Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و سوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۴، از صفحهٔ ۶۳ تا ۸۰

کانی شناسی، زمین شیمی و الگوی تشکیل ذخیره مس پرداد با نگرشی ویژه بر بررسی‌های ایزوتوپی

سعید مشتاق، کمال سیاه چشم*، محمدرضا حسین زاده

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۳/۲۳، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۵/۲۷)

چکیده: ذخیره مس پرداد به عنوان بخشی از نوار ماگمایی ائوسن داورزن - عباس آباد، در لبه شمال شرقی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع است. کانی‌سازی مس در منطقه به صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، دانه پراکنده، جانشینی و به حالت داربستی (برش‌های گرمابی)، بیشتر در سنگ‌های آتشفشانی شامل بورنیت، کالکوسیت، کالکوپیریت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت و مس طبیعی (به مقدار کم) صورت گرفته است. سنگ میزبان از مناطق قوس‌های آتشفشانی با ترکیب آهکی قلیایی بوده و با غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE: Cs, Rb, K, Sr)، نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE: Nb, Ti, Y, Ce, Zr)، و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) مشخص می‌شود. مقادیر منفی $\delta^{34}S$ (بین ۱۰٫۱- تا ۱۲٫۷- در هزار) نمونه‌های کالکوسیت، بیانگر فرآیند احیایی باکتریایی است. ایزوتوپ‌های کربن $\delta^{13}C$ اندازه‌گیری شده در کلسیت‌های همراه با کانه‌زایی دارای مقادیر منفی ۹٫۰۶- تا ۹٫۵۷- هستند. ذخیره مس پرداد براساس ویژگی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی، همبرزادی کانیایی و داده‌های برآمده از بررسی ایزوتوپ پایدار، شبیه ذخایر نوع مانتو در شیلی در نظر گرفته می‌شود.

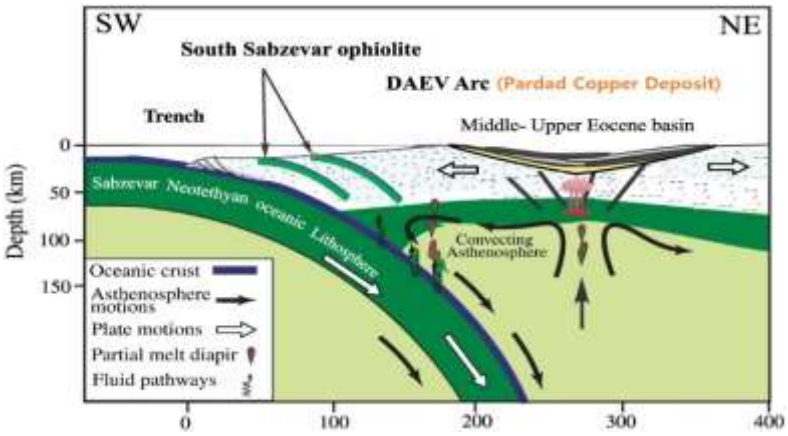
واژه‌های کلیدی: *مس پرداد؛ کمربند ماگمایی داورزن- عباس آباد؛ نوع مانتو؛ $\delta^{34}S$، $\delta^{13}C$؛ احیای باکتریایی؛ عناصر سنگ دوست درشت یون؛ عناصر با شدت میدان بالا؛ مدل زایشی.*

مقدمه

زیرپهنه سبزوار بین دو گسل بزرگ درونه در جنوب و گسل بینالود در شمال واقع است. این زیرپهنه از شمال با زیرپهنه بینالود و از جنوب با زیر پهنه قطعه لوت در ارتباط است که این ارتباط زمین‌ساختی و گسله گزارش شده است [۱]. پهنه ایران مرکزی در بخش شمال شرق دارای ترکیب عمومی از واحدهای افیولیتی پهنه برخورد قاره، تشکیلات رسوبی-آتشفشانی جلوقوس و فعالیت‌های ماگمایی با نفوذ گنبدهای شبه آتشفشانی و نفوذی است. در دوران ترشیری در پهنه ساختاری ایران مرکزی، فعالیت‌های ماگمایی بسیاری انجام شده که نتیجه آن ایجاد نوار آتشفشانی عباس آباد-کاهک در جنوب نوار افیولیتی سبزوار و لبه شمال شرقی ایران مرکزی است، سنگ های آتشفشانی ائوسن در نوار آتشفشانی عباس آباد-داورزن در یک محیط کششی درون کمانی نهشته شده‌اند، که این نوار ماگمایی نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به زیر البرز شرقی بوده است [۲] (شکل ۱). گسترش کانه‌زایی فلزی (مس، منگنز، کرومیت) در منطقه شاهرود - سبزوار از دیرباز، کانون توجه بسیاری از زمین‌شناسان برای اهداف اکتشافی و استخراجی بوده است. از مهمترین کانسارهای این منطقه می‌توان به معادن مس عباس آباد شامل معدن بزرگ

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۱۰۰۴۶۸۵، پست الکترونیکی: kl_siahcheshm@tabrizu.ac.ir

Copyright © 2025 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited



شکل ۱ طرحواره‌ای از نوار آتشفشانی ائوسن داورزن-عباس آباد (DAEV) [۲]. ذخایر مس منطقه از جمله گستره مورد بررسی (ذخیره مس پرداد) بخشی از این پهنه ماگمایی هستند.

[۳]، چغندرسر [۴]، مس زاواک [۵]، پل ابریشم [۶]، و آسمانو [۷] اشاره کرد. با توجه به گستردگی فعالیت آتشفشانی ائوسن در منطقه و تشکیل این ذخایر در بالاترین ردیف آتشفشانی ائوسن، آنها با عناوین گوناگونی چون نوع مانتو [۸، ۹]، رگه‌ای و گرمابی [۱۰] و کمتر سولفیدتوده ای [۱۱] معرفی شده‌اند. بررسی و تعیین دقیق مدل کانی سازی این نوع ذخایر می‌تواند چشم‌انداز نوینی برای پی‌جویی و بهره‌برداری منابع جدید مس در منطقه داشته باشد. در این پژوهش، نوع کانه‌زایی ذخیره مس پرداد بر اساس جنبه‌های کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، سنگ‌شناسی سنگ میزبان و همچنین شکل کانه‌زایی و ترکیب ایزوتوپی سولفیدی و کربناتی آن شناسایی شده است.

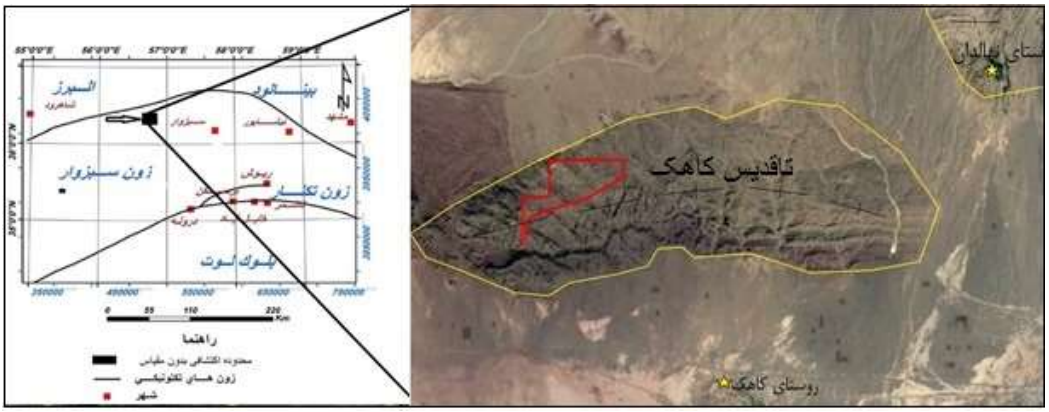
روش بررسی

این پژوهش بر پایه بازدیدهای صحرایی و نمونه برداری از واحدهای سنگی منطقه برای اهداف آزمایشگاهی استوار است. بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری بر روی مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از بین ۱۱۰ نمونه منتخب (مغزه حفاری و سطحی) انجام شد. برای انجام بررسی‌های زمین-شیمیایی، تعداد ۳۳ نمونه از سنگ میزبان (سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی) به روش‌های طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه کانساران بینالود تجزیه گردیدند برای تعیین خاستگاه گوگرد و کربن در سیال کانه ساز ذخیره پرداد، ۸ عدد نمونه کالکوسیت (±بورنیت) و ۴ نمونه از کلسیت در آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک آزمایش ایزوتوپی شدند. نمونه‌ها درحدی خرد شدند که کانی‌های سولفیدی از هم و از کانی باطله جدا شوند سپس کانی‌های سولفیدی بصورت جدایش در زیر میکروسکوپ دوچشمی جداسازی دستی شده و سپس تا اندازه ۲۰۰ مش در هاون عقیق پودر شدند و حدود ۵ گرم نمونه با خلوص بهتر از ۹۹ درصد به آزمایشگاه ارسال شد. طی آماده‌سازی نمونه‌ها، از سوزاندن پودر کانی سولفیدی در حضور مواد اکساینده برای تهیه گاز SO_2 و واکنش کربنات با اسید فسفریک در دمای ۷۰°C برای ۲۴ ساعت به منظور تهیه CO_2 انجام شد. اندازه-گیری ایزوتوپ‌های پایدار کربن ($\delta^{13}C$) و اکسیژن ($\delta^{18}O$) نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس (SMOW) و گوگرد نسبت به استاندارد احتقاق زدایی ترکیبی (CDT) با طیف‌سنج جرمی نسبت ایزوتوپی مدل ISOPRIME100 انجام شد. داده‌ها براساس در هزار (‰) و دقت تجزیه در حد ۰/۱± در هزار هستند.

