

پتروژنز، ژئوشیمی، مطالعه میانبارهای سیال و نقش توده‌های نیمه‌آتشفشانی در زایش مس محدوده چاه‌مورا، شمال تروود

مینا بهرام‌پور^۱، محمد لطفی^۲، افشین اکبرپور^۳ و الهه بهرام‌پور^۱

^۱ کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ دکترا، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۵/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۲/۲۴

چکیده

کانسار مس چاه‌مورا در جنوب باختری شاهرود و در بخش مرکزی کمان ماگمایی تروود- چاه شیرین قرار دارد. کانی‌سازی در منطقه چاه‌مورا درون واحد آتشفشانی به سن ائوسن رخ داده است. سنگ‌های آتشفشانی یاد شده بر پایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی قابل تفکیک به آندزیت، آندزیت-بازالت، تراکی آندزیت، تراکی آندزیت-بازالت و رخنمون‌های کوچکی از آذرآواری‌ها به صورت آگلومرا هستند. توده‌های نیمه‌آتشفشانی با ترکیب حدواسط توالی‌های آتشفشانی آذرآواری را قطع کرده‌اند. ماهیت این سنگ‌ها، کالک آلکالن غنی از پناسیم نا شوشونیتی است که از دید جایگاه زمین‌ساختی، در موقعیت کمان ماگمایی مرتبط با پهنه فروانش قرار می‌گیرند. دگرسانی سیلیسی، کربناتی، سریسیتی و کلریتی در سنگ‌های میزبان قابل تشخیص است. ساخت و یافت ماده معدنی به صورت رگه-رگچه‌ای، جانشینی، دانه پراکنده و پراکنده فضای خالی است. بر پایه مطالعات کانه‌نگاری کانی‌های اصلی مس شامل کالکوسیت، کالکوپیریت، کوولیت، دیژنیت، کوپریت، مالاکیت و کمتر مس طبیعی است که با همایت همراهی می‌شوند. از میان این کانی‌ها، کالکوسیت و مالاکیت بیشترین فراوانی را دارند. مطالعات ژئوشیمی نشان از آن دارد که عنصر مس بیشترین همبستگی را با عناصر نقره ($R = 0.894$) و آرسنیک ($R = 0.520$) دارد. این در حالی است که با این عناصر کانی مستقلی تشکیل نداده است و احتمال دارد که این عناصر در شبکه کانی‌های مس دار، جایگزین مس شده باشند. مطالعه میانبارهای سیال روی سیال‌های به دام افتاده در کانی‌های کوارتز و کلسیت انجام شده است. دمای همگن‌شدگی در میانبارهای سیال، به‌طور میانگین ۲۰۰ تا ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد است. درجه شوری به دست آمده در این سیال‌ها، در محدوده‌های ۰/۹۷-۱/۳۷ و ۳/۶۷-۴/۰۷ درصد وزنی نمک‌طعام است. این کانسار همانندی‌های فراوانی از دید کانی‌شناسی، سنگ میزبان، ساخت و یافت و ژئومتری با کانسارهای نوع ماتو و مس در طبقات سرخ آتشفشانی دارد.

کلیدواژه‌ها: چاه‌مورا، توده‌های نیمه‌آتشفشانی، مس نوع ماتو، تروود-چاه شیرین.

نویسنده مسئول: مینا بهرام‌پور

E-mail: Minabahrampour@yahoo.com

۱- پیش‌نویس

اکتشافی در سطح منطقه نمونه‌برداری صورت گرفته است. ۲۲ نمونه برای تهیه مقاطع نازک صیقلی و انجام مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری مورد استفاده قرار گرفت. ۱۵ نمونه نیز برای تجزیه شیمیایی به روش XRF تهیه شد؛ ۴ نمونه برای تجزیه شیمیایی به روش XRD برای بررسی دگرسانی و انجام مطالعات کانی‌شناسی دگرسانی‌ها و ۲۰ نمونه نیز برای تجزیه شیمیایی به روش ICP-OES. ۵ نمونه نیز برای تهیه مقاطع دوبر صیقلی و انجام مطالعات میانبارهای سیال به آزمایشگاه‌های مربوط در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور فرستاده شد.

۳- زمین‌شناسی منطقه چاه‌مورا

بیشتر منطقه چاه‌مورا شامل واحدهای آتشفشانی آذرآواری همراه با رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های رسوبی ائوسن الیگوسن است. همچنین توده‌های نیمه‌آتشفشانی با سن ائوسن پسین الیگوسن پیشین (بر پایه شواهد زمین‌شناختی) با رنگ رخنمون خاکستری تا سبز تیره، در واحدهای آتشفشانی یاد شده تزریق شده‌اند (شکل ۳). تزریق توده‌های نیمه‌آتشفشانی (ساب‌ولکانیک) به درون واحدهای آتشفشانی (ولکانیک) آنها را به شدت خرد و برشی کرده است و واکنش میان سیال‌های بیرون آمده از توده‌های نیمه‌آتشفشانی و سنگ‌های آتشفشانی سبب گسترش دگرسانی گرمایی شده است و در پایان کانه‌زایی مس محدود به توالی آتشفشانی آذرآواری به شکل رگه رگچه‌ای رخ داده است. به همین دلیل برای تفکیک واحدهای سنگی منطقه و ارتباط آنها با کانی‌زایی در محدوده، نقشه ۱:۲۰۰۰ توسط شرکت پارس کانی تهیه شد (شکل ۴). گوناگونی‌های سنگ‌شناسی در اندیس مس چاه‌مورا از دید سن و اهمیت کانی‌سازی، قابل تفکیک به صورت زیر است:

۳-۱. سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری

این مجموعه شامل واحدهای گدازه‌ای آندزیتی تا آندزیت-بازالت، بازالت آندزیت،

منطقه معدنی چاه‌مورا از دیدگاه تقسیمات کشوری در استان سمنان و در ۱۳۰ کیلومتری جنوب باختری شهرستان شاهرود میان طول‌های جغرافیایی $35^{\circ} 36' 00''$ تا $35^{\circ} 37' 21''$ و عرض‌های جغرافیایی $55^{\circ} 12' 00''$ تا $55^{\circ} 58' 14''$ شمالی قرار دارد. مهم‌ترین راه دسترسی به محدوده مورد مطالعه، جاده آسفاله شاهرود-تروود است که از تروود تا محدوده مورد مطالعه حدود ۲۰ کیلومتر راه خاکی جیب‌رو وجود دارد و دسترسی به دیگر نقاط مطالعاتی از راه آبراه‌ها صورت می‌پذیرد (شکل ۱). گستره مورد پژوهش، از دیدگاه پهنه‌های ساختاری رسوبی اصلی ایران (آقابانی، ۱۳۸۳) در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی و در بخش مرکزی کمان آتشفشانی نفوذی تروود چاه شیرین جای گرفته است (شکل ۲ A). حضور کانسارهای فراوان فلزی مانند سرب و روی، مس، آهن، طلا و فیروزه و کانسارهای غیر فلزی مانند بنتونیت، فلدسپار، خاک‌نوسوز و خاک صنعتی نایدکننده پتانسیل بالای کانی‌سازی در این کمان ماگمایی است. این مجموعه، که از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب چیره آندزیتی و توده‌های نفوذی با ترکیب چیره دیوریتی تشکیل شده، میزبان کانسارهای رگه‌ای بسیار فلزات پایه و گرانبه‌است (رشیدنژاد، ۱۳۷۱؛ برنا و عشق‌آبادی، ۱۳۷۶؛ تاج‌الدین، ۱۳۷۷؛ فرد، ۱۳۸۰؛ شمعیان اصفهانی، ۱۳۸۲؛ حقیقی، ۱۳۸۹). مجموعه آتشفشانی رسوبی ائوسن (E۲) در چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ تروود دارای بی‌نهماری‌های مس بسیاری در نقاط مختلف است که کانه‌زایی مس در منطقه چاه‌مورا یکی از آنها به شمار می‌آید (شکل ۲ B). برای بررسی ماهیت کانی‌سازی در منطقه چاه‌مورا مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، دگرسانی، کانه‌نگاری، ژئوشیمی و میانبارهای سیال انجام شده است.

۲- روش مطالعه

برای انجام این پژوهش، برای انجام مطالعات مختلف از رگه‌های معدنی و ترانسه‌های

شدت تخریب و اوباسیته شده‌اند و احتمالاً مربوط به واحد زیتولیت هستند که درون این واحد به تله افتاده و با آن واکنش داده‌اند (شکل ۸ D).

۳-۳. دایک‌های تراکی بازالیت - آندزیت پورفیری

دو سامانه دایک به صورت متوالی و قطعه‌قطعه با ستبرایی میان ۱۰ تا ۱۵ متر درون واحدهای پیشین تریق شده‌اند (شکل ۹). عموماً در شمال و شمال خاور محدوده معدنی گسترش دارند. این دایک‌ها بدون هر گونه کانه‌زایی هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن با ماکل کارلسباد، هورنبلند و بیوتیت و در دایک‌های تراکی بازالیت، الوبین ایدینگریتی شده است. بافت چیره در نمونه‌ها پورفیری با زمینه میکروکریستالین است. مفادبری کلسیت، کلریت و کوارتز بی‌شکل درون حفرات حضور دارد. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌ستیک با تیغه‌های ماکلی متوسط و ترکیب آندزین لابرادور هستند. هورنبلندهای شش‌وجهی به صورت ادخال درون پلاژیوکلاز جای دارند (شکل ۱۰ A). بیوتیت به فرم بلوری صفحه‌ای و سالم است که تا حدودی خمش ماکلی در آنها تشخیص داده می‌شود. این خمش در ماکل و سیستم رخ‌ها می‌تواند نشانه‌ای از رخدادی زمین‌ساختی باشد (شکل ۱۰ B).

۴- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه چاه‌مورا

ساختمان زمین‌ساختی محدوده از بک سری گسل‌ها و شکستگی‌هایی تأثیر پذیرفته است که در ارتباط با پهنه برشی چپ‌گرد در ناحیه ایجاد شده است که مهم‌ترین کنترل‌کننده رگه‌های کانه‌دار در منطقه است (کی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۷). به منظور تعیین روند کانه‌زایی و روند ساختاری وابسته در اینستاگه‌های بسیار از رگه‌ها، گسل‌های فرعی، سنگ میزبان و دایک‌ها اندازه‌گیری و داده‌ها روی نمودار گل‌سرخ‌ی با استفاده از نرم‌افزار Stereonet رسم شد. دایک‌ها با روند $N30-40^{\circ}E$ و شیب $45^{\circ}-80^{\circ}$ به سوی جنوب خاور، واحدهای وابسته به سن ائوسن را با امتداد $N100^{\circ}E$ و شیب $50^{\circ}NE$ قطع کرده‌اند (شکل ۱۱ A). رگچه‌های کلسیتی با روند شمالی جنوبی به صورت پراکنده در راستای عمود بر توده نیمه‌آتشفشانی رختمون دارند (شکل ۱۱ B). بر پایه نتایج نمودار گل‌سرخ‌ی، بیشتر رگه‌های مس دارای روند شمال خاور جنوب باختر (شکل ۱۱ A) هستند و دایک‌ها نیز با روندی مشابه به موازات رگه‌ها و گسل‌های محدوده تریق شده‌اند (شکل ۱۲ B)، دو دسته گسل اصلی از نوع عادی با روند شمال خاور جنوب باختر و شمال باختر جنوب خاور (شکل ۱۲ C)، از دیگر کنترل‌کننده‌های رگه‌های کانه‌دار هستند که از امتداد گسل‌های اصلی تروند انجیلو پیروی می‌کنند.

۵- دگرسانی‌ها

بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی و نتایج پراش پرتو ایکس (XRD)، (جدول ۱)، مشخص شد که در این محدوده در نتیجه بالا آمدگی سیال‌های ماگمایی گرمایی سنگ‌های میزبان در پیرامون رگه‌ها دستخوش دگرسانی‌های گوناگون شده‌اند. شدت و پراکندگی هر یک از دگرسانی‌ها بسته به شرایط و ترکیب سنگ‌های میزبان متفاوت است. دگرسانی سیلیسی با حضور بلورهای ریزبلور (میکروکریستالین) کوارتز به صورت رگچه، جانشینی در زمینه و پرکننده فضای باز در کنار کانه‌های مس دیده می‌شود. دگرسانی آرژلیک به رنگ زرد تا سفید نمایان است و بر پایه شواهد میکروسکوپی (رسی سربستی شدن بلورهای پلاژیوکلاز) و نتایج XRD حضور کانی‌های مونت‌موریلونیت این دگرسانی، از نوع آرژلیک حدوداً است. از دیگر دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی، فرایند اکسایش ثانویه کانی‌های سولفیدی اولیه به ویژه بیوتیت و کالکوپیریت (با چیرگی کانی همانیت) است که در زمینه سنگ‌های میزبان آندزیتی و آندزیت بازالیتی به صورت متفرد و یا همراه با دیگر پهنه‌های دگرسانی در سطح دیده می‌شود؛ اما با افزایش ژرفا به شدت کاهش می‌یابد. در بخش‌هایی از ترانشه‌های اکتشافی به علت حضور اکسیدهای آهن، رگچه‌های کوارتز به دلیل آخشنگی به آن با رنگ سرخ نمایان است. دگرسانی کلریتی به رنگ سبز با چیرگی کلریت (در بلورهای فرومیزین) دیده می‌شود و

تراکی آندزیت تا تراکی آندزیت بازالیتی به همراه توف و آگلومراست که توسط توده‌های نیمه‌آتشفشانی و دایک‌ها مورد هجوم قرار گرفته‌اند (شکل ۴ A). در مشاهدات صحرایی ستون‌های گدازه‌ای آندزیت بازالیت با ساخت منشوری رختمون دارند (شکل ۴ B). در سنگ‌های میزبان حفرات بزرگی (آمیگدالوئیدال) توسط بلورهای زیتولیت ناشی از رخدادهای ثانویه پر شده‌اند (شکل‌های ۴ C و D). سنگ‌های میزبان آندزیت بازالیت دارای بافت پورفیریک تا ماگماپورفیریک (شکل ۵ A)، با زمینه هیالومیکرولیتیک جریانی و واحدهای تراکی آندزیت تراکی آندزیت بازالیت دارای بافت گلوپورفیریک (شکل ۵ B) در زمینه هیالومیکرولیتیک تراکیتی هستند. کانی‌های اصلی که تقریباً در همه مقاطع دیده می‌شوند، پلاژیوکلاز، کانی‌های فرومیزین (کلیتوپروکسن، هورنبلند) به همراه فلدسپار پتاسیم هستند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر تا ابعاد ۴ میلی‌متر و گاه ۱ سانتی‌متر است. بافت غربالی در پلاژیوکلاز و خوردگی حواشی، دلالت بر آرایش پوسته‌ای دارد. در زمینه گاه مفادبر ناچیزی آپاتیت خودشکل، بسیار ریز دیده می‌شود. در سنگ‌های میزبان، کلیتوپروکسن ماگماپورفیر دارای دو سیستم رخ کاملاً آشکار است و گاه ادخال‌هایی از الوبین ریزبلور، درون آن دیده می‌شود (شکل ۵ C). الوبین در نمونه‌ها بیشتر ایدینگریتی شده است (شکل ۵ E). کانی‌های کدر (همایت و پیریت) موجود در این واحدهای میزبان، با به صورت اولیه و بسیار ریزدانه با بافت دانه‌پراکنده همراه با زمینه سنگ شکل گرفته‌اند. یا اینکه به صورت ثانویه با ابعادی متوسط دانه روی بلورهای اولیه سنگ، همچون پلاژیوکلاز و بلورهای فرومیزین شکل گرفته‌اند و دارای حاشیه اکسیده شده هستند. زیتولیت به رنگ سفید و در بیشتر مواقع با بافت شعاعی دیده می‌شود. به گونه‌ای که در بخش‌های گسترده‌ای از سنگ‌های میزبان کانه‌زایی، زیتولیتی شدن رخ داده است. زیتولیت افزون بر اینکه در سنگ‌های دگرگونی تشکیل می‌شود، در سنگ‌های آتشفشانی نیز در مراحل پایانی فعالیت‌های گرمایی درون حفرات و شکاف‌های سنگ‌های آتشفشانی تشکیل می‌شود (شکل ۵ F). درون میکروگسل‌ها مفادبری سیلیس همراه با کانی کدر دیده می‌شود (شکل ۵ H)، در برخی موارد، کانی‌های کدر در قالب بلورهای فرومیزین جانشین شده و با به صورت رگه رگچه درشت‌بلورها را قطع کرده‌اند (شکل‌های ۵ G و D). واحدهای آگلومرایی با بافت پیروکلاستیکی دارای قطعات فراوان و درشت‌دانه آتشفشانی در زمینه هیالومیکرولیتیک و به شدت حفره‌دار از خاکستر آتشفشانی و دارای ذرات فراوان اکسید هیدروکسیدی آهن دیده می‌شود (شکل ۵ L).

