermal gold deposit, Fujian Province, southeast China: Implications for ore genesis and mineral exploration*", Journal of Geochemical Exploration 195 (2018) 16–30.

[31] Chaussidon M., Albarède F., Sheppard S. M., *"Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions"*, Earth and Planetary Science Letters (1989) 144–156.

[32] Yilmaz H., Oyman T., Sonmez F. N., Arehart G. B., Billor Z., "*Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespih Dere (Lapseki/Western Turkey)*", Ore Geology Reviews 37 (2010) 236–258.

[33] Mango H., Arehart G., Oreskes N., Zantop H., "*Origin of epithermal Ag–Au–Cu–Pb–Zn mineralization in Guanajuato, Mexico*", Mineralium Deposita 49 (2014) 119–143.

[34] Liu T., Xiong S. F., Jiang S. Y., Li H. L., Chen Q. Z., Jiang H., "*Genesis of the Zhijiadi Ag-Pb-Zn deposit, central North China Craton: Constraints from fluid inclusions and stable isotope data*", Geofluids 1 (2017) 1–16.

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

[35] Mikaeili K., Hosseinzadeh M.R., Moayyed M., Maghfouri S., "*The Shah-Ali-Beiglou Zn-Pb-Cu (-Ag) deposit, Iran: an example of intermediate sulfidation epithermal type mineralization*", Minerals 8 (2018) 148.

[36] Hoefs J., "*Stable Isotope Geochemistry 7th edition*", Springer, Heidelberg (2015) 1–285.

[37] Clark I. D., Fritz P., "*Environmental isotopes in hydrogeology*", CRC press (2013) 249p.

[38] Kakegawa T., Nanri H., "*Sulfur and carbon isotope analyses of 2.7 Ga stromatolites, cherts and sandstones in the Jeerinah Formation, Western Australia*", Precambrian Research (2006) 115–24.

[39] Einaudi M. T., Hedenquist J. W., Inan E., "*Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments*", In: Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth, Special Publications of the Society of Economic Geologists (2003) 285–313.

[40] Hedenquist J. W., Arribas R. A., Gonzalez–Urien E., "*Exploration for epithermal gold deposits*", Reviews in Economic Geology 13 (2000) 245–277.

[41] Gemmell J. B., "*Low and intermediate-sulfidation epithermal deposits; ARC-AMIRAP: Canberra, Australia*", 24 Ct Gold Workshop, University of Tasmania (2004) 57–63.

[42] Sollitoe R., Hedenquist J., "*Linkages between volcanotectonic settings, ore–fluid compositions*", In: Society of Economic Geologists: Special Publication (2003) 315–343.

[43] Simmons S. F., White N. C., John D. A., "*Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits*", Economic Geology 29 (2005) 485–522.

جدول ۱ مقادیر عناصر فلزی (بر حسب گرم در تن) در کانسنگ‌های ذخیره روی - سرب شهرستانک.

شماره نمونه	Zn	Pb	Cu	Cd	Sb	Ag
SH-1	۴۴۰۹	۱۱۷۹	۱۲۱	۱۶/۱	۷	۰/۹
SH-2	۳۹۶۸/۲	۲۹۶	۱۴۶	۱۶/۲	۶/۲	۰/۷
SH-3	۲۹۳۷/۵	۲۶۷۹/۵	۱۴۸/۵	۴۳/۹۵	۲۲	۱۵/۷
SH-4	۲۳۴۴/۵	۲۳۲/۲۵	۱۳۱/۷	۸/۳۵	۹/۶۲	۰/۶
SH-5	۵۲۸۶/۱	۲۱۱۷/۸	۲۲۶/۶	۲۰/۲	۱۶/۵	۲/۳
SH-6	۱۲۰۷۵/۵	۸۱۹۴/۷	۸۸	۳۶/۱۳	۱۳	۴/۱۳
SH-7	۱۳۳۸۳	۴۵۳۸/۵	۱۱۴	۱۱/۳	۱۴	۷/۸
SH-8	۱۹۵۱/۷	۲۷۴/۷۷	۷۶/۷۷	۱۵/۳	۸/۵	۴/۲
SH-9	۶۹۱۱	۳۴۸۴	۸۸	۷۲/۸	۹	۰/۴
SH-10	۲۳۹۸۱	۳۷۷۶۸	۱۸۴	۹۸	۱۰	۱۱
SH-11	۵۰۰۰۰	۳۵۱۳	۱۰۶	۶۵	۱۰	۳
SH-12	۵۰۰۰۰	۲۳۷۱۵	۱۶۸	۵۵	۴۹	۲۳
SH-13	۱۵۱۱۹	۱۵۸۴/۷	۱۳۹/۷	۴۷/۱	۱۰/۲	۱/۸۳
SH-14	۲۴۳۱۶/۵	۲۷۳۱۲	۱۰۱/۵	۴۲/۱	۴۶/۵	۳۹/۱
SH-15	۴۶۸۱۱	۱۶۴۲	۱۶۰	۶۰/۸	۱۵	۲/۶

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

SH-16	۴۱۳۲۳	۴۷۸۳/۳	۱۸۵	۶۶	۱۷	۲/۹
SH-17	۲۰۹۹۷	۳۵۷۲/۷	۱۰۲/۴۳	۳۴/۷۸	۹	۳/۱۴
SH-18	۹۸۵۵/۳	۲۸۹/۷	۱۶۵	۲۹/۳	۱۱/۳	۰/۵
SH-19	۵۰۰۰۰	۴۹۸۵۲	۲۱۶	۵۵	۹۶	۷۸/۵

جدول **۲** ضریب همبستگی پیرسون بین عناصر فلزی در کانسنگ‌های ذخیره روی- سرب شهرستانک..

