

ذخیره مس برزاوند، شمال باختر ناین، استان اصفهان: ملاحظات روی کانی سازی و زمین شیمی سامانه دگرسانی

شهرام مبصر^۱، طاهر فرهادی نژاد^{۲*}، عباس عسگری^۱، محمدعلی علی آبادی^۱ و شیرین فتاحی^۳

^۱گروه علوم زمین، دانشکده فنی و مهندسی، واحد محلات، دانشگاه آزاد اسلامی، محلات، ایران
^۲بخش تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان لرستان، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، خرم آباد، ایران
^۳گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

ذخیره مس برزاوند به سن الیگوسن و در ۳۰ کیلومتری شمال خاور زفره در امتداد یک گسل کشتی با روند تقریبی خاوری- باختری و درون گدازه بازالتی به فرم لایه کران تشکیل شده است. دگرسانی های عمده شامل پیریتی شدن، پروپیلیتیکی شدن، زئولیتی شدن، سیلیسی شدن، اورالیتی شدن و سوسوریتی شدن گدازه بازالتی می باشد. مطالعات ژئوشیمیایی در برزاوند نمایانگر غنی شدگی SiO_2 ، Al_2O_3 ، K_2O ، Na_2O ، P_2O_5 ، TiO_2 ، $\sum \text{REE}$ ، Ag ، As ، Ba ، Be ، Bi ، Cd ، Cs ، Cu ، Li ، Mo ، Nb ، Pb ، Rb ، Sb ، Se ، Sn ، Sr ، Ta ، Ti ، Te ، Th ، U ، W ، Y ، Zn و Zr ، شستشو- تثبیت Sc ، Hf ، MnO ، Fe_2O_3 و CaO و تهی شدگی MgO ، Cr ، Ni ، S و Co طی دگرسانی می باشد. همبستگی مثبت بین $(\text{La}/\text{Lu})_N$ ، $(\text{La}/\text{Yb})_N$ و $(\text{La}/\text{Y})_N$ با CaO (۰/۹۶ الی ۰/۷۰) r نمایانگر پروپیلیتیکی شدن بازالت میزبان و به دنبال آن افزایش pH سیالات مسئول کانه زایی بوده که خود در تفریق لاتانیدها نقش داشته است. کانی شناسی ماده معدنی مشتمل بر کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت، آزوریت، مالاکیت، همتایت، گوتیت و پیریت می باشد. مس در شوراها های اکسیدان مربوط به فرایند دیاژنز تأخیری به صورت کمپلکس های کلریدی حمل و از طریق جانشینی درون پیریت های تشکیل شده در مرحله ولکانیسم ته نشست شده است. چنین به نظر می رسد ذخیره مس برزاوند مراحل ولکانیسم زیردریایی، دیاژنز آغازین، دیاژنز تدفینی، دگرگونی تدفینی و فرایند هوازدگی را در طی تکوین خود داشته است. با توجه به ویژگی های دگرسانی، کانی شناسی و زمین شیمی سنگ کل می توان گفت که ذخیره مس برزاوند دارای بیشترین شباهت با ذخایر مس تیپ مانتو است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۵/۱۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۲۶

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۷/۰۱

کلیدواژه ها:

دگرسانی

پروپیلیتیکی شدن

سیلیسی شدن

زئولیتی شدن

تفریق لاتانیدها

برزاوند

۱- پیش نوشتار

منطقه مورد مطالعه به مختصات جغرافیایی، ۳۸° ۵۲' الی ۴۲° ۵۲' طول خاوری و ۳۳° ۰۲' الی ۳۳° ۱۱' عرض شمالی در ۳۰ کیلومتری شمال خاوری شهرستان زفره واقع است. در بخش شمال خاور شهرستان زفره انواع دگرسانی گرمابی به چشم می خورد که در ارتباط نزدیک با زمین ساخت منطقه هستند. به طور کلی گسل های موجود در این بخش از منطقه مطالعاتی سه روند کلی شمال باختر- جنوب خاوری (همچون گسل زفره، اردستان، کاشان و...)، شمال خاور- جنوب باختری و باختری- خاوری (گسل های کچومثقال و ظفرقند) دارند. سامانه های دگرسانی متعددی در ارتباط با گسل زفره ایجاد شده که می توان به ذخیره مس- مولیبدن پورفیری کهنک (کمیلی و همکاران، ۱۳۹۵) اشاره کرد.

از جمله مطالعات صورت گرفته در این ناحیه از ایران می توان به مطالعات میانبارهای سیال و ایزوتوپ های پایدار کانسار مس پورفیری کهنک (کمیلی و همکاران، ۱۳۹۵)، مطالعات کانی شناسی و ژئوشیمیایی بر روی دگرسانی های مس پورفیری ظفرقند (امین الرعایایی یمینی و همکاران، ۱۳۹۵) و

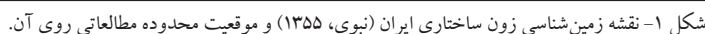
بررسی ارتباط بین کانی سازی و پهنه های دگرسانی با ساختارهای زمین ساختی به کمک مطالعات دورسنجی در منطقه جنوب اردستان (محمدی و همکاران، ۱۳۹۷) اشاره کرد. برای اولین بار بیگی و همکاران (Beygi et al., 2016) در شمال خاور زفره، با بررسی های دقیق زمین ساختی، دایک ها، رگه ها و شکستگی های کشتی با روند باختر- خاوری را شناسایی کردند که ضمن دگرسان شدن واحدهای پیرامونی، توانایی فلز زایی خوبی از جمله مس را نیز داشته اند. در طی این بررسی، با پی جویی های صحرایی، تهیه نقشه های زمین ساختی و دگرسانی و تلفیق آنها با هاله های ژئوشیمیایی ساده و مرکب، دیگر گسل ها با روند باختری- خاوری مورد مطالعه قرار گرفتند که در نهایت سبب کشف سامانه دگرسانی مدفون برزاوند با کانه زایی مس شد. برخلاف بررسی های تفصیلی روی دگرسانی های مرتبط با ذخایر فلزی مختلف در ایران (Babazadeh et al., 2021؛ عابدینی، ۱۳۹۶؛ فتاحی و همکاران، ۱۳۹۴ و معانی جو و همکاران، ۱۳۹۲) و جهان (Huang et al., 2019; Craverio et al., 2019; Xiao et al., 2018;)

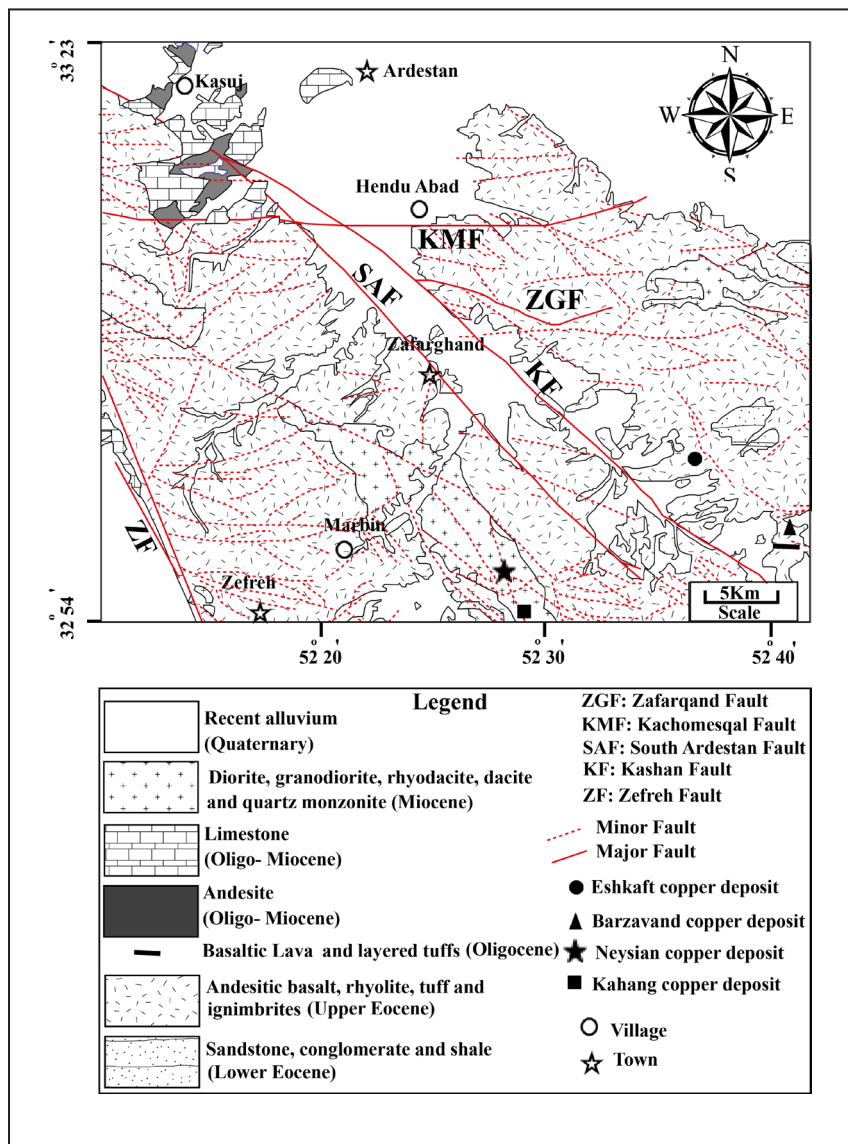
علمی بر روی ذخیره مس برزاوند صورت نگرفته است. هدف از این مطالعه، بررسی کانی سازی و رفتار عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در سامانه دگرسانی ذخیره مس برزاوند با استفاده از پیمایش های صحرایی، سنگ نگاری، کانه نگاری و ژئوشیمی سنگ کل است.

۳- بحث

۳-۱- زمین شناسی

مطالعات آزمایشگاهی با تهیه مقاطع نازک در کارگاه سنگبری شرکت کیمیاپژوه البرز آغاز شد. تعداد ۱۲ مقطع نازک و ۱۰ مقطع صیقلی به منظور مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری تهیه شدند. مطالعه مقاطع نازک و صیقلی به ترتیب با میکروسکوپ‌های قطبشی عبوری المپوس مدل BH-2 و قطبشی بازتابی BX-60 انجام شد. برای تعیین ترکیب شیمیایی، تعداد ۱۲ نمونه از پهنه دگرسان شده برزاوند (شامل ۱۰ نمونه گدازه بازالتی پروپلیتیک شده میزبان مس، ۱ نمونه بازالت سالم و ۱ نمونه توف) در آزمایشگاه زرزآزمای تهران از لحاظ اکسیدهای اصلی و فرعی (به روش XRF)، عناصر جزئی و نادر خاکی (به روش ICP-MS) مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. در این آزمایشگاه، برای تعیین مقادیر اکسیدهای اصلی، نمونه‌ها بعد از ترکیب با لیتیم متا بورات ذوب می‌شوند. محصول ذوب شده با استفاده از اسید نیتریک رقیق شده و سپس محلول نهایی با استفاده از ICP-OES خوانش می‌شود. حد آشکارسازی برای اکسیدهای اصلی wt% ۰/۵ بوده است. مقدار پرت حرارتی (LOI) بر اساس حرارت دادن ۳ تا ۴ گرم از هر نمونه در دمای ۱۰۴۰ تا ۱۰۶۰ درجه سانتی گراد به مدت ۵ دقیقه تعیین گردید. برای تعیین مقادیر عناصر جزئی، از انحلال چهار اسید مشتمل بر اسیدهای Hf ، HCl ، HClO_4 و HNO_3 استفاده شده است. سپس محلول نهایی توسط دستگاه ICP-MS تجزیه می‌گردد. حد آشکارسازی برای عناصر Ag ، As ، Ba ، Bi ، Co ، Cr ، Cu ، Nb ، Pb ، Rb ، Sr ، V ، W ، Ni ، Zn ، Y ، Ce ، Sb ، Hf ، Cs و Nd حدود ۵/۰ گرم در تن، برای عناصر La حدود ۱ گرم در تن، برای عناصر Lu ، Tb ، Eu ، Th ، U ، Ta ، Sn ، Mo و Cd حدود ۱/۰ گرم در تن، برای عناصر Er ، Ho ، Gd ، Pr و Yb حدود ۰/۵ گرم در تن، برای عناصر Sm و Dy حدود ۰/۲

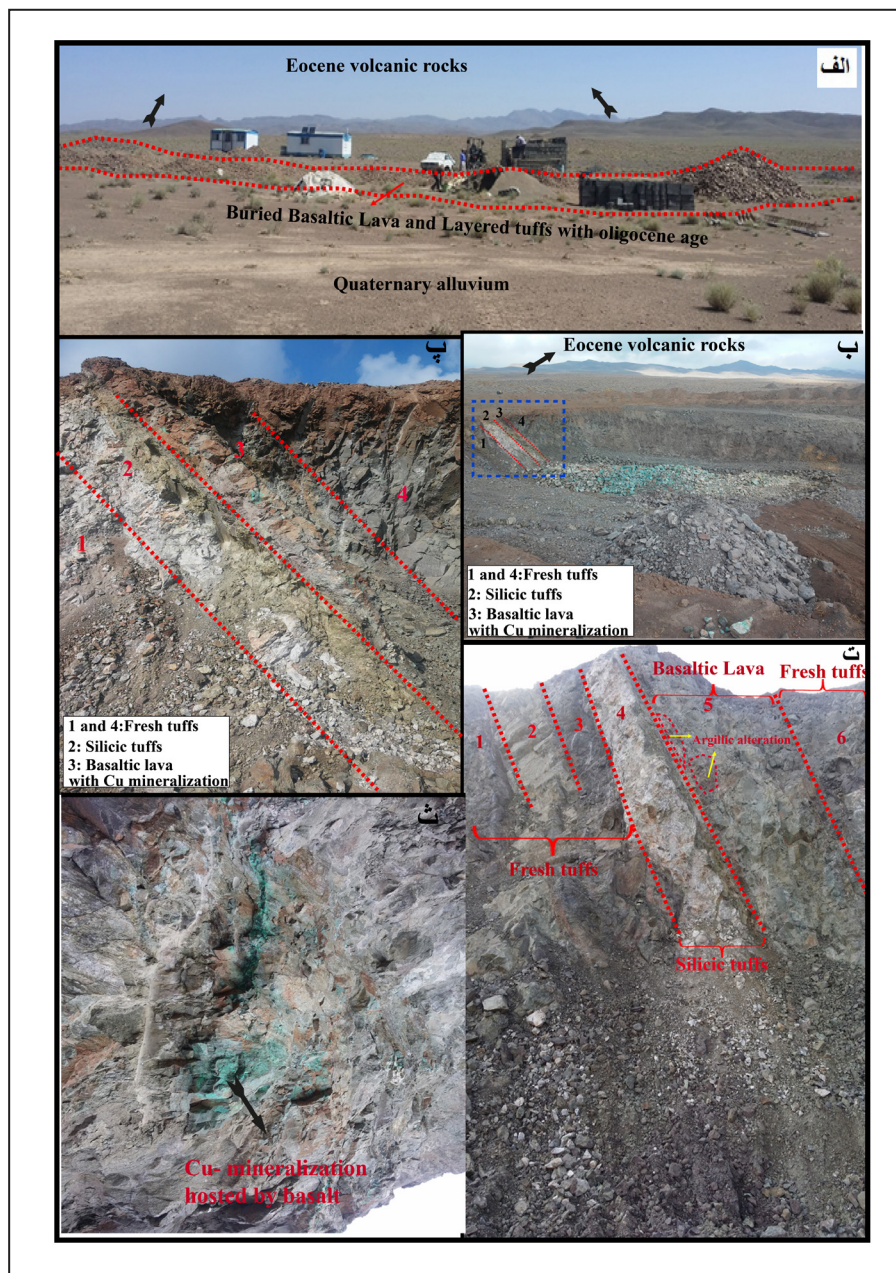




شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی مشتمل بر واحدهای سنگی، گسل‌ها و نشانه‌های معدنی مس با اندکی تغییرات. برگرفته از (رادفر و امینی‌چهرق، ۱۳۸۷ و رادفر و کهنسال، ۱۳۸۲).