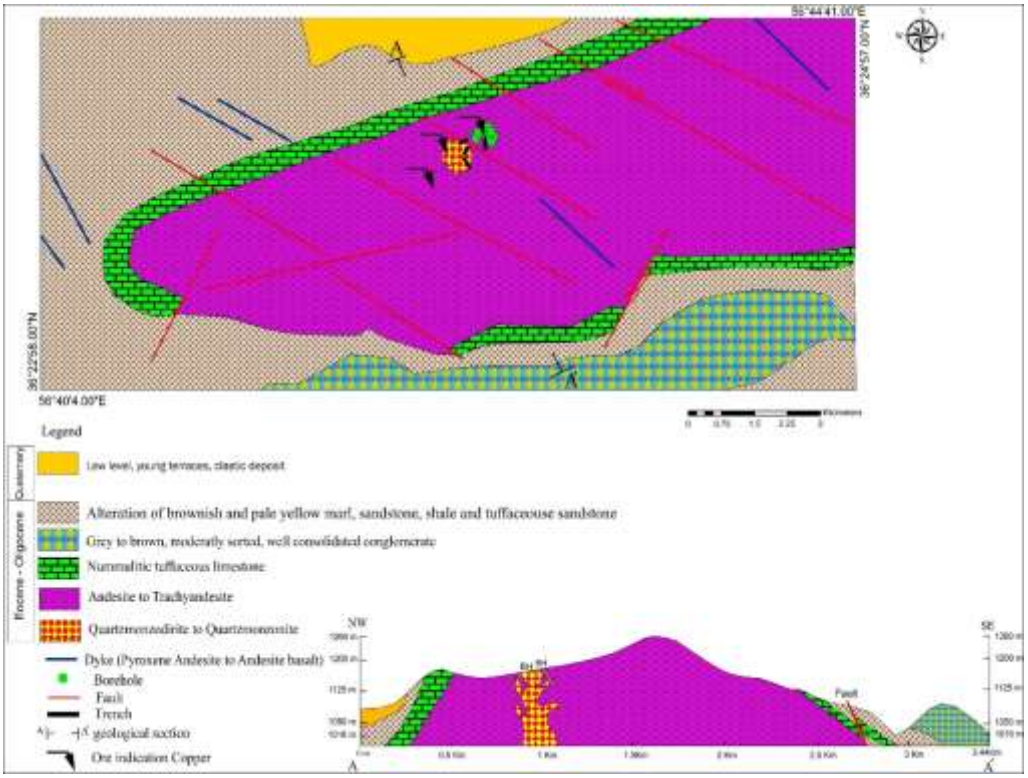
زمین شناسی منطقه

منطقه معدنی مس پرداد در ۱۶۰ کیلومتری شرق شاهرود در استان سمنان واقع است. منطقه مورد بررسی، به عنوان بخشی از نوار ماگمایی ائوسن داورزن - عباس آباد، در لبه شمال شرقی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. از نظر ساختاری، ذخیره پرداد درون تاقدیس کاهک با روند شرقی-غربی، است (شکل ۲). هسته این تاقدیس از گدازه‌های تراکی آندزیتی خاکستری تیره تشکیل شده است. گسل‌های راستالغز موجب حذف کلی یا بخشی از واحدهای سازند تاقدیس شده و از سویی، زمین‌ساخت فعال سبب تزریق دایک‌های فراوان موازی با گسل در هسته تاقدیس کاهک شده است. در میان هسته تاقدیس، زائده کوچکی از سنگ‌های نفوذی (مونزونیت تا مونزودیوریت) جای دارد. براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ منطقه، واحدهای رخنمون یافته در سطح شامل واحدهای آتشفشانی-نیمه نفوذی، واحدهای رسوبی و رسوب‌های عهد حاضر هستند

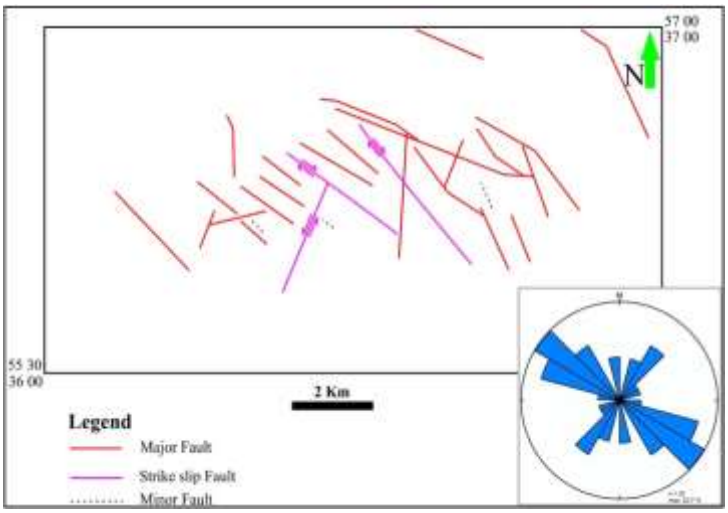
(شکل ۳). دو روند اصلی برای گسل‌ها در منطقه قابل تشخیص است؛ دسته نخست گسل‌های راندگی با روند عمومی شمال غرب-جنوب شرق (N102-176) هستند که بیشترین اثر را بر حالت ریخت‌شناسی منطقه دارند. گروه دوم گسل‌های راستالغز با روند شمالی-جنوبی و شمال شرق-جنوب غرب (N18-60) هستند (شکل ۴). عمده روندهای کانه‌زایی نیز شمالی -جنوبی تا NW-SE(N110-177) هستند. فشار زیاد سیال می‌تواند سبب گسلش و شکستگی شود، پهنه‌های آسیب دیده با ویژگی‌های نفوذپذیری خود می‌توانند پیرامون انواع گسل‌های راستالغز و شیب لغز تشکیل شوند [۱۲] و موقعیت هندسی فضایی شکستگی‌ها و ارتباط آن‌ها با هم بر نفوذپذیری محیط اثر بگذارند [۱۳]. حضور توده نیمه نفوذی در منطقه مس پرداد و حرکت آن به سوی سطح زمین باعث ایجاد فشارش همه جانبه پیرامون خود (سنگ‌های آندزیتی) شده که این فشارش در هم راستاها، تنش اصلی است. عمود بر راستای تنش اصلی، کشش وجود دارد و بازشدگی‌های ناشی از آن محل مناسب برای عبور جریان سیال و رگه‌های کانه‌زایی بوده‌اند.



شکل ۲ منطقه مس پرداد در تاقدیس کاهک به عنوان بخشی از نوار ماگمایی _ آتشفشانی سبزوار-شاهرود.



شکل ۳ نقشه زمین شناسی ساده شده ۱:۲۵۰۰۰ ذخیره مس پرداد.

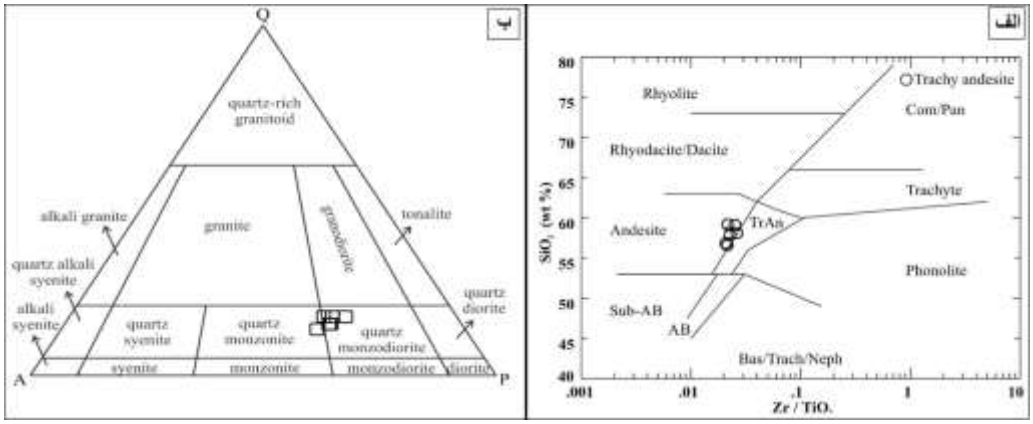


شکل ۴ نقشه گسل‌های منطقه براساس برداشت‌های صحرایی و نمودار گل سرخی عناصر اصلی ساختاری منطقه.

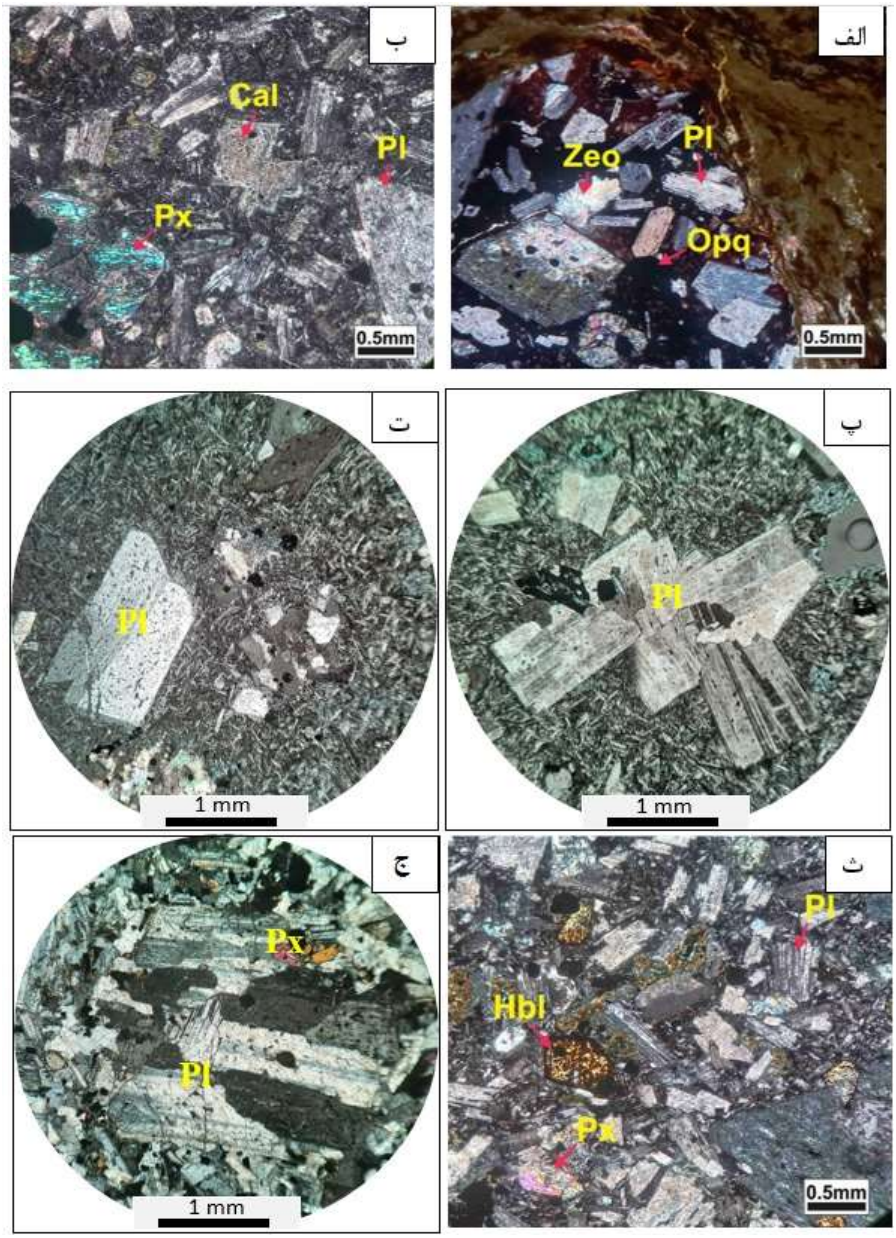
کانی شناسی و زمین شیمی سنگ میزبان

واحدهای آتشفشانی

بر اساس بازدیدهای صحرایی و نمودارگیری مغزه‌های حفاری، واحد سنگ‌شناسی عمده شامل سنگ‌های آتشفشانی بزرگ با ضخامت ۶۰۰ تا ۸۰۰ متر و راستای ۲۹۰- ۳۰۰ درجه (شمال غرب-جنوب شرق) است و تا حدود ۵ کیلومتر گسترده شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای ترکیب آندزیت تا تراکی آندزیت، پیروکسن آندزیت، آندزیت بازالت به همراه توف با برش آتشفشانی هستند. بر اساس نمودارهای زمین‌شیمی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در گستره آندزیت تا تراکی آندزیت قرار دارند (شکل ۵ الف). در این سنگ‌ها، حفره‌های بادامکی با بلورهای ثانویه کانی زئولیت با بافت شعاعی پر شده‌اند (شکل ۶ الف). از دیدگاه سنگ‌نگاری، در این سنگ‌های شبه آتشفشانی حدواسط، پلاژیوکلاز سدیمی با منطقه‌بندی ترکیبی و کوارتز نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در خمیره ریز بلور تا نهان بلورین شامل از کوارتز و فلدسپار پتاسیم قرار دارند. کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، زیرکن، آپاتیت و کانی تیره هستند. پلاژیوکلاز ۱۵ تا ۳۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد و اندازه آن بین ۰/۳ تا ۴ میلیمتر متغیر است. این کانی در بخش‌هایی به کربنات کلسیم تجزیه شده است (شکل ۶ ب)، کانی پیروکسن در این سنگ‌ها به مقدار کمتر از ۳ درصد با اندازه ۰/۲ تا ۰/۵ میلی متر دیده می‌شوند که گاهی به اکسیدهای آهن، کلریت و کربنات کلسیم تبدیل شده است. مگنتیت در بعضی مقاطع به صورت درشت بلور (۱ تا ۲ درصد حجمی و به اندازه ۰/۲ تا ۰/۴ میلی متر) در زمینه دیده می‌شود. سنگ‌های آتشفشانی منطقه شامل بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، ریزسنگی پورفیری، شیشه پورفیری و در بعضی بخش‌ها در زمینه، دارای بافت جریانی و ریزسنگی هستند (شکل‌های ۶ پ و ت).



