

کانسار مس چینه کران (نوع مانتو) کال ابری در مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن شمال غربی بردسکن،

شمال شرقی ایران

الهه جباری

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

آزاده ملکزاده شفارودی

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

محمد حسن کریم پور

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۹۴/۸/۱۷ تاریخ پذیرش: ۹۵/۱/۱۶

Shafaroudi@um.ac.ir

چکیده

کانسار کال ابری بخشی از مجموعه آتشفشانی-رسوبی ائوسن جنوب زون سبزوار است که میزبان کانی‌سازی‌های متعدد مس چینه کران می‌باشد. زمین‌شناسی محدوده شامل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی-بازالتی، سنگ آهک و دایک‌های میکروگابرویی ائوسن است. سنگ‌های آذرین از نوع کالک آلکالن و متآلومینوس بوده و در زون فرورانش تشکیل شده‌اند. کانی‌سازی در داخل سنگ‌های آتشفشانی و مرز آنها با سنگ آهک به شکل‌های پراکنده، رگچه‌ای و پرکننده تشکیل شده است. کانی‌های اولیه شامل کالکوزیت، کالکوپیریت، بورتیت، مس طبیعی و پیریت و کانی‌های ثانویه مالاکیت، کوولیت، آزوریت، کریزوکلا و اکسیدهای آهن است. آلتراسیون پروپلیتیک، کربناتی، سیلیسی و زئولیتی در منطقه دیده می‌شود. ناهنجاری مس تا بیش از ۸ درصد می‌رسد. کانسار مس کال ابری از نوع مانتو است و مدل اپی‌ژنتیک برای آن پیشنهاد می‌شود. مجموعه آتشفشانی-رسوبی در شمال شرقی ایران پتانسیل بالایی برای کانسارهای مانتو دارد و باید برنامه اکتشافی تفصیلی برای آن طراحی شود.

کلمات کلیدی: کالکوزیت، چینه کران، زمین‌شیمی، توالی آتشفشانی-رسوبی، زون سبزوار

مقدمه

کال ابری یکی از این مناطق می‌باشد که تقریباً در مرکز این توالی آتشفشانی-رسوبی واقع شده (شکل ۱) و در این پژوهش مورد بررسی تفصیلی قرار می‌گیرد. کانسار مس کال ابری در ۵۰ کیلومتری شمال غربی شهرستان بردسکن و ۱۵ کیلومتری شمال روستای درونه در استان خراسان رضوی قرار دارد. این کانسار در بین طولهای جغرافیایی ۲۶° ۲۴' ۵۷" تا ۲۰° ۲۶' ۵۷" و عرضهای جغرافیایی ۴۵° ۱۷' ۳۵" تا ۴۷° ۱۹' ۳۵" واقع شده است. آثار کنده کاری قدیمی و وجود سرباره در منطقه نشان‌دهنده قدمت فعالیت‌های معدنی آن است. این منطقه هم‌اکنون متعلق به شرکت مهرآیین فولاد است که تاکنون مطالعات زمین‌فیزیکی به روش IP/RS، حفر بیش از ۵۰۰ متر گمانه براساس نتایج بدست آمده از زمین‌فیزیک و نمونه‌برداری زمین‌شیمیایی از گمانه‌ها و تجزیه برای عنصر مس را انجام داده است. هدف از این پژوهش تهیه نقشه زمین‌شناسی-کانی‌سازی و آلتراسیون-کانی‌سازی با تاکید بر ارتباط واحدهای سنگی و آلتراسیون با کانی‌سازی، مطالعات زمین‌شیمی اکتشافی سطحی و آنالیز تکمیلی تر زیرسطحی، لاگینگ مغزه‌های بدست آمده از حفاری و رسم پروفیل‌های زیرسطحی، مطالعات دقیق کانه‌نگاری و کانی‌شناسی زون‌های آلتراسیون و ماده معدنی و بررسی زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی میزبان و تعیین جایگاه تکتونیکی آنها بوده که برای اولین بار در منطقه انجام شده است. در نهایت براساس داده‌های بدست آمده، نحوه تشکیل کانسار تفسیر و مدل کانی‌سازی مشخص می‌گردد.

مجموعه آتشفشانی-رسوبی ائوسن در شمال غربی شهرستان بردسکن، شمال شرقی ایران، شامل سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً آندزیتی همراه با سنگ آهک نومولیت‌دار، مارن، رسوبات تبخیری و کنگلومراست که با یک روند شمال شرقی-جنوب غربی از جنوب به سری ولکانوپلاژیک و افیولیت‌های کرتاسه فوقانی و از شمال به لایه‌های قرمز ژیبس‌دار و کنگلومرای نئوژن و رسوبات کواترنری محدود می‌شود (شکل ۱). این توالی آتشفشانی-رسوبی به لحاظ ساختاری در جنوب زون سبزوار واقع شده است. مرز شمالی این زون گسل شاهرود و مرز جنوبی آن در سمت شرق گسل ریوش و به طرف غرب گسل درونه است (Lindenberg and Jacobshagen, 1983). وجود حدود ۱۰ معدن متروکه مس مانند زنگالو، چشمه گز، دهنه سیاه، چشمه مرضیه و غیره همراه با آثار کار شدادی، کوره‌های ذوب و سرباره فراوان همراه با اندیس‌های مس متعدد در حاشیه واحدهای آندزیتی و مرز سنگ‌های آتشفشانی با رسوبی، نشان‌دهنده اهمیت کانه‌زایی مس و پتانسیل بالای اکتشافی این مجموعه در شمال شرقی ایران است (شکل ۱). از ویژگی‌های مهم کانی‌سازی‌های متعدد مس این محدوده وجود شباهت در سنگ دربرگیرنده، آلتراسیون، شکل، حالت و نوع کانی‌سازی است که حکایت از وجود یک نوع خاص کانی‌سازی مس در این بخش از ایران دارد. کانسار مس

روش مطالعه

در راستای دستیابی به اهداف مورد نظر، برداشت اطلاعات صحرایی و نمونه برداری از واحدهای سنگی و زون‌های کانی‌سازی در سطح انجام شد. همچنین ۵۹۱ متر مغزه در قالب ۱۰ گمانه با مقیاس ۱:۱۰۰ مطالعه شدند. در مجموع تعداد حدود ۳۰۰ نمونه از سطح و گمانه‌ها جمع آوری شد که از این میان ۱۶۰ مقطع نازک، ۲۵ مقطع نازک صیقلی و ۲۰ بلوک صیقلی تهیه و مطالعه شدند. نقشه زمین‌شناسی - کانی‌سازی و آلتراسیون - کانی‌سازی سطحی منطقه در نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد. پروفیل انتخابی زیرسطحی زمین‌شناسی، کانی‌سازی و آلتراسیون از گمانه‌های جنوب غربی منطقه نیز رسم شد. به منظور مطالعات زمین‌شیمیایی اکتشافی، از نتایج آنالیز ۲۶۰ نمونه از گمانه‌ها که توسط شرکت مهرآیین فولاد در آزمایشگاه شرکت کومه معدن پارس به روش جذب اتمی برای عنصر مس تجزیه شده بود، استفاده شد. همچنین تعداد ۱۹ نمونه از پودرهای آنالیز شده گمانه‌ها انتخاب و به روش ICP-OES در شرکت زرآرما برای تجزیه عناصر بیشتر مانند نقره، سرب، روی و غیره مجدداً آنالیز شد. از سطح منطقه نیز و از محل کنده-کاری‌های قدیمی و زون‌های کانی‌سازی، تعداد ۲۶ نمونه خرده‌سنگی برداشت شده و به روش ICP-OES در شرکت زرآرما و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران برای عنصر مس، نقره و دیگر فلزات پایه آنالیز شد. مطالعات تکمیلی کانی‌شناسی زون‌های آلتراسیون و ماده معدنی با انجام آنالیز ریزپردازش الکترونی (EMPA) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و پراش پرتو ایکس (XRD) در شرکت زرآرما تحقق پذیرفت. دستگاه ریزپردازنده الکترونی مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه بوده است. پردازش در شرایط ۲۰ میلی‌آمپر با ولتاژ ۱۵ تا ۲۰ کیلوولت انجام گرفته است.

به منظور آگاهی از زمین‌شیمی سنگ میزبان و موقعیت تکتونیکی آن نیز تعداد ۱۵ نمونه از واحدهای آندزیتی، بازالت و میکروگابرو که دارای حداقل مقدار آلتراسیون بودند انتخاب شده و برای اکسیدهای اصلی به روش XRF در شرکت تجزیه کنندگان کانسارهای بلورین آمتیس شرق و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و برای عناصر فرعی و نادر خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME کانادا آنالیز شدند. روش آماده‌سازی نمونه‌ها ذوب قلیایی با کد 4B بوده است. نتایج تجزیه توسط نرم‌افزار GCD.kit پردازش شده و از نمودارهای لازم پترولوژیکی جهت تعبیر و تفسیرهای لازم استفاده شده است.

زمین شناسی

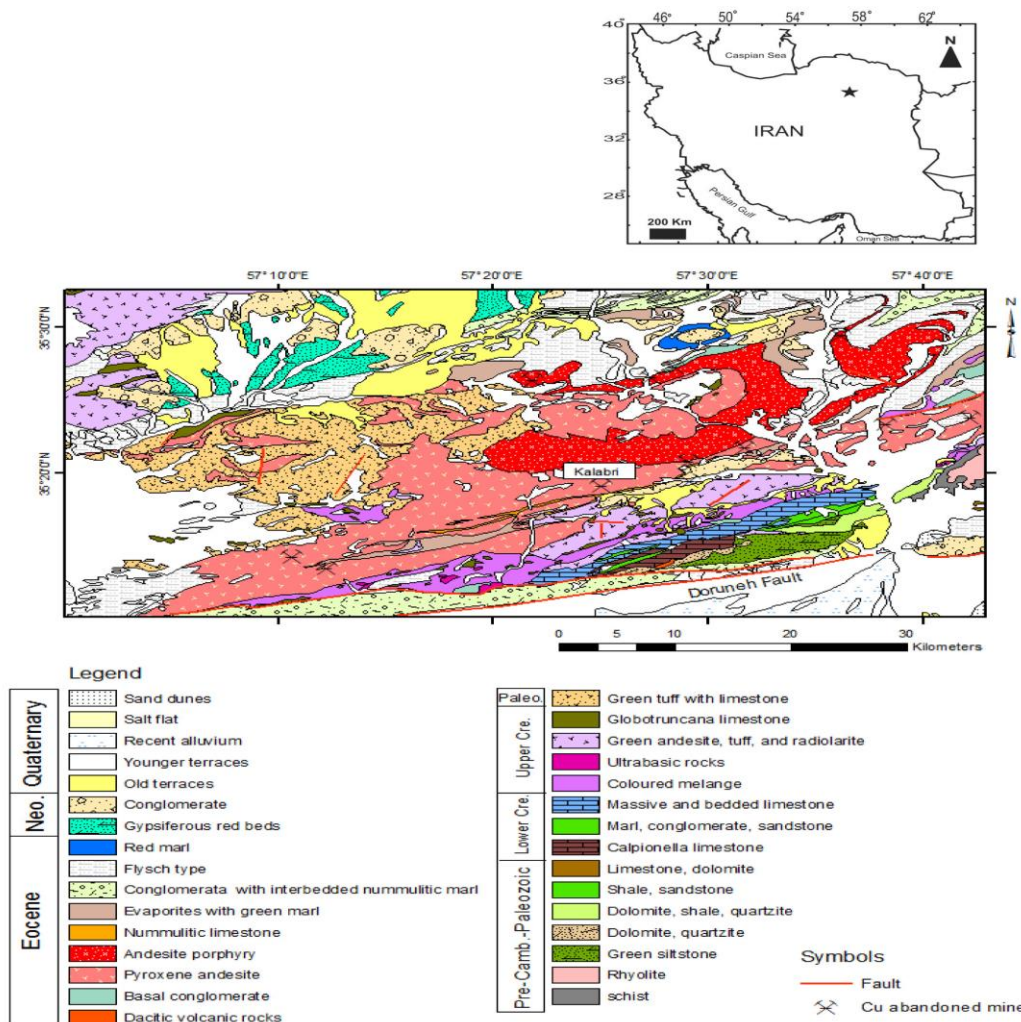
کانسار کال ابری در جنوب زون سبزوار و در شرق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه (قائمی و موسوی حرمی، ۱۳۸۵) واقع شده است. از ویژگی‌های بارز زمین‌شناسی ناحیه‌ای این منطقه، فعالیت شدید ماگماتیکی سنوزوئیک و قرارگیری گسل درونه در جنوب آن است. توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن در جنوب زون سبزوار به فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی در یک حوضه کم عمق نسبت داده شده است (Lindenberg and Jacobshagen, 1983). سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً ترکیب آندزیت و بازالت و کمتر داسیتی دارند و با سنگ‌های رسوبی همچون سنگ آهک نومولیت دار که از شاخصه‌های محیط‌های زیردریایی است، همراهی می‌شوند.

توده‌های نفوذی نیمه عمیق به شکل دایک و یا استوک کوچک به ندرت در برخی مناطق در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ نموده‌اند. ساختمان‌های زمین-شناسی زون سبزوار از گسل‌های اطراف آن بویژه گسل درونه در جنوب تاثیر پذیرفته است. بطوریکه روند بسیاری از گسل‌ها و ساختمان‌های چین خورده درون زون و در توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن از روند گسل درونه تبعیت می‌کند. چین خوردگی‌های متعددی به شکل تاقدیس و ناودیس در این مجموعه دیده می‌شود و راستای گسل‌ها عمدتاً شرقی - غربی تا شمال شرقی - جنوب غربی است.