۳-۲. توده‌های نیمه‌آتشفشانی گابرو - دیوریت پورفیری

به علت ژرفای کم جایگزینی، این سنگ‌ها با سنگ‌های آتشفشانی همانندی بافتی دارند؛ مرز این توده‌ها معمولاً توسط گسل کنترل می‌شود. حضور حفرات مدور در آنها می‌تواند نشان از جایگیری توده نیمه‌آتشفشانی در شرایط نزدیک به سطح زمین داشته باشد (شکل ۷). پورفیریوید با زمینه میکرواینترآگرانولار از بافت‌های شاخص در آنهاست (شکل ۸ A). کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، فلدسپار پتاسیم، آمفیبول نوع هورنبلند سبز و کوارتز نیز به صورت کم در توده‌های دیوریتی دیده می‌شود. در این واحدها زیتولیت‌های فراوانی قابل تشخیص است که بیشتر ترکیبی مشابه با واحد میزبان ولی بافت ریزبلورتری دارند که این امر نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای است. بر اثر افتادن و تحلیل رفتن این قطعات بیگانه به درون مذاب اولیه، تغییرات شیمیایی و احتمالاً دمایی در این مذاب رخ داده و این تغییرات، سبب واکنش مذاب باقیمانده و تغییر ترکیب یافته با بلورهای اولیه شده است. بلورهای پلاژیوکلاز، کمی آلپینی شده‌اند. کانی‌های کدر (پیریت) به صورت ادخال‌های ریز تا متوسط بلور روی کلیتوپروکسن‌ها و درون هورنبلندها جای دارند (شکل‌های ۸ B و C). این کانی‌های کدر گاه ساختار شبه اسکلتی نیز نشان می‌دهند. نکته حالب توجه وجود دو نوع کلیتوپروکسن در توده‌ها است؛ نوع اول دارای فرم بلوری خودشکل هستند و دگرسانی بر آنها اثری نگذاشته است که به نظر می‌رسد از واحد نیمه‌آتشفشانی اصلی و بیشتر از نوع اوژیت تیتانیم‌دار باشند. اما نوع دوم به

بیانگر فاز تأخیری است. کوارتز، کلسیت، هماتیت (به مقدار فراوان در همراهی با سولفیدهای مس) و زئولیت از مهم ترین کانی های باطله هستند. ترتیب شکل گیری کانی ها در جدول ۲ به صورت توالی پاراژنری ساده ای است از فازهایی که درونزاد بودند و در دمای بالا شکل گرفته اند تا کانی هایی که در مرحله اکسیدان برونزاد در محدوده معدنی حاصل شده اند.

۷- ژئوشیمی

۷-۱. نام گذاری و رده بندی سنگ های میزبان

بحث ژئوشیمی در دو بخش ژئوشیمی سنگ های میزبان و ژئوشیمی عناصر کانساری در پهنه کانه زایی مطالعه شده است. نتایج تجزیه نمونه های مورد نظر در جدول ۳ آورده شده است. برای نام گذاری شیمیایی سنگ های آتشفشانی از نمودار Le Base et al. (1986) استفاده شد که بر پایه مجموع الکالی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در برابر SiO_2 است؛ در این نمودار، نمونه ها در فلرو ترکیبی بازالت، تراکی آندزیت، تراکی آندزیت بازالت، آندزیت و بازالت آندزیت و دایک ها نیز در فلرو آندزیت، تراکی بازالت قرار می گیرند (شکل ۱۶ A). توده های نیمه آتشفشانی بر پایه نمودار Cox et al. (1979) در فلرو گابرو پوریت تا کوارتز پوریت قرار می گیرند (شکل ۱۶ B). در نمودار شکل ۱۶ C سنگ ها از دید شاخص اشباع شدگی آلومینیم در محدوده منا پرو آلومینوس قرار دارد.

۷-۲. تعیین سری ماگمایی و موقعیت زمین ساختی

افزون بر اهمیت شناسایی سری ماگمایی در شناخت سرگذشت ماگمای ایجاد کننده، درم مطالعات زمین شناسی اقتصادی، تعیین سری ماگمایی سنگ میزبان کانی سازی کمک شایانی به مقایسه کانه زایی مورد بررسی با انواع دیگر و پیدا کردن نوع و منشأ کانی سازی می کند. برای تعیین سری ماگمایی از نمودارهای AFM (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccenillo and Taylor, 1976) استفاده شد. با توجه به شکل های ۱۷ A و B سنگ های منطقه در محدوده سری کالک آلکالن تا شوشونیتی غنی از پتاسیم قرار می گیرند.

استفاده از عناصر فرعی (Trace) و اصلی (Major) در تشخیص محیط های زمین ساختی توسط پژوهشگران زیادی استفاده می شوند که در این میان عناصر Ta, Y, Tb, Nb و نسبت عناصر Ta/Yb و Th/Yb به علت تحرک پایین آنها در طی فرایندهای تشکیل سنگ های ماگمایی همانند پدیده فرورانش، اهمیت بیشتری دارند (Zarasvandi, 2004; Pearce, 2005; Maanijou et al., 2013). با توجه به نمودار تعیین محیط زمین ساختی بر پایه Rb در برابر Y+Nb (Pearce et al., 1984) تقریباً همه نمونه ها در محدوده حواشی فعال فاره ای (VAG) قرار گرفته اند که مرتبط با مناطق فرورانش است (شکل ۱۷ C) (Shamarian et al. 2004) ترکیب شیمیایی سنگ های آتشفشانی رشته کوه تروود چاه شیرین را نشان دهنده یک کمان تیپیک و مطابق با باور (Hassanzadeh et al. 2002) دانسته است.

۷-۳. بررسی الگوهای عناصر کمیاب و خاکی کمیاب

الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده با مقادیر گوشته در سنگ های محدوده دارای غنی شدگی LILE نسبت به HFSE است. عناصری مانند Ta و Ti در نمونه ها تهی شدگی نشان می دهند (شکل ۱۸ A) که مشابه با ویژگی های سنگ های کمان ماگمایی است (Gioncade et al., 2003) و با ممکن است در نتیجه مشارکت پوسته فاره ای در فرایندهای ماگمایی باشد (Tchameni et al., 2006). عناصر Rb , Th و K در Ba غنی شدگی در حدود ۱۰۰ تا ۵۰۰ برابر را در سنگ های منطقه نشان می دهند و یقه عناصر تا حدود ۳۰ تا ۹۰ برابر غنی شدگی نسبت به کندریت نشان می دهند. در نمودارهای بهنجار شده، شیب عناصر خاکی کمیاب (REE) از La به سوی MREE ها رو به پایین است (نسبت بالای $\text{La/Yb} = 3.71-15.79$ و $[\text{La/Sm}]_n = 1.52-4.42$) اما سپس در میان MREE ها تا حدی مسطح می شود و ممکن است حتی به سوی HREE ها شیب تا حدودی رو به بالا شود؛ یعنی سبب تعثر رو به بالا در آنها خواهد شد و این نشان دهنده

دگرسانی کربناتی با چرگی کلسیت به صورت رگه هایی با ستبرای ۱ سانتی متر و با پرکننده حفرات در سنگ های میزبان به عنوان باطله همراه با سولفیدهای مس مشخص است. دگرسانی های سربیتی، اسفن، زئولیتی و اکتینولیتی از دگرسانی های دیگر در سنگ های میزبان است و عموماً شدت دگرسانی ها (به ویژه هماتیتی شدن) در کنار پهنه کانی سازی افزایش یافته است (شکل ۱۳ A). به گونه ای که مجموعه سنگ های دارای کانه زایی میزان بالایی از هماتیت دارند و این می تواند به عنوان کلید اکتشافی در پی جوی دیگر پهنه های کانه دار مس در محدوده باشد. مطالعات XRD نشانگر حضور کانی های کوارتز، کلسیت، کلینوکلر، مونت موریلونیت، ایلیت و هماتیت در نمونه های برداشت شده از بخش های کانه دار و دگرسان است. از ویژگی های دیگر، نسبت بالای LOI است که نشان از حضور ترکیبات گازی فرار فراوان مانند CO_2 و H_2O است. افزایش LOI به صورت هم روند با CaO نشانه گسترش دگرسانی سربیتی و کربناتی در سنگ هاست (Christie and Brahtwaite, 2004) (شکل ۱۳ B). کانه زایی ارتباطی نزدیک و تنگاتنگ با دگرسانی های یاد شده دارد و هر جا دگرسانی به میزان بالایی روی داده است، کانه زایی نیز به فراوانی یافت می شود.

۶- کانه نگاری و توالی پاراژنری

عملیات استخراج و کنده کاری کهن فراوانی در منطقه صورت گرفته است که محدود به واحدهای میزبان کانه زایی است (شکل ۱۴). بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات کانی شناسی، بیشتر کانی های سولفیدی در کانسار مس چاه مورا، کالکوسیت و کوولیت هستند. در بررسی مقاطع نازک صیفلی از کانسنگ مس در واحدهای آندزیت، آندزیت بازالتی و تراکی آندزیتی نمایان شد که افزون بر حضور این کانی ها، کانی های کالکوپریت به میزان کمتر، دیژنیت، کوولیت، کوپریت و تنوریت نیز کانه زایی را همراهی می کنند. از میان این کانی ها کالکوسیت بیشترین فراوانی را دارد. ساخت و بافت ماده معدنی به صورت پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه رگچه ای و جانیشنی است. ژئومتری رگه رگچه گسترش فراوانی دارد و بیشتر کانه زایی را شامل می شود. قطر این رگه رگچه ها کم (کمتر از یک میلی متر تا چند سانتی متر) بوده است. در مقاطع مورد بررسی کالکوپریت بیشتر به شکل باقیمانده و رگچه ای دیده می شود و کالکوپریت از حاشیه در حال جانیشنی به کالکوسیت، کوولیت و هماتیت است (شکل های ۱۵ A و B). کالکوسیت بخش مهمی از کانه زایی سولفیدی در این کانسار را تشکیل می دهد و بیشتر کالکوسیت موجود در منطقه اولیه بوده و تحت تأثیر فرایندهای کانه ساز ایجاد شده است. این نوع کالکوسیت در رگه ها حضور دارد و به صورت کانی مجزا دیده می شود (شکل ۱۵ C). بخشی از کالکوسیت اولیه به صورت پرکننده فضای خالی، رگه رگچه دیده می شود که از پیرامون توسط سولفیدهای ثانویه از جمله کوولیت و دیژنیت جانیشنی شده است (شکل ۱۵ D). تحت تأثیر فرایندهای برونزاد در حاشیه کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت و هماتیت تشکیل شده است. کوولیت و دیژنیت با رنگ متفاوت آبی کم رنگ تا آبی سیر پیرامون کالکوسیت را در بر گرفته اند (شکل ۱۵ E). با توجه به فراوانی در همه نمونه های کانه دار، به نظر می رسد که کالکوسیت کانه اصلی در رگه ها باشد. بلورهای خود شکل و نیمه خود شکل پیریت به تعداد انگشت شمار در ابعاد ۱۰۰ تا ۳۰۰ میکرون، در زمینه سنگ میزبان و توده ها پراکنده اند و بیشتر از حواشی در حال جانیشنی توسط هماتیت و مگنتیت هستند (شکل ۱۵ F) و در برخی موارد به شکل ادخال درون کانی مگنتیت دیده می شوند (شکل ۱۵ G). مگنتیت بیشتر به شکل بلورهای خود شکل تا نیمه خود شکل در متن سنگ دیده می شود و از حاشیه گاه در حال تبدیل به هماتیت است. پدیده ماریتینی در مگنتیت ها معمول است. مس طبیعی به صورت منفرد و دانه پراکنده و در مواردی نیز در حال جانیشنی به کوپریت در نمونه های کانه دار دیده می شود که نشان دهنده حضور سولفور و PH نزدیک به خنثی در محیط است (شکل ۱۵ H). مالاکیت به فرم های جانیشنی، پرکننده فضای خالی و همراه با کالکوسیت و کوولیت رگه ها را پر کرده است که

این نوع متغیر است و میان کمتر از ۱ تا بیش از ۷ درصد وزنی نمک طعام (NaCl) نوسان دارد. فاز جامد (نمک) در این میانبرها حضور ندارد.

– نوع B) **دوفازی شامل مایع دارای CO_2 - H_2O** : این نوع از میانبرها دارای CO_2 - H_2O هستند. حضور CO_2 کم محلول در آب سبب می‌شود که در طی فرایند انجماد و اندازه‌گیری آخرین درجه ذوب یخ (CO_2 (Tm ice) محلول در آب به صورت تشکیل کلاتریت دیده شده و سبب اندازه‌گیری مفاد بر مثبت برای Tm شود.

– نوع C) **تک‌فازی مایع (Liquid) (L+V)**: در این نوع از میانبرهای سیال، فاز مایع همه حجم میانبر سیال را دربر می‌گیرد و فاز گازی دیده نمی‌شود. از این نوع میانبرها در نمونه‌ها به فراوانی دیده می‌شود.

– نوع D) **تک‌فازی گاز (Vapour) (V)**: در این نوع از میانبرهای سیال، فاز گاز همه حجم میانبر سیال را در برمی‌گیرد و فاز مایع دیده نمی‌شود. سیال‌های تک‌فازی گاز و تک‌فازی مایع کنار هم دیده شدند.

از دید منشأ، میانبرهای سیال مطالعه شده در مقاطع به ۲ گروه تقسیم می‌شوند (Yermakov and Wilson, 1965): میانبرهای سیال اولیه (Primary inclusion) و میانبرهای سیال ثانویه (Secondary inclusion) (شکل‌های ۲۳ A و B). اندازه میانبرهای سیال مطالعه شده در بلورهای موجود متفاوت و از ۱۰ تا ۴۵ میکرون متغیر (بیشتر ۱۰ تا ۱۵ میکرون) است و بیشتر به صورت بی‌شکل یا گرد و برخی نیز کشیده و یا میله‌ای دیده شده‌اند.

۸-۱. مطالعات سرمای‌ش

اندازه‌گیری‌های دما فشارسنجی روی ۴۴ میانبر سیال دوفازی انجام شده است که ویژگی‌های آنها در جدول ۵ آورده شده است. در میانبرهای سیال تک‌فازی امکان اندازه‌گیری نبود. با اندازه‌گیری تغییرات درجه انجماد می‌توان میزان شوری (Salinity) و چگالی را در میانبرهای سیال اندازه‌گیری کرد.

اولین دمای ثبت شده در طی تشکیل اولین قطره ذوب «Te» یا دمای نقطه اوتکتیک است. نقطه اوتکتیک برای سامانه $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ تقریباً 20.80°C است. حال آنکه نقطه اوتکتیک Te در شماری از نمونه‌های مورد مطالعه پایین‌تر از 20.80°C است که بیانگر حضور نمک‌های دیگر افزون بر NaCl در سیال کانه‌ساز است. با کامل شدن ذوب تدریجی یخ، آخرین دمای ثبت شده با دمای ذوب (Tm) اندازه‌گیری می‌شود که با استفاده از آن می‌توان به میزان شوری (Salinity) سیال پی برد. بر پایه بررسی‌های انجام شده روی نمونه‌ها میزان Tm از دمای $+6$ تا $4/20^\circ\text{C}$ درجه سانتی‌گراد متغیر است و بیشترین تعداد Tm اندازه‌گیری شده مربوط به گستره دمایی $2/20$ تا $2/20$ درجه سانتی‌گراد در میزان کلسیت و $2/20$ تا $2/20$ درجه سانتی‌گراد در میزان کوارتز است. بنابراین در نمونه‌های مطالعه شده، درجه شوری میانبرهای سیال از $0/97$ تا $7/07$ درصد وزنی معادل نمک طعام متغیر و به‌طور میانگین بیشترین میزان شوری در محدوده‌های $0/97$ تا $1/37$ و $3/67$ تا $4/07$ درصد وزنی نمک طعام در میزان کوارتز و کلسیت است که به صورت نمودار ستونی در شکل ۲۴ آمده است که این نشان دهنده سیال‌هایی با شوری به نسبت پایین هستند.