بازالتی، بافت اسفرویتی (حاصل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار) دیده می‌شود (شکل‌های ۴- پ و ت). این بافت احتمالاً در اثر شیشه‌زدایی واحد توفی در اثر فشار طبقات فوقانی تشکیل شده است. در شکل‌های ۴- ث و ج نمونه دستی از بازالت میزبان مس آورده شده است که در آن کانی کلریت و کلسیت به صورت پرکننده حفرات بازالت با بافت بادامکی (Amygdala texture) مشهود است. زمینه سنگ (بازالت)، نیز بافت پورفیری نشان می‌دهد. نمونه دستی از پیریت‌ها با بافت دانه پراکنده در شکل ۴- چ آورده شده است که عمدتاً با حفظ قالب خود توسط گوئیت جانشین شده‌اند. در برخی بخش‌ها بازالت میزبان کانه‌زایی، در اثر فرایندهای زمین‌ساختی برشی شده و کرنات‌های مس همچون سیمان فضای بین قطعات را پر نموده‌اند (شکل ۴- ح). رگچه‌ای از مالاکیت در شکل ۴- خ آورده شده است. در شکل ۴- د، رگچه‌ای از کرنات‌های مس توسط رگچه‌ای از اکسیدهای آهن قطع شده است. در برخی از نمونه‌های دستی کانی کلریت نیز، شکستگی‌های موجود در بازالت میزبان را پر کرده است که توسط رگچه‌های کلسیتی قطع شده است (شکل ۴- ذ). نمونه‌های دستی از کرنات‌های مس در شکل‌های ۴- ر و ز قابل مشاهده هستند.

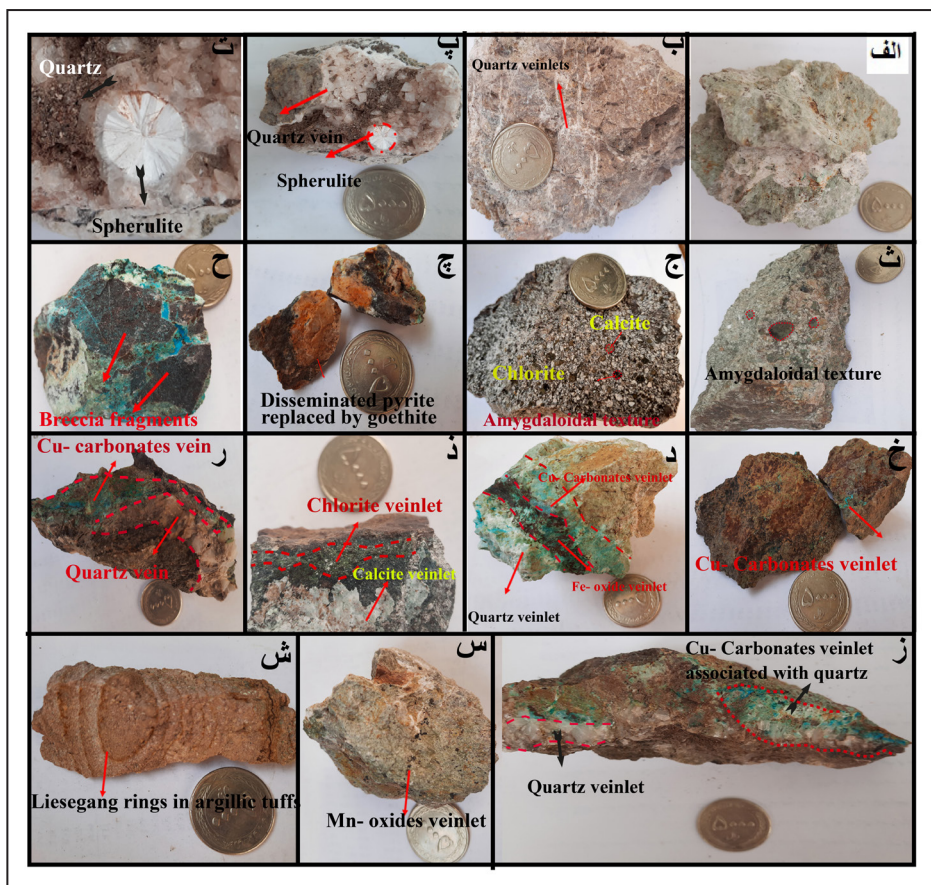
نمایی از واحدهای پیروکلاستیک با گدازه‌های بازالتی مدفون پروپلیتیک شده میزبان کرنات‌های مس در منطقه برزاوند در شکل ۳- الف نمایش داده شده است. در کلیه ترانسه‌های اکتشافی به ترتیب از حاشیه به سمت مرکز کانه‌سازی مس، لایه‌های توفی سالم، لایه توفی شدیداً سیلیسی شده، دگرسانی آرژلیک به رنگ صورتی به صورت اندک و غیرممتد و در نهایت زون پروپلیتیک به همراه کرنات‌های مس دیده می‌شود. تحت تأثیر نیروهای زمین‌ساختی، لایه‌های توفی به همراه میان‌لایه گدازه بازالتی، شیبی حدود ۷۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال پیدا کرده‌اند (شکل‌های ۳- ب، پ و ت). نمایی نزدیک از بازالت میزبان مس در شکل ۳- ث نمایش داده شده است. مشاهداتی همچون محدود بودن رگه- رگچه‌های حاوی کانی‌های مس به واحد بازالتی و نبود تداوم آنها به درون واحدهای توفی لایه‌ای زیرین و فوقانی، نقش سیالات ماگمایی- گرمایی را در تشکیل ذخیره را مورد تردید قرار داده و نقش محیط رسوبی، رخساره سنگ درونگیر و تغذیه دیاژنزی رگه‌های کانه‌دار را به‌طور کامل آشکار می‌سازد. نمونه‌های دستی از توف سالم، توف سیلیسی شده (حاوی رگچه‌های کوارتز) به ترتیب در شکل‌های ۴- الف و ب نشان داده شده‌اند. در واحد توفی واقع در زیر گدازه



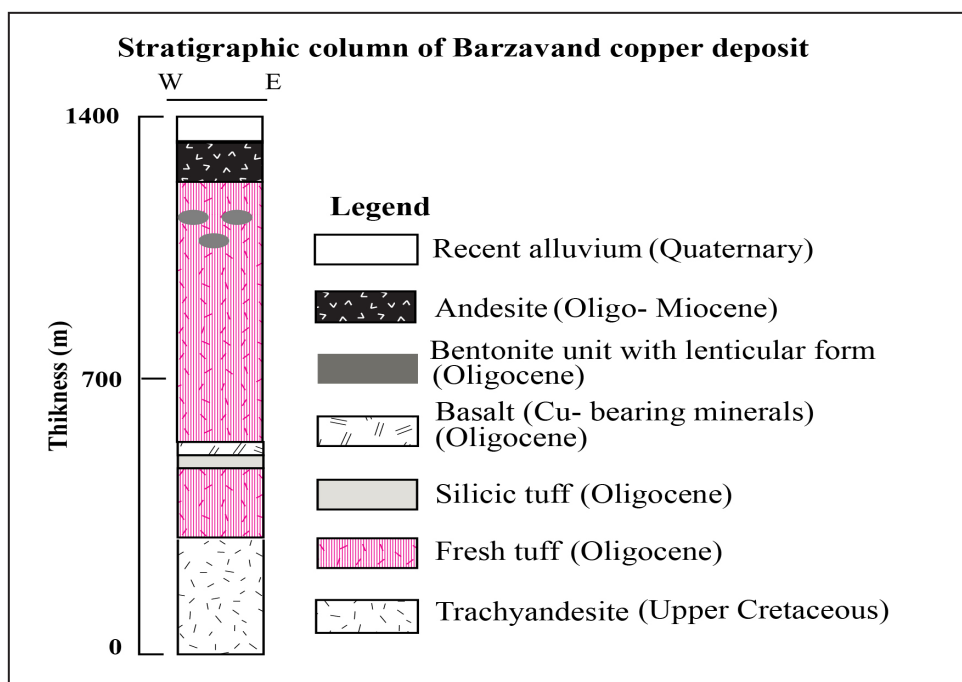
شکل ۳- الف) حفر ترانشه‌های اکتشافی در منطقه برزاوند که گدازه بازالتی پروپیلیتیکی شده میزبان کربنات‌های مس به سن الیگوسن را نمایان کرده است؛ ب) دورنمایی از محل سینه‌کار اکتشافی به همراه دپوی ماده معدنی؛ پ و ت) لایه‌های توفی سالم، سیلیسی شده، زون‌های آرژیلیکی غیر ممتد و زون پروپیلیتیکی در یک نیم‌رخ عمود بر امتداد رگه کانه‌سازی مس که دارای شبیه بین ۷۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال می‌باشند و ث) نمایی نزدیک از بازالت میزبان کانه‌زایی مس.

ستبرای کلی ستون چینه‌شناسی مطالعاتی حدود ۱۴۰۰ متر بوده و به ترتیب از ژرفا به سطح شامل تراکی آندزیت کرتاسه بالایی، توف‌های لایه‌ای سالم الیگوسن، توف‌های سیلیسی شده الیگوسن، گدازه بازالتی میزبان کانه‌زایی مس به فرم لایه کران الیگوسن، توف‌های لایه‌ای الیگوسن (در مناطق سطحی تر عدسی‌های بنتونیتی درونشان تکامل و توسعه یافته‌اند)، واحدهای آندزیتی الیگومیوسن و در نهایت آبرفت‌های کواترنری می‌باشد.

همانگونه که ملاحظه می‌شود، رگچه‌های سیلیسی شده میزبان مس توسط رگچه‌های سیلیسی بی‌بر قطع شده‌اند. در واحد توفی سیلیسی شده رگچه‌ای از اکسیدهای منگنز رگچه‌های سیلیسی را قطع کرده است (شکل ۴- س). در نهایت توف آرژیلیکی شده صورتی رنگ با ساخت لیژگانگ در شکل ۴- ش آورده شده است. رگه‌های سیلیسی محتوی مس از لحاظ ریخت‌شناسی ظاهر مسطح، انحداردار و سینوسی دارند. ستون چینه‌شناسی منطقه مطالعاتی در شکل ۵ آورده شده است.



شکل ۴- الف) نمونه دستی از توف سالم؛ ب) رگچه‌های کوارتز در توف سیلیسی شده؛ پ و ت) بافت اسفرولیتی در واحد توفی واقع در زیر بازالت میزبان کانه‌زایی مس؛ ث و ج) بافت بادامکی کلریت و کلسیت درون حفرات بازالت (زمینه سنگ بافت پورفیری را نشان می‌دهد)؛ چ) پیریت با بافت دانه پراکنده که توسط گوتیت جانشین شده است؛ ح) قطعات برشی شده بازالت که توسط سیمانی از کربنات‌های مس به یکدیگر متصل شده‌اند؛ خ) رگچه‌ای از مالاکیت؛ د) رگچه‌ای از کربنات‌های مس که توسط رگچه اکسید آهن قطع شده است؛ ذ) رگچه کلریتی که توسط رگچه کلسیتی قطع شده است؛ ر و ز) گدازه بازالتی حاوی رگچه‌های سیلیسی محتوی کربنات‌های مس که توسط رگچه‌های سیلیسی ثانوی بی‌بر قطع شده‌اند. همچنین کربنات‌های مس درون حفرات بازالت میزبان را پر نموده‌اند؛ س) رگچه اکسید منگنز که رگچه‌های سیلیسی را قطع نموده است و ش) ساخت لیزگانگ در توف‌های آرژیلیکی شده صورتی رنگ.



شکل ۵- ستون چینه‌شناسی در منطقه مطالعاتی مس برزاوند.