بخش اعظم محدوده کانسار کال ابری پوشیده از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن است که از یک روند شمال شرقی - جنوب غربی پیروی می‌کنند. از این میان آندزیت مگاپورفیری، پیروکسن آندزیت، آندزیت خاکستری تیره و الیوین بازالت بیشترین گسترش را دارند. واحدهای آندزیتی مورفولوژی خشن و کوهستانی دارند و مرز آنها در بخش‌هایی از منطقه گسله است. بخش زیادی از کانی‌سازی در حاشیه این واحدها دیده می‌شود. توف آندزیتی و کنگلومرای آتشفشانی با گسترش محدود در جنوب غربی محدوده رخنمون دارند (شکل ۲). البته واحد آذرآواری توف آندزیتی در شمال منطقه و در زیر آندزیت مگاپورفیری در محل پیشکارهای باز شده نیز دیده شده است. همچنین این واحد در مطالعات زیرسطحی در گمانه‌های BH3 و BH10 وجود دارد (شکل ۳). توف آندزیتی به انواع قرمز (با اکسید آهن فراوان) و سبز رنگ تقسیم می‌شود و بخشی از کانی‌سازی در آن دیده می‌شود. کنگلومرای آتشفشانی از گسترش قابل توجهی در گمانه‌های جنوب غرب منطقه برخوردار است (شکل ۳). این کنگلومرا از قطعات آندزیتی مختلف همراه با کانی‌سازی در یک سیمان توفی تشکیل شده است و نشاندهنده دوره توقف فعالیت‌های آتشفشانی منطقه است. سنگ آهک بایوکلاستیک نیز با همان روند سنگ‌های آتشفشانی در جنوب منطقه و در گمانه‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳). وجود فسیل‌های نومولیت، آلولینا، جلبک قرمز و ائید با هسته کوارتز همراه با قطعات آتشفشانی از ویژگی‌های این سنگ آهک است که حکایت از سن ائوسن زیرین دارد. حاشیه این واحد با واحدهای آندزیتی میزبان کانی‌سازی مس منطقه است. توده نفوذی میکروگابرو به شکل استوک‌های کوچک در سنگ‌های آتشفشانی در نیمه جنوبی منطقه نفوذ نموده است. کنگلومرای نئوژن با گسترش وسیع و مورفولوژی تپه ماهوری در نیمه جنوبی منطقه رخنمون دارد (شکل ۲). این کنگلومرا از قطعات ۰/۵ میلیمتر تا ۵ سانتیمتری آندزیت و پیروکسن آندزیت در یک سیمان آهکی تشکیل شده است و از نوع پلی‌میکتیک است.

پتروگرافی سنگ‌های آذرین

توف آندزیتی: توف آندزیتی دارای بافت پیروکلاستیک در زمینه دانه ریز تا شیشه‌ای است. قطعات سنگی این واحد آندزیتی بوده که از پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک ادنگزیتی شده و تبدیل شده به اکسید آهن در اندازه‌های ۱ تا ۲ سانتیمتر تشکیل شده است (شکل ۴ الف). کلریت، کوارتز، کلسیت و اکسید آهن همراه با کانی‌سازی مس مهمترین کانی‌های ثانویه این واحد هستند.



شکل ۱. موقعیت توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن در شمال شرقی ایران و نقشه زمین‌شناسی آن (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر (افتخارنژاد، ۱۳۵۴)) همراه با موقعیت معادن متروکه مس و کانسار مس کال ابری.

کلریت، کلسیت، کوارتز، زئولیت و اکسید آهن همراه با کانی‌سازی مس و بعضاً پیریت در قالب رگچه، پراکنده در متن و پرکننده حفرات کانی‌های ثانویه مهم هستند.

الیون بازال: بافت این واحد پورفیری و اینترسرتال با زمینه دانه ریز و تراکیتی است. ۴۰ تا ۴۵ درصد کانی درشت بلور شامل ۵ تا ۱۰ درصد پلاژیوکلاز، ۱۵ تا ۲۰ درصد پیروکسن (اوژیت) و ۱۰ تا ۱۵ درصد اولیوین از مشخصات این سنگ است (شکل ۴). زمینه نیز متشکل از این کانی‌ها و ۱ تا ۲ درصد مگنتیت به عنوان کانی فرعی است. اولیوین‌ها عمدتاً از حاشیه و محل شکستگی‌ها به اکسید آهن، اندگزیت و کانی کدر تبدیل شده‌اند.

میکروگابرو: بافت آن گرانولار و افتیک است. ۶۰ تا ۶۵ درصد پلاژیوکلاز، ۲۰ تا ۲۳ درصد پیروکسن اوژیت دیوپسیدی، ۵ تا ۱۰ درصد اولیوین اندگزیتی شده و ۱ تا ۲ درصد کانی کدر (مگنتیت) کانی‌های تشکیل دهنده

واحدهای آندزیتی: بافت این واحدها پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه دانه ریز تا متوسط و گاهی تراکیتی است. ۴۰ تا ۴۵ درصد کانی درشت بلور که عمدتاً پلاژیوکلاز هستند، از مشخصات این واحدهاست. اندازه پلاژیوکلازها در واحد آندزیت مگاپورفیری تا ۳ سانتیمتر می‌رسد و به همین جهت با این نام از دیگر واحدهای آندزیتی تفکیک شده است. در واحد پیروکسن آندزیت، علاوه بر پلاژیوکلاز، درشت بلورهای پیروکسن (اوژیت دیوپسیدی) در حد ۵ تا ۱۰ درصد و فلدسپات پتاسیم تا ۵ درصد نیز حضور دارند. زمینه این سنگ‌ها عمدتاً از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، کانی‌های کدر (مگنتیت) و کانی‌های ثانویه تشکیل شده است (شکل‌های ۴ ب تا ت). کوارتز، کلریت و کلسیت با مقادیر مختلف و به شکل پراکنده در متن، رگچه و یا پرکننده حفرات همراه با مقداری کانی رسی جانشین شده در پلاژیوکلاز کانی‌های ثانویه سنگ هستند.

پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک گاهی تا ۲۰ درصد به کلریت و کلسیت و تا ۵ درصد به اپیدوت تبدیل شده‌اند (شکل ۷ الف).

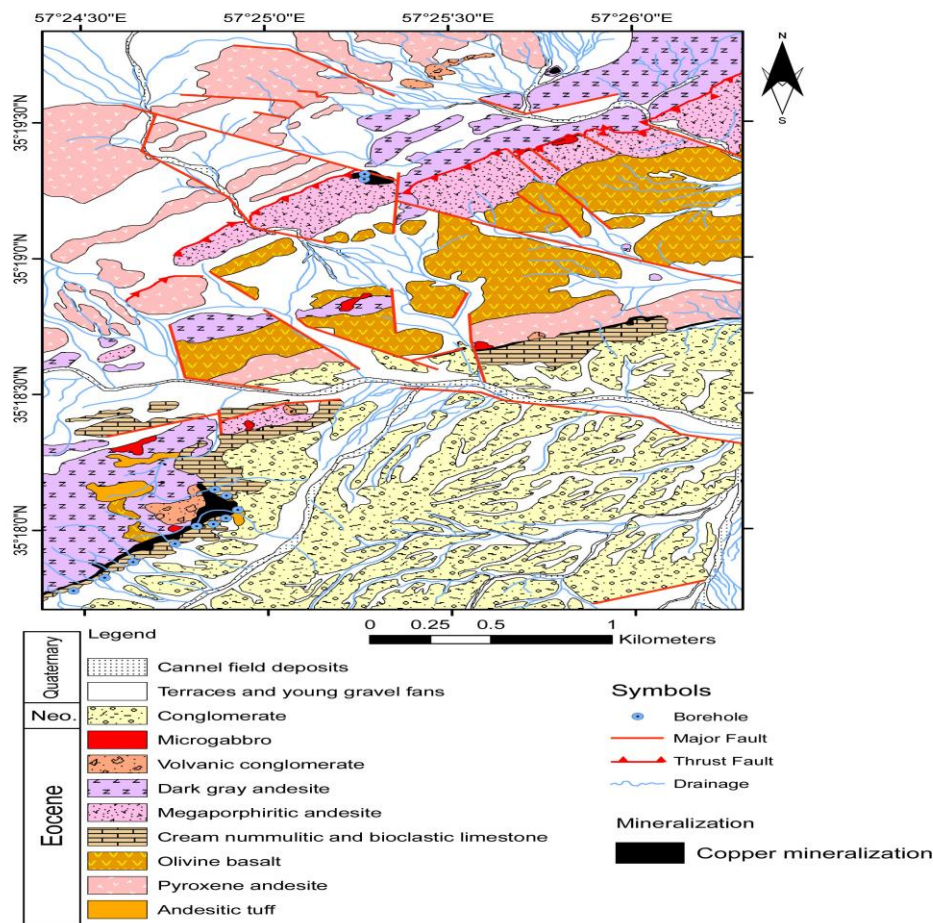
آلتراسیون کربناتی با شدت ۳۰ تا ۳۵ درصد در واحدهای آندزیتی و نیز سنگ آهک نومولیتی در سطح و گمانه‌ها در مجاورت زون‌های کانی‌سازی دیده می‌شود (شکل‌های ۵ و ۶). کلسیت مهمترین کانی این زون است که به شکل‌های جانیشینی در پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک، رگچه‌ای و پرکننده حفرات در واحدهای آندزیتی (شکل ۷ ب تا ت) و به شکل رگچه‌ای در واحد سنگ آهک دیده می‌شود. پلاژیوکلازها تا ۲۰ درصد و کانی‌های مافیک گاهی تا ۹۰ درصد به کلسیت تبدیل شده‌اند. حفرات واحدهای آندزیتی گاهی به صورت کامل و گاهی فقط در حاشیه یا مرکز با کلسیت پر شده‌اند. رشد کلسیت با بافت کلوform در حاشیه حفرات همراه با کوارتز کریپتوکریستالین در وسط مشاهده می‌شود (شکل‌های ۷ پ و ت). ضخامت رگچه‌های کلسیت از چند میلیمتر تا بیش از ۳ سانتیمتر متغیر است و تراکم آنها به ۲۵ عدد در مترمربع می‌رسد. تشکیل کانی‌سازی در واحد سنگ آهک با خروج کلسیم از آن و ته نشست مجدد آن به شکل رگچه‌های کلسیت همراه بوده است.

آن هستند. کلریت، کلسیت و کوارتز مهمترین کانی‌های ثانویه این واحد هستند (شکل ۴ ج).

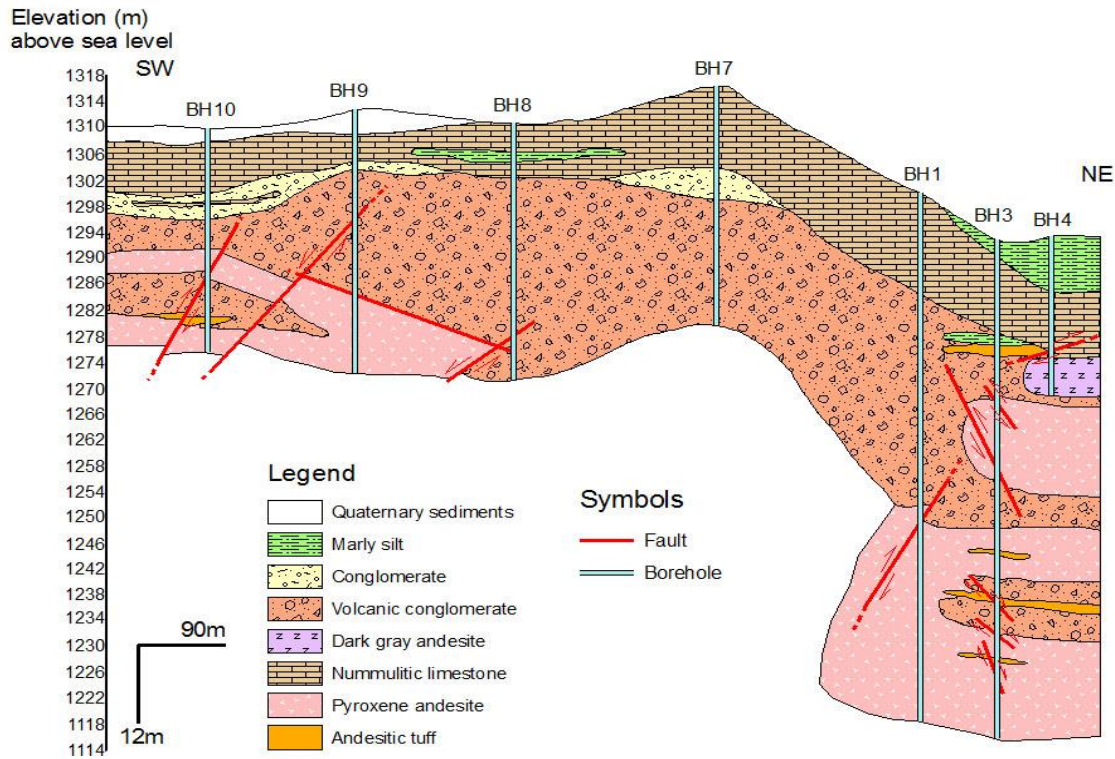
آلتراسیون

برپایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، آلتراسیون وسیعی سنگ‌های آتشفشانی و حتی واحدهای کربناته منطقه را دربرگرفته است که می‌توان آن را به دو بخش آلتراسیون ناحیه‌ای پروپلیتیک و آلتراسیون محلی کربناته، سیلیسی و زئولیتی و کمتر آرژیلیک تقسیم کرد.