۸-۲. مطالعات گرمایش

به کمک روش ریزدماسنجی می‌توان کمینه دمای تشکیل کانی‌ها را تعیین کرد؛ به‌طوری‌که اگر سیال گرما داده شود، همه فازهای آن که در برگیرنده فاز جامد، مایع و گاز است، همگن می‌شود که این امر گویای کمینه دمای تشکیل میانبر سیال و به‌عبارت دیگر کمینه دمای تشکیل کانی است. در نمونه‌های مطالعه شده دمای همگن‌شدگی میانبرهای سیال دوفازی با تبدیل بخار به مایع و در نمونه‌های دارای بخار بالا با تبدیل مایع به بخار اندازه‌گیری شده است. دمای همگن‌شدگی از 143 تا 330 درجه سانتی‌گراد متغیر است (شکل ۲۵). بیشترین فراوانی دمای همگن‌شدگی در گستره دمایی 200 تا 220 درجه سانتی‌گراد نشان داده شده است. دمای بالای میانبرهای سیال (330 درجه سانتی‌گراد) در کانسار چاه‌مورا، با حضور توده‌های نیمه‌آتشفشانی در ارتباط است که در منطقه وجود دارد. با توجه به دمای همگن‌شدگی، می‌توان فشار و ژرفای تشکیل سیال‌ها را مشخص کرد (شکل ۲۶).

جدایش MREE و HREE نسبت به LREE است (Prowatke and Klemme, 2006). کاهش نسبی شدید در HREE از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکانل و یا احتمالاً خروج آنها توسط محلول‌های CO_2 دار است (Tatsuni, 1989) که این روند می‌تواند نشانگر محیط زمین‌شناختی و احتمالاً منبع مشابه برای سنگ‌های محدوده باشد. (شکل ۱۸ B). در این الگوها، نهی‌شدگی Eu می‌تواند به دلیل تفریق پلازیوکلاز و با فرگاسته بالای اکسیژن در محیط تبلور ماگما باشد (Rollinson, 1993; Hanson, 1980; Richards et al., 2012). گفتنی است که دگرسانی نیز در تغییرات عنصری (عناصر پرتحرک) نقش مهمی داشته است.

۷-۴. ژئوشیمی عنصر مس و ضریب همبستگی

برای تعیین توزیع و پراکندگی مس در واحدهای میزبان و توده‌های نیمه‌آتشفشانی به منظور تعیین میزان مس در سنگ‌های مولد مس، نمونه‌برداری لیتوژئوشیمیایی انجام شد و با توجه به نتایج حاصل، میزان مس در بخش کانه‌دار واحدهای آندزیت بازالت (شکل ۱۹) برابر با 21760 ppm (نمونه EB-5) و در بخش غیرکانه‌دار برابر با 65 ppm (نمونه EB-2) و نیز در نمونه‌های کانه‌دار از واحد تراکی آندزیتی میزان مس برابر با 1340 ppm (نمونه EB-28) و در سنگ‌های گدازه‌ای برابر با 76 ppm (نمونه EB-41) بوده است (شکل ۲۰). با توجه به نمودار شکل ۱۹ C میزان مس در زمینه توده‌های نیمه‌آتشفشانی برابر با 707 ppm (نمونه EB-4) و این نشان دهنده آن است که سنگ‌های میزبان و توده‌ها می‌توانند مولد مس برای کانه‌زایی باشند. میانگین نقره بیشتر از 4 ppm است که معرف بی‌هنجاری بالای نقره در محدوده مورد مطالعه است.

برای تعیین ارتباط ژئیکیمی عنصر مس با عناصر همراه، ضرایب همبستگی این عناصر به روش اسپیرمن به دست آمد. با توجه به جدول ۴ ماتریس همبستگی عنصر مس با نقره ($R=0/894$)، آرسنیک ($R=0/520$) و گوگرد ($R=0/687$) در سطح اعتماد ($0/01$ / $0/05$) است. گفتنی است که حضور کانی‌های سولفیدی مس از جمله کالکوپریت، کالکوسیت، دیزیت به‌همراه پیریت در طی مطالعات کانه‌نگاری ارتباط ژئیکیمی میان عنصر مس و گوگرد را تأیید می‌کنند. کانی خاصی برای حضور نقره و مس در مطالعه مقاطع میکروسکوپی یافت نشد. باید به این نکته توجه داشت که عناصری مانند نقره و آرسنیک ممکن است که در شبکه کانی‌های دیگر از جمله کالکوپریت یا کالکوسیت قرار بگیرند. با توجه به این موضوع که امکان تجزیه مایکروپروب نبود، تصمیم گرفته شد به منظور شناسایی کانی‌های احتمالی، از نتایج آزمایشگاه پراش پرتو ایکس (XRD) استفاده شود. بر پایه نتایج عنصر آرسنیک در کنار مس در ساختمان یک کانی مس آرسنیک‌دار با فرمول شیمیایی Cu_3AsS_6 این ارتباط تأیید شد. در این رخداد کانه‌زایی مس بدون همراهی فلزات پایه دیده شده و مقدار فلزات پایه دیگر (سرب و روی) پایین بوده است. ارتباط ژئیکیمی بالای مس با نقره در بافتن نوع احتمالی کانسار به دنبال کانسارهای مشابه سوق می‌دهد.

۸-۳. مطالعات میانبرهای سیال

به منظور مطالعات دماسنجی روی میانبرهای سیال در کانسار چاه‌مورا از کانی‌های کوارتز و کلسیت موجود در رگه‌های معدنی مس استفاده شد که خود دارای کانه بودند (شکل‌های ۲۱ A و B). برای انجام این پژوهش ۵ مقطع دوبرصیفیل، مورد استفاده قرار گرفت. اندازه‌گیری‌های دماسنجی به وسیله استیج گرم و سردکننده مدل MDS600 ساخت شرکت Linkam با تغییرات دمایی 190 تا $600 +$ درجه سانتی‌گراد انجام شد. برای تعیین درصد شوری سیال‌ها و رسم نمودارها از نرم‌افزار مدلینگ (Software Modelling for Fluid Inclusion V 2.6) PVTX استفاده شد. در نمونه‌های مورد پژوهش، ۴ نوع میانبر سیال تشخیص داده شد (شکل‌های ۲۲ A و B).

– نوع A) **دوفازی مایع-گاز (Liquid rich (L+V)**: بیشترین نوع میانبر سیال مطالعه شده نوع A است. بیشترین حجم میانبر سیال را فاز مایع در برمی‌گیرد و فاز گازی تنها 10 تا 35 درصد حجم میانبر سیال مطالعه شده را شامل می‌شود. میزان شوری در

ترسیمی محدوده مورد مطالعه در بیشتر کانسارهای نوع VRB و مانو مانند (Boris Angelo) معمول است.

– **سن کانه‌زایی:** در شمال شیلی، ذخایر مس مانو بیشتر در واحدهای آتشفشانی ژوراسیک گسترش یافته در رشته ساحلی (Costal range) میزبانی می‌شوند که از جمله آنها می‌توان کانسارهای Mantos Blanco و Michilla را نام برد و نیز شماری از این نوع کانسارها در سنگ‌های آتشفشانی رسوبی کوتاه آغازین رخ داده‌اند و حتی شماری کانسارهای جوان‌تر از این نوع در کوتاه پسین مشابه کانسار Cerro Negro و شماری نیز مانند Boris Angelo در ائوسن تشکیل شده‌اند (Cornwal, 1956). کانی‌سازی مس در لایه‌های سرخ آتشفشانی (VRB) به‌طور معمول از زمان پروتروزویک تا تشریری رخ داده است. کانه‌زایی مس چاه‌مورا در توالی آتشفشانی رسوبی در زمان ائوسن (همزمان با گسلش جوان و تزریق توده‌ها) رخ داده است.

– **سنگ میزبان:** معمول‌ترین سنگ میزبان این کانسارها (مانو و لایه‌های سرخ آتشفشانی) را سنگ‌های آذرآواری (Pyroclastic) و گدازه‌های آندزیتی آمیگدالوئیدال در توالی آتشفشانی آندزیتی بازالتی کالک‌آلکانل تا آندزیتی داسیتی می‌دانند (Ruiz et al., 1965; Tosdal and Munizaga, 2003; Trista-Aguilera et al., 2006). سنگ‌های آندزیت آندزیت‌بازالت و تراکی آندزیت رخنمون یافته در منطقه چاه‌مورا، منسوب به سن ائوسن، میزبان رگه‌های بسیار دارای کانی‌سازی‌های مس هستند. نکته قابل توجه در این واحدها حضور مگاپورفیرهای پیروکسن در آنهاست. در مقاطع یافت حفراهی (آمگدالوئیدال) دیده می‌شود که آمیگدال‌ها با زئولیت، کلسیت و کوآرتز پر شده‌اند.

– **پاراژنز کانیاپی:** از دید کانی‌شناسی کانسارهای مس مانو بیشتر شامل کالکوپیریت، بورنیت (Wilson and Zentilli, 2006)، پیریت، دارای مفادیری کانی‌های کالکوسیت، کوولیت و اسپیکولاریت و از دید شکل توده بیشتر چینه‌سان هستند و با از توده‌های نامنظم شکل گرفته‌اند که به واحدهای چینه‌ای آتشفشانی یا رسوبی محدود شده‌اند (Ruiz et al., 1965; Espinoza et al., 1996; Ramirez et al., 2006). در برخی کانسارها مقدار کالکوسیت از بورنیت بیشتر است و در برخی کانسارها مفادیری تترایدیریت، گالن و اسفالریت هم دیده می‌شود (Maksaev and Zentilli, 2002). کانی‌های اصلی مس در کانسارهای مس در لایه‌های سرخ آتشفشانی نیز شامل کالکوسیت، بورنیت و مس طبیعی است (Cabral and Beaudoin, 2007). محصول فرعی همراه مس در این نوع ذخایر، نقره است. در کانسار چاه‌مورا، رگه‌ها بیشتر کانی‌شناسی ساده داشته است. بیشتر کالکوسیت اولیه و پس از آن کوولیت کانی‌های سولفیدی چیره به شمار می‌آیند و مفادیری دژنیت، کالکوپیریت و پیریت نیز حضور دارند. میزان نقره در کانسار چاه‌مورا ۰/۱ تا ۴ پی‌پی‌ام متغیر است.

– **بافت و ساخت ماده معدنی:** کانی‌سازی به‌صورت پراکنده، رگه‌ای، پراکنده، پراکنده، پراکنده و شکستگی‌ها رخ داده است. در کانسار چاه‌مورا، کانه‌زایی با ژئومتری رگه و رگچه، پراکنده فضای خالی و پراکنده در واحدهای آتشفشانی آذرآواری رخ داده است.

– **دگرسانی و باطله:** در کانسارهای مس مانو مهم‌ترین دگرسانی‌ها عبارتند از هماتی، کلریتی، اپیدوتی، آلپیتی، سیلیسی، کلسیتی، اسفنی و زئولیتی شدن (e.g. Espinoza et al., 1996; Trista-Aguilera et al., 2006). دگرسانی‌های رخ داده در کانسار چاه‌مورا بیشتر سیلیسی، کلسیتی، کلریتی، رسی، زئولیتی و اکسیدی (هماتی) است. دگرسانی هماتی دگرسانی اصلی است که در سنگ میزبان کانه‌زایی دیده می‌شود و مرتبط با فرایندهای کانه‌ساز است. این دگرسانی در همه بخش‌های میزبان کانه‌زایی دیده می‌شود. رخداد دگرسانی هماتی با کانه‌زایی مس همزمان بوده و در همراهی با سولفیدهای مس تشکیل شده است. رخداد دگرسانی هماتی تحت تأثیر فرایندهای کانه‌ساز یکی از ویژگی‌های آشکار کانسارهای مس نوع مانو است (Wilson et al., 2003). در کانسار چاه‌مورا باطله اصلی کربنات

این شکل روند تشکیل سیال‌ها از زرفای ۵۰۰ متری و فشاری در حدود ۱۲۰ بار تا سطح زمین را نشان می‌دهد.

بر پایه مطالعه میانبارهای سیال، سیال مسئول کانی‌سازی در کانسار چاه‌مورا، دما و شوری پایین تا متوسط دارد که این امر سازگار با کانی‌شناسی کانسنگ است. بر پایه (شکل ۲۷) عامل اصلی ناپایداری کپلکس‌های حامل مس و نه‌نشست ماده معدنی در کانسار چاه‌مورا، آمیختگی سیال کانه‌ساز با آب‌های جوی است.

۹- تعیین نوع کانه‌زایی

کانه‌زایی محدوده معدنی چاه‌مورا به‌عنوان بخشی از حوزه فلززایی عباس‌آباد تروند است که در مرکز رشته‌کوه‌های تروند چاه‌شیرین مربوط به زمان تشریری با روند تقریبی باختری خاوری گسترش دارد و آنچه که از شواهد پیداست، این است که کانه‌زایی ارتباط تنگاتنگی با سامانه‌های ماگمایی (واحدهای آتشفشانی نفوذی) دارد. سامانی (۱۳۸۱) بسیاری از کانسارهای مس در کمربند فلززایی تروند عباس‌آباد را جزو کانسارهای مس مانو نامیده است؛ از جمله معدن بزرگ، دامن‌جلا، چاه‌موسی و غیره که محدوده چاه‌مورا با توجه به ویژگی‌های بررسی شده از این امر مستثنی نیست. همچنین حضور توده‌های نیمه آتشفشانی نیز با توجه به عوامل زیر دارای اهمیت و کنترل‌کننده است. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از شواهد صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی (سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری) و نتایج تجزیه‌های مختلف روی نمونه‌ها در این محدوده معدنی به مقایسه کانه‌زایی مس چاه‌مورا با نوع‌های کانه‌زایی مشابه در دنیا و ایران پرداخته و در پایان نوع احتمالی برای کانه‌زایی مس ارائه شود (جدول‌های ۶ و ۷). همه ویژگی‌هایی که در مورد کانه‌زایی مس در بخش‌های پیشین ارائه شده است، مرجم شد که به منظور مقایسه و تعیین نوع کانه‌زایی و مدل زایشی ذخیره مس چاه‌مورا، به مطالعه و مقایسه کانسارهایی پرداخته شود که در سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده‌اند. از مقایسه با ذخایر سولفید توده‌ای پرهیز می‌شود، چون نه از دید پاراژنز کانیاپی و نه از دید بافت‌شناسی نقاط مشترک میان ذخیره چاه‌مورا و کانسارهای سولفید توده‌ای دیده نمی‌شود. بدین منظور، با توجه به شواهد بیان شده در مورد کانسار چاه‌مورا، کانی‌سازی در این کانسار با سه نوع کانسار مقایسه می‌شود:

کانسارهای مس نوع میشیگان

کانسارهای مس در طبقات سرخ آتشفشانی

کانسارهای مس نوع مانو

برای مشخص شدن نوع کانه‌زایی چاه‌مورا برخی از ویژگی‌های شاخص در کانسارهای بالا با آن مقایسه شده است:

– **محیط زمین‌ساختی:** کانسارهای مس مانو و با کانسارهای چینه‌کران مس در کشور شیلی به نسبت فراوان هستند که در سکانس‌های آتشفشانی رسوبی رخ داده‌اند که آشکارا در ارتباط با سامانه‌های کمان ماگمایی و مربوط به ژوراسیک، کرتاسه و حتی اوائل ائوسن هستند (Ruiz et al., 1965). کانسارهای مس در لایه‌های سرخ آتشفشانی (VRB) به‌طور معمول در جایگاه‌های زمین‌ساختی کافت‌های درون قاره‌ای همراه با توالی‌های بازالت سیلابی سطحی (در تماس با هوای آزاد) و نزدیک حاشیه صفحات به همراه جزایر و آتشفشان‌های کمان قاره‌ای یافت می‌شوند (Cabral and Beaudoin, 2007). بررسی‌های ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و اصلی، محیط زمین‌ساختی کشتی یا منشأ گوشته‌ای و آلودگی کم پسته‌ای را برای محیط تشکیل کانسارهای مانو در شیلی تأیید کرده است. منطقه معدنی چاه‌مورا، بر پایه مطالعات زمین‌شیمیایی در محیط زمین‌ساختی، کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش در زیر پهنه نفوذی آتشفشانی تروند چاه‌شیرین تشکیل شده است. بررسی‌های انجام شده روی دایک‌ها و شکستگی‌های محدوده نشان‌دهنده تمرکز آنها با نواحی تحت کشش بوده است. در منطقه چاه‌مورا، ماهیت سنگ‌های میزبان و همراه شامل آندزیت و آندزیت‌بازالت، تراکی آندزیت تا تراکی آندزیت بازالت کالک‌آلکانل با میزان پتاسیم بالا و شورتونیتی است. بی‌هنجاری منفی عنصر Et در نمودارهای

۱۰- نتیجه‌گیری

با توجه به داده‌های ارائه شده در این پژوهش، کانسار منب چاه‌مورا همانندی‌های فراوانی با کانسارهای نوع مانتو و لایه‌های سرخ آتشفشانی (VRB) نشان می‌دهند. در کانسار منب چاه‌مورا توالی چینه‌ای میزان بیشتر از نوع گدازه‌ای و آذرآواری و همچنین رخداد کانه‌زایی بیشتر به صورت رگه رگچه و پرکننده فضای خالی محدود به واحدهای آندزیتی، آندزیت بازالت و تراکی آندزیت است. در این کانسار به‌طور چیره کانی‌سازی در دو مرحله درون‌زاد (سولفیدهای اولیه) و برون‌زاد (سولفیدهای ثانویه) وجود دارد. کانی‌های سولفیدی در مقاطع صیقلی و همچنین در نمونه‌های دستی شامل پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت به صورت کانه‌های اولیه و کوولیت، دیژنیت، کوپریت و مالاکت به عنوان کانه‌های ثانویه است. در طی رخداد فرایند برون‌زاد نیز هماتیت با کانی‌های سولفیدی و اکسیدی تشکیل شده است. ساخت و بافت در کانسار چاه‌مورا شامل پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، رگه رگچه‌ای و جانیشنی است. گسل‌ها، درزه‌ها، شکستگی‌ها و توده‌های نیمه‌آتشفشانی، مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده مواد معدنی هستند که معبری مناسب برای حرکت و چرخه سیال‌های گرمایی کانه‌دار ایجاد کرده و افزون بر این سبب تمرکز رگه‌های کانه‌دار و افزایش عیار اقتصادی منب در محدوده شده‌اند. به نظر می‌آید، بر پایه مشاهدات صحرایی، بیشتر رگه‌های کانه‌دار در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌های عادی با راستای شمال خاور جنوب باختر و بیشتر در همسری توده‌های نیمه‌ژرف با واحدهای آتشفشانی پراکنده شده‌اند. با توجه به گسترده‌گی رویداد دگرسانی‌های سیلیسی، کلریتی، هماتیتی، کلسیتی، زئولیتی و سریستی در کانسار چاه‌مورا، می‌توان چنین در نظر گرفت که سیال‌های گرمایی فعال شده، در طی تزریق توده‌های نیمه‌آتشفشانی به درون واحدهای میزان فلز منب را از واحدهای میزان شسته و پس از چرخش در واحدهای سنگی و حرکت به سوی بالا، در درز و شکستگی‌های سنگ میزان نهشت داده است. اما فرایند هماتیتی شدن در کانسار چاه‌مورا اهمیت زیادی دارد؛ به گونه‌ای که مجموعه سنگ‌های دارای کانه‌زایی دارای میزان بالایی از هماتیت هستند. بررسی میانارهای سیال در این کانسار نشانگر رخداد کانه‌زایی منب در نتیجه آمیختگی سیال‌های گرمایی وابسته با سیال‌های جوی است. همچنین ارتباط ژنتیکی بالای منب با نقره طی مطالعات ژئوشیمی در یافتن نوع احتمالی کانسار همچون دیگر کانسارهای مشابه کمک می‌کند. تفاوت آشکار آن با نوع میشگان از دید سنگ میزان کانه‌زایی و کانه اصلی است. در نوع میشگان منب طبیعی به عنوان کانه اصلی است؛ در حالی که در محدوده چاه‌مورا کانی‌های سولفیدی کانه اصلی هستند. در نوع میشگان سنگ میزان در حد رخساره پرهیت پومپله‌ایت دگرگون شده است اما در محدوده چاه‌مورا در سنگ میزان آثار دگرگونی دیده نمی‌شود. بنابراین بر پایه ویژگی‌های شناسایی شده، کانسار چاه‌مورا قابل مقایسه با کانسارهای منب نوع مانتو و کانسارهای منب نوع Volcanic red bed است؛ البته باید مطالعات بیشتر در منطقه انجام شود.

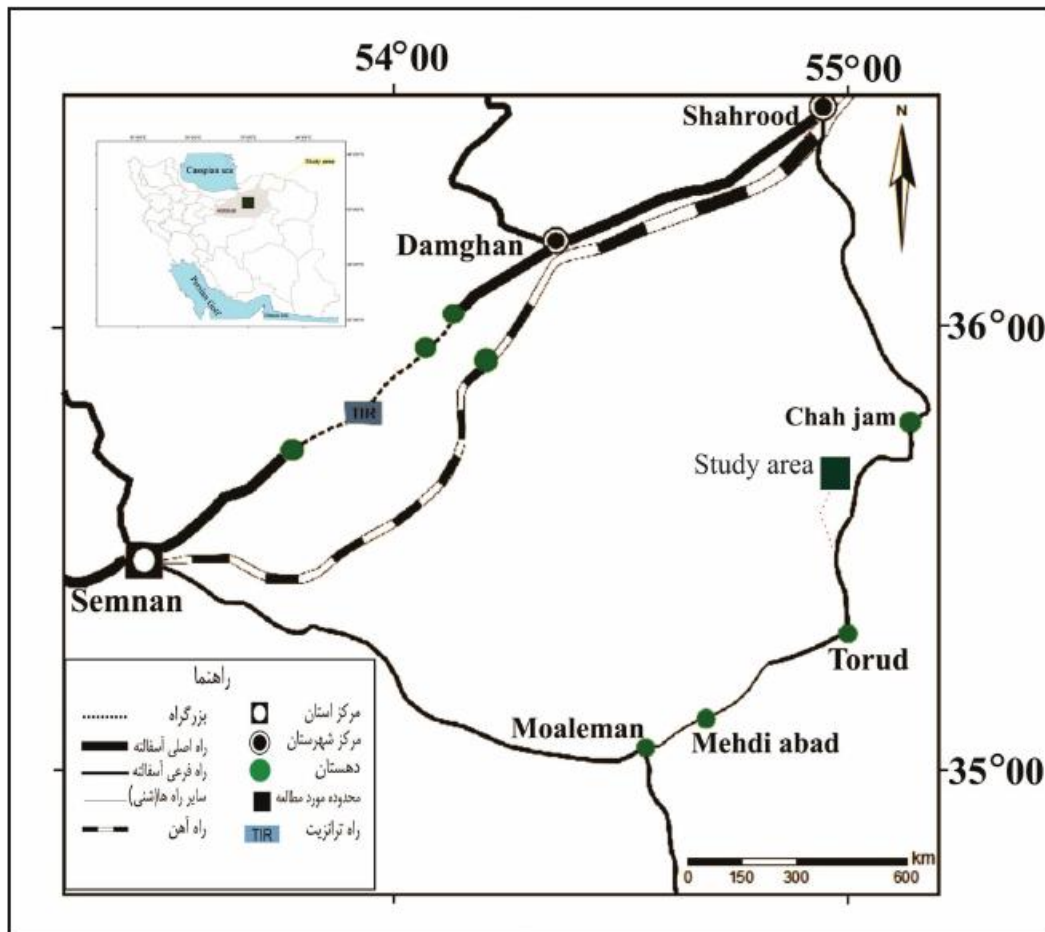
سیاسگراری

در پایان از اساتید راهنما و مشاور و همچنین مسئولان محترم سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و شرکت پارس کانی به پاس همه یاری‌هایشان در انجام این پژوهش سپاسگزار می‌شود.

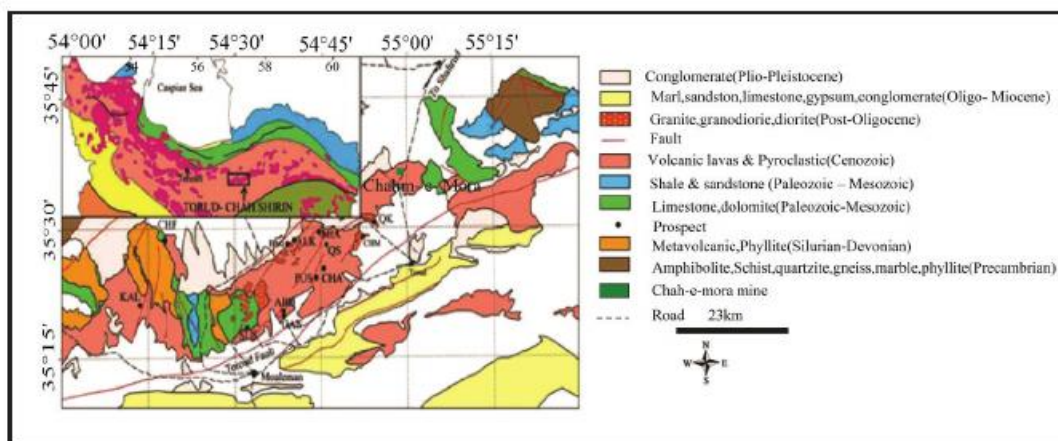
است که با مفادبری سیلیسی، هماتیت، کلریت و زئولیت همراهی می‌شود. همراهی این کانی‌ها در بکت رگه و در مجاورت بکدیگر بسیار جالب توجه بوده و تنها در برخی کانسارهای منب نوع مانتوی شیلی گزارش شده است (Wilson et al., 2003; Kojima et al., 2009).

منبع تأمین‌کننده احتمالی فلز منب: منبع تأمین منب در کانسارهای نوع مانتو متفاوت است. به‌طور چیره منبع تأمین منب را از واحدهای آتشفشانی غنی از منب می‌دانند. در برخی کانسارهای منب نوع لایه‌های سرخ آتشفشانی (Volcanic red bed) کانادا منبع منب را حاصل شست‌وشوی واحدهای سنگی تشکیل شده در محیط‌های ساحلی می‌دانند (Kirkham, 1996). در بسیاری از کانسارهای مختلف دنیا منبع منب را از واحدهای سنگی می‌دانند که وضعیت اکسیدان شدید دارند (Kirkham, 1996). تشکیل واحدهای سنگی در محیط ساحلی همراه با از هم پاشی و تخریب بلورها می‌تواند موجب آزاد شدن فلزات مختلف از جمله منب شود. فلز آهن نیز در این زمان به همین صورت آزاد می‌شود. بنابراین این نوع واحدهای سنگی به عنوان منابع غنی فلزات در نظر گرفته می‌شوند. در کانسار چاه‌مورا، میزان منب با توجه به نتایج تجزیه ICP در سنگ‌های میزان (۶۵ تا ۸۰۰ پی‌پی‌ام) و در توده‌های نیمه‌آتشفشانی (۸۱ تا ۷۰۷ پی‌پی‌ام) نسبت به میزان معمول آن غنی‌شدگی نشان می‌دهند؛ اما توده نیمه‌آتشفشانی و دایک‌های مرتبط با آن بدون هرگونه کانه‌زایی هستند. بنابراین چنین نتیجه‌گیری می‌شود که عنصر منب افزون بر سنگ‌های میزان می‌تواند از توده‌ها نیز منشأ گرفته باشد. در نتیجه مجموع این سنگ‌های غنی از منب به درون سنگ‌های میزان، درز و شکستگی فراوانی ایجاد شده است. به وجود آمدن شکستگی‌ها در سنگ‌های درونگیر بر اثر جایگیری بر پایه مطالعات (Sato 1984) یکی از عوامل مهم برای تشکیل کانسارهاست.

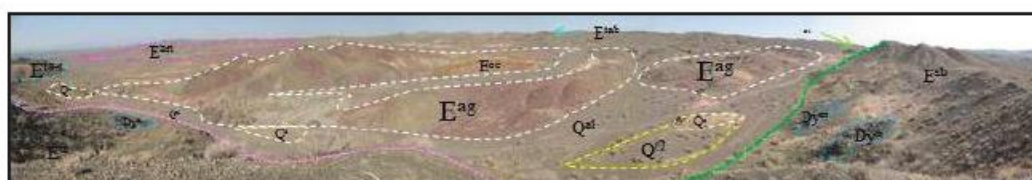
بر پایه مطالعات کانه‌نگاری، ژئوشیمی و میانارهای سیال، حضور توده‌ها به همراه دایک‌ها به عنوان تغذیه‌کننده در سنگ‌های مولد منب بوده و از سوی سبب انفال سیال‌های وابسته و غنی‌سازی محلول‌های گرمایی و آمیختگی با آب‌های جوی شده است و در زمان تزریق به درون واحد میزان، فلز منب را از واحدهای میزان شسته، با خود حمل و در هنگام حرکت به سوی بالا در درز و شکستگی‌های سنگ میزان نهشت داده است. همچنین واکنش میان سیال‌های خارج شده از توده‌های نیمه‌آتشفشانی و سنگ‌های آتشفشانی سبب گسترش دگرسانی گرمایی شده است. میانارهای سیال: میزان دما و شوری اندازه‌گیری شده برای کانسارهای مختلف نوع مانتو متفاوت بوده است. تغییرات دماهای اندازه‌گیری شده از ۶۴ (در کانسار Buena Esperanza) تا ۶۰۱ (در کانسار Mantos Blancos) درجه سانتی‌گراد و درجه شوری از ۱/۵ (در کانسار Lo Aguirre) تا ۶۲ درصد وزنی نمک طعام (در کانسار Mantos Blancos) متغیر است (Ramirez et al., 2006; Kojima et al., 2009). دمای همگن‌شدگی میانارهای سیال، در بیشتر کانسارهای نوع مانتو شیلی در حد متوسط (۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) است. درجه شوری در این کانسارها نیز مقادیر متوسط در محدوده ۱۵ تا ۳۰ درصد وزنی نمک طعام نشان می‌دهد. دمای همگن‌شدگی میانارها در کانسار چاه‌مورا میان ۱۴۵ تا ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری سیال آن میان ۰/۹۷ تا ۷/۰۷ درصد وزنی نمک طعام متغیر است که این دما و شوری نیز منشأ احتمالی گرمایی را برای این سیال‌ها نشان می‌دهد.