۳-۲- مطالعات میکروسکوپی

– **توف سیلیسی شده:** در مقاطع مطالعاتی، نمونه‌های توف سیلیسی شده حاوی خرده‌سنگ‌های آتشفشانی، بلورهای درشت پلاژیوکلاز و کوارتز می‌باشند که در زمینه شیشه‌ای آتشفشانی قرار دارند (شکل‌های ۶-الف، ب و پ). بلورهای پلاژیوکلاز به صورت قطعات خرد شده تا سالم قابل مشاهده هستند. در برخی از بخش‌ها، شیشه آتشفشانی موجود در زمینه سنگ به صورت اسفرولیتی شدن (حاصل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار) تبلور دوباره پیدا کرده است (شکل ۶-ب). بافت اسفرولیتی اغلب به صورت نیم‌دایره تا دایره قابل مشاهده بوده و از فیبرهای رشته‌ای مرکب از فلدسپار و کوارتز تشکیل شده است. پدیده خاموشی در اسفرولیت‌های مطالعاتی اغلب بادبزنی شکل است. تشکیل اسفرولیت‌ها را می‌توان نتیجه شیشه‌زدایی (Devitrification) توف‌های میزبان دانست. آثاری از شیشه‌های آتشفشانی دیده می‌شود که توسط زئولیت‌های صفحه‌ای جانشین شده‌اند (شکل ۶-پ). رگچه‌های کلسیتی به عنوان آخرین فاز عملکرد فرایند دگرسانی، بخش‌های سیلیسی شده را قطع نموده‌اند. زئولیت‌های رشته‌ای نیز در برخی از بخش‌ها به صورت پرکننده حفرات دیده می‌شوند (شکل ۶-ت). بر اثر فشارهای زمین‌ساختی متن سنگ برشی شده و فضای بین برش‌ها توسط کوارتز دانه‌درشت تا دانه‌ریز و کلسیت پر شده است (شکل ۶-ث). ابعاد کوارتزهای پرکننده شکستگی‌ها از سمت دیواره به سمت مرکز افزایش می‌یابد (شکل ۶-ث).

– **بازالت دگرسان شده:** درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با اشکال تیغه‌ای به فراوانی دیده می‌شوند. آنها دارای ماکل پلی‌سنتتیک و ترکیبی بوده و در یک زمینه ریزدانه شامل شیشه دگرسان شده، میکروفونوکریست پلاژیوکلاز و کلریت حضور دارند. کلریت به همراه مالاکیت و کلسیت به صورت پرکننده حفرات قابل مشاهده بوده و بافت بادمکی دارند (شکل ۶-ج). درشت‌بلورهای دیگر نیز دیده می‌شود که توسط اکسید/هیدروکسیدهای آهن و کلریت پر شده‌اند. با توجه به برجستگی بالا و عدم رخ، آنها را می‌توان الیوین در نظر گرفت (شکل ۶-چ). در برخی بخش‌ها چندین درشت‌بلور شامل ایدنگزیت با بافت دروغین (Pseudomorph texture) دیده می‌شود که جانشین الیوین‌های اولیه شده‌اند. در مقاطع مطالعاتی ایدنگزیت‌ها شامل مخلوطی از بازمانده‌های الیوین‌های اولیه با برجستگی بالا، کانی‌های رسی و اکسید/هیدروکسیدهای آهن هستند. بلورهای آمفیبول نیز حاصل اورالیتی شدن پیروکسن‌ها بوده‌اند (شکل ۶-ح). همچنین در برخی از مقاطع، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز سوسوریتی شده از مرکز توسط پرنهیت و کلسیت (شکل ۶-خ) و پلاژیوکلازهای جوان‌تر (سدیک) (شکل ۶-د) جانشین شده‌اند. بافت کلی سنگ پورفیری و هیالوپورفیری است. در یکی از مقاطع صیقلی مورد مطالعه، پیریت‌های فراموبیدال دیده شد که در برخی موارد توسط گوتیت جانشین شده است (شکل ۶-ذ و ر). بسیاری از بخش‌های این مقطع نمایانگر حضور پیریت‌های دانه‌ریز پراکنده در متن سنگ، پرکننده حفرات و شکستگی‌ها هستند (شکل ۶-ز). این پیریت‌ها به عنوان پیریت‌های نسل اول نام‌گذاری (Py I) می‌شوند. در برخی بخش‌ها، پیریت‌ها دارای بافت کلوform (Chlorofirm texture) می‌باشند و از حاشیه به گوتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۶-س). بر اثر تبلور دوباره، در برخی از بخش‌ها بلورهای شکل‌دار پیریت تشکیل شده‌اند (شکل ۶-ش). پیریت‌ها با بافت کلوform و خودشکل به عنوان پیریت‌های نسل دوم (Py II) در نظر گرفته می‌شوند. کالکوپیریت به شکل رگچه‌ای دیده می‌شود. همچنین، بورنیت از حاشیه توسط کوولیت جانشین شده است. بدیهی است کالکوپیریت و بورنیت سپس در اثر فرایندهای برونزاد به کوولیت، مالاکیت و آزوریت تبدیل شده‌اند (شکل ۶-ص). هماتیت به فراوانی در متن سنگ قابل مشاهده است. با نگاهی دقیق‌تر، خرده‌های بسیار ریز پیریت‌های اولیه در آنها به چشم می‌خورد که می‌توان نتیجه گرفت هماتیت‌ها بر اثر اکسیداسیون پیریت‌ها حاصل شده‌اند (شکل ۶-ص). در رگچه‌های متشکل از کالکوپیریت، آثاری از پیریت‌های ریزبلور مشهود است. چنین به نظر می‌رسد که کالکوپیریت جانشین

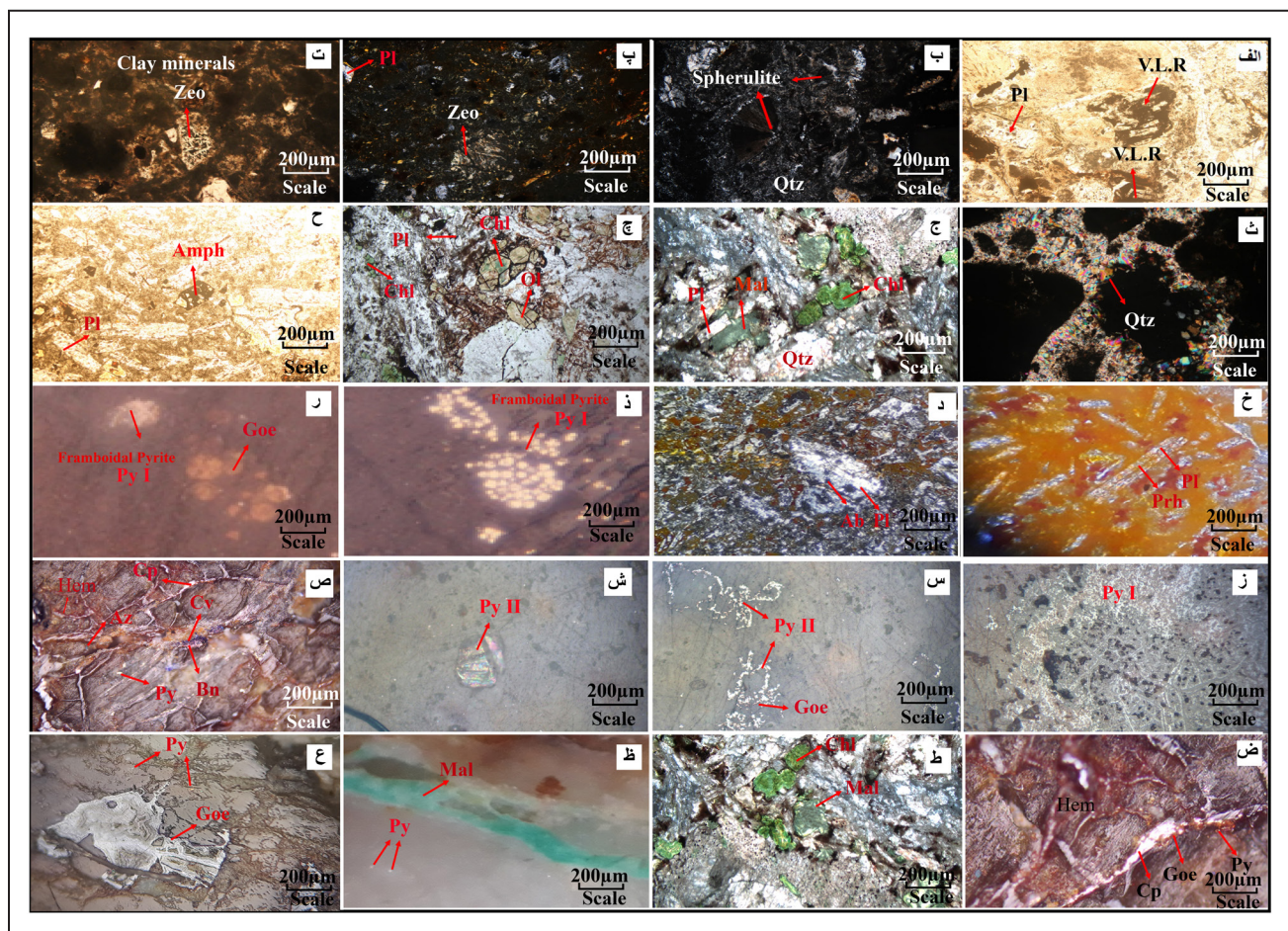
پیریت‌های اولیه شده است. هر چند پیریت‌های یادشده توسط گوتیت به صورت کامل تا جزیی جانشین شده‌اند (شکل ۶-ض). کانی مالاکیت اغلب به دو فرم پرکننده حفرات و شکستگی‌ها تشکیل شده است (به ترتیب شکل‌های ۶-ط و ظ). آثاری از بلورهای پیریت دانه پراکنده در متن سنگ دیده می‌شود (شکل ۶-ظ). همچنین در برخی از بخش‌ها کانی گوتیت با بافت کلوform جانشین پیریت‌های اولیه شده است (شکل ۶-ع). از بافت‌های جانشینی موجود در منطقه می‌توان به جانشینی پیریت توسط هماتیت، کالکوپیریت و گوتیت و جانشینی بورنیت توسط کوولیت اشاره کرد (شکل‌های ۶-ص، ض و ع).

پیریت در ذخیره مس برزاوند اهمیت خاصی دارد. این کانی در سنگ میزبان کانه‌زایی به اشکال فراموبیدال، پرکننده فضای خالی و دانه پراکنده تشکیل شده که پیریت نسل اول نام‌گذاری شده است. پیریت‌های نسل دوم عمدتاً به صورت کلوform و خودشکل قابل مشاهده هستند. پیریت‌های کلوform در اثر ترسیب توسط شوراب‌های حاصل از دیاژنز و پیریت‌های خودشکل در اثر تبلور دوباره پیریت‌های نسل اول طی افزایش ژرفای تدفین و فعالیت‌های ژئوترم حوضه کششی برزاوند تشکیل شده‌اند. پیریت‌ها بیشتر توسط سولفیدهای مس جانشین شده‌اند. در اطراف پیریت‌ها، مقدار زیادی هماتیت و گوتیت وجود دارد. در برخی نمونه‌ها نیز در حاشیه‌های پیریت، هماتیت دیده می‌شود. این مشاهدات می‌تواند بیانگر این موضوع باشد که بخش عظیمی از پیریت‌ها توسط هجوم سیالات اکسیدان غنی از مس، توسط سولفید مس و آهن جانشین شده‌اند. هنگام جانشینی سولفیدهای مس، مس جانشین آهن در شبکه پیریت شده و آهن آزاد شده به شکل هماتیت ته‌نشین شده و یا وارد شبکه سولفیدهای مس شده است. بخش دیگر از هماتیت‌های موجود در ذخیره مس برزاوند در مرحله برونزاد تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۶-ص و ض). در نهایت، می‌توان گفت با توجه به اشکال جانشینی، ترسیب سولفیدهای مس پس از رخداد تشکیل پیریت در ذخیره مس برزاوند بوده است. توالی پاراژنتیکی ذخیره مس برزاوند در جدول ۱ ارائه شده است.

با توجه به مطالعات کانی‌شناسی سه مرحله اصلی برای کانی‌سازی در کانسار برزاوند می‌توان در نظر گرفت:

۱) مرحله پیش از کانه‌زایی (همزمان با آتشفشان): این مرحله شامل فعالیت آتشفشانی زیردریایی و فوران گدازه‌های بازالتی به همراه دگرسانی پروپلیتیکی (بر اثر واکنش با آب دریا) است. در این مرحله فعالیت میکروارگانیسم‌های احیاکننده سولفات باعث تشکیل پیریت به صورت‌های پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده و فراموبیدال (پیریت‌های نسل اول) در واحد بازالتی میزبان شده است. فعالیت باکتریایی سبب احیای سولفات آب دریا شده و H_2S تولید می‌گردد. پیریت بر اثر واکنش آهن موجود در آب دریا با H_2S ته‌نشست شده است. در این مرحله پیریت به همراهی با میکروولیت‌های زمینه و به صورت پرکننده فضای خالی در زمینه سنگ تشکیل می‌شود (ابولی‌پور و همکاران، ۱۳۹۴). پیریت‌های نسل اول، کلریت و کلسیت در این مرحله تشکیل شده‌اند (جدول ۱). حضور پیریت‌های فراموبیدال می‌تواند نمایانگر تأثیر فرایندهای بیولوژیکی در یک محیط آرام زیر دریایی باشد.

۲) مرحله کانه‌زایی: این مرحله شامل دو مرحله دیاژنز (اولیه و تأخیری) و دگرگونی تدفینی است. در مرحله دیاژنز اولیه، پیریت‌های کلوform و خودشکل (پیریت‌های نسل دوم)، کلسیت، کلریت و کوارتز تشکیل شده‌اند. بافت‌های ماده معدنی در این مرحله عمدتاً پرکننده فضای خالی و کلوform می‌باشند. در مرحله دیاژنز تأخیری، با افزایش ستبرای رسوبات، فرونشست حوضه و هجوم هرچه بیشتر سیالات حاوی سدیم و کلسیم از واحد توفی زیرین به درون واحد بازالتی میزبان، کانی‌های کلسیت، کلریت، کوارتز، زئولیت، پرنهیت، آمفیبول‌های کلسیم بالا و پلاژیوکلازهای سدیک‌تر (طی دگرسانی‌های اورالیتی شدن و سوسوریتی شدن) ترسیب شده‌اند (جدول ۱).