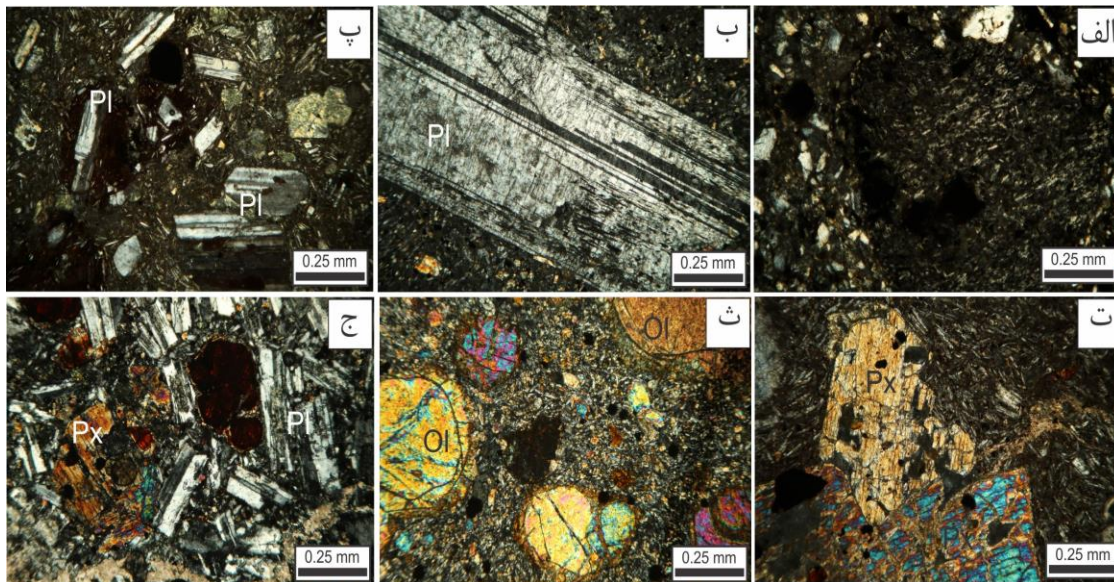
آلتراسیون پروپلیتیک با شدت‌های مختلف به شکل فراگیر در کل سنگ‌های آتشفشانی مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن جنوب زون سبزوار دیده می‌شود. این آلتراسیون در سطح و در گمانه‌های منطقه مورد مطالعه، واحدهای آندزیتی، بازالتی و توده میکروگابرو را تحت تاثیر قرار داده است. شدت این آلتراسیون عمدتاً متوسط است ولی در واحدهای اولیوین بازالت و میکروگابرو از شدت بیشتری برخوردار است (شکل‌های ۵ و ۶). کانی‌های اصلی این زون کلریت، کلسیت و اپیدوت و کانی‌های فرعی ژاروسیت، اندگزیت، اکسید آهن و مگنتیت است که به شکل رگچه‌ای، پرکننده حفرات، جانیشینی و پراکنده در سنگ میزبان دیده می‌شود. در این آلتراسیون



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی - کانی‌سازی کانسار مس کال ابری.



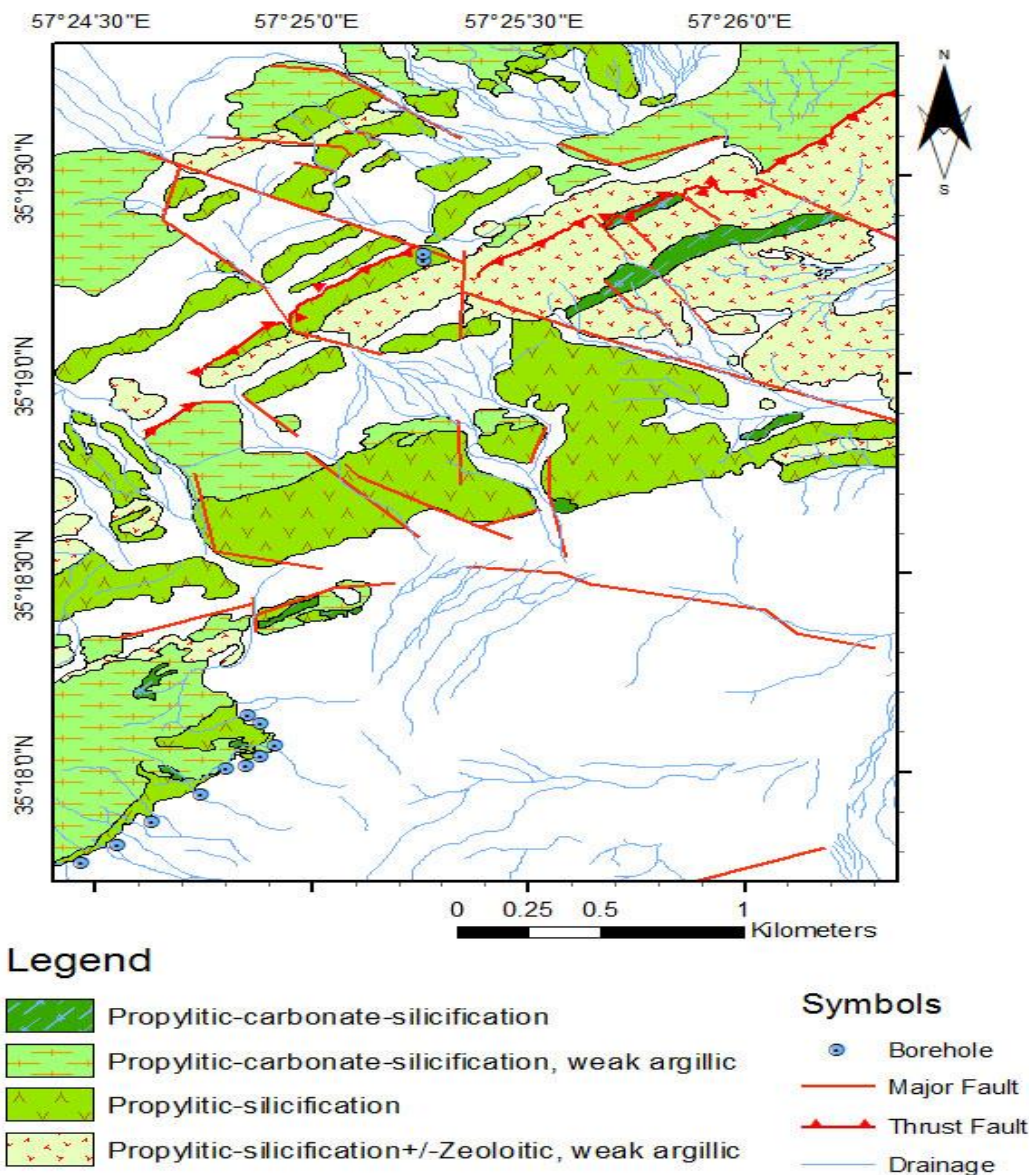
شکل ۳. مقطع زمین شناسی گمانه‌های BH10-BH4 در جنوب غربی کانسار کال ابری.



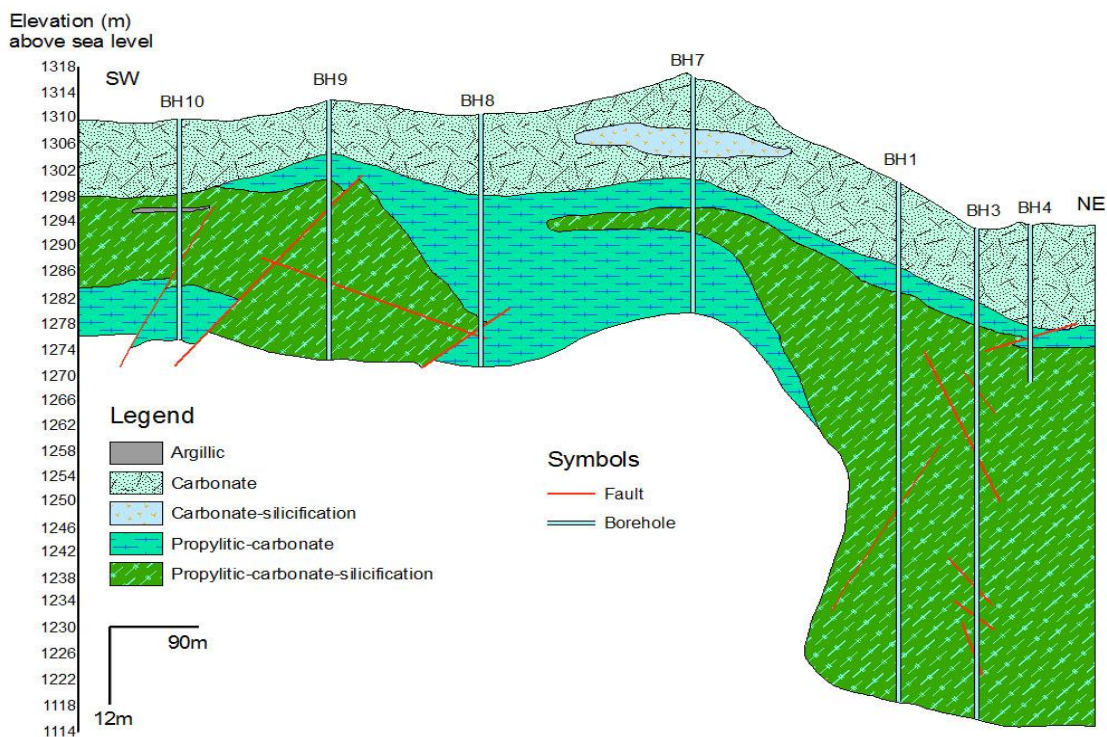
شکل ۴. الف) قطعات آندزیتی در توف آندزیتی، ب) مقطع میکروسکوپی آندزیت مگاپورفیری با بلور پلاژیوکلاز درشت، پ) بافت پورفیری در آندزیت خاکستری تیره، ت) مقطع میکروسکوپی واحد پیروکسن آندزیت با بافت گلوپورفیری و زمینه تراکیتی، ث) واحد اولیوین بازال با درشت بلورهای اولیوین، ج) بافت گرانولار در میکروکلارو (Pl) = پلاژیوکلاز، Ol = اولیوین، Px = پیروکسن (Whitney and Evans, 2010).

آلتراسیون زئولیتی عمدتا در واحد آندزیت مگاپورفیری در شمال منطقه و در اطراف زون کانی‌سازی دیده می‌شود (شکل ۵). زئولیت عمدتا داخل حفرات سنگ را پر کرده است (شکل ۷ ج). براساس نتایج آنالیز XRD زئولیت‌ها از نوع ناترولیت ($(\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}, 2\text{H}_2\text{O})$)، آنالسیم ($(\text{NaCa}_2\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{20}, 6\text{H}_2\text{O})$) و تامسسونیت ($(\text{O}_6, \text{H}_2\text{O Na}(\text{Si}_2\text{Al}))$) هستند.

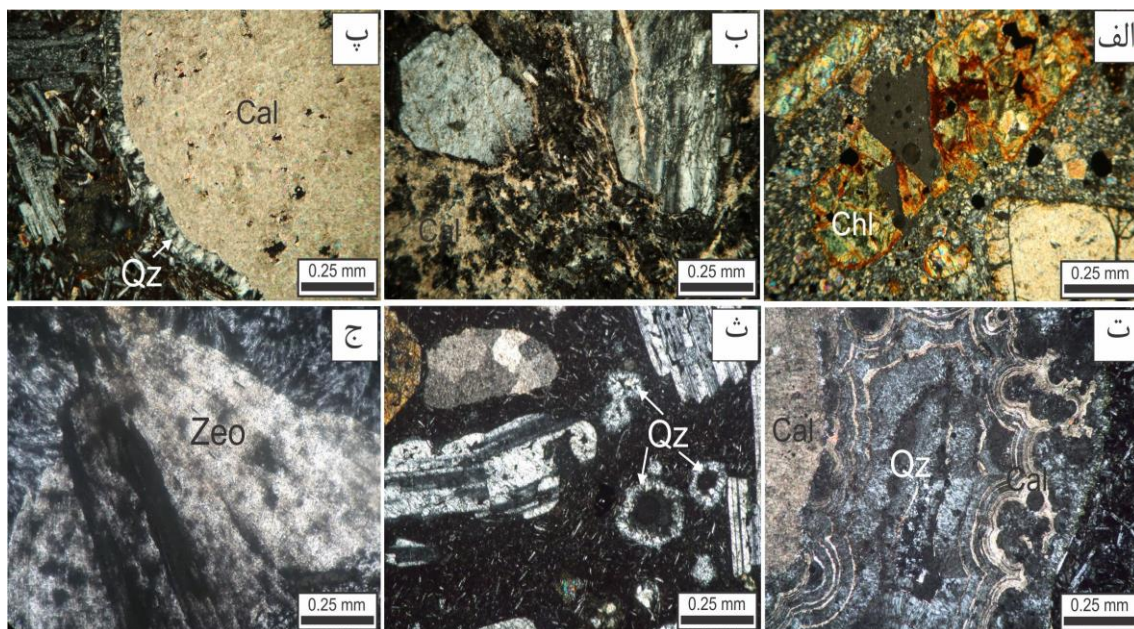
آلتراسیون سیلیسی عمدتا در واحدهای توف آندزیتی، اولیوین بازالت و آندزیت‌ها در سطح و گمانه‌ها دیده می‌شود که با آلتراسیون‌های کربناته و پروپلیتیک همراهی می‌شود (شکل‌های ۵ و ۶). کانی اصلی این زون کوارتز کریپتوکریستالین است که به شکل پرکننده حفرات و رگچه‌ای دیده می‌شود. در حالت پرکننده حفرات در وسط و یا حاشیه آن با کلسیت وجود دارد (شکل‌های ۷ پ تا ث). ضخامت رگچه‌ها بین ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر متغیر است و تراکم آنها تا ۱۰ عدد در مترمربع می‌رسد. آلتراسیون آرژیلیک ضعیفی در برخی نمونه‌های واحدهای آتشفشانی دیده می‌شود که محصول تبدیل ۱۰ تا ۱۵ درصدی فلدسپات‌ها به کانی‌های رسی است.



شکل ۵. نقشه آلتراسیون کانسار مس کال ابری.



شکل ۶. مقطع آلتراسیون گمانه‌های BH10-BH4 در جنوب غربی کانسار کال ابری.