شکل ۵ الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 [۱۴]، ب) موقعیت نمونه‌های مربوط به توده نفوذی (نیمه عمیق) در نمودار اشترکایزن [۱۵].



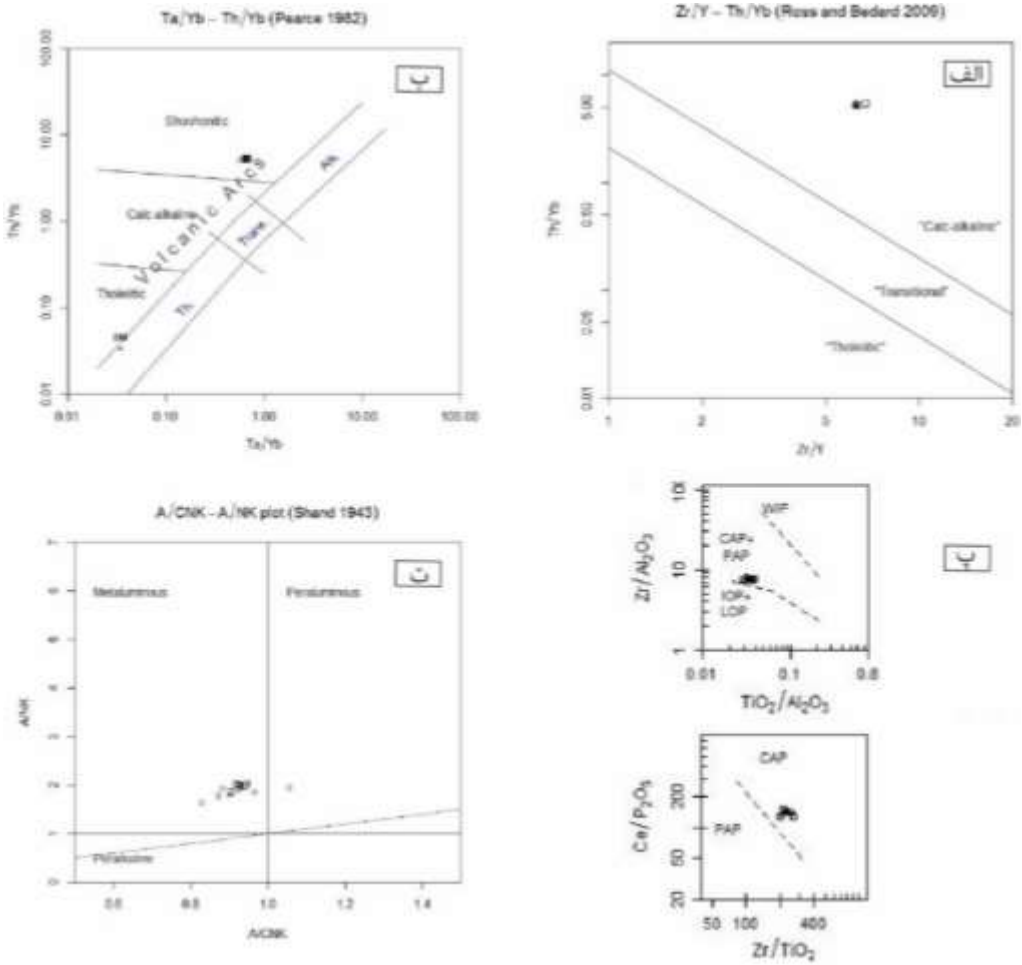
شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه نفوذی منطقه پرداد: الف) درشت بلورهای پلاژیوکلاز (Pl)، زئولیت (zeo) و کانی کدر در سنگ آندزیت، ب) بلورهای پیروکسن (Px) و پلاژیوکلاز (Pl) دگرسان شده به کربنات کلسیم در آندزیت، پ) بافت گلومروپورفیری، ت) درشت بلور پلاژیوکلاز (Pl) و ایجاد بافت پورفیری در زمینه ریزسنگی، ث) درشت بلورهای پلاژیوکلاز (Pl)، پیروکسن (Px) و هورنبلند در سنگ نیمه نفوذی کوارتزمونزونیت، ج) بافت دانه‌ای و دگرسانی سریسیتی در سنگ کوارتز مونزودیوریت.

واحد نیمه نفوذی

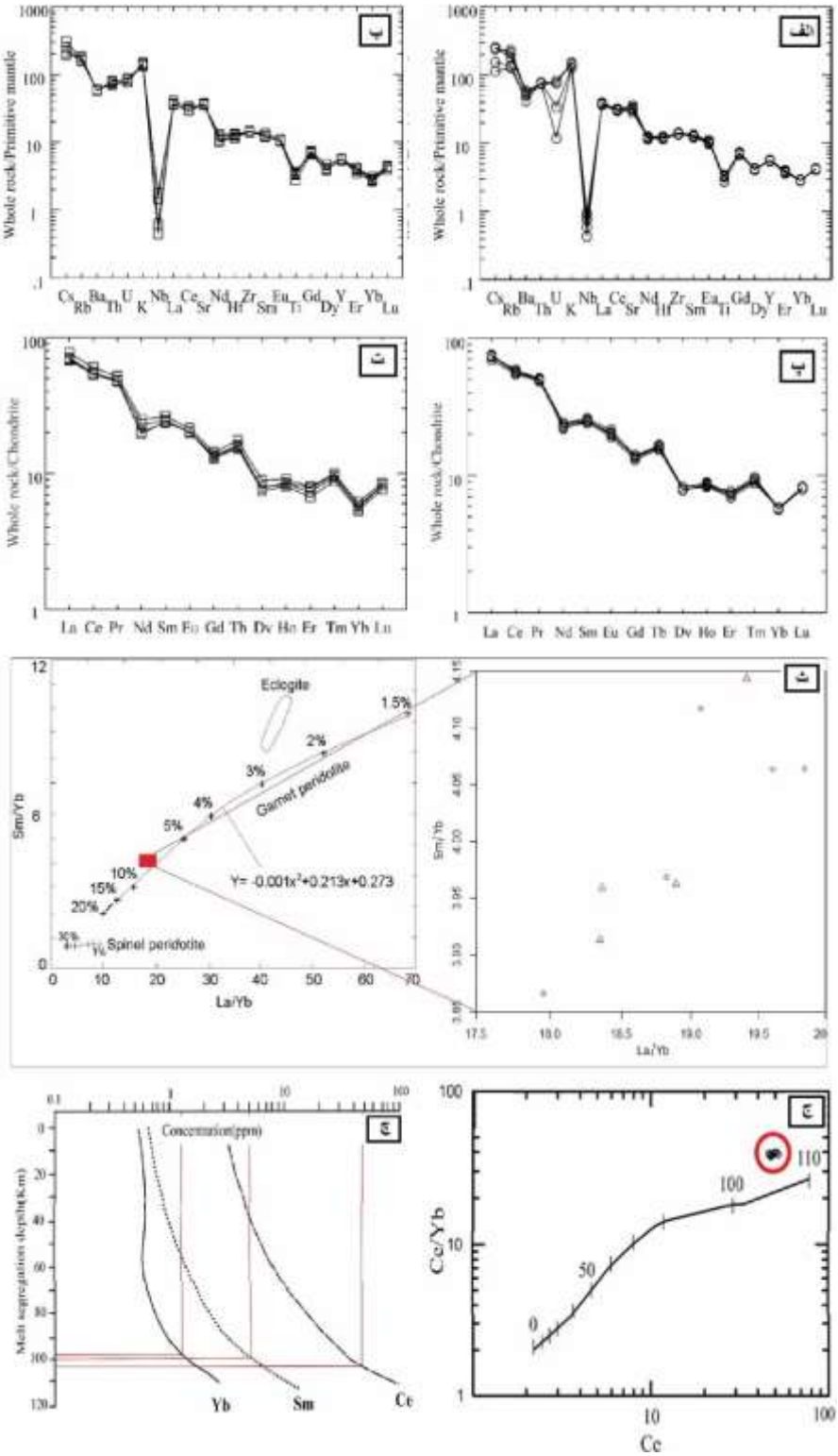
سنگ‌های نیمه نفوذی به صورت زائده‌های کوچک میان سنگ-های آتشفشانی رخنمون دارند و در بخش‌های شمال منطقه بیشتر در اعماق کم (۱۰ تا ۴۰ متر) درون مغزه‌های حفاری دیده می‌شوند (گمانه‌های BH1، BH6 و BH7). بر پایه تجزیه مودال و نتایج زمین‌شیمی، ترکیب آنها کوارتز مونزونیت تا کوارتز مونزودیوریت است (شکل ۵ ب). پلاژیوکلازها با کانی-های ثانویه از جمله سریسیت و کربنات در حال جانشینی هستند و بافت غربالی ایجاد شده است. پیروکسن با فراوانی کمتر از ۵ تا ۷ درصد و اندازه ۰٫۲ تا ۰٫۵ میلیمتر دیده می‌گردد (شکل‌های ۶ ث و ج). هورنبلند های شکلدار تا نیمه شکلدار کمتر از ۲ تا ۳ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهند و اغلب تا حدود بیش از ۸۰ درصد آن‌ها کدر شده و گاهی فضاهای ایجاد شده با کربنات کلسیم پر شده‌اند. کانی-

های ثانویه از جمله اپیدوت و کلریت به صورت پراکنده در اثر دگرسانی پروپیلیتی تشکیل شده‌اند. بافت سنگ ریزسنگی پورفیری تا دانه‌ای است (شکل ۶ ج).

بر پایه نمودارهای Zr/Y نسبت به Th/Yb [۱۶] و Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۱۷]، نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی واقع هستند (شکل‌های ۷ الف و ب). بر این اساس می‌توان گفت که ماگمای مولد این سنگ‌ها دارای سرشت شوشونیتی و آهکی قلیایی با پتاسیم بالا بوده و سری شوشونیتی در این منطقه غالب است. برای تعیین محیط زمین-ساختی این مجموعه سنگی، از نمودارهای Zr/Y نسبت به Th/Yb [۱۶] و Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۱۷] استفاده شد. در این نمودارها نمونه‌ها در گستره قوس‌های آتشفشانی جایابی می‌شوند (شکل‌های ۸ الف و ب). برای تفکیک قوس‌های ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای و قوس‌های ماگمایی پس از برخورد نیز از نمودارهای Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3 و Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2 [۱۸] استفاده شد (شکل ۷ پ). بر پایه نمودار Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3، نمونه‌های نفوذی منطقه در گستره قوس‌های کرانه فعال قاره‌ای (CAP) و قوس‌های پس از برخورد (PAP) واقع شده‌اند و براساس در نمودار Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2، نمونه‌ها در گستره قوس‌های پس از برخورد قرار دارند. نمونه‌ها از نظر درجه اشباعی از آلومین در گستره متاآلومین و یک نمونه در گستره پرآلومین قرار گرفتند [۱۹] (شکل ۷ ت).