	Ag	Sb	Cd	Cu	Pb	Zn
Ag	۱/۰۰					
Sb	۰/۹۷	۱/۰۰				
Cd	۰/۲۰	۰/۱۹	۱/۰۰			
Cu	۰/۳۴	۰/۴۲	۰/۲۳	۱/۰۰		
Pb	۰/۸۵	۰/۸۰	۰/۵۰	۰/۴۰	۱/۰۰	
Zn	۰/۵۰	۰/۵۷	۰/۶۲	۰/۳۵	۰/۴۸	۱/۰۰

جدول **۳** مقادیر REE و Y (بر حسب گرم در تن) به همراه برخی پارامترهای زمین‌شیمیایی محاسبه شده در سنگ‌های بازالت آندزیتی ذخیره روی- سرب شهرستانک.

		Andesi-basalt									
	Detection limit	V-01	V-02	V-03	V-04	V-05	V-06	V-07	V-08	V-09	V-10
La	۰/۵	۱۱/۹	۱۰/۶	۶/۹	۶/۶	۷/۸	۷/۳	۶/۹	۶/۸	۶/۱	۵/۶
Ce	۰/۵	۲۶/۲	۲۴/۲	۱۶/۶	۱۵/۹	۱۷/۹	۱۶/۸	۱۶/۳	۱۵/۸	۱۳/۸	۱۳/۹
Pr	۰/۰۵	۳/۴۵	۳/۲۱	۲/۲۹	۲/۳۲	۲/۴۶	۲/۳۳	۲/۳۴	۲/۲۲	۱/۹۵	۱/۹۸
Nd	۰/۵	۱۴/۹	۱۴/۵	۱۱/۳	۱۱/۲	۱۱/۶	۱۱/۳	۱۱/۳	۱۰/۷	۹/۸	۱۰/۳
Sm	۰/۰۲	۳/۴۷	۳/۴۳	۳/۲۳	۳/۰۸	۲/۸۲	۲/۹۶	۲/۹۵	۲/۶۸	۲/۵۴	۲/۶۴
Eu	۰/۰۱	۱/۰۹	۱/۰۷	۱/۱۸	۱/۱۵	۰/۹۹	۱/۰۷	۱/۰۴	۰/۹۵	۰/۸۸	۱/۰۸
Gd	۰/۰۵	۳/۰۵	۳/۰۵	۳/۴۵	۳/۵۴	۳/۰۶	۳/۲۹	۳/۲۵	۲/۹۳	۲/۷۹	۳/۴۱
Tb	۰/۰۱	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۶۱	۰/۶۱	۰/۵۲	۰/۵۵	۰/۵۳	۰/۴۷	۰/۴۵	۰/۵۶
Dy	۰/۰۲	۳/۲۲	۳/۱۹	۳/۷۱	۳/۶۸	۲/۸۵	۳/۲۸	۳/۴۴	۲/۸۵	۲/۸۶	۳/۴۴
Ho	۰/۰۲	۰/۶۲	۰/۶۲	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۵۸	۰/۶۶	۰/۶۷	۰/۶۱	۰/۶۱	۰/۶۵
Er	۰/۰۵	۱/۹۲	۱/۹۱	۲/۲۲	۲/۱۲	۱/۷۹	۱/۹۵	۱/۹۳	۱/۷۵	۱/۷۱	۲/۰۶
Tm	۰/۰۱	۰/۲۹	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۹
Yb	۰/۰۱	۲/۰۸	۲/۲۱	۱/۳۲	۱/۳۴	۱/۶۶	۱/۵۱	۱/۵۹	۱/۶۶	۱/۶۷	۱/۱۹
Lu	۰/۰۱	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۸
Y	۰/۰۱	۱/۵۸	۱/۶۵	۱/۹۸	۱/۸۹	۱/۶۲	۱/۸۴	۱/۸۲	۱/۶۳	۱/۶۳	۱/۷۱
Y/Ho	–	۲/۵۵	۲/۶۶	۲/۷۹	۲/۶۳	۲/۷۹	۲/۷۹	۲/۷۲	۲/۶۷	۲/۶۷	۲/۶۳
REE (La–Lu)	–	۷۲/۹۸	۶۹/۱۱	۵۴/۱۲	۵۲/۸۶	۵۴/۵۸	۵۳/۵۷	۵۲/۸۲	۴۹/۹۴	۴۵/۶۵	۴۷/۳۸
LREE (La–Eu)	–	۶۱/۰۱	۵۷/۰۱	۴۱/۵۰	۴۰/۲۵	۴۳/۵۷	۴۱/۷۶	۴۰/۸۳	۳۹/۱۵	۳۵/۰۷	۳۵/۵۰

ویراستاری نشده

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

HREE (Gd–Lu)	–	۱۱/۹۷	۱۲/۱۰	۱۲/۶۲	۱۲/۶۱	۱۱/۰۱	۱۱/۸۱	۱۱/۹۹	۱۰/۷۹	۱۰/۵۸	۱۱/۸۸
$(LREE/HREE)_N$	–	۲/۸۷	۲/۶۵	۱/۸۵	۱/۸۰	۲/۲۳	۱/۹۹	۱/۹۲	۲/۰۴	۱/۸۶	۱/۶۸
Eu/Eu*	–	۱/۰۰	۰/۹۹	۱/۰۷	۱/۰۶	۱/۰۲	۱/۰۴	۱/۰۲	۱/۰۳	۱/۰۱	۱/۱۰
Ce/Ce*	–	۰/۹۵	۰/۹۷	۰/۹۸	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۹۸

جدول ۴ مقادیر REE و Y (بر حسب گرم در تن) به همراه برخی پارامترهای زمین‌شیمیایی محاسبه شده در نمونه‌های کلسیت، گالن و اسفالریت کانسنگ‌های ذخیره روی- سرب شهرستانک.