شکل ۷. الف) تبدیل پیروکسن به کلریت در زون پروپلیتیک، ب) کلسیت به شکل رگجه‌ای و پراکنده در متن در زون کربناته، پ) کلسیت در وسط حفره و کوارتز کریپتوکریستالین در حاشیه، ت) کلسیت با بافت کلوفرم در حاشیه حفره و کوارتز کریپتوکریستالین در وسط، ث) کوارتز کریپتوکریستالین در حاشیه حفرات خروج گاز واحد آندزیتی، ج) زئولیت درشت بلور (Cal = کلسیت، Chl = کلریت، Zeo = زئولیت، Qz = کوارتز) (Whitney and Evans, 2010).

کانی سازی و کانی شناسی ماده معدنی

کانی سازی مس با روند تقریبی شمال شرقی- جنوب غربی در مرز گدازه‌های آندزیتی و سنگ آهک نومولیت‌دار و یا در داخل آندزیت مگاپورفیری و واحد آذرآواری توف آندزیتی تشکیل شده است. همچنین قطعات کنگلومرای آتشفشانی نیز دارای کانی سازی هستند (شکل‌های ۲ و ۸). آثار کنده کاری قدیمی در برخی قسمت‌ها درون زون کانی سازی دیده می‌شود. زون کانی سازی عمدتاً منطبق بر آلتراسیون کربناته، سیلیسی و زئولیتی است که با زون پروپلیتیک ناحیه‌ای همراهی می‌شود (شکل ۵). ساخت و بافت‌های رگچه‌ای، پراکنده، پرکننده حفرات سنگ میزبان و جانیشینی مهمترین شکل‌های کانی سازی در منطقه کال ابری به شمار می‌روند. رگچه‌ها بین چند میلیمتر تا حداکثر ۳ میلی‌متر ضخامت دارند و تراکم آنها تا ۱۵ رگچه در مترمربع می‌رسد. این نوع کانی سازی فقط در واحدهای آندزیتی شمال منطقه دیده می‌شود و ترکیب کانی شناسی رگچه‌ها کالکوزیتی است. کانی سازی پراکنده نیز بین ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم سنگ میزبان را تشکیل می‌دهد. کانی شناسی ماده معدنی شامل کانی‌های اولیه کالکوزیت، مس طبیعی، کالکوپیریت، بورنیت و پیریت و کانی‌های ثانویه شامل مالاکیت، کوولیت، آزوریت، کریزوکلا و اکسید آهن است که با کانی‌های باطله کلریت، کلسیت، کوارتز و زئولیت همراهی می‌شود. کالکوزیت و مالاکیت مهمترین و فراوانترین کانی‌های زون کانی سازی در منطقه هستند.

پیریت: پیریت به شکل پراکنده در واحد آندزیت مگاپورفیری و به شکل جانیشینی در سنگ آهک نومولیت‌دار دیده می‌شود. در واحد آندزیت مگاپورفیری، پیریت‌ها عمدتاً بی‌شکل بوده و اندازه آنها از چند میکرون تا ۰/۷ میلیمتر متغیر است. تجمعی از دانه‌های پیریت در برخی نقاط اتفاق افتاده و بافت کلوform که نشان‌دهنده دمای پایین ته‌نشینی است، در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۹ الف و ب). مقدار پیریت ۱ تا ۵ درصد حجم سنگ را در برمی‌گیرد. وجود باقی‌مانده‌هایی از پیریت داخل کالکوزیت در برخی نمونه‌ها، نشان‌دهنده جانیشینی کالکوزیت به جای پیریت است که با آزاد شدن آهن و تشکیل کانی‌های اکسید آهن ثانویه همراه بوده است (شکل ۹ ت). در سنگ آهک، پیریت عمدتاً جانشین ماکروفسیل‌ها از جمله نومولیت شده است (شکل ۹ پ). مقدار پیریت در این واحد تا ۱۵ درصد می‌رسد.

کالکوزیت: کالکوزیت مهمترین و فراوانترین کانی اولیه مس در کانسار کال ابری به شمار می‌رود که به شکل رگچه‌ای، پراکنده و پرکننده حفرات در گدازه‌ها و واحدهای آذرآواری آندزیتی دیده می‌شود. بافت رگچه‌ای فقط مخصوص کالکوزیت است و در واحد آندزیت شمال منطقه در قالب رگچه‌هایی با ضخامت ۳ میلیمتر مشاهده می‌شود. کالکوزیت‌های پراکنده بی‌شکل بوده و تا اندازه ۱/۱ سانتیمتر می‌رسند. بافت پراکنده هم در سنگ آهک و هم در واحدهای آندزیتی و توف آندزیتی دیده می‌شود و حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده است. در حالت پرکننده حفرات نیز حفرات خروج گاز سنگ میزبان کاملاً توسط کالکوزیت پر شده است. جانیشینی این کانی به جای پیریت در برخی نمونه‌ها کاملاً مشهود است (شکل ۹ ت تا ج). این کانی از حاشیه و محل شکستگی‌ها در حال تبدیل به مالاکیت و کمتر کوولیت، کریزوکلا و آزوریت است (شکل ۹ ج) و گاهی ۱۰۰

درصد آن تبدیل شده است. به منظور شناسایی ترکیب کالکوزیت، آنالیز ریزپرداز الکترونی بر روی آن انجام شد که نتایج در جدول (۱) گزارش شده است. مس طبیعی: مس طبیعی به شکل پراکنده و با ابعاد چند میکرون تا حداکثر ۴۵ میکرون در سنگ میزبان آندزیت مگاپورفیری و توف آندزیتی در گمانه‌های BH-1A و BH-10 دیده شده است (شکل ۸). مقدار این کانی بین ۲ تا ۸ درصد متغیر است (شکل ۹ ج).

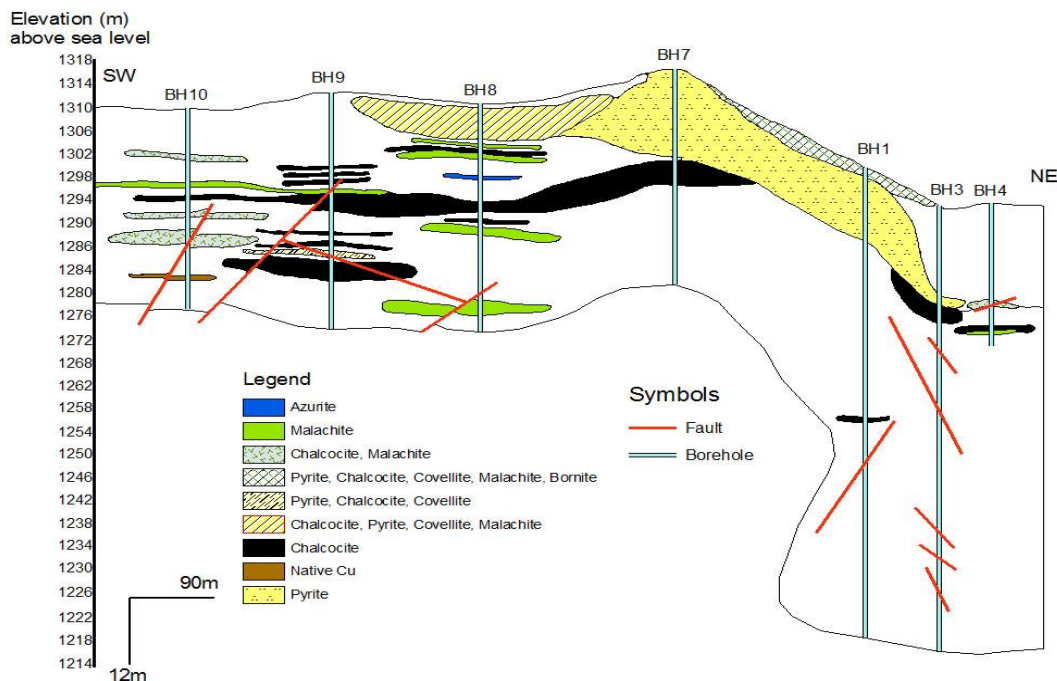
کالکوپیریت: کالکوپیریت به شکل پراکنده در آندزیت مگاپورفیری و سنگ آهک نومولیت‌دار در سطح به مقدار ۱ تا ۵ درصد دیده شد. این کانی بی‌شکل بوده و اندازه دانه‌های آن تا ۰/۵ میلیمتر می‌رسد. در سنگ آهک این کانی به شکل تیغه‌هایی داخل بورنیت دیده شده و بافت اکسلوشن را تشکیل داده است. این کانی از حاشیه در حال تبدیل به کوولیت است (شکل ۹ ح). بورنیت: بورنیت با فراوانی ۱ تا ۳ درصد در سنگ آهک نومولیت‌دار در سطح و گمانه‌های BH-1 و BH2A شناسایی شد (شکل ۹ خ). اندازه دانه‌های این کانی حداکثر ۰/۳ میلیمتر است و بافت اکسلوشن با کالکوپیریت نشان می‌دهد.

مالاکیت: مالاکیت فراوانترین کانی مس ثانویه است که جانشین کالکوزیت و دیگر کانی‌های مس‌دار در منطقه شده است. مقدار این کانی تا ۲۰ درصد حجم سنگ در واحدهای آندزیتی، توف آندزیتی، سنگ آهک و کنگلومرای آتشفشانی می‌رسد. در واحد کنگلومرای آتشفشانی، مالاکیت هم در قطعات و هم در سیمان دیده می‌شود. به سبب جانیشینی مالاکیت به جای کالکوزیت، این کانی به شکل‌های رگچه‌ای، پراکنده و پرکننده حفرات دیده می‌شود.

کوولیت: کوولیت به شکل جانیشینی در حاشیه و محل شکستگی‌های کالکوزیت و کالکوپیریت مشاهده می‌شود. حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد از کالکوزیت و کالکوپیریت‌ها به کوولیت تبدیل شده‌اند (شکل ۹ ت و ج).

آزوریت و کریزوکلا: آزوریت در کنگلومرای آتشفشانی و سنگ آهک با فراوانی ۳ تا ۵ درصد به شکل پراکنده و کریزوکلا در واحد آندزیتی به شکل رگچه‌ای و پرکننده حفرات (با بافت کلوform) دیده می‌شود. به نظر می‌رسد این کانی جانشین کالکوزیت شده است.

اکسید آهن: کانی‌های اکسید آهن ثانویه مانند گوتیت و هماتیت به شکل پراکنده در زون کانی سازی دیده می‌شوند. این کانی‌ها عمدتاً در بخش‌هایی که مقدار پیریت بیشتر است، وجود دارند (شکل ۹ ت). سیال کانه‌دار غنی از مس با واکنش دادن با پیریت موجب تشکیل سولفید مس در قالب کانی کالکوزیت و آزاد شدن آهن و ته‌نشست اکسیدهای آهن شده است. مس طبیعی نیز در برخی نقاط به سبب بالا بودن مقدار مس محلول در شرایط احیایی تشکیل شده است. کالکوپیریت و بورنیت به شکل همزمان و به مقدار کم شکل گرفته‌اند. تمرکز کلسیم، سدیم، منیزیم و آهن موجب تشکیل کلریت، کلسیت و زئولیت نیز شده است که کلریت و کلسیت به شکل فراگیر و زئولیت محدوده به زون‌های کانی سازی است. مقدار کمی سیلیس به شکل کریپتوکریستالین همزمان با کلسیت و زئولیت ته‌نشست کرده است. بر اثر هوازگی و اکسیداسیون سطحی کالکوزیت و دیگر کانی‌های مس‌دار اولیه به مالاکیت و کمتر کوولیت، کریزوکلا و آزوریت تبدیل شده است (شکل ۱۰).



شکل ۸. مقطع کانی‌سازی گمانه‌های BH10-BH4 در جنوب غربی کانسار کال ابری.

جدول ۱. ترکیب شیمیایی کالکوزیت کانسار مس کال ابری (برحسب درصد) به روش ریزپردازنده الکترونی.

Fe	Mn	Mg	Si	Ti	S	Cu	Ag	Total
۰/۰۷	۰	۰/۰۱	۰/۰۷	۰	۲۱/۵۹	۷۸/۹۸	۰/۰۲	۱۰۰/۷۴
۰/۰۴	۰/۰۱	۰	۰/۱۷	۰	۲۰/۵۶	۷۹/۵۴	۰	۱۰۰/۳۲
۹/۷۸	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۲۰/۳۹	۶۹/۰۴	۰	۹۹/۲۴

زمین‌شیمی اکتشافی

همچنین در شمال منطقه در گمانه‌های حفر شده در آندزیت مگاپورفیری همراه با آلتراسیون کربناتی-سیلیسی ± زئولیتی تا ۲/۷ درصد مس بدست آمده است.