شکل ۷ نمودارهای طیف ترکیبی، سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه: الف) نمودار Zr/Y نسبت به Th/Yb [۱۶]، ب) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۱۷]. پ) نمودارهای Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3 و Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2 برای تفکیک قوس‌های ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای و قوس‌های ماگمایی پس از برخورد (WIP موقعیت درون صفحه‌ای،CAP: قوس کرانه‌های فعال قاره‌ای، PAP: قوس پس از برخورد، IOP: قوس اقیانوسی آغازین، LOP قوس اقیانوسی تأخیری) [۱۸] و ت) موقعیت سنگ‌های منطقه در نمودار دوتایی $(Al_2O_3/Na_2O + K_2O)$ نسبت به $Al_2O_3/ CaO+ Na_2O + K_2O$ [۱۹].



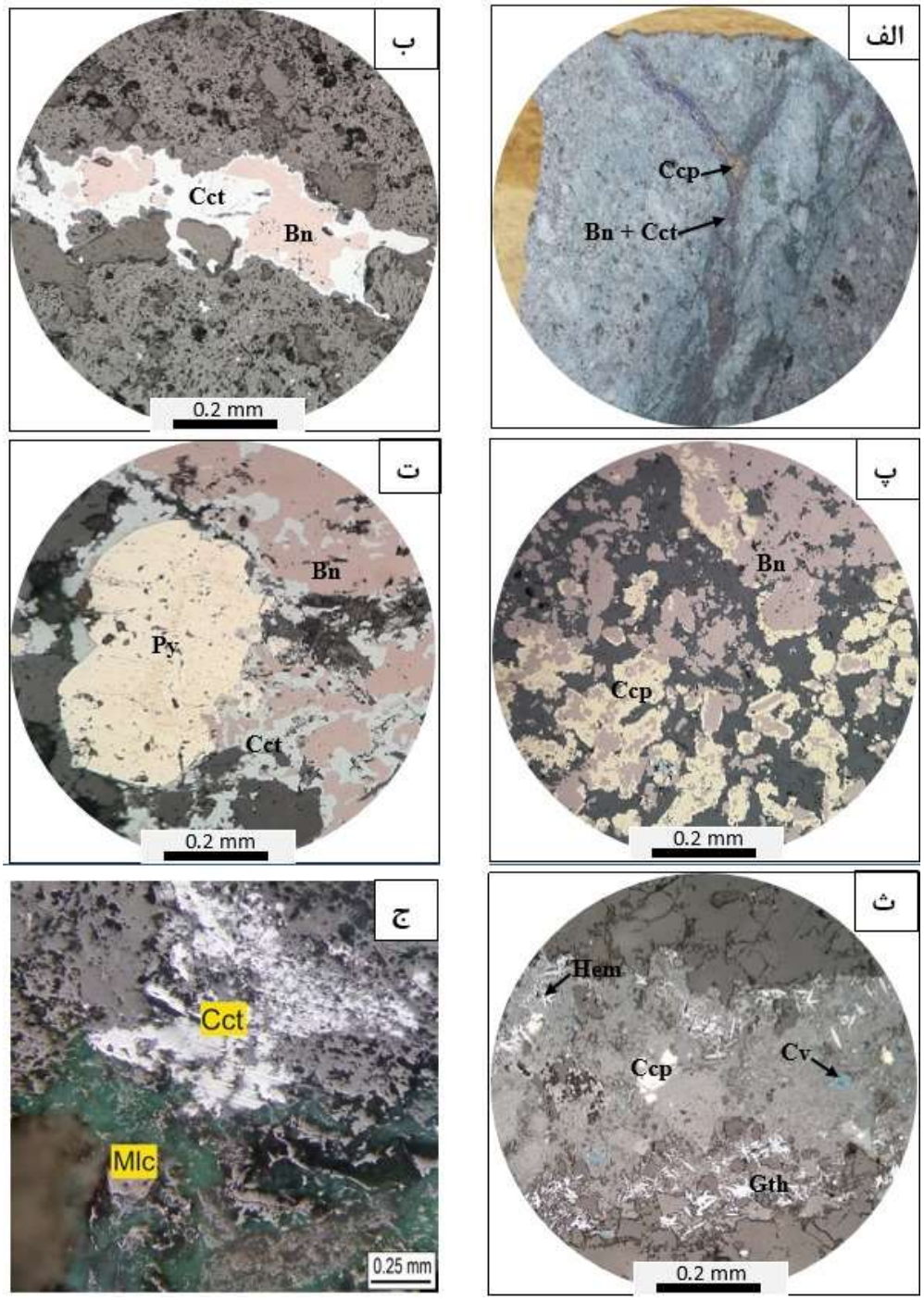
شکل ۸ الف و ب) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۰] به ترتیب برای سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های نیمه نفوذی منطقه، پ) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۰] برای به سنگ‌های آتشفشانی، ت) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۰] برای سنگ‌های نیمه نفوذی، ث) نمودار La/Yb نسبت به Sm/Yb برای تعیین درجه ذوب بخشی و سنگ خاستگاه [۲۱]، ج) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ce نسبت به Ce/Yb [۲۲]، چ) نمودار تمرکز میانگین عناصر Ce، Yb و Sm نسبت به عمق جدایش [۲۲].

غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون LILE :Cs, Rb, (K, Sr)، نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE: Nb, Ti, Y, Ce, Zr)، در نمونه‌های بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه دیده می‌شود (شکل‌های ۸ الف و ب)، این امر نشان دهنده ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش است [۲۳]. نسبت بالای LILE/HFSE از ویژگی‌های مهم سنگ‌های آهکی قلیایی است [۲۴]. بر اساس نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۰]، نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) هستند (شکل‌های ۸ پ و ت). سنگ-های منطقه مس پرداد دارای نسبت بالای LREE/HREE هستند (La/Yb=10/12 - 13/38) و مقدار $(Dy/Yb)_n$ آن‌ها ۱/۳۶ تا ۱/۴۶ بوده، همچنین نسبت Sr/Y بالا (با میانگین ۲۹/۷۷) ولی مقدار Lu/Hf آن‌ها ناچیز است (با میانگین ۰/۰۷) این‌ها از شواهد رخداد ذوب‌بخشی با حضور گارنت در خاستگاه است [۲۵]. از دیگر نشانه حضور گارنت در خاستگاه، مقدار نسبت Th/U است [۲۶]. مذاب‌های برآمده از ذوب خاستگاه پریدوتیت گارنت‌دار دارای مقدار Th/U بالاتر از ۲/۶ هستند که این نسبت در نمونه سنگ‌های منطقه مس پرداد نیز بالاست (با میانگین ۴/۳۷). براساس نمودار La/Yb نسبت به Sm/Yb [۲۱]، نمونه‌های سنگی در گستره ذوب بخشی ۵ تا ۱۰ درصد یک گارنت پریدوتیت هستند (شکل ۸ ث)، از این رو، ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی-نیمه نفوذی منطقه مس پرداد با ذوب‌بخشی درجه متوسط ۵ تا ۱۰ درصد سنگ خاستگاه پریدوتیت گارنت شکل گرفته‌اند. موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار Ce نسبت به Ce/Yb [۲۲] بیانگر اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری برای ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه است (شکل ۸ ج). همچنین براساس نمودار تمرکز میانگین عناصر Ce، Yb و Sm نسبت به عمق جدایش ماگما، نمونه‌های منطقه پرداد اعماق حدود ۱۰۰ کیلومتری را نشان می‌دهند (شکل ۸ چ).

کانه نگاری و توالی همبرزادی

بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری نمونه‌های بدست آمده از ترانشه‌ها و مغزه‌های حفاری نشان می‌دهند که حجم عمده کانی‌سازی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه صورت گرفته و شامل بورنیت، کالکوسیت، کالکوپیریت (به مقدار کم)، کوولیت، مالاکیت، آزوریت و مس طبیعی (به مقدار کم) است. کانی-سازی مس در منطقه اغلب به صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی، و تا حدی دانه پراکنده، جانشینی و گاهی به حالت داربستی (برش‌های گرمابی) صورت گرفته است. ضخامت رگه –رگچه‌ها از حدود ۲ میلیمتر تا ۳ سانتیمتر متغیر است (شکل ۹ الف). کالکوسیت فراوان‌ترین و اصلی‌ترین کانه سولفید مس در ذخیره مس پرداد است. کالکوسیت به صورت کانه اولیه در راستای شکستگی‌ها به صورت رگه - رگچه‌ای و دانه‌پراکنده (شکل ۹ ب) و بخشی نیز به صورت ثانویه همراه با بورنیت، کالکوپیریت و پیریت تشکیل شده است. کالکوسیت ثانویه در اثر فرآیندهای برونزایی از کانه‌های سولفیدی اولیه چون بورنیت و کالکوپیریت به صورت جانشینی شکل گرفته است. بورنیت به صورت اولیه و در راستای شکستگی تشکیل شده و از لبه و محل شکستگی‌ها با کانی‌های ثانویه از جمله کالکوسیت در حال جانشینی است (شکل ۹ ت). کالکوپیریت در نمونه مغزه-های حفاری و بررسی‌های میکروسکوپی ذخیره مس پرداد به ندرت دیده می‌شود. این کانی به صورت اولیه و در راستای شکستگی‌ها تشکیل شده و از لبه و محل شکستگی‌ها با کانی-های ثانویه از جمله کالکوسیت، بورنیت و گوتیت در حال جانشینی است (شکل ۹ پ). مقدار پیریت در واحدهای منطقه بسیار کم است، پیریت به صورت نیمه شکل‌دار تا بی شکل منفرد با اندازه ۰/۰۱ تا ۰/۵ میلی‌متر دیده می‌شود. در مقاطع، پیریت با کانی‌های بورنیت و کالکوسیت جانشین شده است (شکل ۹ ت). کوولیت در مرحله ثانویه و به صورت جانشینی و بی شکل در همراهی با کانه‌های بورنیت و کالکوسیت دیده می-شود (شکل ۹ ث). مالاکیت فراوان‌ترین کانه مس ثانویه است که به صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده حفره‌ها، جانشینی و همراه با کانه‌های کالکوسیت و آزوریت دیده می‌شود (شکل ۹ ج). مگنتیت به صورت بلورهای نیمه خودشکل تا نیمه خود شکل در زمینه سنگ میزبان با مقدار کم حضور دارد. مگنتیت از لبه و رخ‌ها در حال جانشینی با هماتیت بوده و پدیده مارتیتی شدن رخ داده است. گوئتیت در لبه و درون رگچه‌ی دارای کالکوپیریت و طی جانشینی به جای آن تشکیل شده است

(شکل ۹ ث). بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی نمونه‌ها از سطح تا عمق کانه‌سازی و بر پایه به روابط بافتی میان کانی‌های فلزی و غیرفلزی، توالی همبرزادی کانی‌های ذخیره مس پرداد تعیین شد (شکل ۱۰).



شکل ۹ تصاویر میکروسکوپی از انواع رخداد کانی‌زایی در رگه-رگچه‌های ذخیره پرداد: الف) مغزه حفاری دربردارنده گچه‌های کالکوپیریت همراه با بورنیت و کالکوسیت، ب) رگه-رگچه کانی‌سازی جانشینی بورنیت (Bn) با کالکوسیت (Cct)، پ) جانشینی بورنیت (Bn) با کالکوپیریت (Ccp)، ت) تشکیل پیریت نیمه شکل‌دار در زمینه سنگ میزبان آندزیت، ث) جانشینی کالکوپیریت با کانی‌های ثانویه از جمله کوولیت (Cv) و گوتیت با تشکیل هماتیت در لبه رگچه، ج) کانی‌های کالکوسیت و مالاکیت (Mlc).