شکل ۶- مقاطع میکروسکوپی از: الف، ب، پ، ت و ث: توف‌های لایه‌ای سیلیسی شده: الف) خردسنگ‌های آتشفشانی به همراه بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه شیشه آتشفشانی (PPL)؛ ب) تبلور دوباره شیشه آتشفشانی موجود در زمینه سنگ با بافت اسفرولیتی که خاموشی بادی‌زی نشان می‌دهد (حاصل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار)، بلورهای درشت کوارتز و قطعات خرد شده پلاژیوکلاز نیز به صورت پراکنده در متن سنگ دیده می‌شوند. همچنین رگچه‌های کوارتزی ریز بلور متن سنگ را قطع نموده‌اند (XPL)؛ پ) جانشینی شیشه آتشفشانی توسط زئولیت‌های صفحه‌ای (XPL)؛ ت) حفرات موجود در سنگ که توسط زئولیت‌های رشته‌ای پر شده است. کانی‌های رسی نیز به جای شیشه آتشفشانی موجود در متن سنگ جایگزین شده و حالت کدر به زمینه شیشه‌ای داده است (XPL)؛ ث) کوارتز به صورت پرکننده شکستگی‌ها و افزایش ابعاد بلورهای کوارتز به سمت مرکز شکستگی (XPL)؛ ج، ح، خ، د، ز، س، ش، ص، ض، ط، ظ و ع: بازالت؛ ج) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در زمینه متشکل از شیشه و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز. حفرات سنگ توسط کلریت‌های با بافت کلوفرمی و مالاکیت پر شده‌اند (PPL)؛ چ) بلورهای الومین جانشین شده توسط کانی‌های رسی، اکسید آهن و کلریت. کلریت به میزان اندک جانشین بلورهای پلاژیوکلاز شده است. همچنین به صورت پرکننده حفرات نیز دیده می‌شود (PPL)؛ ح) چند فنوکریست دگرسان از نوع ایدنگریت که احتمالاً بازمانده الومین می‌باشند. آمفیبول‌ها نیز از اورالیتی شدن پیروکسن‌ها حاصل شده‌اند (PPL)؛ خ) بلورهای پلاژیوکلاز جانشین شده توسط پرهینت (XPL)؛ د) بلورهای پلاژیوکلاز جانشین شده توسط پلاژیوکلازهای جوان سدیک تر (XPL)؛ ذ) پیریت‌های فرامبوییدال؛ ر) پیریت‌های فرامبوییدال جانشین شده توسط گوتیت؛ ز) پیریت‌های موجود در سنگ میزان با بافت دانه پراکنده و پرکننده شکستگی‌ها که از اطراف توسط هماتیت جانشین شده‌اند؛ س) پیریت‌های کلوفرم که از حاشیه به گوتیت تبدیل شده‌اند؛ ش) پیریت خودشکل حاصل تبلور دوباره؛ ص) رگچه‌های کالکوپیریتی به همراه بورنیت که از حاشیه در حال تبدیل به گوتیت است. ذرات ریز پیریت در بین بلورهای کالکوپیریت مشهود است که می‌تواند نمایانگر جانشینی پیریت توسط کالکوپیریت باشد. بلورهای آزوریت به صورت پراکنده در سنگ میزان قابل مشاهده است. همچنین زمینه سنگ هماتیته شده که درون بخش‌های هماتیته شده بلورهای پراکنده و ریز پیریت دیده می‌شود؛ ض) جانشینی پیریت توسط کالکوپیریت؛ ط) مالاکیت و کلریت به صورت پرکننده حفرات بازالت (XPL)؛ ظ) رگچه‌ای از مالاکیت به همراه پیریت‌های پراکنده در سنگ میزان و ع) گوتیت با بافت کلوفرم که جانشین پیریت‌های سنگ میزان کانه‌زایی شده است. علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: Zeo = زئولیت، Pl = پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز، V.L.R = سنگ لیتیک آتشفشانی، Cl = کانی‌های رسی، Cal = کلسیت، Chl = کلریت، Amph = آمفیبول، Py = پیریت، Cp = کالکوپیریت، Bu = بورنیت، Cv = کوولیت، Az = آزوریت، Mal = مالاکیت و Goe = گوتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از (Kretz, 1983) اقتباس شده است.

جانشینی، پرکننده فضای خالی و رگه- رگچه‌ای می‌باشند. در ادامه با تدفین هرچه بیشتر لایه‌بازالتی به زیر توف‌های لایه‌ای و افزایش فشار طبقات بالایی، دگرگونی تدفینی صورت گرفته و سبب جانشینی پیش‌رونده پلاژیوکلازهای اولیه توسط پلاژیوکلازهای سدیک تر (آلیتی شدن)، ترسیب زئولیت‌ها و جانشینی پلاژیوکلازهای بازالت میزان توسط پرهینت شده است. سدیک شدن پلاژیوکلازها و ترسیب زئولیت‌ها و پرهینت را می‌توان به رخداد دگرگونی ضعیف در

بافت اسفرولیتی شدن در اثر شیشه‌زدایی لایه‌های توفی بر اثر فشار طبقات بالایی در مراحل دیاژنز آغازین و تأخیری ایجاد شده است. با پیشرفت فرایند دیاژنز و هجوم سیالات اکسیدان غنی از مس (در سیال مربوطه مس به صورت کمپلکس کلریدی حمل شده است) به داخل واحد میزان احیایی، موجب جانشینی سولفیدهای مس (کالکوپیریت و بورنیت) به جای پیریت‌های اولیه و کانه‌زایی در منطقه برزاوند شده است (شکل‌های ۶- ص و ض). بافت‌های ماده معدنی در این مرحله اغلب

این مرحله، سولفیدهای ثانویه مس همچون کولیت جانشین بورنیت شده‌اند. کانی‌های کرناته مس همچون مالاکیت و آزوریت نیز جانشین سولفیدهای اولیه مس (کالکوپیریت و بورنیت) شده‌اند. همچنین پیریت‌های اولیه توسط هماتیت و گوتیت جانشین شده‌اند. رگچه‌های اکسید منگنز نیز در این مرحله تشکیل شده‌اند. کانی‌های رسی نیز جانشین بیوتیت، شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازهای سنگ میزبان شده‌اند (جدول ۱). این امر می‌تواند به علت حل نمودن پیریت‌های سنگ میزبان و افزایش اسیدیته سیال باشد. در این راستا، کانی‌های ناپایدار همچون شیشه‌های آتشفشانی و به صورت جزئی پلاژیوکلازها به اسمکتیت تبدیل شده‌اند. بالعکس کانی‌های مقاوم همچون الوبین و پروکسن‌ها تجزیه‌شدگی بسیار جزئی به اسمکتیت نشان می‌دهند و اغلب از آرژیلیکی شدن مصون مانده‌اند. از بافت‌های غالب ماده معدنی در این مرحله می‌توان به کلوفرم (مختص کانی گوتیت)، جانشینی، رگه- رگچه‌ای و دروغین (مختص تشکیل ایدنگزیت به جای اولوبین‌های اولیه) اشاره کرد.

واحدهای سنگی به‌ویژه ذخایر مس تیپ مانتو نسبت داد (Kojima et al., 2009; Kirkham, 1996). هماتیت به‌میزان فراوانی در همراهی با سولفیدهای مس یافت می‌شود. این کانی تحت‌تأثیر دو فرایند درون‌زاد و برون‌زاد ایجاد شده است. در مقاطع مطالعاتی از پهنه دگرسانی برزاوند، جانشینی جزئی تا کامل پیریت توسط هماتیت قابل مشاهده است (شکل‌های ۶- ص و ض). این شکل جانشینی نمایانگر وضعیت به‌شدت اکسیدان سیالات مس‌دار است که پیریت‌ها را تحت هجوم قرار داده است. در ذخیره مس برزاوند، دگرسانی آرژیلیک بسیار محدود بوده و به‌رنگ سفید تا صورتی دیده می‌شود. بخشی از کانی‌های رسی موجود را می‌توان ماحصل واکنش سیالات شور و داغ حاصل از فرایند دیازتری دانست که بازالت و بخشی از توف‌های مجاور گدازه بازالتی را تحت‌تأثیر قرار داده است.

مرحله پس از کانه‌زایی: در این مرحله با رخداد فعالیت‌های زمین‌ساختی و رخنمون واحدهای دگرسان‌شده، بخش سطحی ذخیره دچار خردشدگی شده و با نفوذ سیالات جوی غنی از اکسیژن، دچار دگرسانی برون‌زاد شده است. در

جدول ۱- توالی پاراژنتیکی در سامانه دگرسانی برزاوند.

Minerals and Texture	Pre- Mineralization	Mineralization			Post- Mineralization	
		Diagenesis		Burial metamorphism	Supergene	
		Early	Late		Sulfide	Oxide
Minerals	Pyrite	Py I	Py II			
	Bornite					
	Chalcopyrite					
	Calcite					
	Chlorite					
	Quartz					
	Zeolite					
	Prehnite					
	Ca-rich amphibole					
	Na-rich plagioclase					
	Covellite					
	Hematite					
	Azurite					
	Goethite					
	Clay- minerals					
	Malachite					
	Mn- Oxides					
Texture	Disseminated					
	Open space (Cavities) filling					
	Chloform					
	Replacement					
	Vein- Veinlet					
	Spherulite					
	Pseudomorph					

۳-۳- ژئوشیمی

به‌هنجار شده‌اند. در ادامه مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce و نسبت‌های $(La/Y)_N$ ، $(La/Lu)_N$ ، $(La/Sm)_N$ ، $(La/Yb)_N$ ، $(Gd/Yb)_N$ نمونه‌های مطالعاتی در جدول ۲ آورده شده است. بر اساس نتایج به‌دست آمده، فرایند دگرسانی (تبدیل) بازالت در پهنه دگرسانی برزاوند با غنی‌شدگی SiO_2 ، Al_2O_3 ، K_2O ، Na_2O

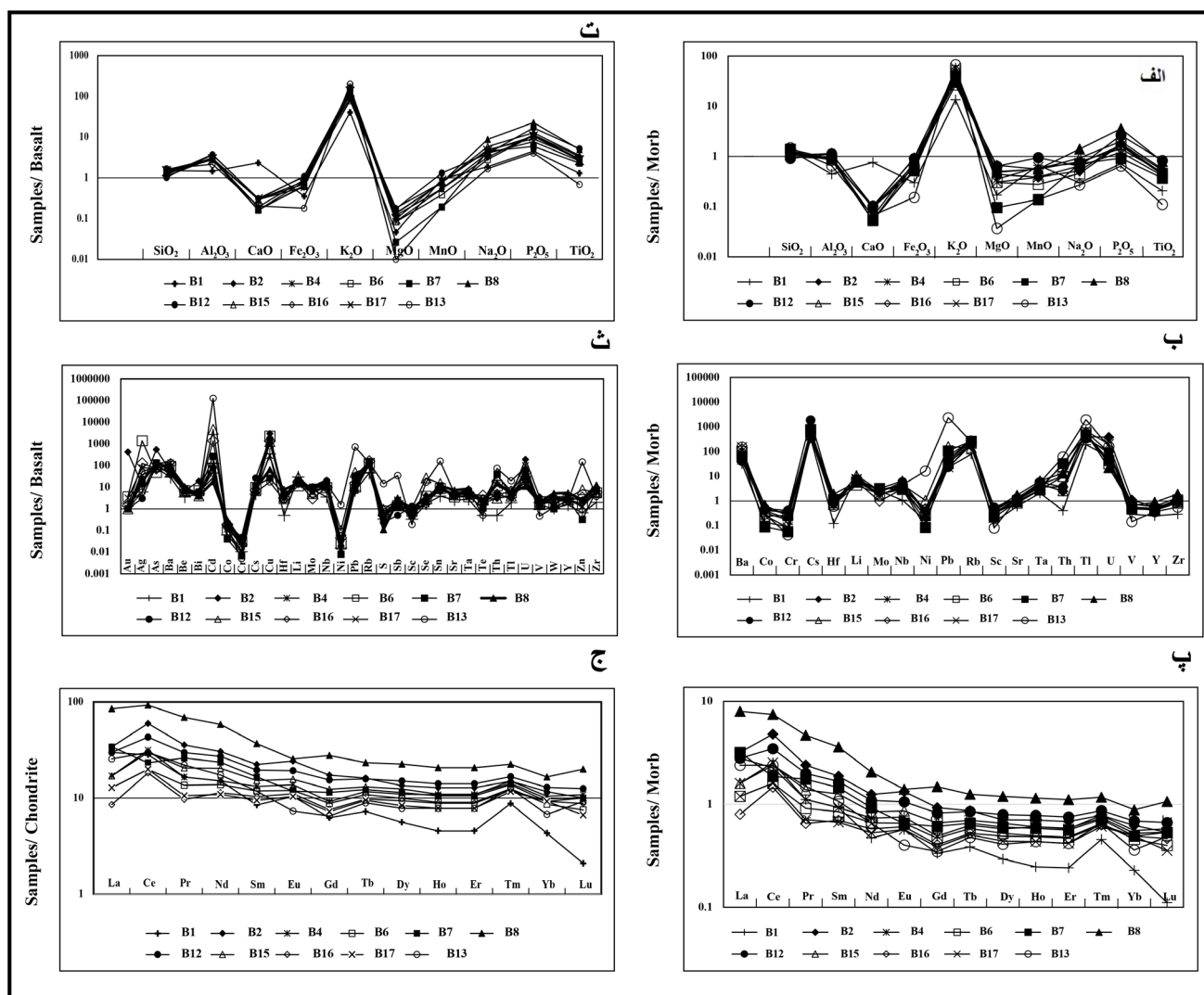
جهت مطالعات ژئوشیمیایی، مقادیر عناصر اصلی و فرعی، جزئی و نادر خاکی نسبت به میانگین ترکیب پوسته اقیانوسی (Sun and McDonough, 1989) (شکل‌های ۷- الف، ب و پ)، عناصر اصلی، فرعی و جزئی نسبت به بازالت سالم (شکل‌های ۷- ت و ث) و عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت (شکل ۷- ج)

اسمکتیت‌ها ناشی از دگرسانی شیشه آتشفشانی موجود در زمینه بازالت و یا پلاژیوکلازهای موجود در آن رخ داده باشد. افزایش K_2O نیز به علت قرارگیری در موقعیت بین لایه‌ای اسمکتیت‌ها، تشکیل سریست و یا ایلیت در افق کانه‌سازی شده می‌باشد. افزایش P_2O_5 نیز دلالت بر تشکیل کانی‌های فسفات هر چند به مقدار اندک دارد.