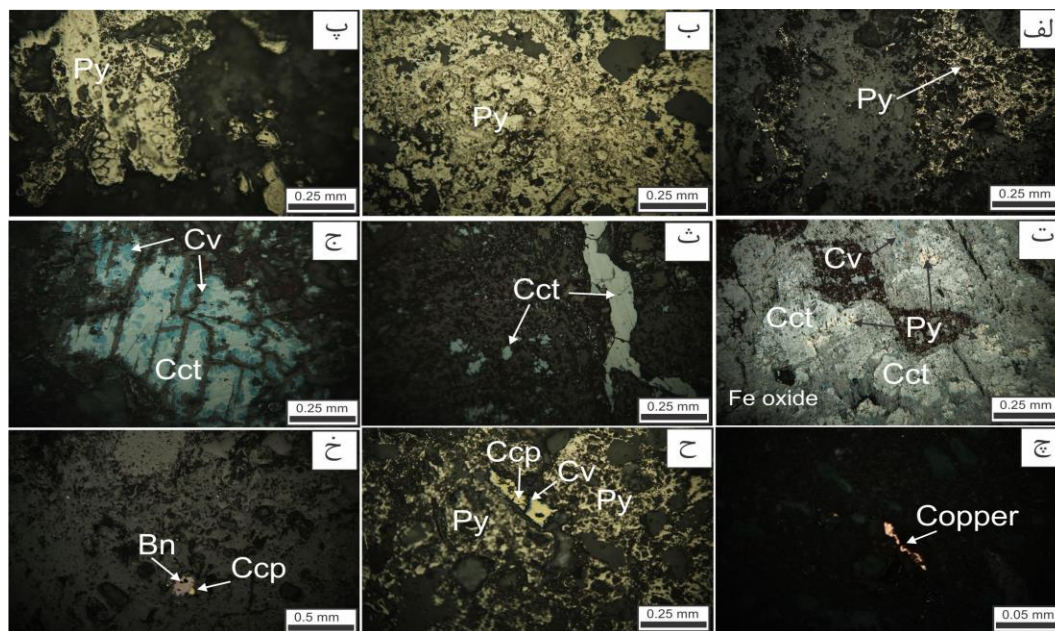
زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین

به منظور بررسی زمین‌شیمی و تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانی‌سازی مس و توده نفوذی میکروگابرو در منطقه کال ابری، تعداد ۸ نمونه با حداقل آلتراسیون از واحدهای آندزیتی و بازالتی و ۷ نمونه از میکروگابرو انتخاب شد. با توجه به گستردگی آلتراسیون محدوده به ویژه حضور کلسیت در سنگ‌ها، انتخاب نمونه‌هایی با حداقل آلتراسیون در محدوده بسیار مشکل بود که در نهایت پس از مطالعات فراوان پتروگرافیکی، ۱۵ نمونه از سطح و گمانه‌ها برگزیده شد. با عنایت به انتخاب دقیق نمونه‌ها، سعی شد تا برای جلوگیری از هرگونه خطا و احتیاط بیشتر در تفسیرها، عمدتاً از نمودارهایی که برپایه عناصر فرعی یا نادرخاکی است، استفاده شود.

مقدار مس در نمونه‌های سطحی برداشت شده از ترانشه‌ها، کنده‌کاری-های قدیمی و زون‌های کانی‌سازی بین ۵۳ گرم در تن تا ۸/۳ درصد متغیر است (جدول ۲). مقدار مس عمدتاً ارتباط مستقیم با حضور کانی‌های کالکوزیت و مالاکیت دارد. نتایج آنالیز دیگر عناصر نشان می‌دهد که مقدار سرب، روی و آرسنیک پایین بوده و به ترتیب بین ۱۰ تا ۳۴ گرم در تن، ۱۰ تا ۱۶۹ گرم در تن و ۴ تا ۵۴ گرم در تن متغیر است. نبود کانی‌های سرب، روی و آرسنیک‌دار این مسئله را تایید می‌کند. میزان نقره بین ۰/۶۴ تا ۸/۴ گرم در تن متغیر است (جدول ۲). بالاترین ناهنجاری‌ها عمدتاً در شمال منطقه و منطبق بر واحد آندزیت مگاپورفیری است. در نمونه‌های زیرسطحی مقدار مس بین ۱۰ گرم در تن تا ۲/۹ درصد متغیر است که بیشترین مقدار در عمق ۱۲۹۵ متری گمانه BH-10 در واحد کنگلومرای آتشفشانی با قطعاتی حاوی کالکوزیت همراه با آلتراسیون کربناتی-سیلیسی- پروپلیتیک دیده می‌شود (شکل ۱۱).

شکل ۱۲. همچنین برپایه مقدار Th و Co در نمودار (Pearce, 1996) Nb/Y Hastie et al., (۲۰۰۷)، همه نمونه‌ها از نوع کالک آلکان و از نظر اندیس اشباع آلومینیوم به علت $A/CNK < 1$ در نمودار (Piccoli and Mania, 1989) از نوع متآلومینوس هستند (شکل ۱۲ پ و ت).

(جدول ۳) نتایج آنالیز میکروگابرو و (جدول ۴) سنگ‌های آتشفشانی منطقه را نشان می‌دهد. مقدار SiO_2 توده میکروگابروی بین ۴۹/۵۷ تا ۵۱/۹۱ درصد متغیر است. در نمودار نامگذاری (Middlemost, 1985) نمونه‌های میکروگابرو در محدوده گابرو، مونزوگابرو و مونزودیوریت قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲ الف). سنگ‌های آتشفشانی در نمودار Zr/Ti در مقابل



شکل ۹. الف) پیریت بی‌شکل و پراکنده، ب) پیریت با بافت کلوform، پ) جانشینی پیریت به جای ماکروفسیل‌ها در سنگ آهن، ت) جانشینی کالکوزیت و اکسیدهای آهن به جای پیریت و تبدیل کالکوزیت به کوولیت، ث) کالکوزیت رگچه‌ای و پراکنده در سنگ میزبان، ج) تبدیل کالکوزیت از حواشی و شکستگی‌ها به کوولیت، چ) تصویر میکروسکوپی مس طبیعی، ح) تبدیل کالکوپیریت از حاشیه به کوولیت، خ) بورنیت و کالکوپیریت (Py) = پیریت، Cct = کالکوزیت، Ccp = کالکوپیریت، Bn = بورنیت، Cv = کوولیت (Whitney and Evans, 2010).

Minerals	Hypogene		Oxidized zone
	Early	Late	
Pyrite	—————	—————	
Chalcocite		—————	
Copper		—————	
Chalcopyrite		-----	
Bornite		-----	
Calcite	—————		
Chlorite	—————		
Zeolite		—————	
Quartz		—————	
Malachite			—————
Azurite			-----
Covellite			-----
Chrysocolla			-----
Hematite			-----
Goethite			-----

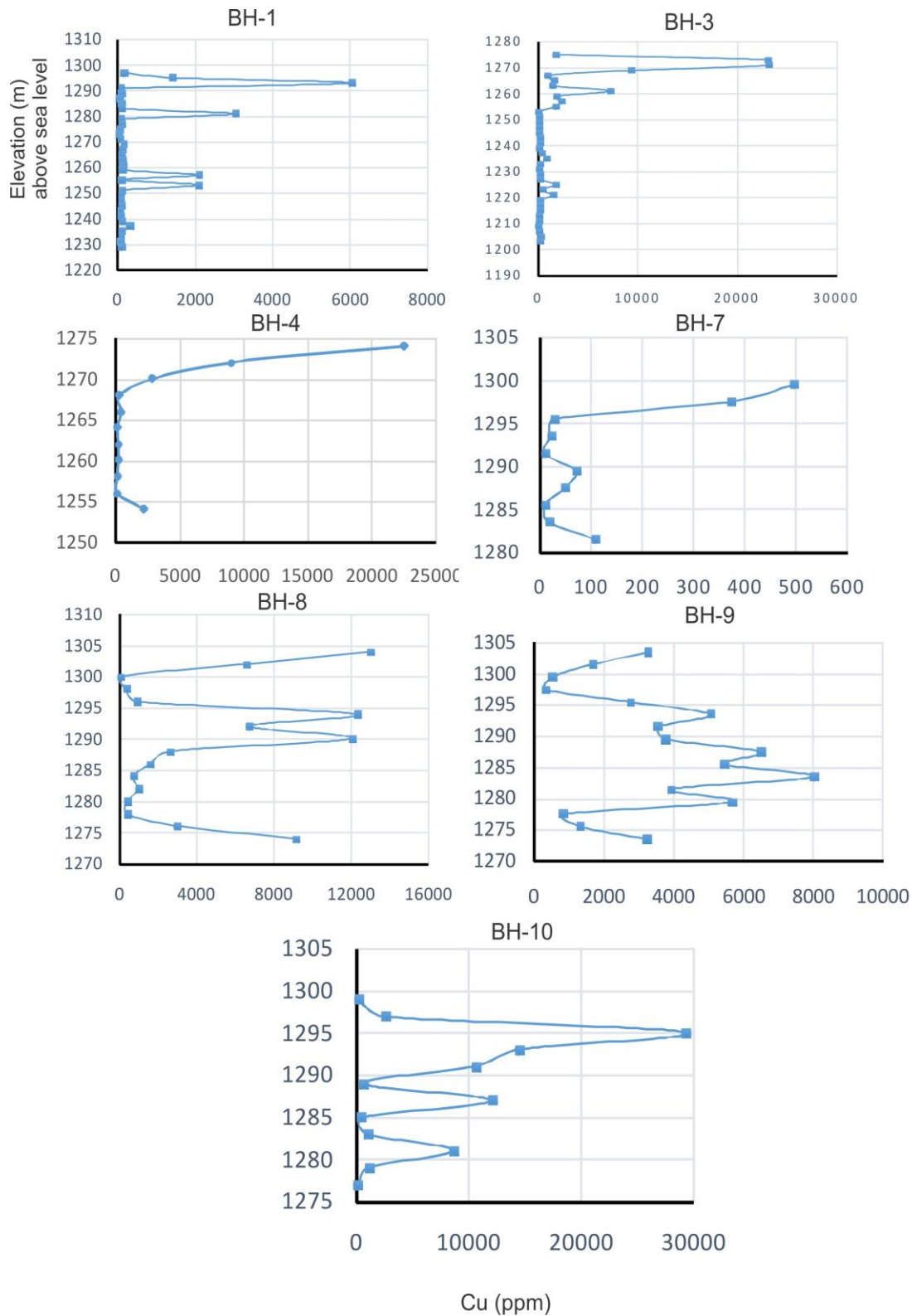
شکل ۱۰. توالی پاراژنز کانی‌های فلزی و غیرفلزی مرتبط در کانسار مس کال ابری.

جدول ۲. نتایج آنالیز ۲۶ نمونه خردسنگی سطحی کانسار مس کال ابری (بر حسب گرم در تن) به روش ICP-OES.

Sample	X	Y	Cu	Ag	As	Pb	Zn
k1	۵۳۷۵۲۰	۳۹۰۶۴۰۳	۵۳	۰/۶۴	۵/۸	۱۰	۱۴۶
k2	۵۳۷۹۷۵	۳۹۰۷۱۹۱	۱۸۲۴۹	۱/۵۶	۶/۸	۱۴	۹۸
k3	۵۳۷۷۰۸	۳۹۰۶۵۲۸	۳۷۰۶۳	۸/۴	۸/۶	۱۶	۱۰۳
k4	۵۳۷۰۵۲	۳۹۰۵۹۹۵	۲۱۹۴۳	۴/۴	۹	۲۲	۹۵
k5	۵۳۹۰۷۳	۳۹۰۹۵۱۲	۵۰۰۰۰	۱۷/۵	۵۴/۷	۳۴	۱۴۴
k6	۵۳۹۱۰۸	۳۹۰۹۰۶۲	۱۵۱۳۹	۱/۲۹	۵/۴	۱۶	۸۴
k7	۵۳۸۷۴۴	۳۹۰۷۶۱۵	۱۸۱۷۶	۱/۰۲	۴	۱۴	۱۰۶
k8	۵۳۹۱۵۵	۳۹۰۷۷۳۱	۳۱۰۸۵	۱/۹۷	۵	۱۵	۱۷۵
k9	۵۳۹۲۱۷	۳۹۰۷۷۳۱	۴۰۴۱	۲/۵	۴/۸	۱۸	۱۶۹
k10	۵۳۹۵۷۵	۳۹۰۷۷۶۴	۳۰۲۲۶	۱/۹۸	۵/۴	۱۵	۱۴۳
k11	۵۳۸۲۸۳	۳۹۰۸۸۰۷	۴۸۹۷۶	۳/۶	۱۰/۲	۱۹	۱۲۷
k12	۵۳۸۹۷۲	۳۹۰۷۶۹۶	۴۰۸۵۲	۱	۱۷	۱۳	۱۱۲
k13	۵۳۷۴۶۷	۳۹۰۶۴۷۰	۱۷۰۰	۱	۱۸	۱۰	۶۱
k14	۵۳۷۴۱۴	۳۹۰۶۲۹۴	۲۴۰۷۹	۲/۴	۱۴	۱۵	۴۰
k15	۵۳۹۳۸۳	۳۹۰۷۸۱۸	۴۸۰۴۸	۱	۲۰	۳۱	۱۱۱
k16	۵۳۷۶۷۰	۳۹۰۶۴۹۹	۷۰۷۰۵	۲/۲	۲۳	۱۴	۱۱۵
k17	۵۳۷۶۷۸	۳۹۰۶۶۰۴	۳۷۲۲۳	۳/۲	۱۸	۲۴	۶۲
k18	۵۳۷۳۲۲	۳۹۰۶۱۹۱	۲۱۳۲۶	۳/۱	۱۱	۲۹	۵۶
k19	۵۳۷۶۸۳	۳۹۰۶۶۰۰	۶۸۲۶۷	۳/۷	۱۴	۱۳	۵۶
k20	۵۳۷۲۰۷	۳۹۰۶۱۳۴	۴۶۳۰۱	۱	۱۸	۱۴	۱۱۰
k21	۵۳۹۴۹۵	۳۹۰۷۸۴۷	۲۶۶۵۸	۱	۱۶	۱۰	۱۱۴
k22	۵۳۸۹۴۵	۳۹۰۸۹۷۶	۳۴۱۹۱	۱	۲۱	۱۴	۱۶۲
k23	۵۳۹۱۱۸	۳۹۰۹۰۶۰	۷۹۷۲	۱	۱۳	۱۰	۱۱۳
k24	۵۳۷۶۳۲	۳۹۰۶۴۹۶	۳۰۱۰۳	۲/۳	۱۷	۱۸	۸۶
k25	۵۳۷۶۹۴	۳۹۰۶۵۳۷	۸۳۶۹۷	۱	۱۸	۲۲	۱۱۵
k26	۵۳۸۶۴۸	۳۹۰۷۶۱۲	۳۶۴۱۴	۲/۶	۱۷	۱۰	۱۰

بوسیله فراوانی نسبی گارنت، آمفیبول و پلاژیوکلاز در باقیمانده کنترل می-شود، بطوریکه میزان بالای گارنت و مقادیر پایین آمفیبول و پلاژیوکلاز در باقیمانده سبب ایجاد نسبت Sr/Y بالا در مذاب می‌گردد (Geng et al., 2009). توده‌های میکروگابرویی و سنگ‌های آتشفشانی کال ابری دارای نسبت Sr/Y بالا (به ترتیب بین ۲۷ تا ۴۰ و بین ۲۴ تا ۴۱) بوده که بیانگر حضور گارنت در باقیمانده است. این امر، تهی‌شدگی ضعیف Eu (مقدار Eu/Eu^* در میکروگابرو بین ۰/۹ تا ۰/۹۸ و در سنگ‌های آتشفشانی بین ۰/۸۵ تا ۱/۰۲) و آنومالی مثبت Sr نمونه‌های منطقه را توجیه می‌کند (جدول‌های ۳ و ۴). تهی‌شدگی بسیار ضعیف Eu نشان‌دهنده عدم وجود یا مقدار بسیار کم پلاژیوکلاز باقیمانده در منشأ ماگما، شرایط اکسیدان‌تر محلول و آلودگی کمتر با پوسته قاره‌ای است (Martin, 1999).