شکل ۱۰ مراحل تشکیل و توالی همبرزادی کانیایی همراه با بافت های تشکیل شده در ذخیره مس پرداد.

بررسی‌های ایزوتوپ پایدار

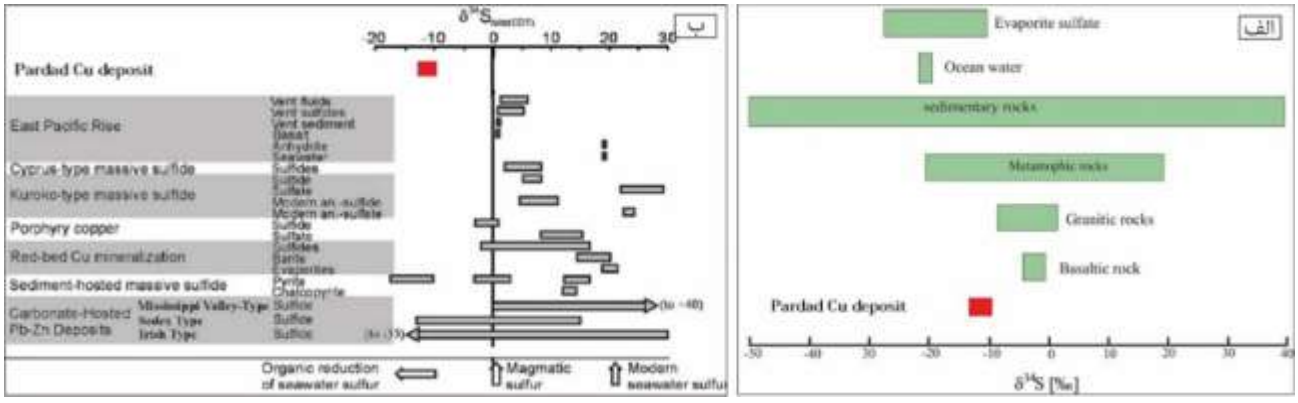
مقادیر ایزوتوپی $\delta^{34}S$ بر روی کانی‌های سولفیدی و $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ برای کلسیت‌های رگه‌های سولفیدی – کربناتی ذخیره پرداد بررسی شد. گستره تغییرات ایزوتوپی گوگرد در ذخیره مس پرداد از ۱۰٫۱- تا ۱۲٫۷- در هزار است (جدول ۱). مقادیر ایزوتوپی $\delta^{34}S$ در سنگ‌های آذرین نزدیک به صفر است. برای سنگ‌های دگرگونی، این مقادیر در گستره بزرگتری از ۲۰+ تا ۲۰- در هزار و در سنگ‌های رسوبی در گستره گسترده‌تری از ۴۰+ تا ۴۰%0- قرار دارد [۲۷]. مقادیر ایزوتوپی نمونه‌های پرداد، گستره مقادیر ایزوتوپی گوگرد با خاستگاه رسوبی و زیست‌زایشی را نشان می‌دهند (شکل ۱۱). مقادیر منفی $\delta^{34}S$ در نمونه‌های مس پرداد بیانگر شکل گرفتن گوگرد از فرآیندهایی است که سبب کاهش غلظت $\delta^{34}S$ در ترکیب آن-ها شده است [۲۸]. مهمترین فرآیندی که منجر به مقادیر منفی برای گوگرد می‌شود، فرآیند احیایی باکتریایی است. گستره‌ی دمایی باکتری‌ها از ۱٫۵- تا بیش از صد درجه سانتیگراد است و در شوری کم آب‌های جوی تا شورابه‌ها فعالیت دارند [۲۷]. داده‌های ایزوتوپی با مقادیر منفی از گوگرد ۳۴، بطور عمده ناشی از فرآیندهای آلی هستند [۲۹]. میزان فعالیت اندامگان‌ها با میزان دسترسی آن‌ها به مواد آلی حل شده کنترل می‌شود [۱۶]. باکتری‌های بی هوازی با مصرف مواد آلی، سبب احیای شدید باکتریایی سولفات آب دریا می-شوند [۱۶]. گوگرد تولید شده به صورت H_2S که از گوگرد ۳۲ غنی است، با آهن آزاد موجود در حوضه واکنش داده و پیریت در فضاهای خالی و شکستگی‌های موجود در واحد تراکی آندزیتی را نهشته می‌کند. کنترل کننده‌های تشکیل پیریت در یک حوضه احیایی، مقدار آهن آزاد در دسترس، مقدار مواد آلی و میزان فعالیت ریزاندامکان‌ها هستند [۲۷]. در مرحله کانه‌زایی اصلی که سولفیدهای مس تشکیل شده‌اند، دما افزایش یافته و به طور متوسط تا حدود ۲۰۰ درجه سانتیگراد می‌رسد. در این دما، باکتری‌ها فعالیت ندارند، زیرا فعالیت ریزاندامکان‌ها برای احیای سولفات آب دریا تا دمای ۱۰۰ درجه سانتیگراد صورت می‌گیرد [۳۰،۲۹]. مقایسه داده‌های ایزوتوپی گوگرد ذخیره مس پرداد با کانسارهای مس نوع مانتو نواحی شمالی و مرکزی

شیلی نشان می‌دهد که این ذخیره بیشترین شباهت را با کانسارهای نواحی مرکزی شیلی دارد. خاستگاه عمده گوگرد در کانسارهای مس مانتو در بخش‌های شمالی شیلی، ماگمایی و در کانسارهای بخش مرکزی شیلی بیشتر سولفات آب دریایی است که باکتری‌ها آن را احیاء نموده‌اند [۳۱].

ایزوتوپ‌های کربن $\delta^{13}C_{PDB}$ اندازه‌گیری شده در کلسیت-های همراه با کانه‌زایی در ذخیره مس پرداد دارای مقادیر منفی ۹٫۰۶- تا ۹٫۵۷- هستند (جدول ۲). مقادیر $\delta^{18}O_{PDB}$ نیز بین ۱۵٫۳۵- تا ۱۶٫۱۰- هستند و میانگین ۱۵٫۷۹- را نشان می-دهند. داده‌های $\delta^{18}O_{SMOW}$ با استفاده از رابطه $^{18}O_{PDB}$ * $\delta^{18}O_{SMOW} = \delta(1.03086 + 30.86)$ [۳۲] محاسبه شدند و مقادیر آن در گستره ۱۴٫۲۷ تا ۱۵٫۰۴ با میانگین ۱۴٫۵۹ است (جدول ۲). ترکیب $\delta^{13}C$ کلسیت به دور از مقادیر ایزوتوپی کربناتی‌های برآمده از فرآیندهای زیستی قرار داشته و در بین کربنات‌های دریایی و کربنات‌های گرمابی قرار دارد [۳۳] (شکل ۱۲ الف). در نمودار تفکیک گستره کربنات‌های با خاستگاه دریایی از گرمابی [۳۴] (شکل ۱۲ ب) نمونه‌های کلسیتی در گستره گرمابی قرار دارند. همچنین در نمودارهای مشابه دیگر (شکل‌های ۱۲ پ و ت) [۳۵،۲۸]، نمونه‌ها در نزدیکی کربنات-های برآمده از گوشته (گرمابی) و دگرسانی گرمابی دما پایین قرار گرفته‌اند. مقادیر $\delta^{18}O$ در نمونه‌های ذخیره مس پرداد بین ۱۴ تا ۱۵ در هزار است، نتایج مقادیر $\delta^{18}O$ منطقه مورد بررسی را به نسبت بالا نشان می‌دهد، مقادیر $\delta^{18}O$ با چرخش در رسوب‌های آب‌های کم عمق می‌تواند افزایش یابد [۳۶]. از سویی دیگر می‌توان افزایش مقادیر ایزوتوپی اکسیژن را نشان دهنده سردشدگی سیال در مراحل پایانی دانست [۳۷]. براساس برآیند نتایج بیان شده، سهم عمده سیال‌ها، ناشی از سیال‌های گرمابی طی مسیر با چرخش در رسوب‌ها (لایه‌های کربناتی رسوبی) و آب‌های با خاستگاه مختلف (آب های جوی)، بخشی از اکسیژن و کربن خود را از این رسوب‌ها تامین نموده‌اند.

جدول ۱ نتایج ترکیب ایزوتوپی گوگرد نمونه‌های کالکوسیتی در ذخیره مس پرداد.

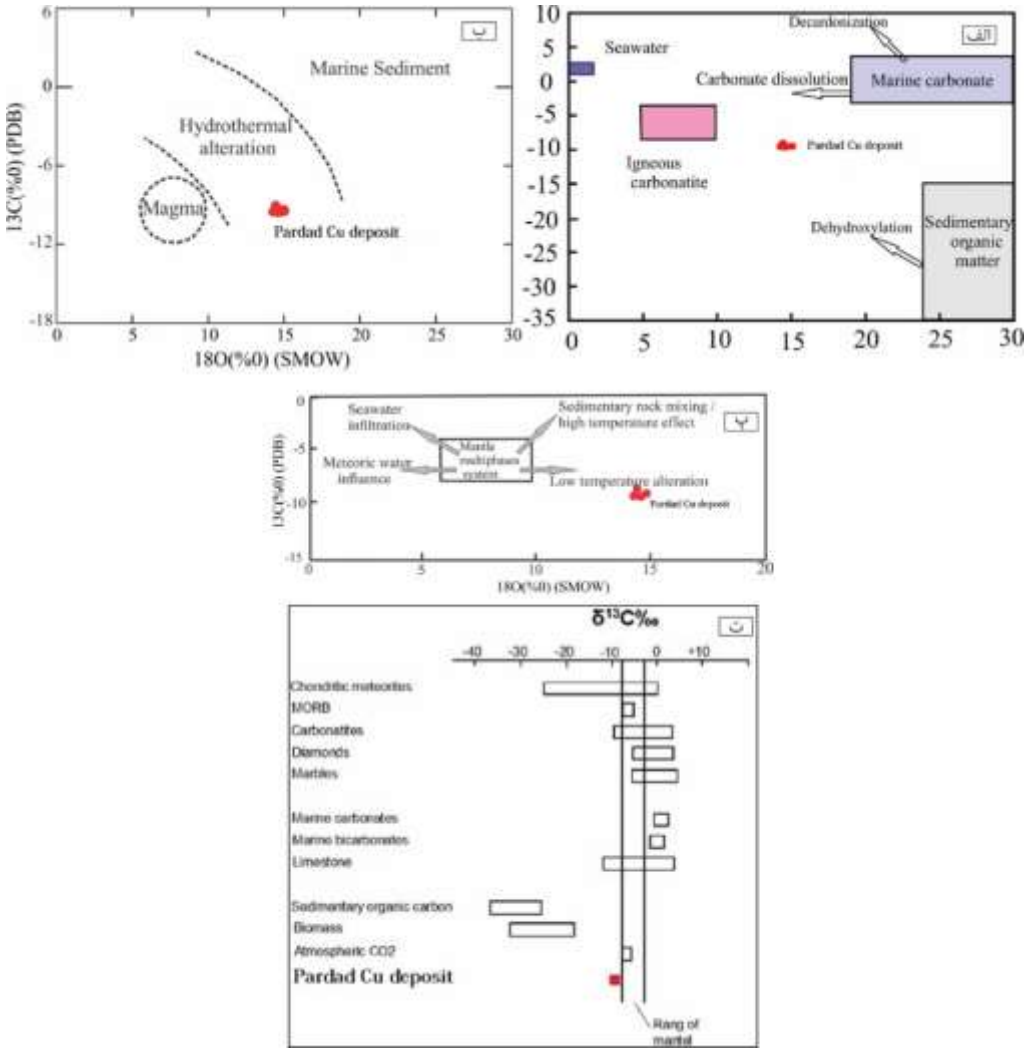
شماره نمونه	فاز کانیایی مس	$\delta^{34}S$ (‰) (CDT)
Ch-1	کالکوسیت	-۱۱٫۵
Ch-2	کالکوسیت	-۱۱٫۶
Ch-3	کالکوسیت	-۱۱٫۹
Ch-4	کالکوسیت	-۱۰٫۱
Ch-5	کالکوسیت	-۱۲٫۶
Ch (Bo)-6	کالکوسیت (بورنیت)	-۱۲٫۳
Ch (Bo)-7	کالکوسیت (بورنیت)	-۱۱٫۹
Ch (Bo)-8	کالکوسیت (بورنیت)	-۱۲٫۷



شکل ۱۱ الف) نمایش ترکیب ایزوتوپی $\delta^{34}S$ محیط‌های زمین‌شناسی مختلف [۲۷] و موقعیت سولفیدهای مس پرداد، ب) مقادیر ایزوتوپی گوگرد در کانسارهای گرمابی مختلف [۲۸]. سولفیدهای ذخیره پرداد در بخش احیای آلی سولفات آب دریا قرار گرفته‌اند.