افزایش CaO به دلیل قرارگیری در موقعیت بین لایه‌ای رس‌ها و یا تشکیل کانی‌های کربناته همچون کلسیت و پرنیت در محیط اتاق افتاده است. کاهش آن نیز به دلیل تجزیه پلاژیوکلازها و شیشه آتشفشانی و خروج موضعی آن در برخی از مناطق دگرسان شده داشته باشد. تهی‌شدگی آهن می‌تواند به علت تخریب کانی‌های آهن‌دار همچون پیریت و تهی‌شدگی Mg و Mn از سیستم می‌تواند در ارتباط با شکسته شدن کانی‌های فرومیزین نظیر الیون و پیروکسن در سیستم واکنشی آب-سنگ رخ داده باشد. غنی‌شدگی آهن می‌تواند در ارتباط با تثبیت اکسید و هیدروکسیدهای آهن در محیط دگرسانی باشد.

P_2O_5 , TiO_2 , $\sum REE$, Ag , As , Ba , Be , Bi , Cd , Cs , Cu , Li , Mo , Nb , Pb , CaO , Zr , Rb , Sb , Se , Sn , Sr , Ta , Tl , Te , Th , U , W , Y , Zn , Fe_2O_3 , MnO , Hf , Sc و V تهی‌شدگی MgO , Cr , Ni , S و Co همراه بوده است (شکل‌های ۷-ت، ۷-ج).

عناصر اصلی و فرعی: در پهنه دگرسانی برزاوند SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O با MgO و Fe_2O_3 با غنی‌شدگی و تثبیت و TiO_2 با شستشو در طی دگرسانی همراه بوده است (شکل ۷-ت). افزایش SiO_2 را می‌توان به ترسیب سیلیس در درز و شکاف‌ها و حفرات بازالت میزبان نسبت داد. اکسید آلومینیم و تیتانیم در طی دگرسانی نامتحرک‌اند و ممکن است در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به سنگ والد به دلیل کاهش حجم سیستم افزایش جرم نشان دهد. افزایش Na_2O می‌تواند به واسطه حضور کانی‌های تبخیری همچون هالیت، ترسیب زئولیت‌ها، آلیتی شدن پلاژیوکلازهای کلسیک توسط شوراب‌های حوضه‌ای ناشی از فرایند دیاژنز دفنی و یا قرارگیری آن در موقعیت بین لایه‌ای



شکل ۷- الف، ب و پ) نمودار به‌هنجار شده برخی از اکسیدهای اصلی و فرعی، عناصر جزئی و نادر خاکی در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به میانگین ترکیب پوسته اقیانوسی (Sun and McDonough, 1989)؛ ت و ث) نمودار به‌هنجار شده برخی از اکسیدهای اصلی و فرعی، عناصر جزئی نسبت به ترکیب بازالت سالم و ج) نمودار به‌هنجار شده عناصر نادر خاکی در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989).

جدول ۲- مقادیر عناصر اصلی و فرعی، جزئی و نادر خاکی به همراه مقادیر LOI و مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce و نسبت‌های $(La/Lu)_N$ ، $(La/Sm)_N$ ، $(La/Yb)_N$ ، $(Gd/Yb)_N$ و $(La/Y)_N$ در نمونه‌های برداشتی. DL: مخفف Detection limit (محدوده آشکارسازی عناصر). اکسیدهای اصلی و فرعی بر اساس درصد وزنی (%Wt) و دیگر عناصر جزئی و نادر خاکی بر حسب ppm می‌باشند (به جز طلا بر حسب ppb).

		Altered basalt	Altered basalt	Altered basalt	Altered basalt	Altered basalt	Altered basalt	Altered basalt	Altered basalt	Altered basalt	Altered basalt	Silicic tuff	Fresh basalt
Sample.N		B1	B2	B4	B6	B7	B8	B12	B15	B16	B17	B13	P.R
Element	DL												
SiO ₂	0.05	67.2	49.41	60.45	58.22	70.13	53.42	46.02	56.1	54.98	64.95	74.7	50
Al ₂ O ₃	0.05	6.75	13.82	13.96	12.96	13.57	17.46	17.11	13.56	14.56	13.22	9.92	4.63
CaO	0.05	8.7	0.72	1.09	0.6	0.61	1.12	1.16	1.1	0.6	1.11	0.76	3.73
Fe ₂ O ₃	0.05	2.83	7.19	4.71	5.21	4.96	8.79	8.57	6.51	6.46	5.59	1.44	12
K ₂ O	0.05	1.21	3.31	5.2	4.57	3.57	4.3	2.71	2.37	4.67	3.9	6.04	0.03
MgO	0.05	1.52	3.91	2.76	2.72	0.86	4.46	5.71	5.94	4.32	3.16	0.33	32.7
MnO	0.05	0.12	0.07	0.07	0.05	0.025	0.1	0.17	0.1	0.1	0.11	0.025	0.13
Na ₂ O	0.05	0.69	1.18	1.49	1.05	1.65	3.23	1.46	2.15	1.81	1.69	0.62	0.37
P ₂ O ₅	0.05	0.1	0.25	0.17	0.24	0.13	0.5	0.37	0.28	0.2	0.23	0.09	0.05
SO ₃	0.05	0.1	0.06	0.07	0.06	<	0.07	<	0.06	<	0.11	0.79	0.05
TiO ₂	0.05	0.28	0.72	0.56	0.63	0.5	1.08	1.13	0.77	0.65	0.59	0.15	0.217
LOI	0.05	9.44	10.28	5.71	6.79	3.88	5.18	7.76	6.63	7.02	4.32	3.19	1.2
Cu	0.05	1.07	9.01	3.66	6.83	0.09	0.23	7.85	4.42	4.54	0.95	0.07	-
Sum		100.01	99.98	100.01	100.01	100	100.01	100.02	99.99	100.01	100.01	98.99	99.93
Au	5	9	2110	16	18	5	5	5	5	7	5	5	7
Ag	0.1	0.6	1.3	8	138.5	2.1	1.8	0.3	5.2	12.7	3.6	0.6	0.1
As	0.1	7.8	54	7.1	4.8	13.4	12.9	11.1	8.7	7.3	7.9	13.6	0.1
Ba	1	201	401	948	649	398	564	262	368	824	671	954	6.99
Bi	0.1	0.5	1.9	0.6	0.7	0.6	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.1
Cd	0.1	6.2	4.2	1.4	3.9	13.2	0.9	4	232.8	68.8	2.5	6272.5	0.1
Co	1	6.9	20.6	12.8	12.1	4.5	33.6	25	24.9	20.6	16.9	14.9	110
Cr	1	31	127	29	90	20	88	143	103	65	58	15	2940
Cs	0.5	2.4	4	3	4.9	5.5	4.4	13.1	3.4	3.6	3.5	2.9	0.5
Cu	1	10152	90100	32610	68300	782	1930	51800	38108	40250	8659	524	30
Hf	0.5	0.25	1.57	2.41	1.48	2.38	3.92	2.44	1.71	1.57	1.48	1.27	0.5
Mo	0.1	0.8	0.8	0.6	0.6	1	1	0.7	0.5	0.3	0.6	0.9	0.1
Nb	1	2.5	10.2	7.3	6.8	7.1	15	13.8	10.7	7.2	7.9	10.4	1
Ni	1	29	67	27	45	15	50	69	188	87	44	2924	1890
Pb	1	7	11	7	10	32	20	7	48	15	12	711	1
Rb	1	44	99	115	128	150	159	105	80	159	153	141	1
Sb	0.5	1	1.4	1.3	0.7	0.6	1.2	0.25	1.3	0.8	1.2	17.1	0.5
Sn	0.1	0.4	0.7	1.1	0.9	1.2	1.2	0.9	1.5	0.8	0.8	16.4	0.103
Sr	1	55.1	107.5	96	74.6	85	156.1	112	121.2	99	92.5	111.9	21.1
Ta	0.1	0.27	0.64	0.47	0.36	0.38	0.85	0.75	0.64	0.49	0.58	0.73	0.1
Th	0.1	0.05	0.3	3.39	1.2	3.95	1.59	0.45	0.31	0.45	1.25	7.4	0.1
U	0.1	3.1	19.3	10.1	1.6	2.2	1.1	5	4.2	4.8	2.22	8.1	0.1
V	1	76	290	137	139	126	167	189	150	156	149	38	82
W	1	1.1	3.7	2.7	2	1	5.2	1.7	3.2	2.6	3.6	1.2	1
Y	0.5	7	16.2	13.4	11.9	12.6	24.9	16.8	14.3	11.6	12.5	10.4	4.55
Zn	1	37	129	74	97	18	147	131	428	188	68	8255	56
Zr	5	22	68	87	62	77	140	101	68	64	66	42	11.2
La	1	7	8	4	3	8	20	7	4	2	3	6	1
Ce	0.5	17	36	19	12	14	56	26	18	11	12	18	1.8
Pr	0.05	1.47	3.18	1.47	1.21	2.32	6.18	2.64	1.83	0.86	0.94	1.97	0.29
Nd	0.5	6.8	13.7	6.8	6.2	10.6	26.3	12.2	9.2	5.1	4.9	7.8	1.38
Sm	0.02	1.24	3.29	1.94	1.74	2.44	5.42	2.87	2.23	1.52	1.39	1.73	0.47
Eu	0.1	0.58	1.36	0.77	0.67	0.66	1.43	1.08	0.88	0.62	0.58	0.41	0.17
Gd	0.05	1.23	3.41	1.81	1.73	2.25	5.47	3.04	2.43	1.49	1.42	1.28	0.6
Tb	0.1	0.26	0.58	0.42	0.39	0.44	0.84	0.57	0.47	0.35	0.34	0.32	0.12
Dy	0.02	1.34	3.23	2.63	2.38	2.73	5.43	3.61	2.98	2.24	2	1.87	0.74
Ho	0.05	0.25	0.71	0.61	50	0.59	1.16	0.79	0.61	0.49	0.44	0.44	0.17
Er	0.05	0.72	2.03	1.72	1.43	1.67	3.3	2.24	1.74	1.4	1.24	1.24	0.49
Tm	0.1	0.21	0.36	0.36	0.3	0.33	0.54	0.4	0.34	0.29	0.28	0.3	0.08
Yb	0.05	0.7	1.9	1.7	1.4	1.5	2.7	2.1	1.6	1.5	1.5	1.1	0.5
Lu	0.1	0.05	0.24	0.26	0.18	0.24	0.48	0.3	0.24	0.21	0.16	0.22	0.1
Eu/Eu*	-	1.43	1.23	1.25	1.18	0.86	0.80	1.11	1.15	1.25	1.26	0.84	-
Ce/Ce*	-	1.13	1.82	1.92	1.52	0.76	1.22	1.49	1.64	1.93	1.64	1.31	-
(La/Lu) _N	-	14.30	3.40	1.57	1.70	3.40	4.26	2.38	1.70	0.97	1.91	2.79	-
(La/Sm) _N	-	3.53	1.52	1.29	1.08	2.05	2.31	1.53	1.12	0.82	1.35	2.17	-
(La/Yb) _N	-	6.94	2.92	1.63	1.49	3.70	5.14	2.31	1.73	0.92	1.39	3.78	-
(Gd/Yb) _N	-	1.45	1.48	0.88	1.02	1.24	1.68	1.20	1.26	0.82	0.78	0.96	-
La/Y	-	1.00	0.49	0.30	0.25	0.63	0.80	0.42	0.28	0.17	0.24	0.58	-

کانی زینتویم در تمرکز Y در سامانه دگرسانی برزاوند دارد. همبستگی مثبت بین Y با Zr و Hf، Nb، Ta، U، Th، Pb، Ba، Sr، Rb، Ta، Se، Sn، Sb، Mo، Li، Cu، Cs، Cd، Bi، Y و Te افزایش و کاهش Hf و V و کاهش Cr، Ni و Co در افق کانی‌سازی شده برزاوند دارند (شکل ۷-ث). افزایش عناصر یادشده به علت اعمال فشار روی واحدهای پروکلاستیک موجود در زیر گدازه بازالتی طی دیاژنز تدفینی می‌باشد. در این راستا، منبع عناصر فلزی را می‌توان فلزات جذب سطحی شده روی واحدهای پروکلاستیک زیرین، خرده‌سنگ‌های آتشفشانی، شیشه‌های آتشفشانی، بیوتیت و فلدسپارهای موجود در واحدهای توفی زیرین در نظر گرفت که به درون شوره‌های دیاژنزی وارد شده و درون حفرات و شکستگی‌های بازالت میزبان رویی ترسیب شده‌اند. یکی از ویژگی‌های تیپ مانتو، همراهی نقره با مس است که میزان آن از ۸ تا ۳۲ گرم در تن تغییر می‌کند (Malsaeu and Zentilli, 2002). در نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به افق کانی‌سازی شده برزاوند میزان نقره ۰/۶ الی ۱۳۸/۵ گرم در تن تغییر می‌کند. همچنین عیار Cu در واحد توفی واقع در زیر لایه بازالتی حدود ۵۲۴ ppm است. این امر بیانگر پتانسیل مناسب افق‌های چینه‌ای واحدهای پروکلاستیک زیرین برای تأمین مس برزاوند بوده است. همچنین تخریب و شکسته شدن کانی‌های فرومنیزین (اوژیت) سبب خروج بخشی Mg، Mn، Co و Ni از سیستم شده است (Arslan et al., 2006). افزایش Rb می‌تواند در ارتباط با تشکیل کانی‌های حاوی K همچون سرسیت و ایلیت در رگه کانی‌سازی شده باشد. افزایش Sr و Ba را می‌توان در ارتباط با جانشینی آن‌ها به جای Ca در کانی‌های کربناته همچون کلسیت طی دگرسانی دانست. افزایش Th، Pb و U نیز می‌تواند در ارتباط با افزایش عناصر مذکور توسط ورود شوره‌های حوضه‌ای حاصل از فرایند دیاژنز تدفینی در منطقه باشد.