عناصر REE جزو عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و در طول فرایندهایی مثل هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی هیدروترمالی نسبتاً غیر متحرک هستند (Rollinson, 1993). بنابراین الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از منشأ آذرین سنگ‌ها را ثابت کند. نمودار عناصر نادر خاکی میکروگابروها و سنگ‌های آتشفشانی که نسبت به کندریت نرمالیزه شده (Boynton, 1985)، یک غنی‌شدگی متوسط در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) که روند نسبتاً مسطح را نشان می‌دهند، دارند. نسبت $(La/Yb)_N$ میکروگابروها بین ۲/۲۹ تا ۵/۵۶ و سنگ‌های آتشفشانی بین ۲/۷۶ تا ۵/۴۶ این مسئله را تأیید می‌کند. نمونه‌های آندزیتی مقدار REE کمتری نسبت به دیگر نمونه‌ها دارند (شکل ۱۳ الف و ب و جدول‌های ۳ و ۴). این روند غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE شاخص ماگمای تشکیل‌شده در زون فرورانش است (Pearce, 1983; Gill, 1981; Wilson, 1989). نسبت Sr/Y عمدتاً



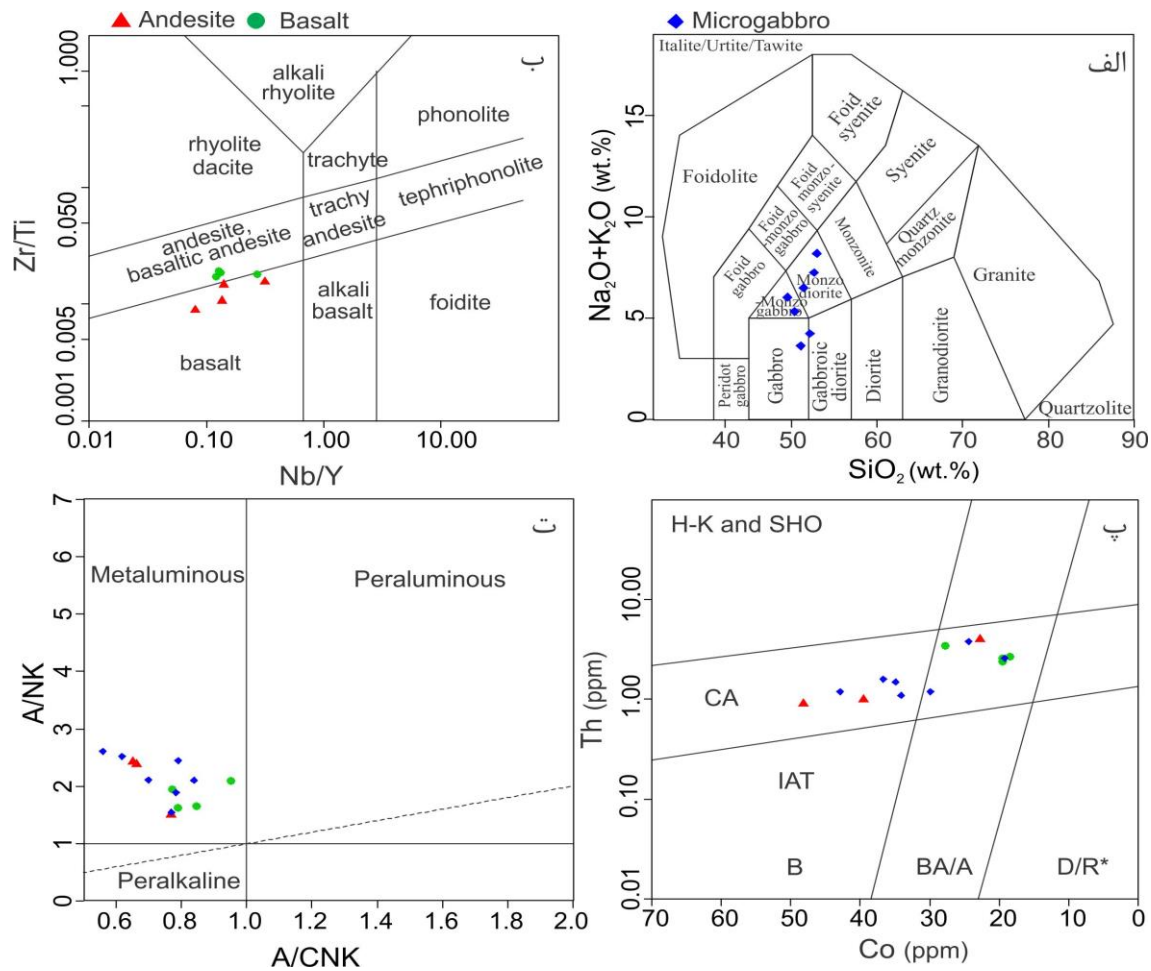
شکل ۱۱. تغییرات زمین‌شیمیایی مس در گمانه‌های مطالعه شده کانسار کال ابری.

جدول ۳. نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی (%). عناصر فرعی و نادر خاکی (گرم در تن) توده نفوذی میکروگابرو.

Sample	K49	Ka49	K53	K59	Ka51	K51	K13
X	۵۳۷۵۱۲	۵۳۹۱۰۸	۵۳۷۶۰۶	۵۳۸۹۷۷	۵۳۸۷۴۴	۵۳۷۲۵۹	۵۳۰۱۱۸
Y	۳۹۰۸۲۷۶	۳۹۰۹۰۶۲	۳۹۰۹۴۴۵	۳۹۰۸۸۵۵	۳۹۰۷۶۱۵	۳۹۰۹۲۷۲	۳۹۰۹۰۶۰
SiO ₂	۵۱/۹۱	۵۱/۰۹	۴۹/۷۶	۵۰/۱۴	۵۱/۳۹	۵۰/۵۷	۴۹/۵۷
TiO ₂	۰/۷۶	۰/۶۵	۰/۷۵	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۶	۰/۵۷
Al ₂ O ₃	۱۸/۴	۱۴/۸۵	۱۷/۹۱	۱۳/۲۸	۱۸/۸۹	۲۰/۳۴	۱۸/۵۹
TFeO	۷/۴۵	۹/۰۵	۱۰/۱	۹/۹	۶/۳۸	۸/۰۵	۹/۲
MnO	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۰۵	۰/۱۵	۰/۱۹
MgO	۴/۲۴	۷/۶۶	۴/۲۵	۹/۹۲	۴/۷۱	۴/۰۱	۵/۹۸
CaO	۶/۶	۱۰	۹/۴۱	۱۰/۲۶	۷/۷۹	۸/۰۳	۸/۷۷
Na ₂ O	۵/۷۹	۲/۵۲	۳/۹۶	۲/۲۵	۴/۱۶	۴/۹۲	۳/۴۵
K ₂ O	۲/۲۲	۱/۶۱	۱/۸۴	۱/۲۹	۲/۹	۱/۴۵	۱/۷۷
P ₂ O ₅	۰/۴۹	۰/۳۳	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۶۴	۰/۱۹	۰/۳
L.O.I	۳/۱۱	۱/۸۳	۱/۴۶	۱/۷	۲/۳۳	۱/۶۸	۱/۶۲
Total	۱۰۰/۱	۹۹/۷۵	۹۹/۸۴	۹۹/۸۳	۹۹/۹۸	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۱
Ba	۸۰۵	۳۱۹	۴۰۸	۲۶۶	۱۸۸	۳۶۶	۱۶۶
Co	۱۹/۲	۳۴/۹	۳۴/۱	۴۲/۹	۲۴/۴	۲۹/۹	۳۶/۷
Cs	۱/۶	۰/۴	۱/۹	۰/۲	۰/۴	۱/۸	۰/۸
Ga	۱۶/۳	۱۵	۱۶/۲	۱۴/۴	۱۵	۱۴/۷	۱۴/۱
Hf	۲/۲	۱/۶	۱/۳	۱/۳	۲/۴	۱/۳	۱/۴
Nb	۲/۲	۱/۱	۰/۸	۱/۱	۵/۳	۱/۳	۲/۳
Rb	۲۳/۷	۱۵/۶	۲۴/۸	۱۲/۲	۸۵	۲۱/۵	۳۶/۸
Sr	۵۵۷	۵۳۰/۶	۴۰۶/۸	۴۷۷/۷	۵۷۵/۳	۴۴۷/۲	۵۷۰/۶
Ta	۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	۰/۶	۰/۱	۰/۲
Th	۲/۶	۱/۵	۱/۱	۱/۲	۳/۸	۱/۲	۱/۶
U	۰/۷	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۱/۸	۰/۳	۰/۶
V	۳۰۷	۳۳۳	۳۸۵	۳۲۹	۲۶۸	۳۵۲	۳۱۰
Zr	۷۶/۹	۵۲/۲	۴۲/۴	۴۴	۹۱/۳	۴۷	۴۸/۱
Y	۱۶/۲	۱۶/۲	۱۴/۷	۱۶/۲	۱۶/۸	۱۶/۶	۱۴/۲
La	۱۱/۸	۷/۳	۵/۴	۶/۳	۱۴/۶	۷/۴	۱۰/۳
Ce	۲۳/۹	۱۴/۹	۱۱	۱۳/۴	۳۳/۳	۱۳/۷	۲۰/۵
Pr	۳/۲۱	۲/۱۵	۱/۶۷	۱/۹۱	۳/۹۱	۱/۹	۲/۶۱
Nd	۱۴/۱	۹/۸	۸/۲	۹	۱۵/۶	۷/۸	۱۲/۶
Sm	۳/۳۸	۲/۶۷	۲/۰۷	۲/۴۵	۳/۴۴	۲/۳۴	۲/۸۹
Eu	۱/۰۵	۰/۹۱	۰/۷۳	۰/۸۱	۱/۰۵	۰/۷۳	۰/۸۹
Gd	۳/۳۳	۳/۰۱	۲/۶۳	۲/۹۱	۳/۴۳	۲/۶۲	۲/۶۸
Tb	۰/۴۸	۰/۴۶	۰/۴۴	۰/۴۷	۰/۵۳	۰/۴۶	۰/۴۲
Dy	۲/۸۵	۲/۸۷	۲/۷	۲/۶۹	۳/۲۴	۲/۷۳	۲/۴۱
Ho	۰/۶۵	۰/۶۱	۰/۵۵	۰/۶۲	۰/۶۹	۰/۵۸	۰/۵۴
Er	۱/۷۶	۱/۷	۱/۶۷	۱/۷۳	۱/۹۷	۱/۷۲	۱/۴۶
Tm	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۲
Yb	۱/۶۸	۱/۶۶	۱/۵۶	۱/۵۶	۱/۷۷	۱/۶۴	۱/۳۳
Lu	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۲۳
Eu/Eu*	۰/۹۶	۰/۹۸	۰/۹۶	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹	۰/۹۸
(La/Yb) _N	۴/۷۴	۲/۹۶	۲/۲۹	۲/۶۷	۵/۵۶	۳/۰۴	۵/۲۲

جدول ۴. نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی (٪)، عناصر فرعی و نادر خاکی (گرم در تن) سنگ‌های آتشفشانی.