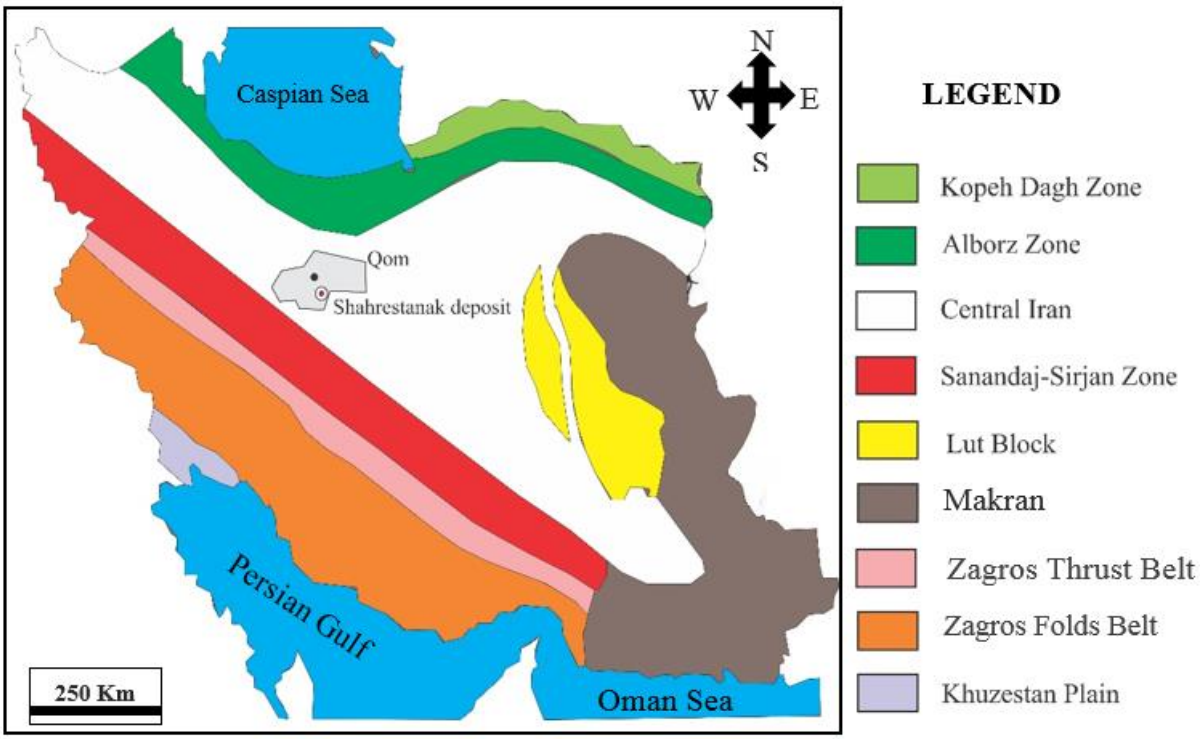
	Calcite					Galena					Sphalerite			
	C-01	C-02	C-03	C-04	C-05	Gn-01	Gn-02	Gn-03	Gn-04	Gn-05	Gn-06	Sp-01	Sp-02	Sp-03
La	۱۵/۲	۱۵/۶	۱۰/۳	۱۴/۶	۱۱/۲	۱/۸	۲/۱	۲/۶	۲/۳	۲/۷	۳/۳	۲/۱	۳/۹	۴/۳
Ce	۴۶/۲	۴۲/۷	۲۹/۶	۴۲/۳	۳۳/۲	۶/۹	۷/۳	۸/۸	۹/۱	۹/۹	۱۱/۱	۱۰/۶	۱۴/۶	۱۶/۶
Pr	۴/۰۸	۴/۳۸	۲/۴۲	۴/۴۲	۲/۳۲	۰/۶۱	۰/۶۸	۰/۸۱	۰/۸۹	۰/۹۵	۱/۱۲	۱/۰۸	۱/۶۲	۱/۸۵
Nd	۱۷/۷	۱۹/۵	۱۰/۳	۱۹/۶	۹/۲۲	۱/۷۸	۱/۸۵	۲/۰۱	۲/۲۱	۲/۳۵	۲/۴۳	۲/۳۶	۳/۴۱	۴/۰۳
Sm	۴/۴۲	۴/۹۴	۲/۰۲	۵/۰۳	۱/۶۴	۰/۳۲	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۳۶	۰/۴۱	۰/۴۵	۰/۴۱	۰/۵۶	۰/۶۸
Eu	۳/۴۱	۲/۷۱	۱/۰۵	۲/۸۱	۱/۱۳	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۳۶	۰/۴۲	۰/۲۶	۰/۴۲	۰/۴۹
Gd	۴/۸۵	۵/۴۵	۲/۰۶	۵/۵۲	۱/۵۳	۰/۲۳	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۴۲	۰/۴۶	۰/۴۱	۰/۵۶	۰/۶۱
Tb	۰/۷۷	۰/۹۱	۰/۳۳	۰/۹۷	۰/۲۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۱۱
Dy	۳/۲۶	۳/۹۳	۱/۴۶	۴/۳۶	۰/۸۲	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۴۵	۰/۵۴	۰/۵۸	۰/۷۱	۰/۲۱	۰/۳۳	۰/۴۱
Ho	۰/۴۸	۰/۶۱	۰/۲۷	۰/۶۷	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۱۱
Er	۰/۹۱	۱/۲۱	۰/۶۶	۱/۳۱	۰/۳۸	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۴۵	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۲۶
Tm	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴
Yb	۰/۵۳	۰/۷۷	۰/۴۵	۰/۸۴	۰/۳۳	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۴۱	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۲۳
Lu	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴
Y	۱/۲۶	۱/۵۹	۰/۷۱	۱/۸۲	۰/۴۱	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۳۶	۰/۴۱	۰/۵۲	۰/۱۳	۰/۲۴	۰/۳۱
Y/Ho	۲/۶۳	۲/۶۱	۲/۶۳	۲/۷۲	۲/۹۳	۳/۰۰	۲/۵۶	۲/۸۲	۲/۷۷	۲/۷۳	۲/۸۹	۲/۶۰	۲/۶۷	۲/۸۲
REE (La–Lu)	۱۰۱/۹۸	۱۰۲/۹۶	۶۱/۰۷	۱۰۲/۷۲	۶۲/۲۳	۱۲/۷۴	۱۳/۶۷	۱۶/۳۱	۱۷/۰۴	۱۸/۷۴	۲۱/۳۰	۱۷/۸۰	۲۶/۰۴	۲۹/۷۶
LREE (La–Eu)	۹۱/۰۱	۸۹/۸۳	۵۵/۶۹	۸۸/۷۶	۵۸/۷۱	۱۱/۶۲	۱۲/۴۳	۱۴/۷۶	۱۵/۱۷	۱۶/۶۷	۱۸/۸۲	۱۶/۸۱	۲۴/۵۱	۲۷/۹۵
HREE (Gd–Lu)	۱۰/۹۷	۱۳/۱۳	۵/۳۸	۱۳/۹۶	۳/۵۲	۱/۱۲	۱/۲۴	۱/۵۵	۱/۸۷	۲/۰۷	۲/۴۸	۰/۹۹	۱/۵۳	۱/۸۱
$(LREE/HREE)_N$	۴/۶۷	۳/۸۵	۵/۸۲	۳/۵۸	۹/۳۸	۵/۸۴	۵/۶۴	۵/۳۶	۴/۵۶	۴/۵۳	۴/۲۷	۹/۵۵	۹/۰۱	۸/۶۹
Eu/Eu*	۲/۲۴	۱/۵۹	۱/۵۶	۱/۶۲	۲/۱۵	۲/۲۶	۲/۸۳	۲/۱۸	۲/۵۴	۲/۶۳	۲/۸۰	۱/۹۲	۲/۲۷	۲/۲۸
Ce/Ce*	۱/۶۳	۱/۲۰	۱/۳۵	۱/۲۳	۱/۴۶	۱/۵۴	۱/۴۳	۱/۴۲	۱/۴۹	۱/۴۵	۱/۳۵	۱/۶۳	۱/۳۶	۱/۳۸