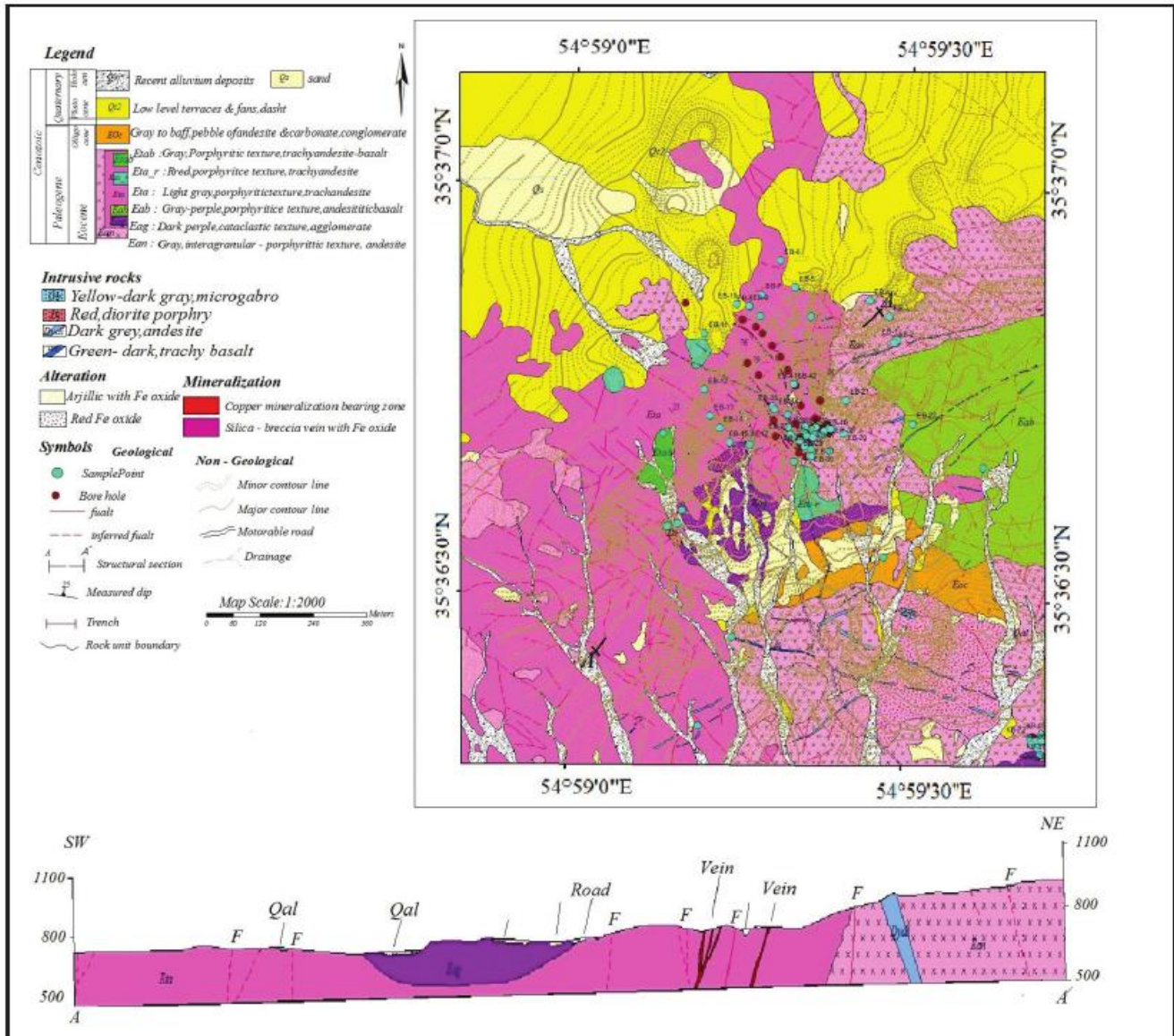
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی محدوده چاه‌مورا و راه‌های دسترسی به آن.



شکل ۲- A و B) موقعیت برخی از کانسارها و محدوده چاه‌مورا در کمان تروند- چاه شیرین (برگرفته از حقیقی، ۱۳۸۹). ABH: سرب- روی ابوالحسنی؛ ALK: مین علیخان؛ BAG: طلای باغوا؛ CHA: مین- سرب چشمه حافظا؛ CHM: مین چاه موسی؛ CHF: مین چاه فراخ؛ GAN: مین- طلا- سرب- روی گندی؛ KAL: مین کلانته؛ LAR: سرب لارستان؛ MIA: مین- طلای میرعلی؛ PUS: مین- سرب پوسیده؛ QK: سرب- روی قله کفتران؛ QS: مین قله سوخته؛ SUS: سرب- روی سوسنوار.



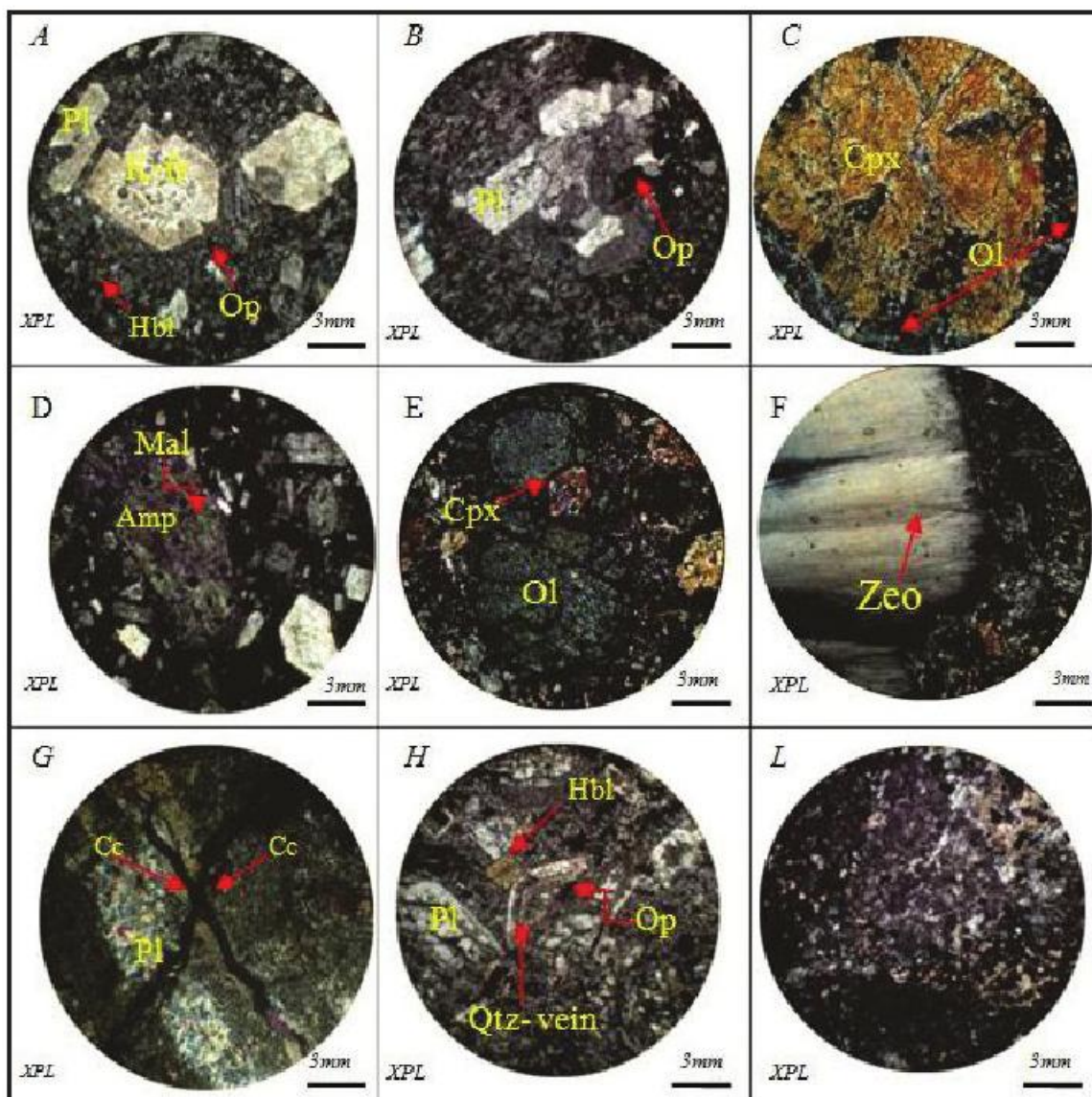
شکل ۳- نمایی پاناراما از واحدهای زمین‌شناسی به همراه توده‌های تزریق شده (دید به سوی شمال خاور تا شمال باختر).



شکل ۶- نقشه زمین شناسی - معدنی محدوده چاه مورآ (بداخشان، ۱۳۹۰).



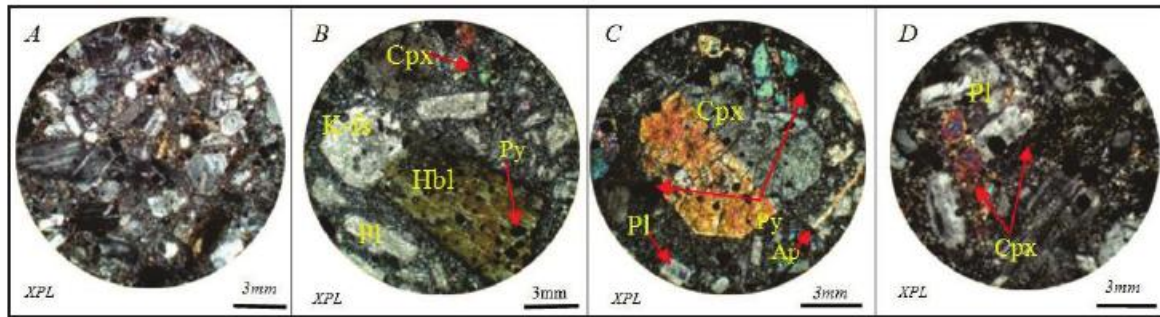
شکل ۵- نمایی از (A) تناوب توف و آگلومرا (B) گدازه های آندزیت بازالت، C و (D) بادامک های پر شده از زئولیت در واحد آندزیت.



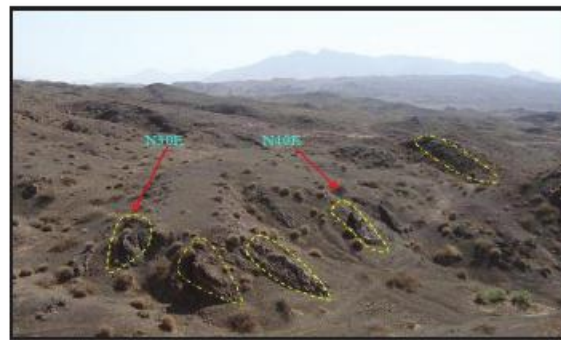
شکل ۶- نمایشی از (A) بافت پورفیری که متشکل از پلاژیوکلاز (Pl)، فلدسپاتیناسیم (K-Fs)، هورنبلند (Hbl) در زمینه هیالو میکرو لیتیکه (آندزیت بازالت)؛ (B) بافت گلو مری پورفیری که حاصل از اجتماع بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) غریالی شده در زمینه جریان تراکتی. برخی کانی های کدر (Op) درون فضاهای تأخیری دیده می شود (تراکی آندزیت)؛ (C) یک مگاپورفیر کلیئوپیر و کس (Cpx) که دارای دو سیستم رخ کاملاً آشکار است (آندزیت بازالت)؛ (D) درشت بلور احتمالی آمفیبول (Amp) که توسط اورالیت و مالاکیت (Mal) جایگزین شده است (تراکی آندزیت بازالت)؛ (E) بلورهای کاملاً خود شکل الومین اولیه (Ol)، که به کلریت-سریانتین تبدیل شده اند. دیواره های بلور و درون شکستگی ها توسط مجموعه ایدینگزیتی شده پر شده است (آندزیت بازالت)؛ (F) حاشیه یک آمیگدال پر شده از زئولیت (Zeo)؛ (G) میکرو گسلش همراه با شکل گیری رگچه کوارتز (Qtz) دارای کانه که موجب جابه جایی در دو سوی خود شده است (آندزیت بازالت)؛ (H) دو رگچه کالکوسیت دار (Cc) متقاطع که درشت بلور پلاژیوکلاز (Pl) را در سنگ میزبان قطع کرده است و بیان از تأخیری بودن رگه دارد (آندزیت بازالت)؛ (L) بافت پیر و کلاستیک دارای قطعات فراوان آتشفشانی در زمینه هیالو میکرو لیتیکه.



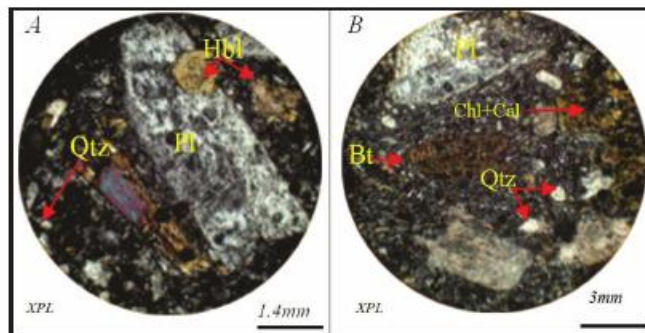
شکل ۷- نمایشی از توده های نیمه آتشفشانی گابرو پوریتی گنبدی شکل (دیده سوی خاور).



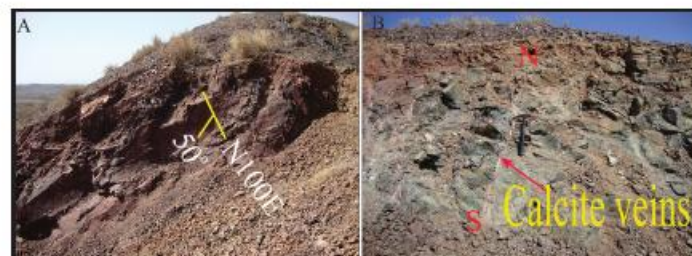
شکل ۸- نمایی از: (A) بافت پورفیریوید در زمینه میکروگرانولار؛ (B) بلورهای پلاژیوکلاز (Pl)، کلینوپروکسن (Cpx) و هورنبلند سبز (Hbl) دارای ادخال‌های کانی کدر (Op)؛ (C) بلور کلینوپروکسن (Cpx) کاملاً خودشکل دارای ماکل نیمه‌ای و ادخال‌های فراوانی از کانی کدر پیریت (Py) و یک بلور آپاتیت (Ap).



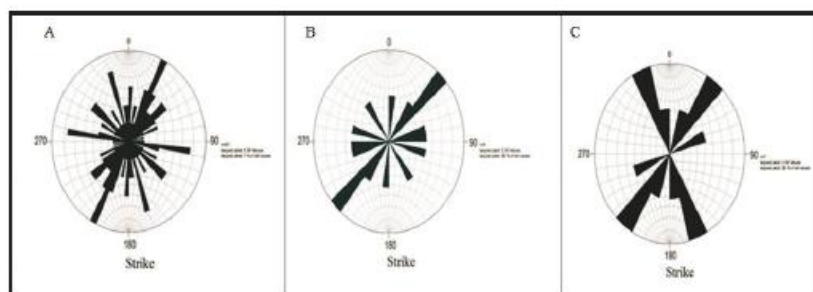
شکل ۹- نمایی از تزیین دو سیستم دایک تراکی‌بازالت و آندزیتی (دید به سوی جنوب).



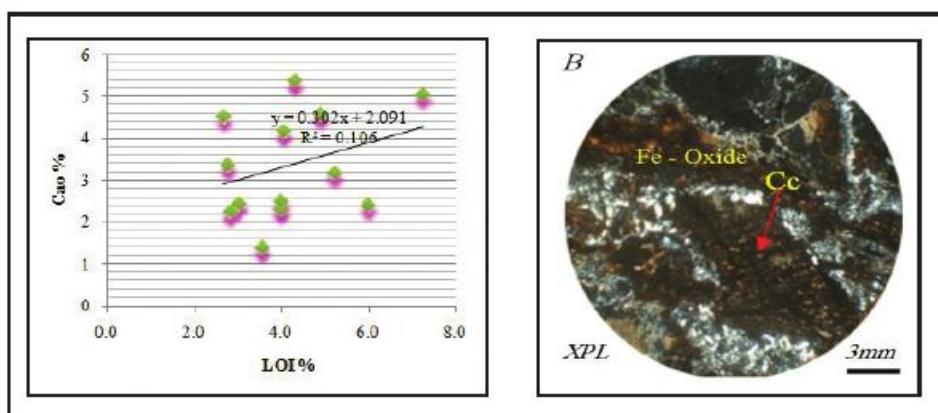
شکل ۱۰- نمایی از: (A) پروکسن نوع اوژیت تیتانیم‌دار سالم مربوط به واحد میزبان در مجاورت یک پروکسن کاملاً تخریب شده که احتمالاً مربوط به واحد زینولیت هستند؛ (B) ادخال هورنبلند درون درشت‌بلور پلاژیوکلاز و کربناتی شدن در قالب یک بلور فرورمیزین اولیه؛ (C) یک درشت‌بلور بیوتیت به فرم بلوری صفحه‌ای، بیشتر سالم و تا حدودی خمش ماکلی در آنها قابل تشخیص است.