جدول ۲ نتایج ایزوتوپ‌های کربن - اکسیژن کلسیت در ذخیره مس پرداد. مقادیر $\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰ با استفاده از رابطه $^{18}O_{PDB} * 1.03086 +$ $\delta^{18}O_{SMOW} = \delta 30.86$ [۳۲] محاسبه شده‌اند.

شماره نمونه	$^{18}O(\%0)$ δ(SMOW)	$^{18}O(\%0)$ δ(PDB)	$^{13}C(\%0)$ δ(PDB)
Ca-1	۱۴٫۶۰	-۱۵٫۷۷	-۹٫۵۷
Ca-2	۱۵٫۰۴	-۱۵٫۳۵	-۹٫۵۱
Ca-3	۱۴٫۲۷	-۱۶٫۱۰	-۹٫۵۳
Ca-4	۱۴.۴۴	-۱۵٫۹۳	-۹٫۰۶



شکل ۱۲ الف تا پ نمودارهای مقادیر $\delta^{18}O_{SMOW}$ نسبت به $\delta^{13}C_{PDB}$ و نمایش ترکیب ایزوتوپی کلسیت‌ها و موقعیت نمونه‌های ذخیره پرداد بر آنها [۳۳-۳۵]؛ ت) گستره تغییرات ایزوتوپی کربن در کلسیت گرمابی ذخیره مس پرداد برگرفته از مرجع [۲۸].

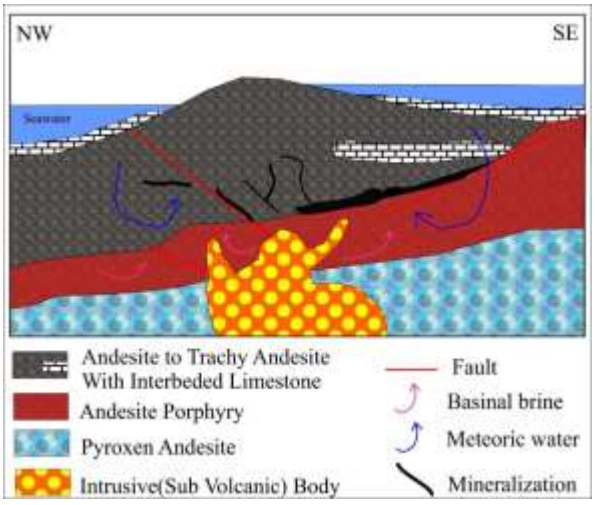
خاستگاه و الگوی تشکیل ذخیره مس پرداد

کانه‌زایی در ذخیره مس پرداد در سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا تراکی آندزیت و پیروکسن آندزیت در کنار توده نیمه نفوذی به صورت چینه کران رخ داده است. ماده معدنی به صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده حفره‌ها، جانشینی و پراکنده تشکیل شده است. کانی‌های اصلی این ذخیره مانند کانسارهای نوع مانتو شامل کانی‌های سولفیدی (کالکوسیت، بورنیت، به مقدار کم کوولیت و کالکوپیریت)، کانی‌های کربناتی مس (مالاکیت، آزوریت) و کانی‌های اکسیدی (مگنتیت، هماتیت، لیمونیت) هستند. محیط زمین‌ساختی نشانگر تشکیل

این ذخیره در قوس آتشفشانی وابسته به پهنه فرورانش است. ارتباط کانی‌سازی با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کمان ماگمایی سبزوار-شاهرود بیانگر نزدیکی این ذخیره با کانسارهای نوع مانتو است [۳۸]. مقدار مس در کانسارهای نوع مانتو در گستره ۱ تا بیش از ۴ درصد [۳۱] و در این ذخیره از ۰/۷ تا ۲/۵ درصد متغییر است. کانه‌زایی و فرآیندهای تشکیل ذخیره مس پرداد را با توجه به مدل روزایی-درونزایی می‌توان در سه مرحله توضیح داد (شکل ۱۳) که در ادامه بیان می‌شوند (جدول‌های ۳ و ۴).

در مرحله درونزایی آغازین (مرحله اول)، رخداد فعالیت‌های آتشفشانی گسترده سبب تولید واحدهای آذرآواری شده و با تولید جریان گدازه‌ای فراوان ادامه می‌یابد و واحدهای آذرآواری اولیه را می‌پوشانند. طی این مرحله از تکامل حوضه، سنگ‌های آتشفشانی آندزیت تا تراکی آندزیت و پیروکسن آندزیت شکل گرفته‌اند. ریزاندامگان‌های احیا کننده سولفات آب دریا نیز همزمان باعث احیای سولفات آب دریا و آزاد شدن گوگرد شده و این گوگرد در اثر واکنش با آهن سبب ایجاد پیریت به صورت پراکنده در سنگ میزبان آندزیتی و شرایط احیایی حوضه شده است. تجزیه ایزوتوپی گوگرد نمونه‌های کالکوسیتی پرداد نشان دهنده احیای گوگرد توسط فعالیت باکتریایی است.

در مرحله درونزایی ثانویه (مرحله دوم) رخداد فعالیت‌های آتشفشانی و حجم قابل توجه از توالی آتشفشانی-رسوبی، سنگ میزبان کانه‌زایی می‌تواند ظرفیت گرمایی بالایی را در خود حفظ نماید [۳۹] که موجب تحرک سیال‌ها و شورابه‌های اکسیدی بین منفذی می‌شود [۴۰]. در پی جایگیری توده نفوذی در لایه‌های آتشفشانی-رسوبی، آب‌های جوی و آب دریا با درجه شوری بالا باعث ایجاد جریان‌های همرفتی و شستشوی مس در توالی‌های آتشفشانی-رسوبی می‌شوند [۳۱]. این سیال-ها بیشتر از خاستگاه شورابه‌های حوضه‌ای هستند، ولی دخالت آب دریا، آب‌های جوی و سیال‌های ماگمایی بر پایه ایزوتوپ-های اکسیژن، هیدروژن و گوگرد تایید شده است [۳۹]. در ذخیره مس پرداد، واحد نیمه نفوذی کوارتزمونزونیت تا کوارتزمونزودیوریت می‌تواند نقش تامین کننده گرمای لازم را داشته باشد. براساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی واحدهای سنگی منطقه، مقدار مس در واحدهای آندزیتی (تراکی آندزیت تا پیروکسن آندزیت) از ۱۶ تا ۳۳۰۰ ppm و در سنگ‌های نیمه عمیق نفوذی از ۳۵ تا ۳۹۶ ppm اندازه‌گیری شده است که در مقایسه با مقدار متوسط مس سنگ‌های آندزیتی پوسته-ای (۷۵ ppm) غنی‌شدگی نشان می‌دهد و می‌تواند منبع تامین کننده مس این ذخیره باشد. این سیال‌های غنی از مس به سمت نقاط کم فشار حرکت کرده و با ورود به واحدهای غنی از پیریت، موجب آزاد شدن آهن از ساختار پیریت و جانشینی مس به جای آن شده‌اند. در ذخیره مس پرداد (مانند اغلب کانسارهای نوع مانتو)، آهن آزاد شده از شبکه پیریت به شکل هماتیت پیرامون سولفیدهای مس وجود دارد [۴۲،۴۱،۳۰]. فازهای کانه‌زایی سولفیدی شامل کالکوسیت، بورنیت و کالکوپیریت به صورت رگه-رگچه‌ای، پراکنده در مرحله درونزایی ثانویه (تدفینی) تشکیل شده‌اند. از جمله شواهد درونزایی تدفینی تشکیل زئولیت و تبدیل پیریت به کالکوسیت است. جانشینی کالکوسیت به جای پیریت در اثر واکنش سیال-های غنی از مس با پیریت‌های اولیه سنگ در کانسارهای مانتو گزارش شده است [۳۰].



شکل ۱۳ مدل طرحواره‌ای از تشکیل ذخیره مس پرداد.