جدول ۵ مقادیر ایزوتوپ گوگرد (بر حسب پرمیل) کانی‌های سولفیدی (گالن و اسفالریت) و کربن - اکسیژن کلسیت در کانسنگ‌های ذخیره سرب - روی شهرستانک.

نمونه	$\delta^{13}C_{PDB}$‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$‰	$\delta^{34}S_{CDT}$ ‰
C-01	-۱۲/۳	۲۲/۶	–
C-02	-۱۰/۱	۲۳/۸	–
C-03	-۱۱/۲	۲۵/۴	–
C-04	-۱۰/۴	۲۲/۴	–
C-05	-۱۳/۱	۲۳/۶	–
Gn-01	–	–	-۲/۸
Gn-02	–	–	-۱/۲
Gn-03	–	–	-۰/۶
Gn-04	–	–	۱/۱
Gn-05	–	–	-۳/۲
S-01	–	–	۰/۹

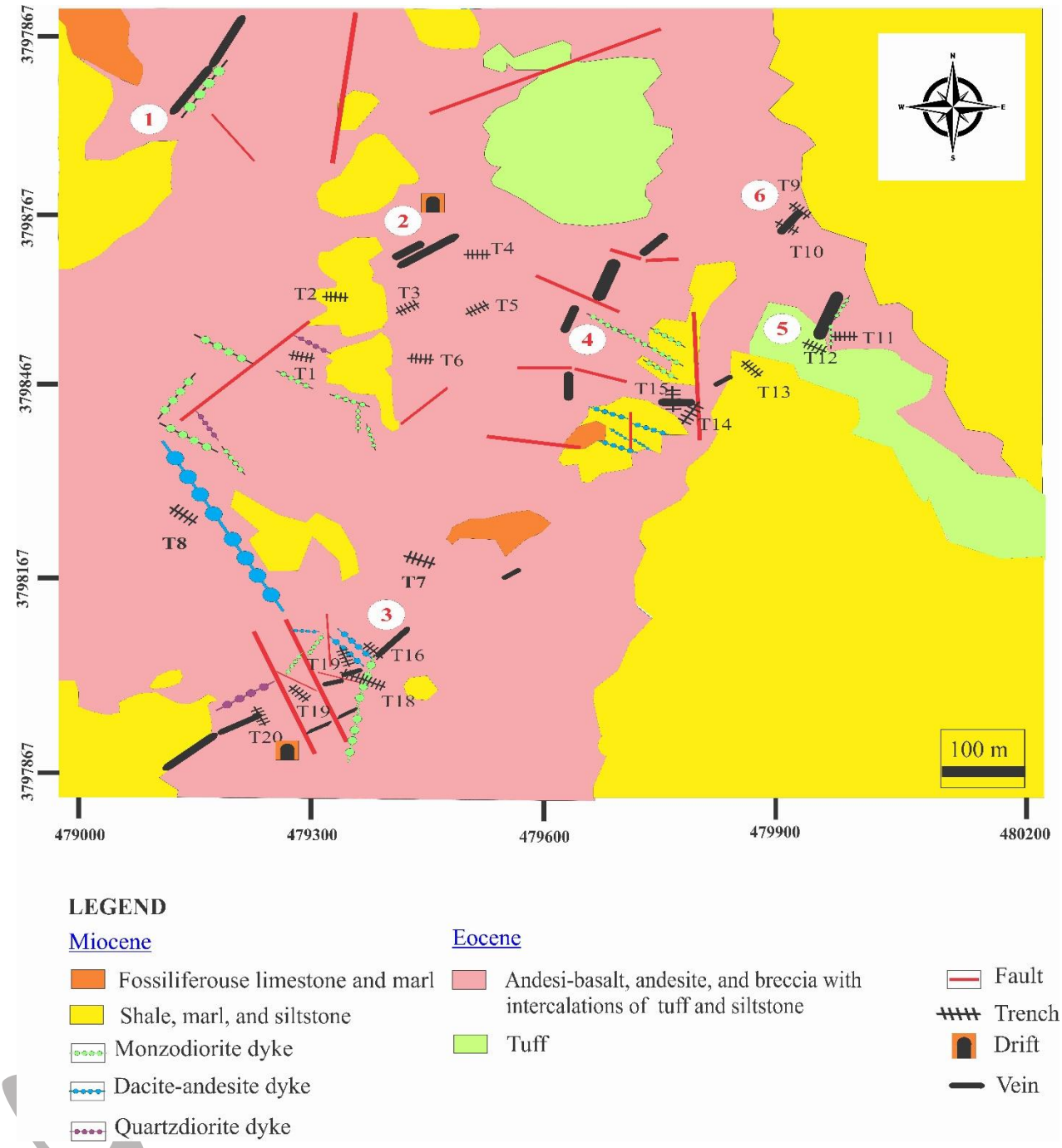
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

S-02	–	–	-۲/۶
S-03	–	–	-۰/۸



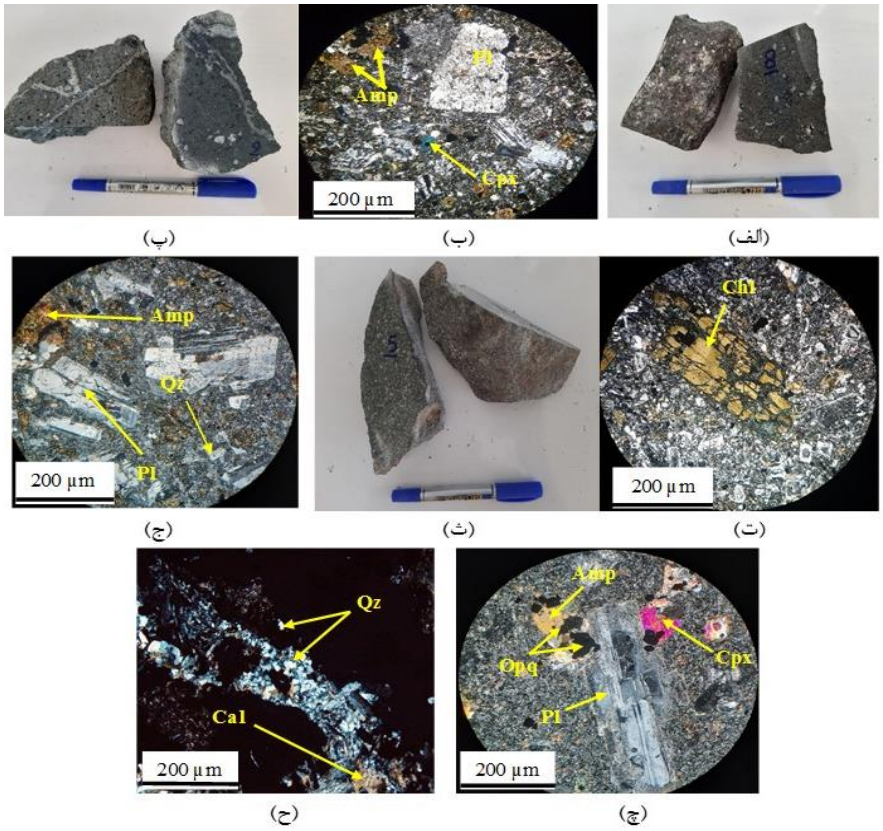
شکل ۱ نقشه پهنه‌های زمین‌ساختی ایران [۱۶] و موقعیت ذخیره روی- سرب شهرستانک بر روی آن.