Sample	BH1A-170	K16	BH1A-160	ka33	Ka32	ka41.1	k43	K11
X	۵۳۸۲۸۱	۵۳۹۱۱۵	۵۳۸۲۸۱	۵۳۸۵۲۴	۵۳۸۵۲۷	۵۳۸۶۲۹	۵۳۹۵۳۱	۵۳۷۲۰۳
Y	۳۹۰۸۷۷۹	۳۹۰۹۰۶۹	۳۹۰۸۷۷۹	۳۹۰۷۶۸۹	۳۹۰۷۶۴۴	۳۹۰۸۴۱۵	۳۹۰۸۰۳۷	۳۹۰۷۳۰۱
SiO ₂	۵۰/۸۸	۵۱/۳۱	۵۱/۲۵	۵۱/۳	۵۱/۷۲	۴۹/۸۳	۵۱/۴۴	۴۳/۴۶
TiO ₂	۰/۷۳	۰/۶۷	۰/۶۶	۰/۷۴	۰/۸۵	۰/۶۲	۰/۳۹	۰/۴۳
Al ₂ O ₃	۱۸/۰۴	۱۸/۶۴	۱۸/۶۴	۱۷/۲۲	۱۷/۵۸	۱۶/۱۸	۱۴/۲۳	۸/۸۴
TFeO	۷/۵۵	۷	۶/۸۹	۸/۵۲	۷/۸۸	۸/۸۸	۸/۸۶	۱۰/۷۲
MnO	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۹
MgO	۵/۴۷	۴/۳۸	۴/۶۵	۴/۹۸	۴/۰۴	۸/۷۸	۱۰/۴۷	۲۲/۸۲
CaO	۵/۷۵	۶/۷۱	۸/۰۵	۶/۴۵	۶/۱۸	۱۰/۰۱	۸/۵۲	۸/۰۲
Na ₂ O	۴/۶۵	۵/۳۳	۴/۲۱	۳/۵۲	۵/۲۷	۳/۰۶	۲/۷۴	۴/۴۱
K ₂ O	۲/۹۹	۲/۴۵	۲/۴۵	۲/۲۵	۲/۷۷	۱/۵۲	۱/۳۶	۱/۰۱
P ₂ O ₅	۰/۴۷	۰/۴۶	۰/۴۷	۰/۵۶	۰/۶۴	۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۱۸
L.O.I	۲/۶۴	۳/۵۲	۱/۹	۳/۵۲	۳/۰۵	۰/۹۳	۱/۷۲	۲/۰۹
Total	۹۹/۳۵	۱۰۰/۵۸	۹۹/۳	۹۹/۱۱	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۰۴	۹۹/۱۷
Ba	۱۰۸۷	۵۹۱	۵۴۱	۱۹۹	۱۹۷	۱۳۹	۱۶۱	۱۰۶
Co	۱۸/۵	۱۹/۶	۱۹/۶	۲۷/۸	۲۲/۸	۳۹/۵	۴۸/۲	۷۱/۴
Cs	۳/۳	۱/۳	۰/۸	۳/۶	۱/۹	۱/۲	۱/۸	۲
Ga	۱۷/۲	۱۶/۸	۱۷/۲	۱۲/۴	۱۲	۱۲/۳	۹/۶	۷/۹
Hf	۲/۲	۱/۹	۲/۱	۱/۹	۲	۱/۱	۱	۰/۶
Nb	۱/۹	۲	۲	۴/۶	۵/۱	۱/۹	۱/۷	۰/۷
Rb	۳۷/۳	۲۵/۹	۲۸/۳	۷۷/۵	۸۷/۴	۲۷	۲۷	۱۴/۷
Sr	۶۳۶/۲	۸۶۹/۶	۶۳۹	۴۰۶/۸	۴۱۱/۸	۴۳۸/۴	۳۸۸/۴	۲۴۸/۱
Ta	۱۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱
Th	۲/۷	۲/۶	۲/۴	۳/۵	۴	۱	۰/۹	۰/۶
U	۰/۷	۰/۶	۰/۶	۱/۱	۱	۰/۵	۰/۲	۰/۲
V	۲۹۰	۲۸۵	۲۸۴	۲۶۹	۲۵۵	۲۸۴	۲۳۷	۱۹۶
Zr	۷۶/۴	۷۴/۹	۷۶/۹	۸۰/۴	۷۹	۳۹/۷	۳۴/۴	۲۲/۹
Y	۱۵/۷	۱۵/۲	۱۵/۷	۱۷	۱۶/۳	۱۳/۹	۱۲/۱	۸/۷
La	۱۱/۵	۱۱/۶	۱۱/۱	۱۴/۱	۱۲/۸	۶/۵	۵/۶	۳/۵
Ce	۲۲	۲۲/۸	۲۰/۹	۲۸/۷	۲۹/۲	۱۳/۳	۱۲	۷/۳
Pr	۳/۰۴	۳/۰۱	۲/۸۸	۳/۴۸	۳/۳۵	۱/۸۵	۱/۵۸	۱/۰۷
Nd	۱۴	۱۳/۵	۱۲/۵	۱۴/۱	۱۴/۸	۹/۵	۷/۵	۵
Sm	۳/۰۳	۳/۰۲	۲/۸۷	۳/۲۷	۳/۱۲	۲/۲۹	۱/۹۱	۱/۲۶
Eu	۱/۰۲	۱/۰۱	۰/۹۸	۱/۰۳	۰/۹	۰/۶۲	۰/۵۷	۰/۴۳
Gd	۳/۱۸	۳/۱۲	۳/۰۳	۳/۳۸	۳/۲۹	۲/۳۶	۱/۹۷	۱/۵
Tb	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۴۶	۰/۵	۰/۴۷	۰/۳۸	۰/۳۶	۰/۲۴
Dy	۲/۸۷	۲/۷۵	۲/۶۶	۳/۰۳	۲/۹	۲/۲۱	۲/۱۶	۱/۶۴
Ho	۰/۵۸	۰/۵۷	۰/۵۵	۰/۶۵	۰/۶۳	۰/۴۹	۰/۴۷	۰/۳۵
Er	۱/۷۱	۱/۶۹	۱/۵۹	۱/۷۴	۱/۷۶	۱/۴۱	۱/۲۶	۱/۰۲
Tm	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۱۴
Yb	۱/۶۶	۱/۵۹	۱/۵۷	۱/۸۱	۱/۵۸	۱/۵۹	۱/۱۹	۰/۹۴
Lu	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۳	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۱۸	۰/۱۳
Eu/Eu*	۱	۱/۰۱	۱/۰۲	۰/۹۵	۰/۸۶	۰/۸۵	۰/۹	۰/۹۶
(La/Yb)N	۴/۶۷	۴/۹۲	۴/۷۷	۵/۲۵	۵/۴۶	۲/۷۶	۳/۱۷	۲/۵۱



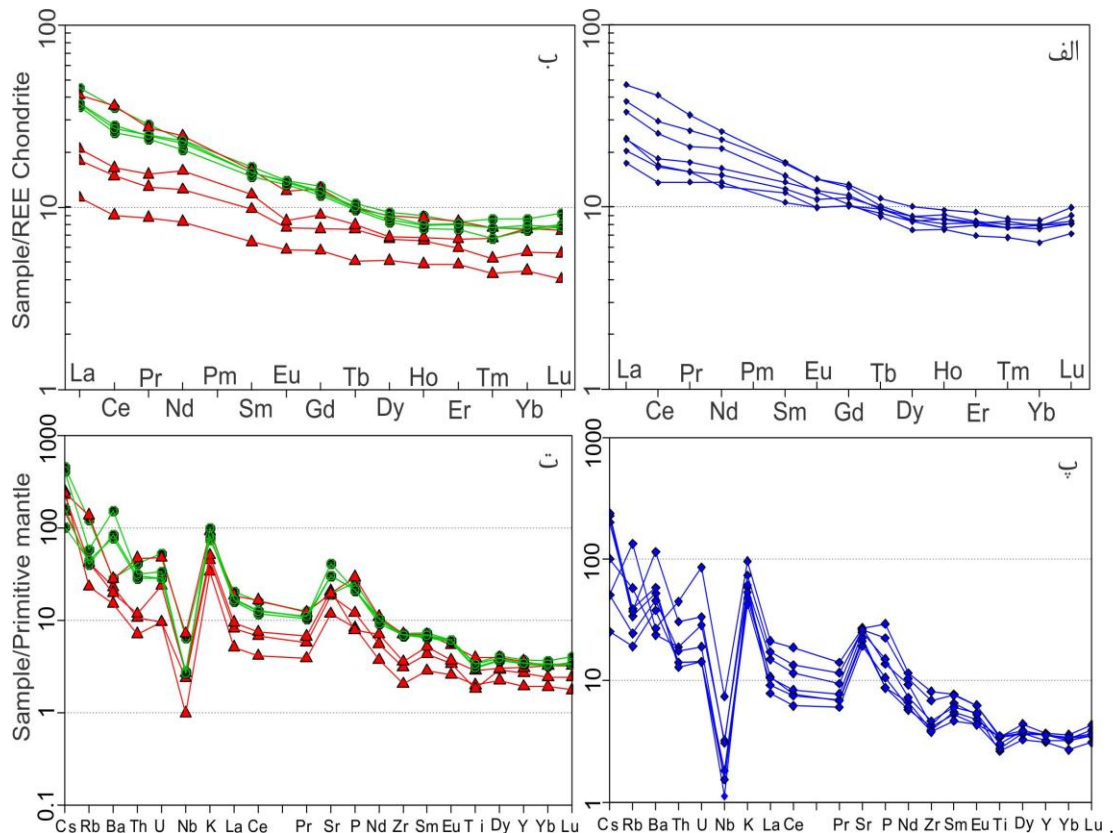
شکل ۱۲. الف) موقعیت نمونه‌های میکروگابرو منطقه کال ابری در دیاگرام نامگذاری (Middlemost, 1985). ب) نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی کانسار کال ابری براساس Zr/Ti در مقابل Nb/Y در نمودار (Pearce, 1996) پ) قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی و توده نفوذی منطقه کال ابری در محدوده کالک الکالن در نمودار (Hastie et al., 2007). ت) موقعیت توده نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی در نمودار (Maniar and Piccoli, 1989) در محدوده متآلومینوس.

نمونه‌هایی میکروگابرویی کانسار کال ابری در نمودار Rb در مقابل $Y+Nb$ (Pearce et al., 1984) در محیط کمان ماگمایی زون فرورانش قرار گرفته است (شکل ۱۴ الف). همچنین واحدهای آندزیتی و بازالتی در مثلث $Ta-Hf/3$ (Wood, 1980) در قلمرو کافت درون کمان آتشفشانی در ارتباط با حاشیه فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۱۴ ب)

بحث و نتیجه‌گیری

کانسار مس کال ابری با توجه به نوع سنگ درونگیر و ترکیب آن، بافت و ساخت ماده معدنی، نوع آلتراسیون و کانه‌ها و همچنین محیط زمین-ساختی، شباهت زیادی به کانسارهای چینه‌کران (نوع مانتو) در شیلی دارد. ذخایر چینه‌کران مس در شیلی به‌عنوان دومین تولیدکننده اصلی مس پس از ذخایر پورفیری هستند. این دسته کانسار در شیلی به‌عنوان شاخص جهانی این نوع ذخایر مس محسوب می‌شوند که بارزترین آنها کانسار بوئنااسپرانزا می‌باشد (Espinnoza et al., 1996)

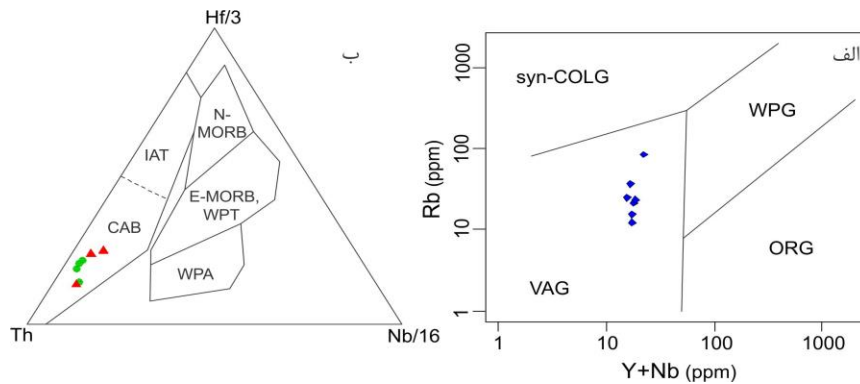
نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و برخی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای واحدهای میکروگابرویی و آتشفشانی در شکل (۱۳ پ و ت) نشان داده شده است. غلظت عناصر $LILE$ تابعی از نحوه رفتار فاز سیال است، در صورتی که غلظت عناصر $HFSE$ به‌وسیله شیمی سنگ منشأ و فرایندهای بلور/مذاب که در حین تشکیل سنگ صورت می‌گیرد، کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). غنی‌شدگی از عناصر $LILE$ (Sr, K, Rb, Cs) و عناصر ناسازگاری که رفتار شبیه آن‌ها دارند مثل Th و U نسبت به عناصر $HFSE$ (Nb, Ce, Zr, Ti, Y) در همه نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه دیده می‌شود. غنی‌شدگی در عناصر $LILE$ نسبت به $HFSE$ نشان‌دهنده ماگمای مرتبط با مناطق فرورانش است (Pearce, 1983; Gill, 1981; Wilson, 1989). همچنین مقدار Nb در همه نمونه‌ها کمتر از $۵/۳$ گرم در تن است. کاهیدگی شدید Nb همراه با ناهنجاری مثبت Sr شاخص ماگماهای زون فرورانش و افزایش آن اختلاط هرچه بیشتر پوسته قاره‌ای را آشکار می‌کند (Zhang et al., 2006; Asran et al., 2012).



شکل ۱۳. الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت در توده نفوذی میکروگابرو، (الف) و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و بازالتی کانسار کال ابری، (ب) (مقادیر اولیه کندریت از Boynton, 1985). الگوی عناصر فرعی و برخی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به گوشته اولیه در توده نفوذی میکروگابرو، (پ) و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و بازالتی کانسار کال ابری (ت) (مقادیر اولیه گوشته اولیه از Sun and McDonough, 1989).

بر پایه مطالعات (Espinnoza et al., 1996) و (Konari et al., 2013) آلتراسیون این نوع ذخایر به دو دسته اصلی آلتراسیون پروپلیتیک مرتبط با خروج سنگ‌های آتشفشانی در محیط دریایی و نیز آلتراسیون‌های کلریتی، اپیدوتی، زئولیتی، کلسیتی، سرسیتی و آلبیتی مرتبط با فعالیت سیال کانه‌دار تقسیم می‌شود. در آلتراسیون‌های مرحله دوم، شوره‌های حوضه‌ای در اثر افزایش عمق در مرحله دیاژنز تدفینی (Deep Burial) دارای ویژگی سیال‌های گرمایی شده و موجب آلتراسیون در واحدهای آتشفشانی - رسوبی می‌شوند. این آلتراسیون‌ها همراه با کانی‌سازی هستند و وجود زئولیت از نشانه‌های دیاژنز تدفینی است. در کانسار مس کال ابری نیز یک آلتراسیون پروپلیتیک ناحیه‌ای وسیع وجود دارد و زون‌های کانی‌سازی با آلتراسیون‌های سیلیسی، کربناتی و زئولیتی همراهی می‌شوند. کانی‌سازی در کانسارهای مس مانتو به شکل‌های پرکننده، رگه-رگچه‌ای، جانیشینی و پراکنده دیده می‌شود و شامل کانی‌های کالکوزیت، بورنیت، کالکوپیریت، کولیت، دیژنیت، مس طبیعی، دیژنیت به همراه کمی اسفالریت و پیریت است (Kojima et al., 2003; Ramirez et al., 2006; Oliverous et al., 2008). در رخداد کال ابری، کانه‌های سولفیدی شامل کالکوزیت، مس طبیعی، پیریت، کالکوپیریت و بورنیت است که در قالب بافت و ساخت‌های پرکننده، رگچه‌ای، پراکنده و جانیشینی دیده می‌شوند.