همبستگی مثبت بین Cu با Ce/Ce* (جدول ۳)، نمایانگر نقش کنترل کانی‌های محتوی مس در توزیع آنومالی سریم در محدوده مطالعاتی دارد. همبستگی مثبت بین REE با Zr، Hf، Nb، Co، TiO₂، Fe₂O₃، P₂O₅ و Y (جدول ۳) (r = ۰/۶۷) (جدول ۳)، نمایانگر تمرکز عناصر نادر خاکی توسط اکسید/هیدروکسیدهای آهن، کانی‌های دارای کبالت، تیتانیم و کانی‌های فسفات از طریق جذب سطحی، و قرارگیری عناصر نادر خاکی در شبکه کانی‌های زیرین و به احتمال فراوان زینتویم دارد. دمای دگرسانی مهم‌ترین فاکتور در تهی‌شدگی و غنی‌شدگی جرم این عناصر است. اگر دمای دگرسانی بالا باشد، میزان عناصر REE، Al و HFSE و دیگر عناصر غیر متحرک کاهش می‌یابد. ولی اگر دما پایین باشد، مقدار این عناصر با پیشرفت فرایند دگرسانی یک روند افزایشی از خود نشان می‌دهند (Salvi and Jones, 1996). با نظر به اینکه در محدوده دگرسان شده برزاوند، مقادیر جرمی عناصر HFSE، Al، نسبت به ترکیب بازالت اولیه و REE نسبت به ترکیب کندریت با پیشرفت دگرسانی افزایش یافته‌اند، می‌توان عنوان کرد که دمای دگرسانی در محدوده مورد مطالعه پایین بوده است. نحوه توزیع عناصر مذکور پیشنهاد می‌کند که شرایط محیطی آبدارانه داده است که عناصر یادشده به شکل بازماندی در طی دگرسانی تمرکز حاصل نمایند.

- نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی و جایگاه زمین‌ساختی آنها: با رسم یافته‌های وابسته به نمونه‌های دگرسان شده میزبان کانه‌زایی مس در نمودار دو متغیره (Winchester and Floyd, 1977) Zr/Ti-Nb/Y (شکل ۸-الف) مشخص می‌شود که بیشتر سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب اولیه‌ای در حد بازالت‌های آلکالن می‌باشند. تعدادی نیز در مرز تقریبی بین بازالت‌های آلکالن و ساب‌آلکالن قرار دارند. با استفاده از نمودار دو متغیره Zr- Zr/Y (Pearce and Norry, 1979) تعدادی از نمونه‌ها درون محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) و تعدادی نزدیک به این محدوده قرار دارند (شکل ۸-ب). قرارگیری بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های آلکالن و بازالت‌های درون صفحه‌ای می‌تواند نمایانگر کششی بودن محیط تشکیل آنها باشد (رجبی و ترابی، ۱۳۹۲).

بیشتر مطالعات بر روی کانسارهای مس نوع مانتو در شیلی و کانادا صورت گرفته است (Kojima et al., 2009). این کانسارها، نوع خاصی از کانسارهای مس می‌باشند که به صورت چینه‌کران در واحدهای آتشفشانی به‌ویژه گدازه‌های تراکی‌آندزیتی مگاپورفیری و آمیگدالوئیدال، تشکیل می‌شوند. ستون چینه‌شناسی مربوط به ذخایر مس لایه کران همچون El Soldado در شیلی (Wilson, 2000)، عباس‌آباد واقع در زون سبزوار (مغفوری و موحدنیا، ۱۳۹۳)، کشکویه واقع در زون ارومیه - دختر (ابولی‌پور و همکاران، ۱۳۹۰) و ابولی‌پور و همکاران، (۱۳۹۴)، ماری واقع در تشکيلات ماگمایی البرز (Maghfouri et al., 2017)، کشت مهکی در زون سندانج - سیرجان (بوبری کناری و همکاران، ۱۳۹۳؛ Boveiri Konari et al., 2011) و Boveiri Konari et al., 2013) و برزاوند در شکل ۹ مقایسه شده‌اند. همان‌طور که دیده می‌شود در ذخایر El Soldado، عباس‌آباد، کشکویه، برزاوند و ماری کانه‌زایی مس تنها در یک افق چینه‌ای خاص به‌فرم لایه‌کران شامل آندزیت مگاپورفیری، آندزیت و بازالت جای گرفته‌است و هیچگونه آثاری از کانه‌زایی مس در واحدهای زیرین و بالایی افق یادشده دیده نمی‌شود. در ذخیره مس کشت مهکی نیز سنگ

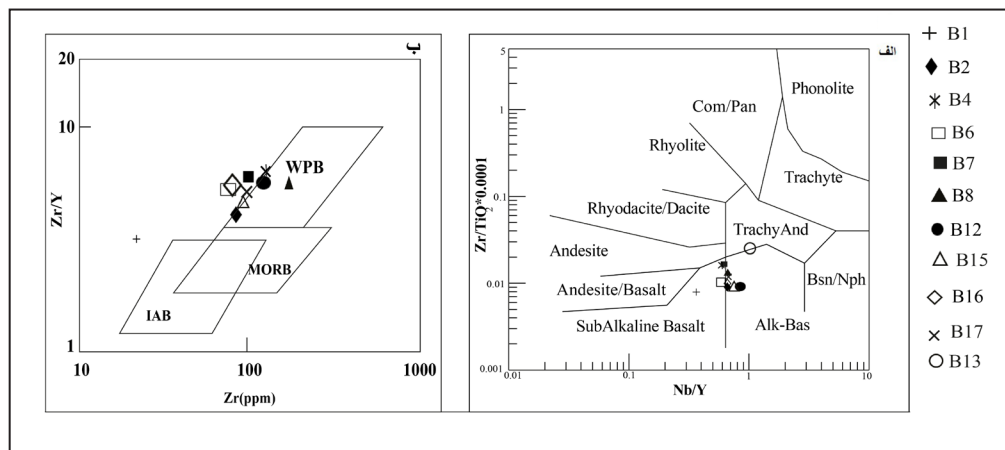
- عناصر جزئی: مطالعات تغییرات جرم نشان‌دهنده افزایش Ag، As، Be، Zn، W، Ti، Zr، Nb، U، Th، Pb، Ba، Sr، Rb، Ta، Se، Sn، Sb، Mo، Li، Cu، Cs، Cd، Bi، Y و Te افزایش و کاهش Hf و V و کاهش Cr، Ni و Co در افق کانی‌سازی شده برزاوند دارند (شکل ۷-ث). افزایش عناصر یادشده به علت اعمال فشار روی واحدهای پروکلاستیک موجود در زیر گدازه بازالتی طی دیاژنز تدفینی می‌باشد. در این راستا، منبع عناصر فلزی را می‌توان فلزات جذب سطحی شده روی واحدهای پروکلاستیک زیرین، خرده‌سنگ‌های آتشفشانی، شیشه‌های آتشفشانی، بیوتیت و فلدسپارهای موجود در واحدهای توفی زیرین در نظر گرفت که به درون شوره‌های دیاژنزی وارد شده و درون حفرات و شکستگی‌های بازالت میزبان رویی ترسیب شده‌اند. یکی از ویژگی‌های تیپ مانتو، همراهی نقره با مس است که میزان آن از ۸ تا ۳۲ گرم در تن تغییر می‌کند (Malsaeu and Zentilli, 2002). در نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به افق کانی‌سازی شده برزاوند میزان نقره ۰/۶ الی ۱۳۸/۵ گرم در تن تغییر می‌کند. همچنین عیار Cu در واحد توفی واقع در زیر لایه بازالتی حدود ۵۲۴ ppm است. این امر بیانگر پتانسیل مناسب افق‌های چینه‌ای واحدهای پروکلاستیک زیرین برای تأمین مس برزاوند بوده است. همچنین تخریب و شکسته شدن کانی‌های فرومنیزین (اوژیت) سبب خروج بخشی Mg، Mn، Co و Ni از سیستم شده است (Arslan et al., 2006). افزایش Rb می‌تواند در ارتباط با تشکیل کانی‌های حاوی K همچون سرسیت و ایلیت در رگه کانی‌سازی شده باشد. افزایش Sr و Ba را می‌توان در ارتباط با جانشینی آن‌ها به جای Ca در کانی‌های کربناته همچون کلسیت طی دگرسانی دانست. افزایش Th، Pb و U نیز می‌تواند در ارتباط با افزایش عناصر مذکور توسط ورود شوره‌های حوضه‌ای حاصل از فرایند دیاژنز تدفینی در منطقه باشد.

- عناصر نادر خاکی (REE): بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که pH‌های پایین و بالا به ترتیب سبب تهی‌شدگی و غنی‌شدگی REEs در طی توسعه و تکامل سیستم‌های دگرسانی می‌شوند (Patino et al., 2003). با توجه به غنی‌شدگی REEs می‌توان ادعا کرد که pH مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده توزیع لانتانیدها در طی توسعه ذخیره مورد مطالعه بوده است. همچنین افزایش REE می‌تواند در ارتباط با پایین بودن دمای سیال مسئول کانه‌سازی در منطقه باشد. محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که مقادیر بی‌هنجاری Eu و Ce در نمونه‌های دگرسان شده به ترتیب ۰/۸ الی ۱/۴۳ و ۰/۷۶ الی ۱/۹۳ متغیر است (جدول ۲). بررسی‌های انجام شده نشان داده است که شعاع یونی ²⁺Eu در حدود ۱/۲۵ Å بوده و تا حدی نزدیک به شعاع یونی ²⁺Ca و ²⁺Sr (۱/۱۳ Å) است. از این رو، Eu می‌تواند جانشین Ca و Sr در ساختار پلاژیوکلاز شود (Laufer et al., 1984). به نظر می‌رسد که در طی دگرسانی پلاژیوکلازها و شیشه آتشفشانی موجود در زمینه بازالت‌ها، این عنصر به همراه Ca در طی مراحل اولیه دگرسانی از گدازه‌های بازالتی خارج شده و بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه‌ها ایجاد شده است. بی‌هنجاری مثبت Eu نیز می‌تواند بر اثر جانشینی Eu به جای Ca و Sr در ساختار کانی‌های کلریت، اپیدوت و کلسیت طی پروپلیتیکی شدن بازالت میزبان مس باشد. میزان بی‌هنجاری عنصر سریم در نمونه‌های مطالعاتی از ۰/۷۶ الی ۱/۹۳ در تغییر است. این بازه تغییرات دلیلی بر تغییر پتانسیل رودوکس در طی تکوین سامانه مورد مطالعه می‌باشد.

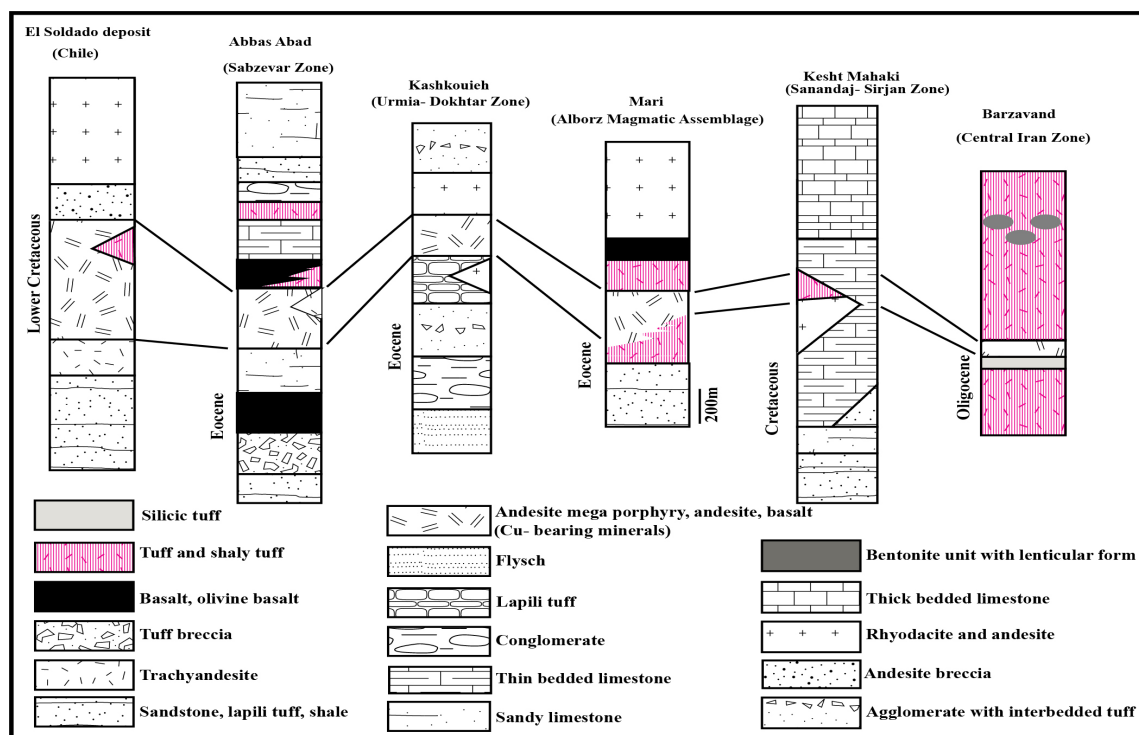
افزون بر این، نسبت (La/Lu)_N در نمونه‌های برزاوند از ۰/۹۷ تا ۱۴/۳۰ متغیر است. مقادیر (La/Yb)_N، (La/Sm)_N و (Gd/Yb)_N به ترتیب از ۰/۸۲ تا ۰/۵۳، ۰/۹۲ الی ۶/۹۴ و ۰/۷۸ الی ۱/۶۸ در تغییر است (جدول ۲). در محدوده مطالعاتی نسیان میزان ضرب همبستگی پیرسون (Rollinson, 1993) بین برخی از اکسیدهای اصلی، فرعی، عناصر جزئی و عناصر نادر خاکی عناصر جزئی محاسبه شده است. وجود همبستگی مثبت بین عناصر Zr با Nb و Hf به ترتیب ۰/۹۸ الی ۰/۸۷، می‌تواند دلالت بر میزبانان فرعی مانند زیرکن برای تمرکز عناصر Nb و Hf در نیمرخ‌های مورد مطالعه باشد. همبستگی مثبت بین Y با P₂O₅ (۰/۹۲) (جدول ۳) دلالت بر نقش احتمالی

(Makseav and Zentilli, 2002). کانه‌زایی اولیه مس ترجیحاً در بخش‌های خاص سنگ درونگیر مانند حفرات بادامکی و رگچه‌ها و به صورت پراکنده رخداد دارند (Kojima et al., 2009). در ذخایر نوع مانتو، کانی‌شناسی توده معدنی ساده و شامل کالکوسیت، بورنیت $\pm$ دیژنیت، کالکوپیریت و کوولیت هستند.