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

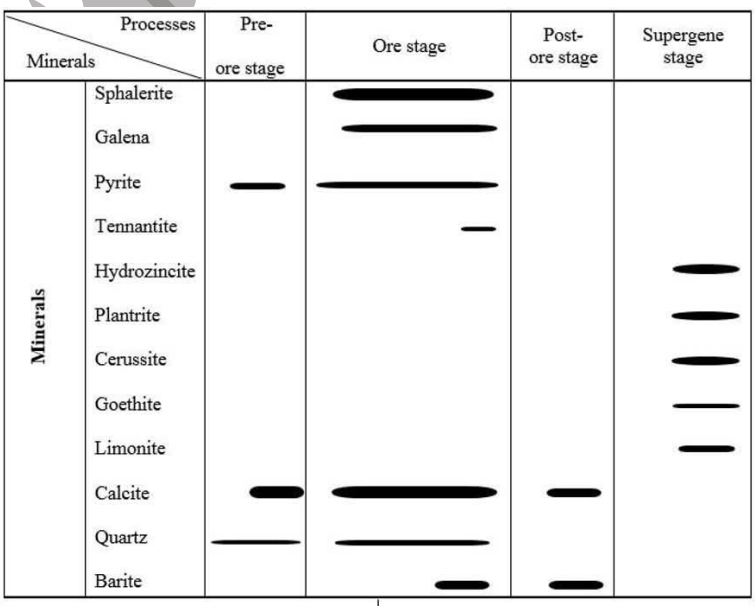


شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ذخیره روی- سرب شهرستانک. برگرفته از [۱۴] با اندکی تغییرات.