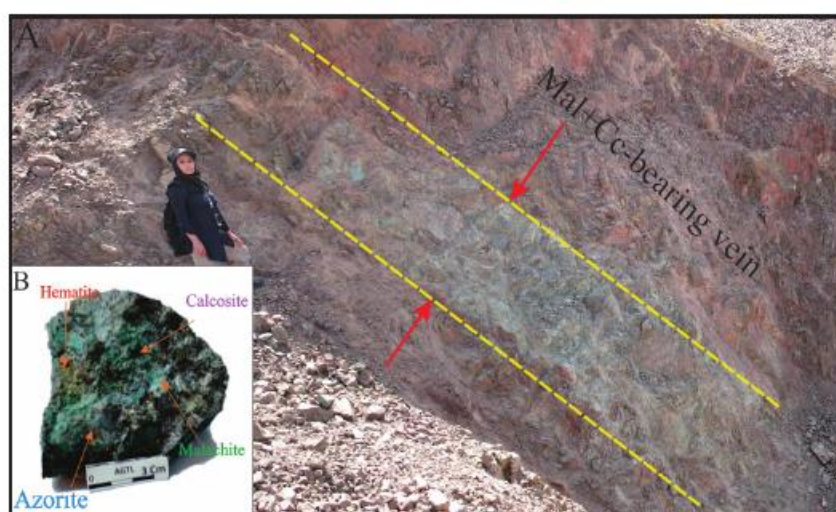
شکل ۱۱- نمایی از: (A) روند واحد آتشفشانی ارغوانی رنگ Ean (دید به سوی شمال خاور)؛ (B) رگچه‌های کلسیتی با امتداد شمالی- جنوبی در سوی عمود بر توده نفوذی نیمه‌ژرف دیوریتی (دید به سوی شمال).



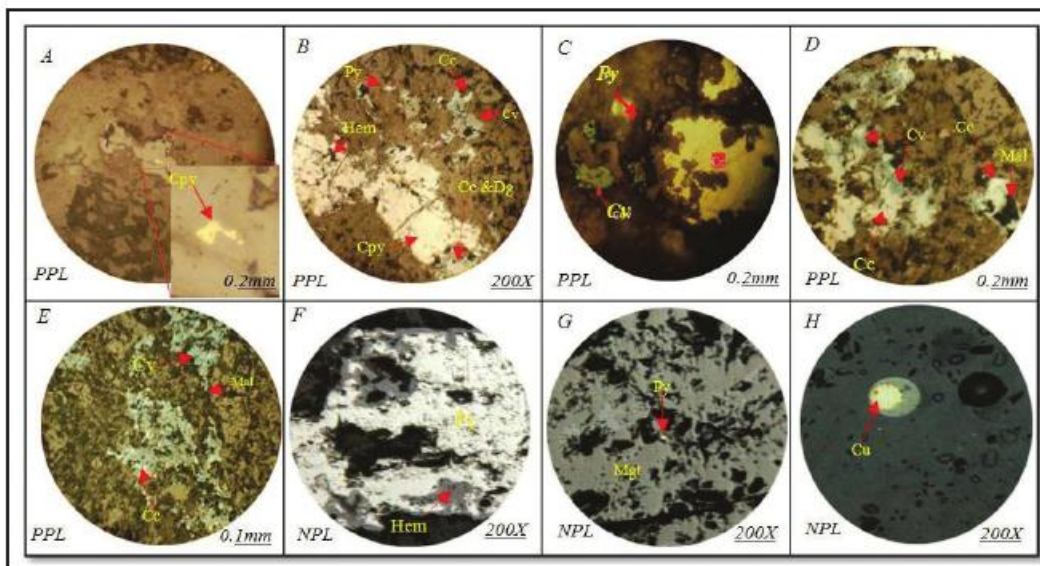
شکل ۱۲- نمودار گسل-سرخس در ارتباط با روند‌های اندازه‌گیری شده: (A) رگه‌های معدنی؛ (B) سنگ میزبان کانه‌زایی و دایک‌ها؛ (C) گسل‌ها.



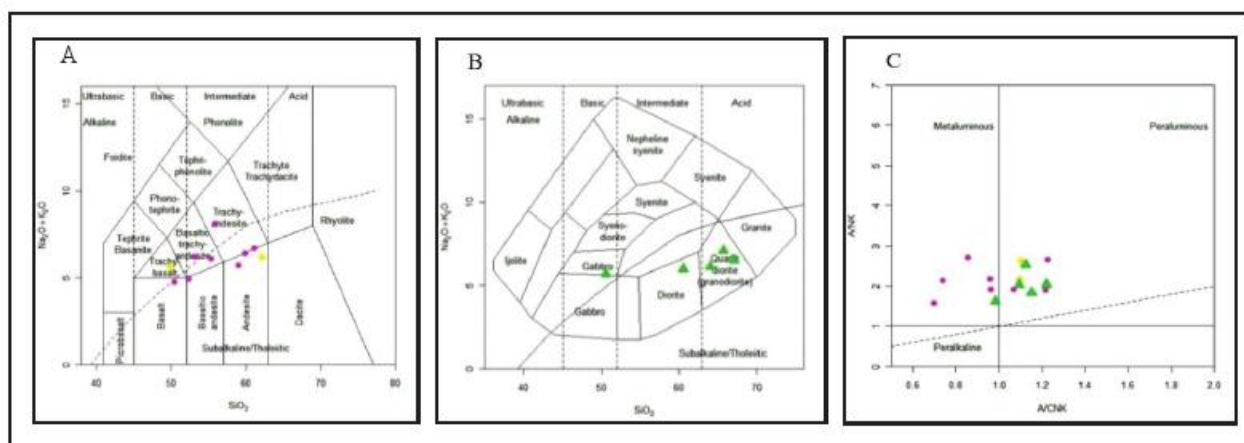
شکل ۱۳- (A) نمودار تغییرات کلسیم (Ca) در برابر درصد مواد فرار (LOI)؛ (B) آغشتگی رگه متقاطع کالکوسیت (Cc) با اکسید آهن (Fe-oxide).



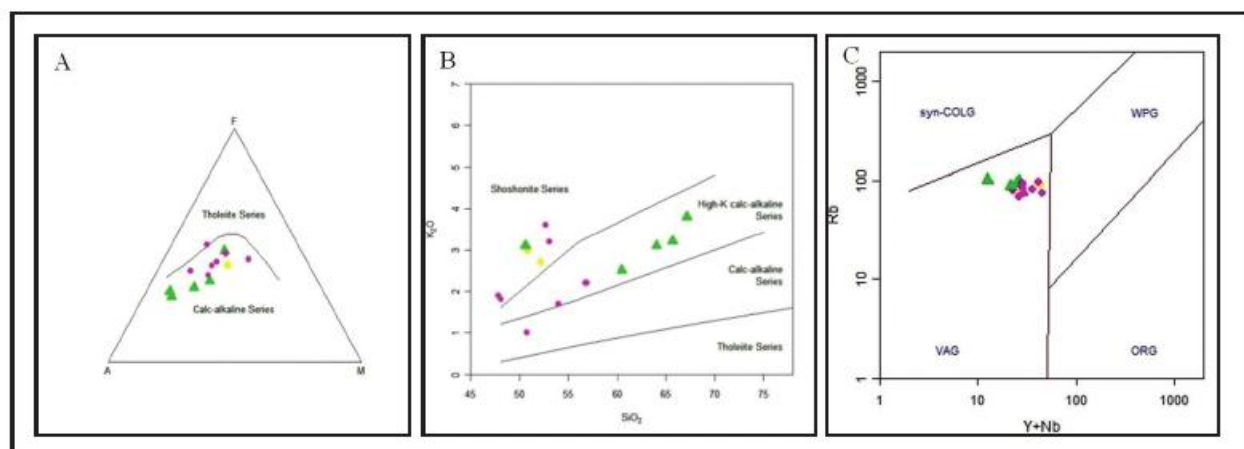
شکل ۱۴- (A) نمای از: یکت رگه مس با راستای شمال-شمال خاور- جنوب باختر (دید به سوی شمال خاور- جنوب باختر)؛ (B) نمونه دستی دارای کانی‌های ثانویه مس.



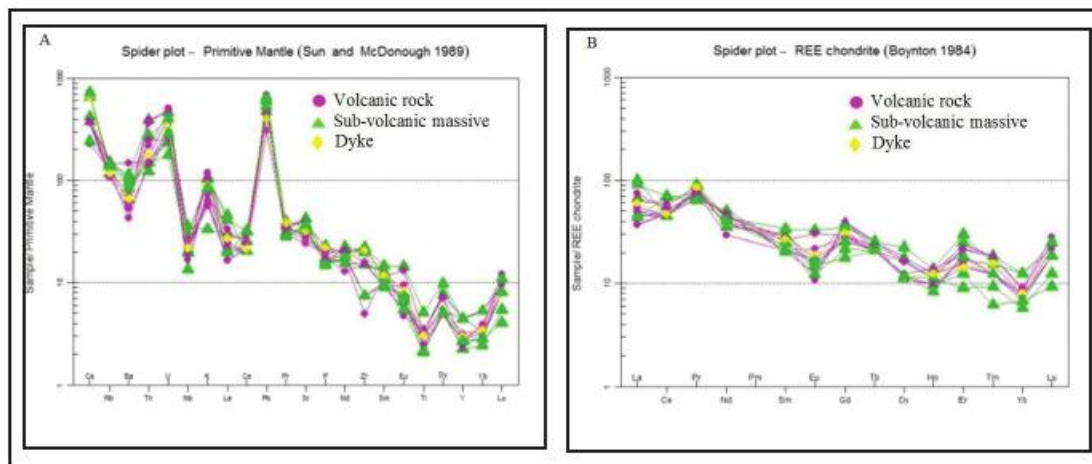
شکل ۱۵- نمایی از: A) بلورهای درشت کالکوپیریت (Cpy) با بافت باقیمانده؛ B) رگه متشکل از کالکوپیریت (Cpy) اولیه که در حال تبدیل به کانی‌های کوبولیت (Cv) دیژنیت (Dg) همراه با تیفه‌های هماتیت (Hem) است؛ C) نمایی از کالکوسیت اولیه (Cc) در همراهی با کانی پیریت (Py)؛ D) بافت رگه-رگجه‌ای متشکل از کانی کالکوسیت اولیه (Cc) که در حاشیه با کانی کوبولیت (Cv) جانشین شده است؛ E) رگه پر شده با کالکوسیت (Cc)؛ کوبولیت (Cv) و مالاکیت (Mal)؛ F) بلور پیریت (Py) که در اثر فرایندهای بروزاد به شدت در حال جایگزینی توسط هماتیت (Hem) است؛ G) ادخال پیریت (Py) درون مگنتیت (Mgt)؛ H) بلورهای مس آزاد (Cu).



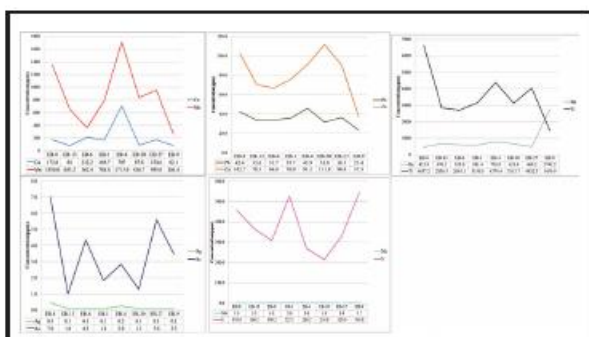
شکل ۱۶- A) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌ها روی نمودار TAS (Le Bas et al., 1986) $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 ؛ B) موقعیت توده‌های نفوذی نیمه‌زرف روی نمودار TAS، $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 (Cox et al., 1979)؛ C) نمودار تعیین شاخص آلومینیم (S hand, 1943).



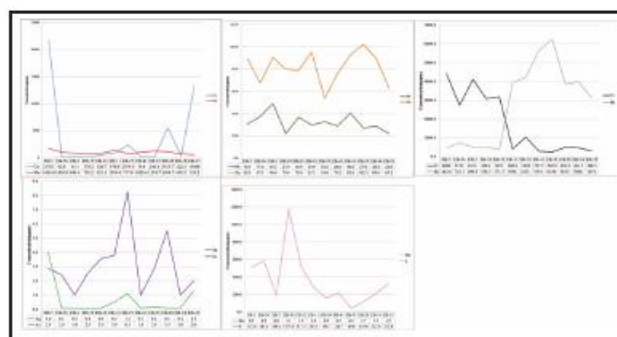
شکل ۱۷- A) نمودار تعیین سری ماگمایی (Irvine and Baragar, 1971) AFM ($FeO-MgO-Na_2O+K_2O$)؛ B) نمودار تعیین سری ماگمایی K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ C) نمودار تعیین موقعیت زمین‌ساختی بر پایه Rb در برابر $Y+Nb$ (Pearce et al., 1984).



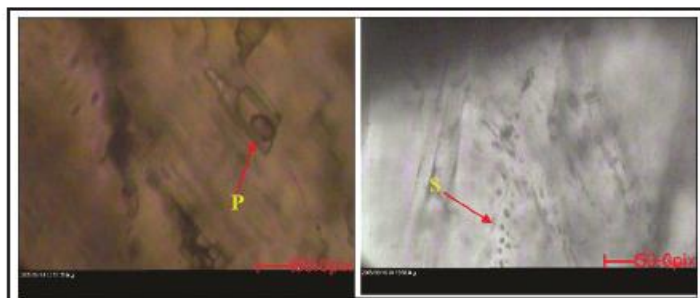
شکل ۱۸- (A) نمودار بهنجار شده عناصر فرعی سنگ های منطقه در برابر گوشته اولیه؛ داده های بهنجار شده از (Sun and McDonough (1989) (B) نمودار بهنجار شده (REE) سنگ های منطقه در برابر کندریت؛ داده های بهنجار شده از (Boynton (1984)



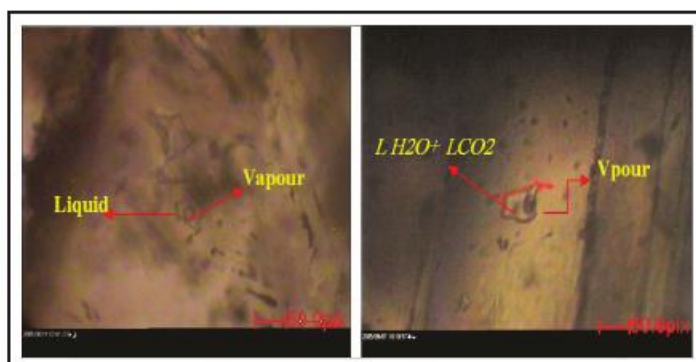
شکل ۲۰- نمودارهای تغییرات مس با عناصر همراه آن در توده های نفوذی نیمه ژرف.



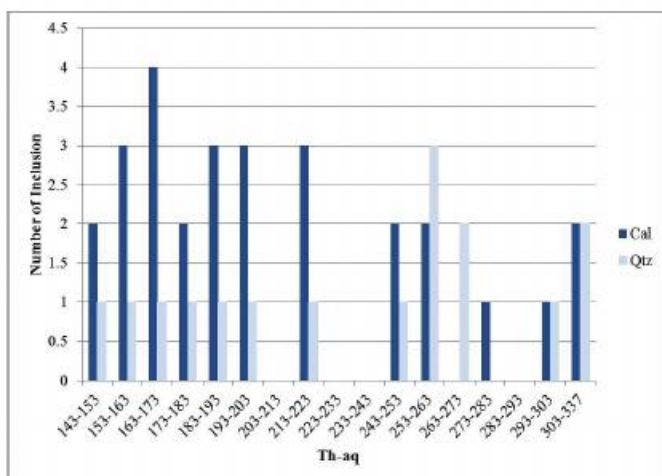
شکل ۱۹- نمودارهای تغییرات توزیع عناصر مس و عناصر همراه آن در واحدهای میزبان.