میزبان کانه‌زایی مس شامل کریستال لیتیک توف بوده که از نفوذپذیری مناسب جهت عبور سیالات مسئول کانه‌زایی برخوردار بوده است. سنگ میزبان ذخایر تیپ مانتو در محیط کشتی مرتبط با فرورانش آندی و حوضه‌های پشت کمانی تشکیل شده (Oliveros et al., 2008) و بیشتر تحت تأثیر دگرسانی‌های پروپلیتیک، سیلیسی، کلسیتی و آلییتی شدن قرار گرفته است



شکل ۸ - الف) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی مطالعاتی در نمودار دو متغیره $Nb/Y-Zr/TiO_2$ (Winchester and Floyd, 1977)؛ ب) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی در نمودار دو متغیره $Zr-Y$ (Pearce and Norry, 1979) (WPB: Within Plate Basalt, MORB: Mid- Oceanic Ridge Basalts and IAT: Island Arc Tholeiities)



شکل ۹- ستون چینه‌شناسی مربوط به ذخایر مس لایه کران El Soldado در شیلی (Wilson, 2000)، عباس آباد واقع در زون سبزوار (مغفوری و موحدینا، ۱۳۹۳)، کشکویه واقع در زون ارومیه- دختر (ابولی‌پور و همکاران، ۱۳۹۰ و ابولی‌پور و همکاران، ۱۳۹۴)، ماری واقع در تشکیلات ماگمایی البرز (Maghfouri et al., 2017)، کشت مهکی در زون سندج- سیرجان (بویری کناری و همکاران، ۱۳۹۳؛ Boveiri Konari et al., 2013؛ Boveiri Konari et al., 2011) و برزاوند در زون ایران مرکزی. در کلیه ذخایر یاد شده (به جز کشت مهکی) کانه‌زایی مس در واحد آندزیت، آندزیت مگاپورفیری و بازالت به صورت چینه کران رخ داده است. این در حالی است که ذخیره مس لایه کران کشت مهکی درون واحدهای توفی تکامل و گسترش یافته است.

جدول ۳- مقدار ضریب همبستگی پیرسون (Rollinson, 1993) بین نسبت‌های $\sum REE$ ، $(La/Y)_N$ ، $(La/Yb)_N$ ، $(La/Sm)_N$ ، $(La/Lu)_N$ ، $(Ce/Ce)^*$ ، Nb، Hf و Y با TiO_2 ، Fe_2O_3 ، Cu، $\sum REE$ ، Hf، Nb، CaO ، P_2O_5 و Zr و Co.

	$(La/Lu)_N$	$(La/Sm)_N$	$(La/Yb)_N$	(La/Y)	$\sum REE$	$(Ce/Ce)^*$	Nb	Hf	Y
Zr	-0.46	-0.18	-0.07	0.00	0.78	-0.05	0.87	0.98	0.93
P_2O_5	-0.31	-0.13	0.00	0.02	0.80	0.05	0.97	0.74	0.92
CaO	0.96	0.84	0.76	0.70	-0.14	-0.34	-0.56	-0.58	-0.50
Nb	-0.47	-0.26	-0.14	-0.09	0.75	0.08	1.00	0.79	0.92
Hf	-0.46	-0.15	-0.04	0.03	0.75	-0.14	0.79	1.00	0.89
$\sum REE$	0.05	0.28	0.44	0.49	1.00	-0.23	0.75	0.75	0.91
Cu	-0.33	-0.50	-0.44	-0.44	-0.09	0.59	0.13	-0.22	-0.01
Fe_2O_3	-0.51	-0.36	-0.22	-0.17	0.69	0.19	0.96	0.70	0.86
TiO_2	-0.46	-0.30	-0.18	-0.14	0.67	0.13	0.97	0.73	0.85
Co	-0.35	-0.27	0.14	-0.13	0.67	0.34	0.87	0.58	0.81

می‌دهد (جدول ۴). در شیلی رخداد کانه‌زایی مس در کانسارهای تیپ مانتو را حاصل رخداد فعالیت آتشفشانی غنی از مس می‌دانند که شستشوی واحدهای سنگی یاد شده توسط سیالات اکسیدان کانه‌ساز را به‌عنوان منشأ مس بیان کرده‌اند (Kojima et al., 2009). رخداد این فعالیت آتشفشانی در محیط کشتی پشت کمان در حاشیه آند در شیلی پیش از رخداد سیستم‌های پورفیری بوده است (Maksaev and Zentilli, 2002). با توجه به اینکه در محدوده مطالعاتی زفره سیستم‌های پورفیری دارای سن میوسن بوده (امین‌الرعا یایی یمینی، ۱۳۹۵ و کمیلی و همکاران، ۱۳۹۵) و سنگ‌های دربرگیرنده کانه‌زایی در برزاوند دارای سن الیگوسن بوده‌اند، می‌توان نتیجه گرفت که کانه‌زایی مس در زفره در ابتدا به‌شکل سنگ‌های آتشفشانی در محیط‌های کشتی الیگوسن رخ داده و سپس در میوسن، کانسارهای پورفیری در ارتباط با توده‌های نفوذی پس از برخوردی تشکیل شده‌اند. پی‌جویی لایه بازالتی می‌تواند به اکتشاف ذخایر جدیدی در محدوده مطالعاتی زفره منجر شود. این الگوی اکتشافی می‌تواند به‌عنوان دومین الگوی اکتشافی برای کانسارهای مس در منطقه زفره پس از سیستم‌های پورفیری مطرح شود.

در ذخایر تیپ مانتو مس درون شوراب‌های اکسیدان به‌صورت کمپلکس‌های کلریدی حمل شده (Wilson and Zentilli, 2006) و پس از واکنش با پیریت، به‌صورت سولفیدهای مس جانشین پیریت‌های تشکیل شده در مرحله ولکانیسم می‌شود. سیالی با pH نزدیک به خنثی و فوگاسیته بالای گاز اکسیژن می‌تواند حلالیت یون مس را افزایش داده و شستشوی مس را شدت بخشد (Wilson and Zentilli, 2006). نسبت $La/Y < 1$ در اغلب نمونه‌های مطالعاتی نمایانگر pH اسیدی سیالات عامل کانه‌زایی می‌باشد. با توجه به ویژگی‌های سنگ میزبان، فرم و انواع دگرسانی، ساخت و بافت ماده معدنی، ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ کل، ذخیره مس برزاوند دارای بیشترین شباهت به ذخایر مس تیپ مانتو واقع در شیلی می‌باشد (Oliveros et al., 2008; Kojima et al., 2009; Wilson, 2000) (جدول ۴). همچنین ذخیره مس برزاوند شباهت‌های زیادی را با ذخایر مس بزرگ واقع در عباس‌آباد شاهرود (صالحی و همکاران، ۱۳۹۴)، کشکویه (ابولی‌پور و همکاران، ۱۳۹۴)، ماری (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۹۵ و Maghfouri et al., 2017) و کشت‌مهکی (بویری‌کناری و همکاران، ۱۳۹۳) نشان

جدول ۴- مقایسه ذخیره مس برزاوند با برخی از ذخایر مس لایه کران در ایران همچون کشکویه، کشت مهکی، ماری، بزرگ و ذخیره مس نوع مانتو واقع در شیلی.

ویژگی‌های کانه‌زایی	ذخیره مس برزاوند	ذخیره مس کشکویه	ذخیره مس کشت مهکی	ذخیره مس ماری	ذخیره مس بزرگ (واقع در عباس‌آباد شاهرود)	کانسارهای مس نوع مانتو واقع در شیلی
سن	الیگوسن	اتوسن	کرتاسه زیرین	اتوسن	اتوسن	ژوراسیک پایانی تا کرتاسه آغازین
محیط زمین‌ساختی	کشتی	حوضه کشتی بک آرک رفسنجان	ریفت درون کمان آتشفشانی	ریفت درون کمان حاشیه فعال قاره‌ای	کمان قاره‌ای فروراشتی	محیط کشتی مرتبط با فروراشت آند و حوضه‌های پشت کمانی
سنگ میزبان	بازالت	آندزیت دارای اشکال بادمکی	واحد آذرآواری با ترکیب آندزیتی	تراکی آندزیت مگاپورفیری	تراکی آندزیت	توف، بازالت و رپوداسیت
دگرسانی	پروپلیتیک، سیلیسی شدن، کلسیتی شدن، آرژیلیکی ضعیف، آلیتی شدن، پرهنتی شدن، هماتی شدن	کربناتی شدن، هماتی شدن سیلیسی شدن و سرستی شدن	کلریتی شدن، سیلیسی شدن، کلسیتی شدن، زئولیتی شدن، هماتی شدن و اپیدوتی شدن	کربناتی شدن، کلریتی شدن، اپیدوتی شدن، سیلیسی شدن و سرستی شدن	پروپلیتیک، سیلیسی شدن، کلسیتی شدن و هماتی شدن	پروپلیتیک، سیلیسی شدن، کلسیتی شدن و آلیتی شدن
ساخت و یافت سنگ درون‌گیر	پورفیری، هالوپورفیری، بادمکی و برشی	پورفیری و بادمکی	پورفیری	مگا پورفیری	پورفیری، مگاپورفیری، بادمکی، گلوپورفیری و برشی	پورفیری، آفانتیک، بادمکی و برشی
نوع کانه‌زایی	درون‌زاد	درون‌زاد	درون‌زاد	درون‌زاد	درون‌زاد	درون‌زاد
کانی‌های معدنی	کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت، مالاکیت و آزوریت	بورنیت، کالکوزیت، کالکوپیریت، پیریت، دیزنیت و هماتیت	کالکوزیت و بورنیت	کالکوزیت، بورنیت، کالکوپیریت، پیریت و هماتیت	کالکوزیت، بورنیت، کالکوپیریت، پیریت و هماتیت	کالکوزیت، دیزنیت، بورنیت، کالکوپیریت و کوولیت
کانی‌های باطله	کوارتز، کلریت، هماتیت، اپیدوت، کلسیت، کلسدون، پرهنت و زئولیت	کربنات، کلریت، هماتیت و کوارتز	اپیدوت، کربنات، کلریت و آلکالی فلدسپار	کربنات، کوارتز، کلریت، اپیدوت و آلکالی فلدسپار	کوارتز، کلریت، اپیدوت، کلسیت، کلسدون و زئولیت	کوارتز، کلریت، اپیدوت، کلسیت و زئولیت
یافت و ساخت توده معدنی	پراکنده، رگه- رگه‌ای، پرکننده فضاهای خالی و بادمکی	پراکنده، رگه- رگه‌ای، دانه پراکنده و جانیشنی (پیریت و پیرویتومین)	پرکننده فضای خالی، رگه- رگه‌ای، دانه پراکنده، جانیشنی و لامینه‌ای	پرکننده فضای خالی، رگه- رگه‌ای، دانه پراکنده و جانیشنی	پراکنده، رگه- رگه‌ای، پرکننده فضاهای خالی و بادمکی	پراکنده، رگه- رگه‌ای، پرکننده فضاهای خالی و بادمکی
شکل هندسی	لایه کران	لایه کران	لایه کران	لایه کران	لایه کران	لایه کران
نمونه و منابع	پژهن در دست	ابولی‌پور و همکاران (۱۳۹۴)	بوری‌کناری و همکاران (۱۳۹۳)	حسین‌زاده و همکاران (۱۳۹۵) Maghfouri et al. (2017)	صالحی و همکاران (۱۳۹۴)	Mantos Blancos (Oliveros et al., 2008); Lince-Estefania and Northern Chilean (Kojima et al., 2009); El Soldado (Wilson, 2000)

۴- نتیجه‌گیری

و پرهیت طی پروپلیتیکی شدن بازالت میزبان مس) در تفریق عناصر نادر خاکی سبک، متوسط و سنگین از یکدیگر دارد.

۵) با نظر به اینکه در پهنه دگرسانی برزاوند، مقادیر جرمی عناصر HFSE، REE نسبت به ترکیب بازالت اولیه و Σ REE نسبت به ترکیب کندریت با پیشرفت دگرسانی افزایش یافته‌اند، بنابراین می‌توان عنوان کرد که دمای دگرسانی در محدوده مورد مطالعه پایین بوده است. چگونگی پراکندگی عناصر یادشده پیشنهاد می‌کند که شرایط محیطی آتشی اجازه داده است که این عناصر به شکل بازماندی در طی دگرسانی تمرکز حاصل نمایند.

سپاسگزاری

این مقاله حاصل بخشی از تحقیقات انجام شده مربوط به رساله دکتری آقای شهرام مبصر می‌باشد که در دانشگاه آزاد اسلامی واحد محلات انجام شده است. نگارندگان از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

۱) ذخیره مس برزاوند به سن الیگوس درون یک گدازه بازالتی به فرم لایه کران تشکیل شده است که به صورت میان لایه با توف قرار دارد. گدازه بازالتی یاد شده به همراه توف‌های لایه‌ای در امتداد یک گسل کششی با روند باختری-خاوری ترسیب شده‌اند.

۲) در ذخیره مس برزاوند کانی‌شناسی سنگ میزبان مشتمل بر اپیدوت، کلریت، کلسیت، پرهیت، ژئولیت، همتایت، کوارتز، پیریت، کالکوپیریت، کوولیت، بورنیت، مالاکیت و آزوریت می‌باشد.

۳) عیار Cu در واحد توفی واقع در زیر لایه بازالتی حدود ۵۲۴ ppm بوده است. این امر بیانگر پتانسیل مناسب افق‌های چینه‌ای واحدهای پیروکلاستیک زیرین برای تأمین مس برزاوند بوده است. منبع عناصر فلزی در افق کانه‌سازی شده را می‌توان بیوتیت، فلدسپارها، شیشه آتشفشانی و عناصر جذب سطحی شده روی واحدهای پیروکلاستیک زیرین در نظر گرفت.