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

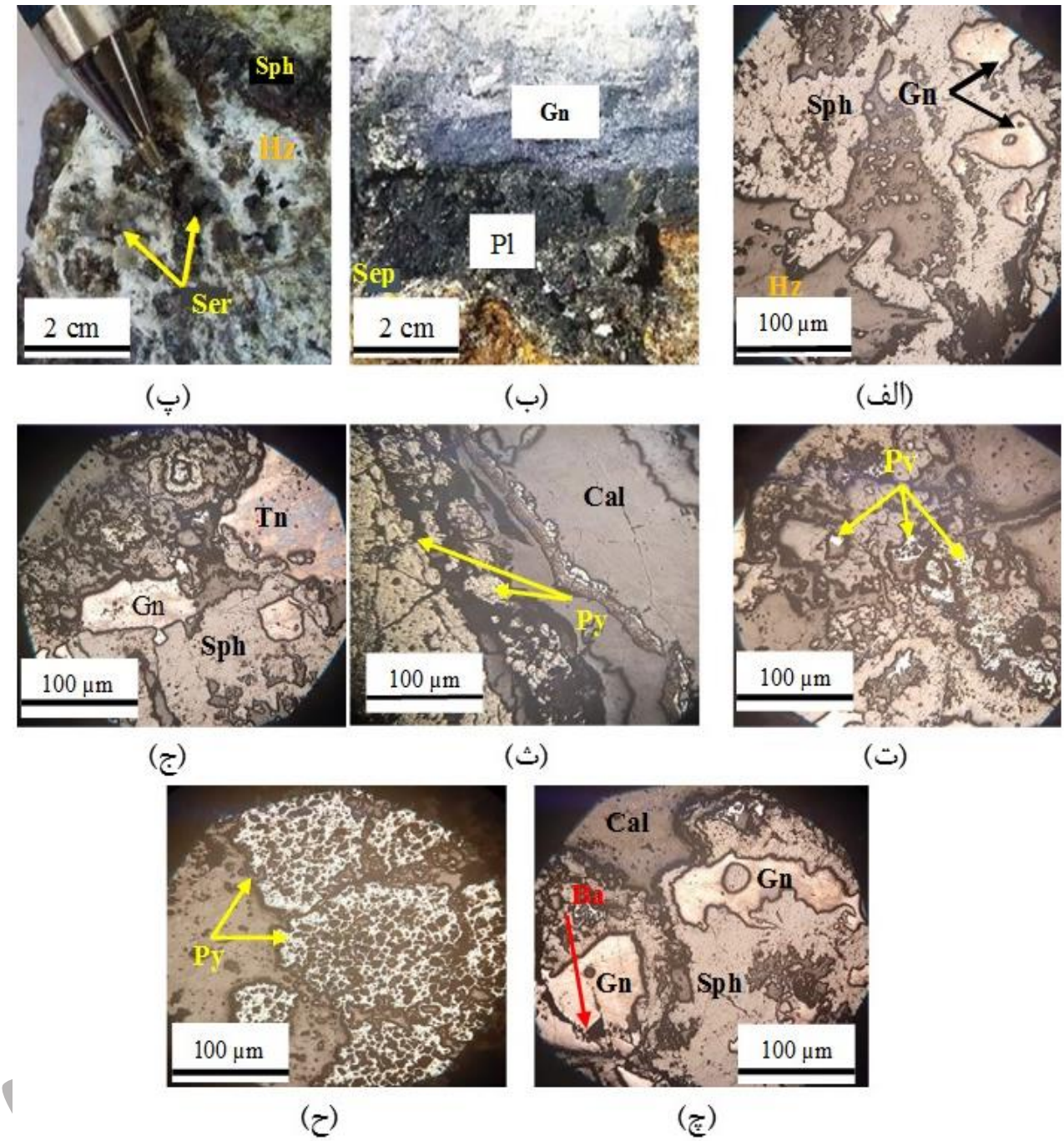


شکل ۳ تصاویری از نمونه‌های دستی و میکروسکوپی واحدهای سنگی ذخیره شهرستانک. الف و ب) نمونه دستی و تصویر میکروسکوپی از بازالت آندزیتی با بافت میکروگرانولار، پ و ت) نمونه دستی و تصویر میکروسکوپی از واحد توفی با دگرسانی کلریتی، ث و ج) نمونه دستی و تصویر میکروسکوپی از دایک مونزودیوریتی، چ) دایک کوارتزدیوریتی و درشت بلورهای