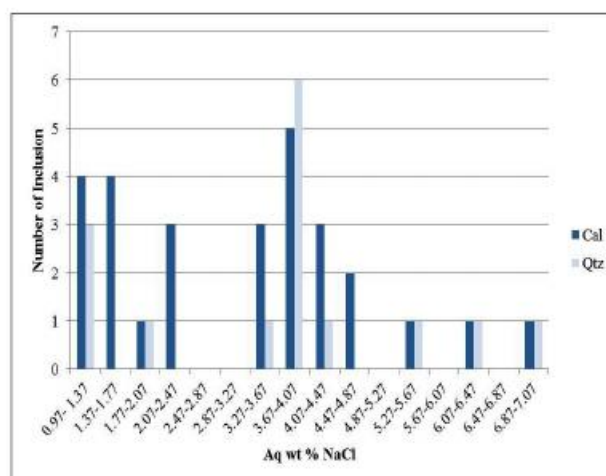
شکل ۲۱- (A) همراهی کانه های مس دار با کانی باطله کلسیت؛ (B) نمای از (A) همراهی کانه های مس دار با کانی باطله کلسیت؛ (A) میانبارهای سیال ثانویه با نشانه S۲؛ (B) میانبارهای سیال اولیه با نشانه P.



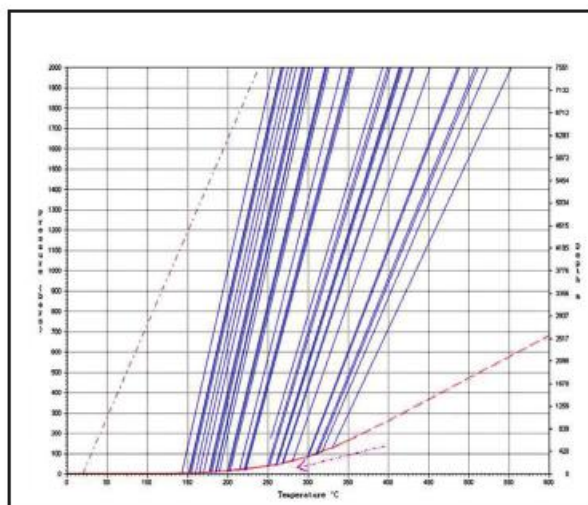
شکل ۲۳- نمایی از میانبارهای سیال نوع A؛ نمایی از میانبارهای سیال نوع B.



شکل ۲۵- نمودار ستونی اندازه‌گیری تغییرات میزان دمای همگن شدگی (Th).

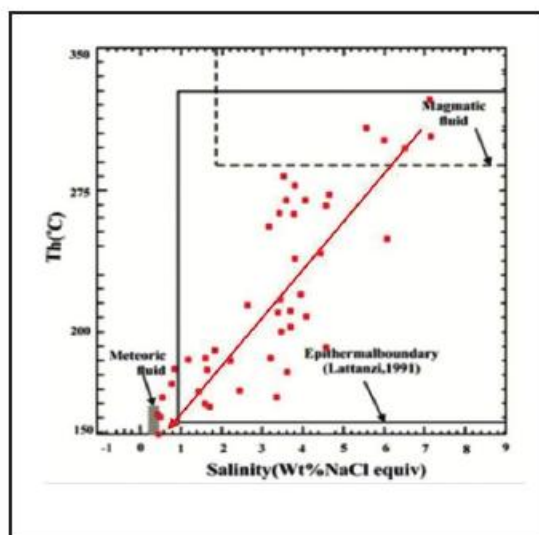


شکل ۲۶- نمودار ستونی اندازه‌گیری تغییرات میزان شوری (% Wt NaCl).



شکل ۲۶- نمودار دما- شوری برای تعیین مقدار فشار و ژرما (Yemakov and Wilson, 1965).

(Potter, 1977; Kennedy, 1950).


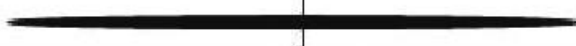



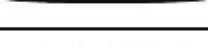
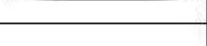











شکل ۲۷- موقعیت سیال‌های منطقه چاه‌مورا در نمودار برگرفته از Hedenquist et al. (2000). بر پایه این نمودار عامل اصلی ناپایداری کمپلکس‌های حامل مس و تنشت ماده معدنی، آمیختگی سیال کانه‌ساز با آب‌های جری است.

جدول ۱- نتایج پراش پرتو ایکس کانه های مس و کانی های دگرسانی در کانسار چاه مورآ.

Sample number	Analysis method	Results
EB-26	XRD	Anortite, Montmoriionite, Calcite, Cometite
EB - 41	XRD	Albite, Diopside, Clinochlore
KB-25	XRD	Quartz, Albite, Ortoclase, Hematite, Chalcocite, Tenorite, Ruquesite (Cu In S ₂), Mgrite (Cu ₃ As Se ₄), Ferrokesterite (Cu ₄ Fe Zn ₃), Montmoriionite
KB-28	XRD	Malachite, Atachamite, Hematite

جدول ۲- توالی پاراژنزی از کانی های تشکیل دهنده مس در محدوده معدنی چاه مورآ.

Minerals	Hypogen	Supergen	
		Sulfide	Oxide
Magnetite			
Hematite			
Pyrite			
Chalcopyrite			
Chalcosite			
Degenite			
Covelite			
Cuprite-Tenorite			
Native-copper			
Malachite			
Azurite			
Atachamite			
Zeolite			
Quartz			
Calcite			
Hydroxide			

جدول ۳ - نتایج تجزیه XRF اکسیدهای اصلی (%) و نتایج تجزیه ICP-OES عناصر فرعی (ppm)

S.N.	KB-2		KB-3		KB-4		KB-5		EB-4		EB-6		اکسید اصلی (%)		KB-9		KB-11		KB-13		EB-21		EB-23		KB-29		KB-34		KB-36		KB-9				
	Rock	Dyke	Hor rock	Dyke	Hor rock	Massive	massive	Hor rock	Hor rock	massive	Hor rock	Hor rock	massive	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock	Hor rock		
SiO ₂	54.0	50.8	50.6	48.1	47.8	64.0	50.7	56.9	65.7	53.1	56.8	52.7	52.2	60.5	67.1																				
TiO ₂	0.6	0.6	0.7	0.8	0.8	0.4	1.0	0.6	0.4	0.6	0.5	0.7	0.7	0.4	0.3																				
Al ₂ O ₃	18.9	19.0	19.2	17.0	17.1	16.8	17.4	17.7	16.0	14.0	16.9	16.5	17.4	17.2	15.7																				
Fe ₂ O ₃	9.2	9.2	10.0	9.8	9.7	4.3	10.0	7.6	3.9	6.8	6.1	6.9	8.4	5.4	3.3																				
MnO	0.1	0.3	0.3	0.3	0.2	<1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.2	<1																				
MgO	2.3	4.2	4.5	6.7	6.2	2.2	4.5	3.4	1.1	3.1	2.9	2.1	4.8	3.2	1.2																				
CaO	6.0	5.5	5.2	4.1	7.5	3.0	4.9	4.0	3.5	6.8	2.7	7.2	4.3	4.0	2.8																				
Na ₂ O	4.2	2.4	2.6	2.7	2.6	3.0	4.9	4.2	3.9	1.9	4.0	4.0	3.1	3.5	2.7																				
K ₂ O	1.7	3.0	3.1	1.8	1.9	3.1	1.0	2.2	3.2	3.2	2.2	3.6	2.7	2.5	3.8																				
P ₂ O ₅	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.3	0.2																				
SO ₃	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2																				
BaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3																				
SrO	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	0.1	0.1	0.1	0.1																				
CuO	<1	<1	0.2	4.0	<1	<1	<1	<1	0.2	<1	2.8	0.5	<1	<1	<1																				
							مغز فرعی (ppm)																												
L.O.I.*	2.42	4.44	3.18	4.17	5.00	2.46	4.57	2.31	1.41	3.37	4.53	5.07	5.38	2.52	2.26																				
Li	13.6	45	45.7	36.1	36.1	13.9	29.3	15.9	5.5	20.7	15.7	10.3	27.1	27.1	12.3																				
Rb	31.7	93	95.7	73.3	74.1	93.2	74.3	83.0	97.0	68.3	79.0	93.3	75.1	87.6	101.1																				
Cs	1.8	3.3	3.4	2.9	3.0	3.0	5.2	3.0	1.9	5.8	5.1	5.2	5.7	3.0																					
Be	1.1	0.8	0.9	0.8	1.5	1.5	1.3	1.3	1.5	1.1	1.2	1.2	1.3	1.0	1.0																				
Sr	836.9	883.7	885.3	595.2	598.0	707.6	758.4	570.4	673.1	661.6	510.3	846.2	674.3	775.4	586.3																				
Ba	499.8	795.5	795.8	462.6	463.3	593.6	453.9	409.6	670.3	371.2	300.3	1030.2	461.2	742.1	2743.3																				
Sc	13.9	22.3	22.5	22.1	22.2	6.7	25.2	14.6	7.6	10.0	9.7	17.0	14.9	9.8	14.5																				
Y	21	21	20.0	12.3	12.5	10.2	20.1	13.7	12.3	12.8	10.8	14.3	13.3	12.1	6.2																				
Ti	4111.2	4375	4374.4	4408.4	4404.5	2695.1	6637.2	3938.7	2836.3	3195.3	3119.1	4221.2	3986.8	2733.6	1459.9																				
Zr	55.1	168	168.5	82.1	82.3	220.4	247.9	239.9	240.8	171.9	175.5	237.3	233.7	83.0	55.1																				
Hf	57.0	7.3	7.4	8.5	8.5	8.2	9.1	6.6	7.6	6.7	7.3	7.6	7.6	4.5	6.6																				
V	211.0	286	286.1	278.1	278.2	107.8	316.3	170.2	94.1	164.6	179.7	188.7	176.6	118.6	55.7																				
Nb	15.2	21	22.0	18.4	14.8	14.5	25.4	14.8	13.8	13.9	12.0	14.5	15.5	9.6	6.4																				
Ta	1.8	1.8	1.9	2.1	2.1	1.1	3.4	3.1	1.3	2.5	2.0	2.6	1.9	2.3	0.8																				
Cr	19.4	12.8	12.7	9.8	9.8	21.2	20.9	30.3	26.1	12.9	12.2	42.3	41.4	21.3	45.3																				
Co	16.2	22	21.9	20.8	20.8	10.1	22.9	13.5	9.5	12.5	14.0	11.0	15.6	13.2	6.0																				
Ni	22.2	21	21.4	18.6	18.0	19.9	20.6	28.5	22.1	21.7	17.5	27.0	37.9	18.9	19.4																				
Ag	0.1	0.3	0.2	0.9	0.1	<0.1	0.5	0.2	0.1	0.1	0.3	<0.1	0.1	0.1	0.1																				
Zn	90.6	91.2	91.1	89.5	89.0	66.3	102.7	95.3	70.3	78.9	63.2	54.0	89.6	67.5	37.3																				
Cd	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1																				
B	21.2	29.5	29.6	19.3	19.0	10.5	25.3	14.0	6.1	19.3	19.3	15.2	19.6	18.0	14.7																				
Ga	24.4	24.8	24.5	24.5	24.3	19.2	21.5	22.9	21.2	19.8	17.8	19.2	21.4	21.1	19.1																				
Tl	1.2	0.7	0.7	0.7	0.8	0.6	1.1	0.8	0.7	0.6	0.3	0.1	1.3	0.4	0.4																				
Ge	3.2	3.3	3.3	3.1	3.4	1.4	3.3	2.2	1.0	2.3	1.9	2.0	2.7	2.2	1.1																				
Sa	6.1	6.8	6.9	7.4	7.2	3.4	6.0	4.7	2.8	5.0	4.7	4.7	5.4	4.6	2.6																				
Pb	49.2	45.6	45.9	30.5	30.1	33.7	47.4	29.6	33.6	36.9	22.0	32.6	28.6	37.4	23.4																				
F	1607.2	1585	1584.9	1593.7	1593.2	1648.5	2177.0	1942.2	1475.0	1676.0	1828.6	2056.5	2098.5	1409.5	703.0																				
As	<1	3	2.8	3.8	3.5	4.3	7.0	3.8	<1	3.5	2.0	8.3	<1	2.4	3.5																				
Sb	0.3	0.5	0.4	0.5	0.5	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.6	0.6	0.6																				
Bi	0.5	0.5	<0.5	1.9	1.8	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	0.5																									

جدول ۴- ضرایب همبستگی اسپیرمن عناصر Cu, Mo, Pb, Zn, Ba, S, Ag در واحدهای کانیزا در منطقه چاه‌مورا.

Cu	1								
Mn	.143	1							
Pb	-.543	.143	1						
Zn	.029	.714	-.314	1					
Ag	.754**	.058	-.203	-.406	1				
As	.529*	.029	.314	.086	-.493	1			
Mo	.000	-.493	-.638	.174	-.353	-.377	1		
S	.686*	.086	.429	-.257	.232	-.714	-.058	1	
Ba	.086	.257	.257	.086	-.058	.829*	-.609	-.657	1
	Cu	Mn	Pb	Zn	Ag	As	Mo	S	Ba

جدول ۵- داده‌های ریزدماسنجی سیال در گبر محدود چاه‌مورا.

Sample no.	Mineral	Position	Type	Origin	Size	n	Th total (°C)	Tm ice (°C)	Salinity Aqwt%NaCl
KB-20	Qtz	Cc-bearing Qtz vein	L+V	P	14*5	1	160	-0.8	1.89
KB-29	Cal	Cc-Mal-bearing Cal vein	L+V	P	10*6 to 48*16	15	165 to 299	-4.20 to - .8	1.37 to 6.39
EB-24	Qtz	Cc-Mal-bearing Qtz vein	L+V	P	9*3 to 48*10	15	165 to 317	-4 to 5.8	0.99 to 7.07
EB-25	Cal	Cc-bearing Cal vein	L+V	P	11*9 to 80*35	8	221 to 330	-4.2 to 5.6	3.39 to 7.07
EB-38	Cal	Mal-bearing Cal vein	L+V	P	10*4 to 25*24	5	143 to 170	-2.6 to 4.9	0.97 to 3.98

جدول ۶- نتایج مقایسه کانه‌زایی چاه‌مورا با کانسارهای مشابه خارجی.

ویژگی / کانسار	چاه مورا	Manto type	Volcanic Red- Bed	Michigan type
موقعیت	ایران (کانسار چاه‌مورا)	شیلی (مرکز شیلی) و آمریکای لاتین	آلمان- کانادا (کانسار مانت الکساندرا)	جزیره کوینا، ایالات متحده (کانسار میشیگان)
سنگ میزبان	آندزیت تا آندزیت بازالت پورفیری	گدازه‌های بازالتی و آندزیتی	گدازه‌های آتشفشانی مانیک تا فلیسک، توف و سنگ‌های رسوبی وابسته	بازالت‌های آمیگدالوئیدال با میان‌لا‌به‌های گنگلومرایی
سری ماگمایی	سری کالک آلکانل و شوشونیتی پتاسیم بالا	سری کالک آلکانل	سری کالک آلکانل	سری توله‌ای (ساب آلکانل)
جایگاه زمین‌شناختی	آتشفشانی قاره‌ای تا زیردریایی کم‌زرفا	آتشفشانی نیمه‌قاره‌ای	آتشفشانی قاره‌ای تا زیردریایی کم‌زرفا
جایگاه زمین‌ساختی	کمان مرتبط با فرورانش	کمان ماگمایی	کانت درون قاره‌ای و نزدیک به حواشی صفحات
پاراژنز کانیایی	کالکوپیریت، کالکوسیت، دیزنیت، کوبالیت، کوپریت، مس طبیعی، مالاکیٹ و تنوریت	کالکوسیت، بوژنیت، کالکوپیریت، کوپریت، مس طبیعی، مالاکیٹ و کریزول کلا	کالکوسیت، بوژنیت، مس طبیعی، دیزنیت و کوبالیت	مس طبیعی، کوپریت، مالاکیٹ، آزوریت، کریزول کلا، نقره طبیعی، کالکوسیت، دیزنیت
محصول فرعی	نقره؟	نقره	نقره	نقره
بافت ماده معدنی	رگه- رگچه‌ای، پراکنده، توده‌ای، پراکنده فضای باز	رگه‌ای و پراکنده فضای باز	پراکنده، پراکنده فضای باز، رگه- رگچه‌ای	افشان و پراکنده فضای باز
محصولات دگرسانی	کلسیت، کوارتز، کلریت، آلیت، اسفن زئولیت، سرسیت، ترمولیت- اکتینولیت	کلریت، آلیت، کوارتز، اپیدوت	کلسیت، زئولیت، اپیدوت، کلریت، آلیت	کلسیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز، پامپلیات و زئولیت
سن کانه‌زایی	ترشیری	زروسپیک	پرتو-زروسپیک تا ترشیری	پالئوزروسپیک
منابع	بهرام‌پور (۱۳۹۲)	Sillitoe (1997)	Lefebure and Church (1996) Cabral and Beaudoin (2007)	Cornwall (1956)

جدول ۷- نتایج مقایسه کانه‌زایی مس چاه‌مورا با چند کانسار مشابه داخلی.