۴) همبستگی مثبت و معنی‌دار بین $(La/Y)_{\text{N}}$ ، $(La/Sm)_{\text{N}}$ ، $(La/Yb)_{\text{N}}$ ، $(La/Lu)_{\text{N}}$ با CaO نمایانگر نقش ترسیب کانی‌های کلسیم‌دار (همچون اپیدوت، کلسیت، کلریت

کتابکاری

- ابولی‌پور، م.، راستاد، ا. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۹۰، نقش پیرویتوم و پیریت در کانه‌زایی مس تیپ مانتو در منطقه کشکویه رفسنجان، استان کرمان، سی‌امین همایش علوم زمین، <https://civilica.com/doc/182261>
- ابولی‌پور، م.، راستاد، ا. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۹۴، کانه‌زایی مس چینه کران نوع مانتو (Manto-type) در آندزیت پورفیر پیرویتومین دار کشکویه رفسنجان، زیرپهنه دهج-ساردویه، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۵، ص ۱۲۳-۱۴۴. <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2015.42418>
- امین‌الرعایی، م.، طوطی، ف. و احمدیان، ج.، ۱۳۹۵، دگرسانی گرمایی کانسار مس پورفیری جنوب غرب ظفرقد با نگرشی بر تحولات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی منطقه، پژوهش‌های دانش زمین، سال هفتم، شماره ۲۵، ص ۷۵-۹۰. https://esrj.sbu.ac.ir/article_95893.html
- بلوچی‌انارکی، ت. و مکی‌زاده، م.، ع.، ۱۳۹۲، پتروگرافی ژئوشیمی و ژئو اسکارن‌های آهن جنوب غرب اردستان، ایران مرکزی، اولین همایش ملی مجازی علوم زمین، ارومیه، ایران. <https://civilica.com/doc/267845>
- بوری کناری، م.، راستاد، ا. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۹۳، کانه‌زایی مس (-نقره) نوع "Volcanic Red Bed" در کانسار کشت مهکی، شمال باختر صفاشهر، پهنه سندر-سیرجان جنوبی. فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۳، ص ۱۹-۳۶. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=235023>
- حسین‌زاده، م.، ر.، مغفوری، س.، مؤید، م. و فریداصل، و.، ۱۳۹۵، معرفی کانسار مس ماری به‌عنوان یک ذخیره چینه کران نوع مانتو در پهنه طارم، شمال غرب ایران، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۳۸، ص ۱۷-۳۷. <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=273936>
- رادفر، ج.، کهنسال، ر.، ذوالفقاری، ص. و بهره‌مند، م.، ۱۳۸۲، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوپایه. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگه شماره ۶۴۵۵.
- رادفر، ج. و امینی چهرق، م.، ۱۳۸۷، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رجبی، ث. و ترابی، ق.، ۱۳۹۲، پترولوژی بازالت آلکالن توره، شاهی بر ولکانیسم الیگوس درون قاره‌ای در شمال غرب خرد قاره شرق-ایران مرکزی، جنوب غرب جندق. مجله پترولوژی، سال چهارم، شماره ۱۶، ص ۲۱-۳۸. https://ijp.ui.ac.ir/article_16147.html
- صالحی، ل.، رسا، ا.، علیرضایی، س. و کاظمی مهرنیا، ا.، ۱۳۹۴، کانسار مس معدن بزرگ با میزبان آتشفشانی، نمونه‌ای از کانسارهای مس نوع مانتو، خاور شاهرود. فصلنامه علوم زمین. سال بیست و پنجم، شماره ۹۸، ص ۹۳-۱۰۴. DOI: 10.22071/gsj.2016.4116
- عابدینی، ع.، ۱۳۹۶، زمین‌شیمی دگرسانی آرژیلیک: مطالعه موردی از منطقه جیزوان، پهنه طارم-هشتجین، فصلنامه علوم زمین. شماره ۱۰۴، ص ۳-۱۶. DOI: 10.22071/gsj.2016.50099
- فتاحی، ش.، کلاگری، ع. ا. و عابدینی، ع.، ۱۳۹۴، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی ذخیره بنتونیت نیستانک، شمال باختر ناین، فصلنامه علوم زمین. سال بیست و پنجم، شماره ۹۸، ص ۴۰۵-۴۱۴. DOI: 10.22071/GSJ.2016.41271
- کیمی، س. س.، خلیلی، م.، اسدی هارونی، ه. و باقری، ه.، ۱۳۹۵، ترکیب سیالات گرمایی در کانسار مس پورفیری کهنک (شمال شرق اصفهان) با کمک داده‌های کانه‌نگاری، سیالات درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار. مجله زمین‌شناسی اقتصادی. شماره ۸، ص ۲۸۵-۳۰۵. <https://www.sid.ir/fa/JOURNAL/ViewPaper.aspx?id=280646>
- محمدی، س.، ندیمی، ع. ل. و اعلی‌نیا، ز.، ۱۳۹۷، بررسی ارتباط کانی‌سازی و پهنه‌های دگرسانی با ساختارهای زمین‌ساختی با کمک مطالعات دورسنجی در منطقه‌ی جنوب اردستان (شمال شرق اصفهان). فصلنامه زمین‌ساخت. شماره ۷، ص ۲۹-۴۷. <https://www.sid.ir/fa/Journal/ViewPaper.aspx?ID=564264>
- معانی‌جو، م.، مستقیمی، م.، عبدللهی ریشه، م. و صحرارو، ن.، ۱۳۹۲، مطالعه ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی میزبان و کانی‌شناسی دگرسانی آرژیلیک در کانسار مس پورفیری سرچشمه: بر اساس داده‌های جدید مجله یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی. شماره ۱۳، ص ۲۷-۴۱. https://journals.basu.ac.ir/article_437.html
- مغفوری، س. و موحدنیا، م.، ۱۳۹۳، زمین‌شناسی و کانه‌زایی کانسارهای مس عباس‌آباد شاهرود و مقایسه آنها با کانسارهای مس تیپ مانتو، هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران. <https://civilica.com/doc/391458>
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Arslan, M., Kadir, S., Abdioglu, E., and Kolayli, H., 2006. Origin and formation of kaolin minerals in Saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey, *Clay Minerals*, 41: 597-617. DOI:10.1180/0009855064120208.
- Babazadeh, Sh., Ghalamghash, J., D'Antonio, M., and Furman, T., 2021. Hydrothermal alteration in Eshtehard volcanoes, Iran: Constraints from trace elements redistribution and stable isotope geochemistry. *Journal of Geochemical Exploration*, 222:106719. DOI: 10.1016/j.gexplo.2020.106719.
- Beygi, S., Nadimi, A., and Safaei, H., 2016. Tectonics history of Seismogenic fault structures in Central Iran. *Journal of Geosciences*, 61 (2): 127-144. DOI: 10.3190/jgeosci.212.
- Boveiri, M., Rastad, E., and Rashidnejad, N., 2011. Volcanic redbed- type copper mineralization in the Keshtmahaki, Southern Sanandaj- Sirjan Zone, southeastern Iran, 11th SGA Biennial Meeting Let's Talk Ore Deposits 26-29th September 2011 Antofagasta, Chile.
- Boveiri, M., Rastad, E., Kojima, S., and Rashidnejad, N., 2013. Volcanic redbed- type copper mineralization in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj- Sirjan Zone, Iran. *N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.)*, 107-121. DOI: 10.1127/0077-7757/2013/0236.
- Craveiro, G. S., Xavier, R. P., and Villas, R. N. N., 2019. The Cristalino IOCG deposit: an example of multi-stage events of hydrothermal alteration and copper mineralization. *Brazilian Journal of Geology*, 49(1). DOI: 10.1590/2317-4889201920180015.
- Huang, X. W., Boutroy, É., Makvandi, S., Beaudoin, G., Corriveau, L., and De Toni, A. F., 2019. Trace element composition of iron oxides from IOCG and IOA deposits: relationship to hydrothermal alteration and deposit subtypes. *Mineralium Deposita*, 54(4): 525-552. DOI: 10.1007/s00126-018-0825-1.
- Kirkham, R. V., 1996. Volcanic Red Bed copper. In: *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, (ed.) Eckstrand, O. R., Sinclair, W. D. and Thorpe, R. I., Geological Survey of Canada, 8: 241- 252. DOI: 10.4095/207946.
- Kojima, S., Trista-Aguilera, D., and Hayashi, K., 2009. Genetic Aspects of the Manto-type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits. *Resource Geology*, 59(1): 87-98. DOI: 10.1111/j.1751-3928.2008.00081.x
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogists*, 68.
- Laufer, F., Yariv, S., and Steinberg, M., 1984. The adsorption of quadrivalent Cerium by Kaolinite, *Clay Minerals*, 19: 137-149. DOI: 10.1180/claymin.1984.019.2.02.
- Maghfouri, S., Hosseinzadeh, M. R., Moayyed, M., Movahednia, M., and Choulet, F., 2017. Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto- type deposit, northern Zanjan, Iran. *Ore Geology Reviews*, 81: 10-22. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.025>. DOI:10.1016/j.oregeorev.2016.10.025.
- Maksaev, V., and Zentilli, M., 2002. Chilean strata- bound Cu-(Ag) deposits: An overview. In: Porter, T.M. (Ed), *Hydrothermal Iron Oxide in Copper- Gold and related deposits. A Global Perspective*. PGC Publishing Adelaide, 163- 184.
- Niu, S. D., Guo, J., Xing, G. F., Huang, Z. Q., Wu, H. Y., and Fan, F. P., 2020. Magmatism, geological setting, alteration, and metallogenic potential of Donghua area, Dehua County, Fujian Province, Southeast China: Insights from porphyry zircon U-Pb and pyrite Rb-Sr geochronology, geochemistry and remote sensing. *Ore Geology Reviews*, 126, 103726. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2020.103726.
- Oliveros, V., Féraud, G., Aguirre, L., Ramírez, L., Fornari, M., Palacios, C., and Parada, M., 2008. Detailed ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of geologic events associated with the Mantos Blancos copper deposit, northern Chile. *Mineralium Deposita*, 43: 281-293. DOI: 10.1007/s00126-007-0146-2.
- Patino, L. C., Velbel, M. A., Price, J. R. and Wade, J. A., 2003- Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala, *Chemical Geology*, 202: 343-364. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2003.01.002.
- Pearce, J. A., and Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47. DOI: 10.1007/BF00375192.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. DOI: <https://doi.org/10.4324/9781315845548>.
- Salvi, S., and Williams-Jones, A. E., 1996. The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada. *Acta Geochimica et Cosmochimica*, 60(11), 1917-1932. DOI: 10.1016/0016-7037(96)00071-3.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds. *Magmatism in the ocean basin*, Geological Society of London Special Publication, 42: 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Tassongwa, B., Eba, F., Njoya, D., Tchakounté, J. N., Jeudong, N., Nkoumbou, C., and Njopwouo, D., 2017. Physico-chemistry and geochemistry of Balengou clay deposit (West Cameroon) with inference to an argillic hydrothermal alteration. *Comptes Rendus Geoscience*, 5: 212-222. DOI: 10.1016/j.crte.2017.06.002.

- Wilson, N. S. F., 2000. Organic petrology, chemical composition, and reflectance of pyrobitumen from the El Soldado Cu deposit, Chile. *Int. J. Coal Geol*, 43: 53–82. DOI: 10.1016/S0166-5162 (99) 00054-3.
- Wilson, N. S. F., and Zentilli, M., 2006. Association of pyrobitumen with copper mineralization from the Uchumi and Talcuna districts, Central Chile: *International Journal of Coal geology*, v. 65, p. 158-169. DOI: 10.1016/j.coal.2005.04.012.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325–343. DOI: 10.1016/0009-2541(77)90057-2.
- Xiao, B., Chen, H., Hollings, P., Wang, Y., Yang, J., and Wang, F., 2018. Element transport and enrichment during propylitic alteration in Paleozoic porphyry Cu mineralization systems: insights from chlorite chemistry. *Ore Geology Reviews*, 102: 437-448. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2018.09.020.
- Zhou, Y., Li, L., Yang, K., Xing, G., Xiao, W., Zhang, H., Xiu, L., Yao, Z., and Xie, Z., 2020. Hydrothermal alteration characteristics of the Chating Cu-Au deposit in Xuancheng City, Anhui Province, China: Significance of sericite alteration for Cu-Au exploration. *Ore Geology Reviews*, 127: 103844. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2020.103844.

Original Research Paper

The Barzavand copper deposit, NW Naein, Esfahan province: Constraints on mineralization and geochemistry of alteration system

Shahram Mobaser¹, Taher Farhadinejad^{1,2*}, Abbas Asgari¹, Mohammad Ali Abadi¹ and Shirin Fatahi^{1,3}

¹Earth Sciences Department, Technical Engineering faculty, Mahallat Branch, Islamic Azad University, Mahallat, Iran

²Soil Conservation and Watershed Management Research Department, Lorestan Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, Khoram Abad, Iran

³Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 August 10

Accepted: 2022 January 16

Available online: 2022 September 23

Keywords:

Alteration

Propylitization

Silicification

Zeolitization

Differentiation of lanthanides

Barzavand

ABSTRACT

The Barzavand copper deposit with Oligocene age located in 30 Km northeast of Zefreh along a tension fault with W-E trend and developed within basaltic lava with stratabound form. Alterations mainly include: pyritization, propylitization, zeolitization, silicification, saussuritization and uraltization of basaltic lava. Furthermore geochemical studies in Barzavand show enrichment of SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Na₂O, P₂O₅, TiO₂, ΣREE, Ag, As, Ba, Be, Bi, Cd, Cs, Cu, Li, Mo, Nb, Pb, Rb, Sb, Se, Sn, Sr, Ta, Tl, Te, Th, U, W, Y, Zn and Zr, enrichment- depletion of CaO, Fe₂O₃, MnO, Hf, Sc and V and depletion of S, Ni, Cr, MgO and Co during alteration. The positive correlation between (La/Lu)_N, (La/Yb)_N, (La/Sm)_N and (La/Y)_N and CaO (r= 0.70 to 0.96) indicate propylitization of host rock basalt and increase in pH of fluid responsible for mineralization that play important role in differentiation of lanthanides in study area. Ore minerals include chalcopyrite, bornite, covellite, azurite, malachite, hematite, goethite and pyrite. Copper is transported by means of chloride complexes into oxidized brines water related to late diagenesis stage and precipitated by substitution within pyrites formed during the volcanism process. It seems that the Barzavand copper deposit has submarine volcanism, early and late diagenesis, burial metamorphism and weathering stages during its evolution. According to alteration properties, mineralogy and the whole rock geochemistry, the Barzavand copper deposit is most similar to Manto type copper deposits.

* Corresponding author: Taher Farhadinejad; E-mail: farhadinejad@gmail.com

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.299006.1929

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.3.8.2