پلاژیوکلاز در آن، ح) رگه کوارتز - کلسیت در درون توف‌های میزبان کانه‌زایی. کلیه تصاویر میکروسکوپی در نور انکساری و به صورت xpl تهیه شده‌اند. علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: Amp: آمفیبول، Pl: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Qz: کوارتز، Chl: کلریت، Qz: کوارتز و Opq: کانی کدر.



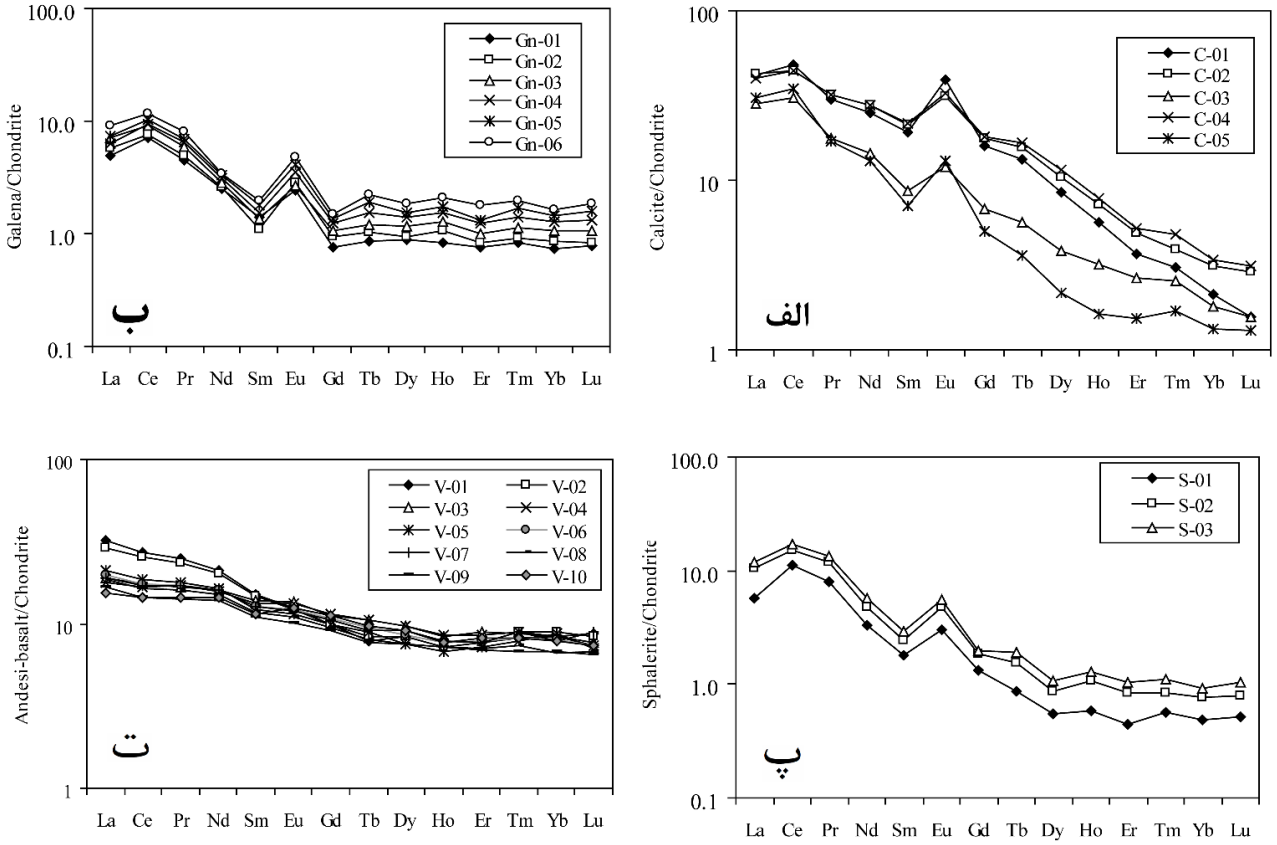
شکل ۴ توالی پاراژنتیکی کانی‌ها در ذخیره روی- سرب شهرستانک.