جدول ۳ نتایج تجزیه نمونه‌های سنگی ذخیره مس پرداد به روش های XRF و ICP-MS

نوع سنگی	آندزیت	آندزیت	آندزیت	آندزیت	آندزیت	کوارتزمونزونیت	کوارتزمونزونیت	کوارتزمونزونیت	کوارتزمونزونیت
نمونه	BH3-36m	BH8-30m	BH7-47m	BH9-36m	BH7-45m	BH8-49m	BH6-29m	BH7-40m	BH2-39m
SiO_2	۵۶٫۴۴	۵۷٫۶۲	۵۸٫۹۲	۵۶٫۶۵	۵۷٫۹۲	۵۶٫۳۶	۵۶٫۶۹	۵۶٫۷۷	۵۶٫۶۵
Al_2O_3	۱۷٫۵۴	۱۸٫۰۲	۱۶٫۲۸	۱۷٫۰۴	۱۸٫۰۳	۱۷٫۶۳	۱۸٫۱۴	۱۸٫۲	۱۸٫۲۳
Fe_2O_3	۶٫۳۲	۶٫۹۸	۹٫۷۸	۷٫۳۴	۶٫۲۱	۷٫۵۳	۶٫۸۶	۶٫۷۱	۶٫۹۸
CaO	۵٫۶۶	۴٫۲۸	۴٫۹۶	۴٫۷۵	۵٫۴۸	۵٫۵۳	۵٫۶۸	۵٫۷۶	۶
Na_2O	۳٫۲۵	۲٫۴۳	۲٫۳	۲٫۹۷	۲٫۷۵	۲٫۶۱	۲٫۵۸	۲٫۵۹	۲٫۴۸
K_2O	۴٫۱۵	۴٫۸۸	۴٫۸۷	۴٫۱۵	۴٫۶۵	۴٫۷۵	۴٫۲۹	۴٫۵۴	۴٫۴۹
MgO	۴٫۵۳	۲٫۹۳	۲٫۶۸	۳٫۲۱	۲٫۵۴	۲٫۷	۲٫۹۲	۲٫۵۸	۲٫۶۳
TiO_2	۰٫۶۲	۰٫۶۱	۰٫۵۳	۰٫۶۴	۰٫۵۲	۰٫۶۸	۰٫۶۳	۰٫۵۲	۰٫۶۵
MnO	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۱
P_2O_5	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۳۵
L.O.I	۲٫۸۶	۱٫۵۹	۲٫۱۴	۲٫۴۴	۱٫۲۶	۱٫۵۱	۱٫۵۶	۱٫۷۷	۱٫۲۴
Total	۱۰۱٫۸	۹۹٫۸۱	۱۰۲٫۹۲	۹۹٫۶۳	۹۹٫۸	۹۹٫۸	۹۹٫۷۸	۹۹٫۹	۹۹٫۸۱
Ag	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۴
As	۱۵	۱۳	۷	۲۳	۷	۵	۵	۱۰	۹
Ba	۲۶۱٫۸	۳۶۵٫۴	۳۳۹٫۳	۳۱۳٫۷	۳۶۲٫۷	۳۶۱٫۵	۳۶۵٫۱	۳۷۳	۳۶۰٫۶
Be	۲٫۴۲	۲٫۲۱	۲٫۱۷	۲٫۱۴	۲٫۱۱	۲٫۱۶	۲٫۱۸	۲٫۱۵	۲٫۰۱
Bi	۰٫۱	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۶
Ca	۳۴۳۵۰	۲۸۰۳۹	۳۱۷۸۹	۲۷۱۳۸	۳۵۵۵۵	۳۴۵۹۶	۳۴۷۱۴	۳۶۵۰۷	۳۶۷۰۶
Cd	۰٫۷۴	۰٫۶۲	۰٫۶۲	۰٫۹	۰٫۵	۱٫۱۲	۰٫۷۲	۰٫۶۶	۱٫۱۱
Co	۰٫۷۳	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۳
Cr	۱۵	۲۱	۱۷	۱۰	۱۳	۱۲	۲۰	۱۲	۱۳
Cs	۰٫۸	۱٫۶۹	۱٫۷۸	۱٫۰۸	۱٫۷۶	۱٫۴۸	۲٫۱۲	۱٫۷۴	۱٫۳۵
Cu	۲۲۴٫۸	۵۲٫۶	۳۲٫۹	۱۶٫۸	۷۷٫۳	۸۴٫۱	۱۸۷	۱۰۹٫۷	۳۵٫۶
Hf	۳٫۴۸	۳٫۴۲	۳٫۳۸	۳٫۲۲	۳٫۵	۳٫۴۹	۳٫۵۹	۳٫۲۳	۳٫۶۹
In	۰٫۴۲	۰٫۴۱	۰٫۴۲	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴	۰٫۴۱	۰٫۴۱
Li	۱۳	۱۶	۱۶	۲۰	۱۰	۱۲	۱۳	۱۲	۱۲
Mn	۷۶۶	۱۱۴۶	۱۱۶۰	۸۱۳	۹۱۴	۱۲۸۶	۱۱۵۵	۱۰۹۱	۱۰۷۸
Mo	۸٫۷۸	۲٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۲۶	۵٫۷۶	۱٫۲۲	۳٫۴۱	۴٫۵۷	۴٫۴۵
Nb	۰٫۳۸	۰٫۴۹	۰٫۵۶	۰٫۶۲	۰٫۲۸	۰٫۴	۰٫۹۶	۱٫۱۳	۰٫۲۹
Ni	۹	۱۰	۱۱	۱۰	۱۲	۸	۱۴	۱۱	۱۶
P	۲۱۴۷	۲۲۶۳	۲۱۹۴	۲۱۷۶	۲۲۶۴	۲۲۷۸	۲۱۷۹	۱۱۴۹	۲۳۱۷
Pb	۲۴٫۶	۱۱٫۵	۱۰٫۸	۷٫۶۲	۱۲٫۴	۱۰٫۱	۱۱٫۹	۱۱٫۳	۱۰٫۳
Rb	۷۲٫۳	۱۲۸	۱۱۷	۷۵٫۸	۱۰۱	۸۸	۹۲٫۱	۸۷٫۱	۱۰۱
S	۷۸	۳۴	۴۶	۶۱	۲۹	۴۰	۴۶	۳۱	۳۹
Sb	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۵٫۷	۰٫۰۳	۲٫۹۳	۰٫۰۳
Sc	۱۱٫۶	۱۱٫۹	۱۲٫۳	۱۲	۱۲٫۲	۱۲٫۱	۱۱٫۹	۱۲٫۵	۱۲٫۸
Sn	۱٫۱۷	۰٫۳	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴
Sr	۵۳۳٫۷	۵۸۶٫۷	۶۳۰٫۶	۶۰۷٫۹	۶۷۹٫۳	۶۶۸٫۷	۶۸۶	۷۰۵٫۹	۶۷۰٫۹
Ta	۰٫۸۴	۰٫۸۳	۰٫۷۹	۰٫۷۳	۰٫۸۳	۰٫۸۴	۰٫۸۴	۰٫۷۶	۰٫۸۷
Te	۱٫۳۵	۱٫۶۳	۱٫۷۵	۲٫۰۳	۲٫۱	۱٫۱	۱٫۴۲	۲٫۳۸	۱٫۸۹
Th	۶٫۸۶	۶٫۷	۶٫۵۹	۶٫۵۶	۶٫۷۲	۶٫۴۲	۶٫۹	۶٫۲۶	۷٫۰۵
Ti	۴۶۳۲	۴۹۱۸	۴۸۲۲	۴۷۵۲	۴۸۰۱	۵۰۳۰	۴۶۵۶	۴۹۵۱	۴۹۵۸
Tl	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۸
U	۰٫۷۴	۱٫۸۱	۱٫۶۸	۰٫۲۶	۱٫۸۲	۱٫۶۸	۱٫۹۱	۱٫۶۹	۱٫۸۶
V	۱۴۸	۱۵۳	۱۵۶	۱۵۴	۱۵۲	۱۵۲	۱۵۰	۱۵۷	۱۵۷
W	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۲۹	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۲۹
Y	۲۱٫۳	۲۲٫۱	۲۱٫۵	۲۱٫۵	۲۱٫۹	۲۱٫۴	۲۱٫۳	۲۱٫۹	۲۲٫۱
Zn	۱۰۱٫۳	۸۷٫۳	۸۷٫۳	۹۲٫۴	۸۳	۹۳٫۹	۱۲۴٫۸	۸۹٫۴	۹۲٫۸
Zr	۱۳۳	۱۳۸	۱۳۳	۱۳۴	۱۳۷	۱۳۸	۱۴۳	۱۳۸	۱۳۹
La	۲۴٫۸	۲۴٫۴	۲۳٫۹	۲۲٫۹	۲۴٫۷	۲۲٫۴	۲۳٫۳	۲۲٫۹	۲۵٫۵
Ce	۴۹٫۶	۵۰٫۹	۴۸٫۵	۴۷٫۴	۴۹٫۵	۴۶٫۴	۴۷٫۶	۴۶٫۳	۵۲
Pr	۶٫۵۲	۶٫۶۲	۶٫۴۵	۶٫۳۳	۶٫۵۸	۶٫۲۴	۶٫۳۵	۶٫۲	۶٫۷۶
Nd	۱۴٫۶	۱۵٫۲	۱۳٫۹	۱۴٫۲	۱۵٫۱	۱۲٫۷	۱۴٫۴	۱۲٫۴	۱۵٫۷
Sm	۵٫۰۸	۵٫۲۸	۵٫۰۴	۴٫۹۱	۵٫۱۲	۴٫۸۳	۴٫۹۷	۴٫۸۹	۵٫۳۵
Eu	۱٫۵۲	۱٫۶۶	۱٫۵۶	۱٫۴۷	۱٫۵۸	۱٫۵۶	۱٫۵۶	۱٫۵۵	۱٫۶۵
Gd	۳٫۸۸	۳٫۸۵	۳٫۷۲	۳٫۶۱	۳٫۷۳	۳٫۶۶	۳٫۷۷	۳٫۵۸	۳٫۹۶
Tb	۰٫۸	۰٫۸۳	۰٫۷۹	۰٫۷۷	۰٫۸۲	۰٫۷۸	۰٫۸	۰٫۷۶	۰٫۸۷
Dy	۲٫۸۱	۲٫۶۹	۲٫۷۲	۲٫۶۹	۲٫۸۱	۲٫۷	۲٫۷	۲٫۵۶	۳٫۰۵
Ho	۰٫۶۷	۰٫۶۶	۰٫۶۵	۰٫۶۴	۰٫۶۸	۰٫۶۴	۰٫۶۶	۰٫۶۲	۰٫۷
Er	۱٫۶۲	۱٫۷۲	۱٫۶۲	۱٫۵۶	۱٫۶۷	۱٫۶۶	۱٫۷۶	۱٫۵۱	۱٫۸
Tm	۰٫۳۲	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۳۳	۰٫۳۴	۰٫۳۱	۰٫۳۵
Yb	۱٫۲۵	۱٫۲۸	۱٫۲۷	۱٫۲۷	۱٫۲۶	۱٫۲۲	۱٫۲۷	۱٫۱۸	۱٫۳۵
Lu	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۲۹

جدول ۴ نتایج تجزیه نمونه های سنگی ذخیره مس پرداد به روش XRF

نوع سنگی نمونه	آندزیت BH1-39m	آندزیت BH4-23m	کوارتزمونزونیت BH7-14m	کوارتزمونزونیت BH7-28m
SiO_2	۵۷٫۸۵	۵۴٫۰۶	۵۶٫۷۶	۵۷٫۱۸
Al_2O_3	۱۷٫۸۳	۱۶٫۳۸	۱۸٫۳۴	۱۷٫۹۳
Fe_2O_3	۶٫۳۳	۹٫۱۶	۶٫۸۲	۶٫۸
CaO	۶٫۰۴	۵٫۳۷	۵٫۹۱	۵٫۵۲
Na_2O	۲٫۵۹	۲٫۸	۲٫۶۵	۲٫۵۷
K_2O	۴٫۵۸	۴٫۹۸	۴٫۴۳	۴٫۴۷
MgO	۲٫۳۷	۳٫۶۲	۲٫۷۳	۲٫۹۷
TiO_2	۰٫۵۴	۰٫۶۶	۰٫۶۳	۰٫۶۵
MnO	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۱۳
P_2O_5	۰٫۳۶	۰٫۲۷	۰٫۳۵	۰٫۴۳
L.O.I	۱٫۲۲	۱٫۰۲	۱٫۰۶	۱٫۱۴
مجموع	۹۹٫۸	۹۹٫۳۸	۹۹٫۷۹	۹۹٫۷۹
S	۲۸	۸۷	۲۷	۲۴
Cl	۴	۲۲	۱۳	۲۳
Ba	۳۴۱	۳۰۴	۳۵۶	۳۹۶
V	۱۱۳	۱۲۰	۱۱۵	۱۱۷
Cr	۹	۵	۷	۹
Ni	۲۱	۲۵	۱۸	۲۰
Cu	۴۸۲	۳۳۰۰	۲۸۲	۳۱۶
Zn	۷۰	۱۰۲	۶۶	۶۷
As	۲۹	۱۶	۳۳	۳۴
Sr	۸۱۳	۸۰۷	۷۳۳	۸۰۵
Pb	۱۲	۸	۶	۵

در مرحله بالاآمدگی - فعالیت گرمابی (مرحله سوم)، پس از تشکیل کانسنگ مس اولیه، با رخداد فازهای کوهزایی و بالاآمدگی، توالی‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن دچار چین خوردگی و گسل خوردگی شده‌اند. گسل‌های منطقه باعث ایجاد فضاهای باز و تمرکز سیال‌های گرمابی (با خاستگاه جوی و به احتمال بسیار ماگمایی) دربردارنده کانه‌زایی سولفیدی و اکسیدی-کربناتی (اکسیدهای آهن، مالاکیت و آزوریت) در واحدهای آتشفشانی شده‌اند.