بیشترین رخداد کانه‌زایی مس نوع مانتو در مناطق کشتی و در کمربندهای ماگمایی مرتبط با فرورانش ژوراسیک تا کرتاسه، تشکیل شده است. رخداد کال ابری نیز با کمربندهای ماگمایی زون فرورانش ائوسن در ارتباط می‌باشد. سنگ میزبان کانسارهای مس نوع مانتو عمدتاً سنگ‌های آذرآواری آندزیتی و گدازه‌های آندزیتی آمیگدالوئیدال در توالی آتشفشانی آندزیتی-بازالتی کالک آلکان تا آندزیتی-داسیتی است (Wilson et al., 2003; Tosdal and Monizaga, 2003; Tristán-Aguilera et al., 2006). علاوه بر آن وجود دایک و سیل با ترکیب گابرو و دیوریت در نزدیکی این کانسارها شناسایی شده است که به‌عنوان سیستم‌های تغذیه‌کننده معرفی شده‌اند (سامانی، ۱۳۸۱). گدازه‌های آندزیتی، واحد آذرآواری توف آندزیتی و همچنین سنگ‌آهک نومولیت‌دار در مرز با آنها، عمده‌ترین سنگ میزبان کانی‌سازی مس در کانسار کال ابری هستند و رخنمون دایک‌های میکروگابرویی نیز دیده می‌شود. آلتراسیون کانسارهای مس مانتو عمدتاً از نوع آلبیتی، کلریتی، اپیدوتی، زئولیتی، سیلیسی، کلسیتی و اکسید آهنی است (Sato, 1984; Espinnoza et al., 1996; Wilson et al., 2003; Tristán-Kojima et al., 2007; Cabral and Beaudoin, 2007). به عقیده



شکل ۱. الف) موقعیت نمونه‌های میکروگابرو در نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی (Pearce et al., 1984). ب) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و بازالتی کال ابری در مثلث تعیین موقعیت تکتونیکی (Wood, 1980). VAG = گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی، ORG = گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی، WPG = گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای، syn-COLG = گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد، CAB = بازالت‌های کمان قاره‌ای، IAT = بازالت‌های تولیتی جزایر قوسی، WPA = بازالت‌های آلکان درون صفحه‌ای، WPT = بازالت‌های تولیتی درون صفحه‌ای، MORB = بازالت‌های پشته میان اقیانوسی.

مس را آزاد می‌کند. همچنین فلدسپات‌های سنگ‌های آتشفشانی در این مرحله به زئولیت، کلسیت و کلریت و کمتر کوارتز تبدیل شده‌اند و مس موجود در شبکه آنها نیز آزاد شده و توسط سیال گرمایی به سمت بالا حمل می‌شود. سیال گرمایی حاوی مس با صعود به سمت بالا، در واحدهای سنگی با نفوذپذیری بالا و شرایط احیایی، در قالب سولفیدهای مس ته‌نشست می‌کند. شاهد تبدیل پیریت به کالکوزیت در نمونه‌های مطالعه شده، این موضوع را تأیید می‌کند. جانشینی سولفیدهای مس به جای پیریت در ذخایر ماتو گزارش شده است (Wilson et al., 2003). ۳- مرحله اکسیداسیون: کانی‌های اولیه مس بر اثر فرایند هوازدگی و اکسیداسیون به کانی‌های ثانویه مانند مالاکیت، آزوریت، کوولیت، کریزوکلا و اکسیدهای آهن ثانویه تبدیل شده‌اند.

در نهایت، با توجه به گسترش توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن در شمال غربی بردسکن و وجود کانی‌سازی‌های متعدد مس مانند دهنه سیاه، چشمه‌گز، زنگالو، چشمه مرضیه، رهبری و غیره که ویژگی‌های زمین‌شناسی- کانه‌زایی مشابه دارند، این محدوده به عنوان یک کمربند مهم برای ذخایر مس چینه‌کران نوع ماتو در شمال شرقی ایران معرفی می‌شود و ضرورت دارد تا برنامه‌های تفصیلی اکتشافی برای این بخش در دستور کار قرار بگیرد.

سپاسگزاری

این مقاله با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۳/۳۱۸۸۶ مورخ ۱۳۹۳/۶/۱ انجام شده است. همچنین از حمایت مالی سازمان توسعه و نوسازی معدن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) و انجام برخی از آنالیزها در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران سپاسگزاریم. نویسندگان از شرکت تجزیه کنندگان کانسارهای بلورین آمیتس شرق برای انجام برخی آنالیزهای XRF و ارسال نمونه‌ها به شرکت ACME کانادا تشکر می‌کنند. از شرکت مهرآیین فولاد بویژه جناب آقای مهندس قربانی به دلیل همکاری‌های لازم و در اختیار قرار دادن اطلاعات زمین‌شیمی، زمین‌فیزیک و اجازه مطالعه گمانه‌ها بسیار متشکریم.

در مورد الگوی تشکیل کانسارهای ماتو تاکنون سه نظریه مختلف مطرح شده است: ۱- ذخایر آتشفشانی سین‌ژنتیک (Ruize et al., 1971)، ۲- ذخایر اپی‌ژنتیک همراه با توده نفوذی (Palacios, 1990; Vivallo and Henriquez, 1998) و ۳- ذخایر اپی‌ژنتیک با میزبان آتشفشانی- رسوبی همراه با توده‌های نفوذی (نوع منشأ گرفتن عناصر کانه‌ساز از سنگ میزبان) (Tosdal and Munizaga, 2003; Kojima et al., 2003) (and 2007). نظریه اول به دلیل جوانتر بودن کانی‌سازی از سنگ میزبان در تعیین سن‌های انجام شده رد شده است. در نظریه دوم، نفوذ دایک‌های گابرویی- دیوریتی و آبشویی سنگ‌های آذرین، عامل اصلی تشکیل مس در نظر گرفته شده است. اما مطالعات نشان می‌دهد در همه‌جا ارتباط خوبی توده‌های نفوذی و کانی‌سازی دیده نمی‌شود (Camus, 1990). همچنین وجود کانی‌سازی در واحدهای رسوبی نشان‌دهنده این است که نفوذ ماگما عامل اصلی نیست، اگرچه اختلاط حرارتی در اثر نفوذ ماگما را باید در نظر گرفت (Kojima et al., 2003). اما مطالعات بر روی کانسارهای ماتوی مختلف نشانگر تأیید نظریه سوم است، بطوریکه سنگ میزبان آتشفشانی- رسوبی، منشأ کانی‌سازی است و مقادیر بالایی از مس از سنگ میزبان در طی فرآیند هیدروترمال شسته می‌شود (Kojima et al., 2007). آب‌های جوی و آب دریا با درجه شوری بالا با نفوذ توده نفوذی در طول طبقات آتشفشانی- رسوبی و لایه‌هایی با نفوذپذیری بالا به حرکت در آمده و سبب جریان‌های همرفتی و شستشو در توالی‌های آتشفشانی- رسوبی می‌شوند (Kojima et al., 2007).

مرحله تشکیل کانسار مس کال ابری را می‌توان در سه مرحله بررسی کرد: ۱- مرحله اول رخداد فعالیت آتشفشانی و تشکیل پیریت در گدازه‌ها و واحدهای آذرآواری آندزیتی است. حضور پیریت شرایط احیایی لازم در سنگ میزبان را فراهم می‌کند. ۲- مرحله دیاژنز تدفینی و تشکیل کانی‌سازی مس: اکسید آهن بالا در زمینه توف آندزیتی می‌تواند نشان‌دهنده جذب سطحی و حمل مس توسط هیدروکسیدهای آهن فریک و کانی‌های رسی باشد. در طی دیاژنز تدفینی، هیدروکسید فریک به اکسید آهن تبدیل شده و

منابع

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۴، نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سامانی، ب.، ۱۳۸۱، متالوژی کانسارهای مس مانتو در ایران، ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قائمی، ف.، موسوی حرمی، ر.، ۱۳۸۵، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Asran, M., Ezzat, M., 2012, The pan- African calck- alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: Geology, Geochemistry and petrogenesis, Journal of Biology and Earth Sciences, Vol. 2, No.1, p. 1-16.
- Boveiri Konari, M., Rastad, E., Kojima, S., Omran, N.R., 2013, Volcanic red bed-type copper mineralization in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen, Journal of Mineralogy and Geochemistry, Vol. 190, p. 107-121.
- Boynton, W.V., 1985, Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies, In: Henderson. P., (eds.) Rare Earth Element Geochemistry, (Developments in Geochemistry 2), Elsevier, Amesterdam, p. 115-1522.
- Cabral, A.R., Beaudoin, G., 2007, Volcanic Red Bed Copper mineralisation related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre, Quebec Appalachians, Canada, Mineralium Deposita, Vol. 42, p. 901-912.
- Camus, F., 1990, Geological characteristics of stratabound deposits associated with lacustrine sediments, central Chile. In: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J., (eds.) Stratabound ore deposits in the Andes. Springer-Verlag, Berlin, p. 449 – 462 .
- Espinnoza, R.S., Veliz, G.H., Esquivel, L.J., Arias, F.J., and Moraga, B.A., 1996, The cupriferous province of the coastal ranges, Northern Chile, In: Camus, F., Sillitoe, R.H., Petersen, R., (eds.) Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny. Spetial publication, No. 5, p. 19-32.
- Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W.J., Xian, W.S., Zhao, G.C., Zhang, L.F., Wong, K., Wu, F.Y., 2009, Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction, Chemical Geology, Vol. 266, p. 364–389.
- Gill, J.B., 1981, Orogenic Andesites and Plate Tectonics, Springer, New York.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007, Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram, Journal of Petrology, Vol. 48, No. 12, p. 2341-2357.
- Kojima, S., Astudillo, J., Rojo, J., Trista, D., Hayashi, K., 2003, Ore mineralogy, fluid inclusion and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile, Mineralium Deposita, Vol. 38, p. 208-216.
- Kojima, S., Trista, A.D., Hayashi, K.I., 2007, Genetic aspects of the manto-type copper deposits based on geochemical studies of North Chilean deposits. Resource geology, Vol. 59, No. 1, p. 87-98.
- Lindenberg, H.G., Jacobshagen, V., 1983, Post-Paleozoic geology of the Taknar zone and adjacent area, NE Iran, Khorasan, Geological Survey of Iran, Report No. 51, p. 145-163.
- Middlemost, E.A.K., 1985, Magmas and magmatic rocks, Longman Pub. Company p. 221-226.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin, Vol. 101, p. 635-643.
- Martin, H., 1999, Adakitic magmas: modern analogous of Archean granitoids, Lithos, Vol, 46, No, 3, p, 411 - 429.
- Oliveros, V., Feraud, G., Aguirre, L., Ramirez, L., Fornary, M., Palacios, C., 2008, Detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of geologic events associated with the Mantos Blancos copper deposit, northern Chile. Mineralium Deposita, Vol. 43, p. 281-293.
- Palacios, C., 1990, Geology of the Buena Esperanza coppersilver deposit, Northern Chile. In: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J., (eds.) Stratabound ore deposits in the Andes, Springer-Verlag, Berlin, p. 313 – 318 .
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva, Nantwich, p. 230-249.
- Pearce, J.A., 1996, A user's guide to basalt discrimination diagrams, Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration, Edited by DA Wyman. Geological Association of Canada, Short Course Notes, Vol.: 12, p. 79-113.
- Pearce, J.A., Harris, N.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of Petrology, Vol. 25, p. 956-983.
- Ramirez, L.E., Palacios, C., Townley, B., Parada, M.A., Sial, A.N., Turiel, J.L.F., Gimeno, D., Valles, M.G., Lehmann, B., 2006, the Mantos Blancos copper deposit: an upper Jurassic breccia- style hydrothermal system in the Coastal Range of Northern Chile, Mineralium Deposita, Vol. 41, p. 246-258.
- Rollinson, H., 1993, Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation, Harlow, UK, Longman, 352 p.
- Ruiz, C., Aguilar, A., Egert, E., Espinoza, W., Puebles, F., Quezada, R., Serrano, M., 1971, Strata-bound copper sulphide deposits of Chile, Society of Mineralogy and Geology of Jappan, Spec. Issue, Vol. 3, p. 252 – 260

- Sato, T., 1984, Manto type copper deposits in Chile, a review. *Bulletin of the geological survey of Japan*, Vol. 35, p. 565-582.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: *Magmatism in the Ocean: Basins*. The Geological Society of London, special publication, Vol. 42.
- Tosdal, R.M., Munizaga, F., 2003, Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits, north-central Chile (30–34_S), *Mineralium Deposita*, Vol. 38, p. 234–250.
- Tristá-Aguilera, D., Barra, F., Ruiz, J., Morata, D., Talavera-Mendoza, O., Kojima, S., Ferraris, F., 2006, Re–Os isotope systematics for the Lince–Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile, *Mineralium Deposita*, Vol. 41, p. 99–105.
- Vivallo, W., Henríquez, F., 1998, Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile, *Revista Geology Chile*, Vol. 25, p. 199 – 228.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, Vol: 95, p. 185–187.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*, Uniwin Hyman, London.
- Wilson, N.S.F., Zentilli, M., Spiro, B., 2003, A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanic-hosted El Soldado mantotype Cu deposit, Chile: the essential role of bacteria and petroleum, *Economic Geology*, Vol. 98, p. 163–174.
- Wood, D.A., 1980, The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth Planetary Science Letter*, Vol. 50, p. 11– 30.
- Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L., Honglin, Y., 2006, U–Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 152, p. 75-88