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

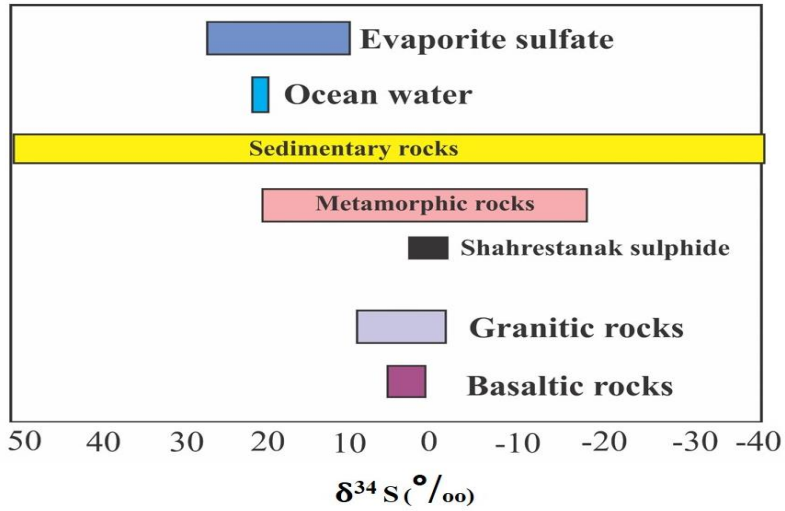


شکل ۵ تصاویری از نمونه دستی و میکروسکوپی نمونه‌های کانه‌دار ذخیره شهرستانک. الف) کانه‌زایی گالن و اسفالریت، ب) بلورهای گالن در حال تبدیل به پلانتریت و سروزیت، پ) جانشینی اسفالریت توسط هیدروزنکیت، ت) پیریت‌های پراکنده در متن کانسنگ، ث) رگچه‌های پیریت در کنار گالن و اسفالریت، ج) حضور تنانتیت در سطح کانی گالن، چ) قطع‌شدگی گالن توسط باریت، ح) پیریت با بافت بازماندی. همه تصاویر میکروسکوپی در نور انعکاسی و به صورت ppl تهیه شده‌اند. علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: Gn: گالن، Sph: اسفالریت، Py: پیریت، Tn: تنانتیت، Cal: کلسیت، Ba: باریت، Hz: هیدروزینکیت، Sr: سروزیت و Pl: پلانتریت.

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

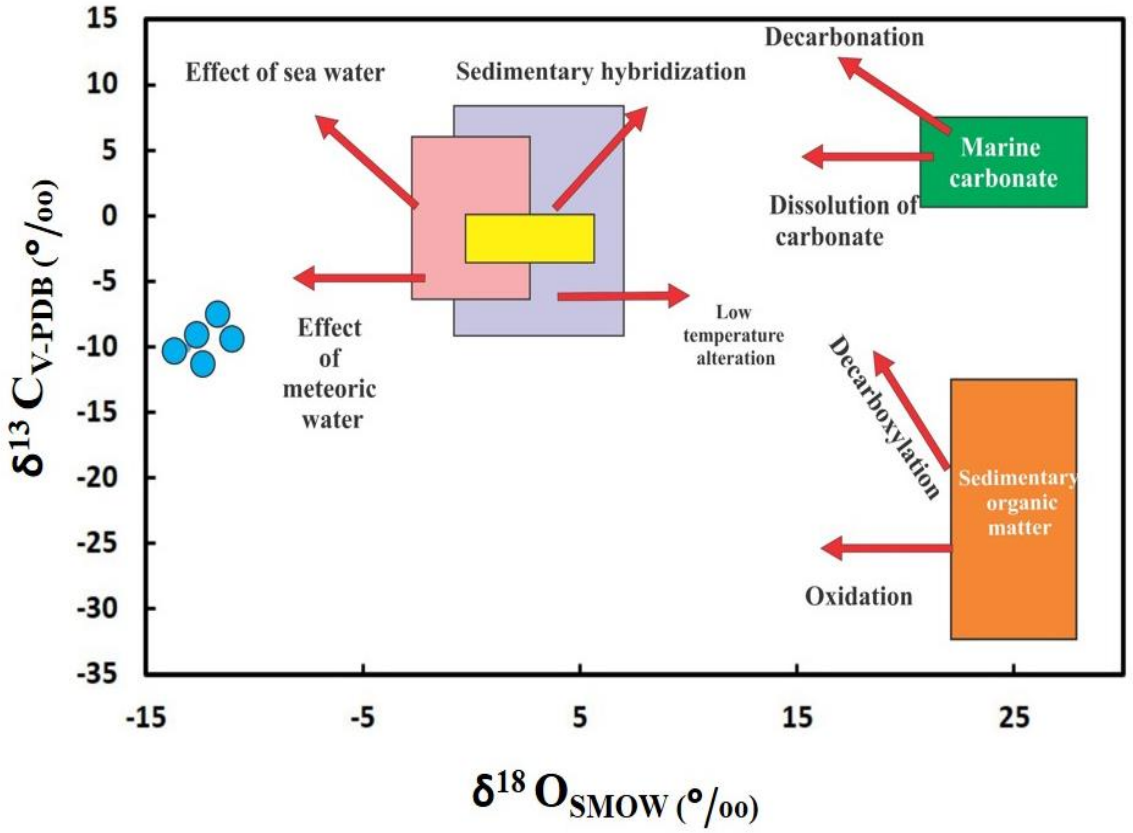


شکل ۶ الگوی توزیع REE به هنجار شده به کندریت [۲۰] در کلسیت‌ها (الف)، گالن‌ها (ب)، اسفالریت‌ها (پ) و سنگ‌های بازالت آندزیتی (ت).



شکل ۷ بازه تغییرات ایزوتوپ گوگرد ($\delta^{34}S$) کانی‌های سولفیدی در ذخیره روی - سرب شهرستانک و مقایسه آن با سنگ‌های مختلف، آب اقیانوسی و سولفات تبخیری [۲۸].

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



شکل ۸ موقعیت نمونه‌های کلسیت کانسنگ‌های مطالعه شده از ذخیره روی- سرب شهرستانک بر روی نمودار دو متغیره مقادیر $\delta^{18}O$ در برابر $\delta^{13}C$ [۲۸].

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