برداشت

ذخیره مس پرداد به عنوان بخشی از نوار ماگمایی ائوسن داورزن - عباس آباد، در لبه شمال شرقی پهنه ساختاری ایران مرکزی و در تاقدیس کاهک با روند شرقی-غربی واقع است. زمین‌شناسی منطقه در هسته تاقدیس شامل واحدهای آتشفشانی-نیمه نفوذی، واحدهای رسوبی و رسوب‌های عهد حاضر است که در سطح و پیرامون آن گسترش دارند. سنگ‌های این منطقه در محیط کمان‌های قاره‌ای (CAP) و کمان‌های پس از برخورد (PAP) با گرایش آهکی قلیایی تا شوشونیتی، در گستره متاآلومین قرار دارند و نشان‌دهنده ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش هستند.

ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی-نیمه نفوذی منطقه مس پرداد از ذوب‌بخشی با درجه متوسط ۵ تا ۱۰ درصد سنگ خاستگاه پریدوتیت گارنت به وجود آمده که بیانگر اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری برای ذوب‌بخشی ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه است. کانی‌سازی مس در سنگ‌های آتشفشانی ترشیری با ترکیب سنگ‌شناسی آندزیت، تراکی آندزیت، پیروکسن آندزیت و سنگ‌های نیمه نفوذی با ترکیب کوارتزمونزونیت تا مونزودیوریت به صورت رگه-رگچه‌ای، دارسی و پرکننده فضاهای خالی صورت گرفته است. کانی‌های سازنده ماده معدنی شامل بورنیت، کالکوسیت، کالکوپیریت، مالاکیت، آزوریت، کوولیت و مس طبیعی (به مقدار کم) هستند.

گستره تغییرات ایزوتوپی گوگرد در ذخیره مس پرداد از ۱۰٫۱- تا ۱۲٫۷- در هزار است. مقادیر منفی $\delta^{34}S$ در نمونه‌های مس پرداد نشان‌دهنده شکل‌گیری گوگرد از فرآیندهایی است که سبب کاهش غلظت $\delta^{34}S$ در ترکیب آن‌ها شده است. مقادیر ایزوتوپی گوگرد ذخیره مس پرداد مشابه کانسارهای بخش مرکزی شیلی بوده و بیشتر نشان‌دهنده سولفات آب دریایی است که با باکتری‌ها احیاء شده است. ایزوتوپ‌های $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ اندازه‌گیری شده در کلسیت‌های همراه با کانه‌زایی در ذخیره مس پرداد نیز نشان‌دهنده مقادیر منفی هستند و سهم عمده سیال‌های از سیال‌های گرمابی ناشی از چرخش در رسوب‌های کربناتی دریایی و آب‌های جوی تأمین شده است. مقایسه داده‌های ایزوتوپی گوگرد ذخیره مس پرداد با نواحی شمالی و مرکزی شیلی نشان‌دهنده بیشترین شباهت با کانسارهای نواحی مرکزی شیلی است. با توجه به حجم بالای سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در نوار آتشفشانی شاهرود-سبزوار به عنوان میزبان ذخایر متعدد، این کمربند می‌تواند مناسبی برای پی‌جویی ذخایر جدید نوع مانتو باشد.

قدردانی

از معاونت پژوهش و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز بدلیل حمایت‌های مالی قدردانی می‌شود. نویسندگان همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Lindenberg H.G., Jacobshagen V., *"Post-Paleozoic geology of Taknar Zone and adjacent areas (NE IRAN, Khorasan)"*. Report of Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, 51 (1983).

[2] Ghasemi H., Rezaeikahkhaei M., *"Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran"*. Mineral Petrol 109 (2015) 235-252.

[3] Salehi L., Rasa I., Alirezaei S., Kazemimehrnia A., *"The Madan Bozorg, Volcanic-hosted copper deposit, East Shahroud, an example of Manto Type copper deposits in iran"*. Scientific Quartely Journal, Geosciences, 4 (2016) 93-105.

[4] Taefi N., *"Investigating the genesis of copper mineralization along with Eocene volcanic and volcanic-sedimentary rocks, north of central Iran, east and southeast of Shahrood"*. Master's thesis in petrology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, (2014) 177.

[5] Shoghani M., *"Study of mineralogy, geochemistry and pattern of copper mineralization in the volcanic-sedimentary sequence of Eocene Oligocene, north of Kahek Sabzevar"*. Master's Thesis in Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, (2018) 193.

[6] Karimi D., Madbari S., Hassannejad A., Mirzaei M., Bajlan B., *"Petrography and geochemistry of the host rock of Manto Bridge Brisham type deposit"*, Miami. The first research conference in civil engineering, architecture and earth sciences, 16 (2016).

[7] Ebrahimi S., Arab Amiri A., Biari H., *"Evidence of manto copper mineralization in the Asmanu area (northeast of Shahrood) based on mineralogical features, alteration and fluid intermediates"*. Earth Science Research Journal, 36 (2017) 67-85.

[8] Heydari M., *"Study of geochemistry, stable isotopes and genesis of Madan Bozor copper deposit (Abbasabad, east of Shahrood) "*, master's thesis in economic geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, (2011) 134.

[9] Samani B., *"Metallogenic of the Manto type copper deposit"*. 6th Geological Society of Iran Conference, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran. (2002).

[10] Alinia F., Dehghan Nejad M., *"Economic geology of Abbass Abad mining area and estimation of their potential, Shahrood"*. 1th Engineering Mining Conference, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran. (2004).

[11] Lotfi M., Nouroozi R., *"Copper genesis of the Abbass Abad area and their geodynamic characteristics, Semnan Province"*. 20th Earth Science Conference, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (2001).

[12] Kim Y.S., Peacock D.C., Sanderson D.J., *"Fault damages zones"*. Journal of structural geology, 26 (2004) 503-517.

[13] Sanderson D.J., Nixon C.W., *"The use of topology in fracture network characterization. Journal of Structural Geology*", 72 (2015) 55-66.
[14] Winchester J.A., Floyd P.A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements"*, chemical geology, 20 (1977), 325-343.
[15] Streckeisen A. L., *"Classification and nomenclature of plutonic rocks"*, Geol. Rundsch, 63 (1974) 773-786.
[16] Ross P.S., Bedard J.H., *"Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discrimination diagram"*. Canadian Journal of Earth Sciences, 46 (2009) 823-829.
[17] Pearce J.A., Haris N.B.W., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock*s". Journal of Petrology, 25 (1984) 956-983.
[18] Muller D., Groves D.I., *" Potassic Igneous rocks and associated gold-copper mineralization"*, Earth sciences 56 (1997) 238
[19] Maniar P.D., Piccoli P. M., *"Tectonic discrimination of granitoids"*, G.S.A. Bulletin,110 (1989) 635-643.
[20] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotope Systematics of oceanic basalts, implication for mantle composition and processes"*, Geological Society, London, Special Publications, 42 (1989) 313-345.
[21] Feigenson M.D., Bloge L. L., Carr M.J., Herzberg C.T., *"REE invers modeling of HSDP2 basalts: Evidence of multiple sources in the Hawaiian plume. Geochemistry"*, Geophysics, Geosystems, 4 (2003) 8706.
[22] Ellam R.M., Cox, K.G., *"An interpretation of Karro picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and mantle lithosphere"*. Earth and planetary science Letters, 105 (1991) 330 - 342.
[23] Kurkcuoglu B., *"Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidog volcanic complex, Central Anatolia, Turkey"*. Journal of Asian Earth Sciences, 37 (2010) 42-51.
[24] Sheth H.C., Choudhary A.K., Cucciniello C., Bhattacharya S., Laishram R., Gurav T., *"Geology, Petrochemistry, and genesis of the bimodal lavas of Osham Hill, Saurashtra, northwestern Deccan Traps"*, Journal of Asian Earth Sciences, 43 (2002) 176-192.
[25] Farmer G.L., *"Continental basaltic rocks. Trestise on Geochchemistry"*, 3 (2003) 85-121.
[26] Beattie, P., *"Uranium - Thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite"*. Nature, 363 (1993) 63-65.
[27] Hoefs, J., *"Stable isotope geochemistry"*. Springer-Verlag, Berlin. (2004) 244.
[28] Rollinson H.R., *"Using geochemical data* evaluation, presentation, interpretation*"*, pearson-prentice Hall, London, (1993) 352.
[29] Cisternas M.G., Hermosilla J. *"The role of bitumen in strata-bound copper deposit formation in the Copiapo area, Northern Chile"*. Mineralium Deposita, 41 (2006) 339-355.
[30] Wilson N.S.F., Zentilli M., Spiro B., *"A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanic-hosted El Soldado manto- type copper district, Chile: the essential role of bacteria and petroleum"*, Economic Geology, 98 (2003) 163-174.
[31] Kojima S., Trista Aguilera D. Hayashi K. I., *"Genetic aspects of the Manto-type copper deposits based on geochemical studies of north Chilean deposits"*. Resource Geology, 59 (2007) 87-98.
[32] O'Neil J.R., Clayton R.N., Maeda T.K., *"Oxygen isotope fraction in divalent metal carbonate. Journal of Chemical Physics"*, 51 (1969) 5547-5558.
[33] Zhuo Y., Hu R., Xiao J., Zhao C., Huang Y., Yan J., Li J., Gao W., *"Trace elements and C-O isotopes of calcite from Carlin-type gold deposits in the Youjiang Basin, SW China"*, constraints on ore-forming fluid compositions and sources, 113 (2019), 103067.
[34] Zhang W.S., Wu G.G., Zhang D., Liu A.H., *"Xinqiao iron deposit field in Tongling, Anhui: geologic and geochemical characteristics and genesis, Geotectonica et Metallogenia"*, 28 (2004) 187-193.
[35] Sun J.G., Hu S.X., Shen K., Yao F.L., *"Research on C and O isotopic geochemistry of intermediate-basic and intermediate-acid dykes in goldfields of Jiaodong peninsula"*. Acta Petrologica et Mineralogica, 20 (2001) 47-56.

[36] Kalender L., *"Oxygen, Carbon and sulfur isotope studies in the Keban Pb-Zn deposits, eastern Turkey, An approach on the origin of hydrothermal fluids"*, Journal of African Earth Science, 59 (2011) 341-348.

[37] Levresse G., Gonzalez-Partida E., Tritalla J., Campruble A., Cienfuegos-Alvarado E., Morales-Puente P., *"Fluidcharactristics if the word- class, carbonate-hosted Las Cuevas fluorite deposite (San luis Potosi, Mexico) "*, Jurnal of geochemical Exploration, 78-79 (2003) 537-543.

[38] Cas G., Zagorevski A., *"Volcanic redbed copper mineralization in the Hinds lake area, central Newfoundland"*, Geological survey report, (2009) 131-146.

[39] Kirkham R.V., *"Volcanic red bed copper, Geol. Sur. of canada"*, Canadian mineral deposit types, 8 (1996) 241-252.

[40] Boric R., Holmgren C., Wilson N.S.F., Zentilli M., *"The geology of the Elsoldado Manto type Cu (Ag) deposit, Central Chile"*. In Porter, T. M. (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective, 2 (2002)185-205.

[41] Trista-Aguilera D., Barra F., Ruis J., Morata D., Talavera-Mendoza O., Kojima S., Ferraris F., *"Re-Os isotope systematics for the Lince-Estefania deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in the stratabound copper deposit. Coastal Cordillera of northern chile"*. Miner Deposita 41 (2006) 99-105.

[42] Haggan T., Parnel J., Cisternas M.E., *"Fluid history of andesite-hosted CuS-bitumen mineralization, Copiap district, North Central Chile"*, J. Geoch. Exp. (2003) 631-635.