ویژگی / کانسار	کانسار معدنی چاه مورا	کانسار عباس‌آباد	اندیس معدنی دارهند	اندیس معدنی فله بولاغ	کانسار مس مجدر	کانسار مس چاه‌موسی	کانسار روزگ
موقعیت	۲۰ کیلومتری شمال تروند	۱۳۰ کیلومتری شمال خادری شاهرود	۴/۵ کیلومتری نطنز	۶۵ کیلومتری جنوب خادری زنجان	کوه‌های نالش	۱۵ کیلومتری غرب رودستای تروند	۱۵ کیلومتری خادری روقان
سنگ میزبان	آندزیت تا تراکی آندزیت بازالت پورفیری	آندزیت تا آندزیت بازالت پورفیری	گدازه‌های آتشفشانی مانیک تا فلیسک، توف و سنگ‌های رسوبی وابسته	بازالت آمیگدالوئیدال	آندزیت مگاپورفیری	بیوتیت - هورنبلند آندزیت پورفیری	آندزیت تا آندزیت بازالت آمیگدالوئیدال
سری ماگمایی	کالک آلکانل و شوشونیتی پتاسیم بالا	آلکانل تا ساب آلکانل	-	کالک آلکانل غنی از پتاسیم	فلزیایی
جایگاه زمین‌شناختی	آتشفشانی قاره‌ای تا زیردریایی کم‌زرفا	-	فرورانش	دریایی کم‌زرفا تا قاره‌ای
جایگاه زمین‌ساختی	کمان مرتبط با فرورانش	کانت درون قاره‌ای	-	کمان آتشفشانی	کانت درون قاره‌ای
پاراژنز کانیایی	کالکوپیریت (کم)، کالکوسیت، دیزنیت، کوبالیت، کوپریت، مس طبیعی، تنوریت، پیریت، مالاکیٹ و آتاکامیت	کالکوسیت، دیزنیت، بوژنیت، کوبالیت مس طبیعی، مالاکیٹ و آزوریت	مس طبیعی، کوپریت، تنوریت، مالاکیٹ و کمی پیریت	مس طبیعی، تنوریت، مالاکیٹ، آزوریت، کریزول کولا، مگنتیت، هماتیت و پیریت	مس طبیعی، مالاکیٹ، کالکوسیت، کوبالیت و کوپریت	پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، کوبالیت، مالاکیٹ، آزوریت، دیزنیت و نئوتوسیت	کوبالیت، کالکوسیت، بوژنیت، دیزنیت، کوپریت و نوریت
محصول فرعی	نقره؟	نقره	نقره	نقره	نقره	نقره	نقره
بافت ماده معدنی	رگه- رگچه‌ای، پراکنده، پراکنده فضای باز، باقیمانده، جانشتنی	رگه- رگچه‌ای، پراکنده، پراکنده فضای باز، اکسولشن	رگه‌ای	افشان و پراکنده فضای باز	رگه- رگچه‌ای و پراکنده فضای خالی	رگه‌ای- افشان	رگه، رگچه، پراکنده، بادامک، دانه پراکنده
محصولات دگرسانی	کلسیت، سیلیس، کلریت، آلیت، سرسیت، ترمولیت، مونتموریلونیت	سیلیسی، کربناتی، اپیدوتی، سرسیتی	...	کلسیت، اپیدوت، کلریت و ...	-	کلریت، کلسیت، سرسیت، کوارتز، اپیدوت	کربنات، اپیدوت، زئولیت، کلریت، کوارتز
سن کانه‌زایی	ترشیری	تراز پایانی آتشفشانی ائوسن	ائوسن میانی- بالایی	پرتو-زروسپیک تا ترشیری	ترشیری	ترشیری	پالئوسن - ائوسن
منابع	بهرام‌پور (۱۳۹۲)	صالحی (۱۳۹۱)	نظافتی (۱۳۷۹)	بهرزادی (۱۳۷۳)	خسته‌بند (۱۳۸۹)	امام‌جمعه (۱۳۸۵)	علیزاده (۱۳۸۹)

کتابنکاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ ص.
- امام جمعه، ا.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئز کانسار مس چاه‌موسی، شمال غرب ترو، استان سمنان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت مدرس- بدخشان، ق.، ۱۳۹۰- نقشه ۱:۲۰۰۰ زمین‌شناسی- معدنی کانسار مس چاه‌مورا، شرکت پارس کانی.
- برنا، ب. و عشق‌آبادی، م.، ۱۳۷۶- گزارش ارزیابی و اکتشافی کانسارها و اندیس‌های سرب- روی استان سمنان، سازمان صنایع و معادن استان سمنان.
- بهرام‌پور، م.، ۱۳۹۳- پروژئز، ژئوشیمی و نقش توده‌های ساب‌ولکانیک در زایش مس محدوده چاه‌مورا، شمال ترو، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بهرادی، م.، ۱۳۷۳- بررسی زمین‌شناسی اقتصادی اندیس مس قبله‌بولاق واقع در منطقه طارم سفلی، استان زنجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- تاج‌الدین، ح.، ۱۳۷۷- زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئز اثر معدنی طلای دارستان (جنوب دامغان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
- حقیقی، ا.، ۱۳۸۹- متالورژی فلزهای پایه و طلا در کمریند آتشفشانی- نفوذی ترو چاه شیرین، پایان‌نامه دکتر، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۶۷ ص.
- خسته‌بند، ن.، ۱۳۸۹- بررسی زمین‌شناسی اقتصادی محدوده اکتشافی مس مجددر (شرق اردبیل)، فصلنامه علمی- پژوهشی زمین و منابع واحد لاهیجان، سال سوم، شماره دوم.
- رشیدنژاد، ع.، ۱۳۷۱- بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ارتباط آن با کانی‌شناسی طلا در منطقه باغو (جنوب- جنوب شرق دامغان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس.
- سامانی، ب.، ۱۳۸۱- متالورژی کانسارهای مس نوع مانو در ایران، انجمن زمین‌شناسی ایران.
- شمع‌ابیان اصفهانی، غ. ح.، ۱۳۸۲- مطالعه دگرسانی و کانی‌سازی گرمایی فلزات پایه و گرانیتها در منطقه معلمان، رساله‌نامه دکتر، دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- صالحی، ل.، ۱۳۹۱- کانسارهای مس با سنگ میزبان آتشفشانی در منطقه عباس‌آباد (شمال شرق شاهرود)، انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند.
- علیزاده، و.، ۱۳۸۹- ژئوشیمی، پتروژئمی، کانی‌شناسی و ژئز مس منطقه جنوب شرق قائن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فرد، م.، ۱۳۸۰- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئز کانسار طلا، سرب و روی (مس- باریم) گندی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس.
- کی‌نژاد، آ.، پورکرمانی، م.، آرین، م.، سعیدی، ع. و لطفی، م.، ۱۳۸۷- تحلیل دینامیکی شکستگی‌های شمال منطقه ترو معلمان، (ایران مرکزی، جنوب خاور دامغان) فصلنامه علوم زمین، سال بیستم، شماره ۷۸، صص. ۱۶ تا ۳.
- نظافتی، ن.، ۱۳۷۹- زمین‌شناسی اقتصادی پتانسیل‌های فلزی منطقه نظنز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Almeida, M. E. Moacir, J. B. Macambira, E. C. and Oliveira, 2007- Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155 (2007) 69–97.
- Boynton, W. V., 1984- geochemistry of the rare earth element: meteorite studies. In: Henderson, P.(ed), rare earth element geochemistry, Elsevier, 63D, 114.
- Cabral, A. R. and Beaudoin, G., 2007- Volcanic red-bed copper mineralization related to submarine basalt alteration, Mont Alexander, Quebec Appalachina.
- Christie, A. B. and Brathwaite, R. L., 2004- Hydrothermal alteration in metasedimentary rock gold deposits, Reefton goldfield, south island, New Zealand. *Min. Dep.*, 38: 87-107.
- Cornwal, H. R., 1956- A summary of ideas on the oregon of native copper deposits.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. G., 1979- The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- Espinoza, 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 Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny. *Soc. Econ. Geologists, special publication*, No. 5, Camus, F., Sillitoe, R. H. and Petersen, R., p. 19-32.
- Gioncada, A., Mazzuoli, R., Bisson, M. and Pareschi, M. T., 2003- petrography of volcanic product younger than 42 ka on the Lipari - Volcano complex (Aeolian Islands, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics. *Journal of volcanology Geothermal Research*, 122: pp.191-220.
- Hanson, G. N., 1980- Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems: *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, Vol. 8, pp. 371-406.
- Hassanzadeh, J., Gazi, A. M., Axen, G., Guest, B., Stockli, D. and Tucker, P., 2002- Oligocene mafic magmatism in north-west of Iran: Evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc [abs]: *Geological Society of America Abstracts with Program*, v. 34, no. 6, p. 331.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., J. and Gonzalez-Urien, E., 2000- Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*, 13: 245-277.
- Irvin, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8 (5): 523-548.
- Kennedy, G. C., 1950- Pneumatolysis and the liquid inclusion method of geologic thermometry. *Econ. Geol.*, 45: 533-547.
- Kirkham, R. V., 1996- Volcanic redbed copper, In Eckstrand, O. R., Sinclair, W. D. and Thorpe, R. I., (eds.), *Geology of Canadian Mineral Deposit Types: Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, No. 8, p. 241-252 (also Geological Society of America, *The Geology of North America*.

- Kojima, S., Trista, D., Guilera, A. and Ken-ichiro ayashi, H., 2009- Genetic Aspects of the Manto-type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits, *Resource Geology* Vol. 59, No. 1: 87 – 98.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Lefebure, D. V. and Church, B. N., 1996- Volcanic Redbed Cu, in selected British Columbia Mineral Deposit Profiles.
- Maanijou, M., Aliani, F., Miri, M. and Lentz, D. R., 2013- Geochemistry and petrology of igneous assemblage in the south of Qorveh area, west Iran. *Chemie der Erde*, Vol. 73, pp. 181- 196.
- Maksaev, V. and Zentilli, M., 2002- Chilean strata-bound Cu-(Ag) deposits: an overview. In: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, vol. 2. PGC Publishing, Adelaide, pp. 163–184.
- Pearce, J. A., 2005- Mantle preconditioning by melt extraction during flow: theory and petrogenetic implications. *Journal of Petrology*, Vol. 46, pp. 973-997.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Thindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of petrology* 25: 956-83.
- Peccerillo, A., and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib Mineral Petrol*, Vol. 58, pp. 63-81.
- Potter, R. W. W., 1977- Pressure corrections for fluid inclusion homogenization temperature based on the volumetric properties of the system NaCl-H₂O. *J. R. Res. US. Geol. Surv.* 5(5): 603-7.
- Prowatke, S. and Klemme, S., 2006- Rare earth element partitioning between titanite and silicate melts: Henry's law revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 70, pp. 4997-5012.
- Ramirez, L. E., Parada, M. A., Palacios, C., Wittenbrink, J., Lehmann, B. and Sial, A. N., 2006- Magma sources of Mantos Blancos copper deposit, Coastal range of Northern Chile.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012- High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, Vol. 107, pp. 295-332.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, Presentation, interpretation: Longman, UK., 352p.
- Ruiz, C., Aguirre, L., Corvalan, J., Klohn, E. and Levi, B., 1965- Geology yacimientos metaliferos de Chile, Instituto de investigaciones Geoloicas.
- Sato, T., 1984- Manto type copper deposits in Chile, a review. *Bulletin of the geological survey of Japan*, v. 35, p. 565-582.
- Shamanian, G., Hedenquist, J., Hattori, K. and Hassanzadeh, J., 2004- The Gandy and Abolhassani Epithermal prospects in the Alborz Magmatic Arc, Semnan Province, Northern Iran., *Economic Geology*, Vol. 99, PP. 691-712.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley and Sons.
- Sillitoe, R. H., 1977- Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review, pp. 99–116 in volcanic processes in ore genesis.
- Sun, S. S. and McDonoug, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds), *magmatism in the ocean Basins*, Special Publication 42. Geological Society: London, pp. 313-345.
- Tatsumi, Y., 1989- Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94: pp. 4697-4707. doi :10.1029/JB094iB04p04697.
- Tchameni, R., Pouclet, A. Penaye, J., Ganwa, A. A. and Toteu, S.F., 2006- Petrography and geo- chemistry of the Ngaoundere Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, Elsevier, 2006, 44, pp. 511-529.
- Tosdal, R. M. and Munizaga, F., 2003- Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits, north-central Chile (30–34-S). *Miner Deposita*, v. 38, p. 234 –250.
- Tristá-Aguilera, D., Barra, F., Ruiz, J., Morata, D., Talavera-Mendoza, O., Kojima, S. and 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. *Miner Deposita* v. 41, p. 99–105.
- Wilson, N. S. F., Zentilli, M. and Reynolds, P. H., 2003- Age of mineralization by basinal fluids at the El Soldado Manto-type Cu deposit, Chile: ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of K-feldspar. *Chemical Geology* 197: 161–176.
- 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* 65, 158.
- Yermakov, N. P. and Wilson, A. J. C., 1965- Reserch on the nature of mineral-forming solutions, with special reference to data from fluid inclusions. New York Pergamon press. (in Russian).
- Zarasvandi, A., 2004- Magmatic and Structural Controls on Localization of the Darreh- Zerreshk and Ali-Abad Porphyry Copper Deposits, Yazd Province, Iran. PhD thesis, Shiraz University, Iran. 278 p.

Petrogenesis, geochemistry, fluid inclusions and the role of the subvolcanic intrusives in genesis of copper at Chahmora deposit, North of Torud, Semnan

M. Bahrampour^{1*}, M. Lotfi², A. Akbarpour³ and E. Bahrampour⁴

¹M.Sc., Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

²Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2015 August 10

Accepted: 2016 June 13 Abstract

Abstract

The Chahmora copper deposit is located at South west of Shahrud, within the Torud-Chahshirin magmatic arc. Mineralization in the Chahmora area occurred within volcanic units of Eocene. Based on field and laboratory investigations, the outcropped rocks in the Chahmora deposit are andesite, andesite – basalt, trachy andesite, trachy andesite basalt and several small exposures of pyroclastic rocks such as agglomerate. Basic to intermediate sub-volcanic bodies intruded Eocene volcanic-pyroclastic sequences. The rocks are high-K, calc-alkaline to shoshonitic in nature, and are formed at a magmatic arc setting in a subduction zone. The host rocks have been affected by silicification, carbonatization, sericitization and chloritization. The textures and structures of mineralization are vein-veinlet, replacement and open space filling. According to the mineralography studies, main minerals of copper are chalcocite, chalcopyrite, covellite, digenite, cuprite, malachite and rare native copper together with hematite. Chalcocite and malachite are the most abundant minerals. Geochemical studies indicate that copper has only relative correlation with silver ($R=0.894$) and arsenic ($R=0.520$). Since silver has not founded as an independent crystalline phase, therefore copper was replaced by silver in chalcocite. Fluid inclusion studies on trapped fluids in quartz and calcite show average homogenization temperature of 200-220°C and fluids salinity degree of 0/97-1/37 and 3/67-4/07 %wt NaCl. Copper mineralization in the Chahmora deposit has similarities in mineralogy, host rock, texture, structure and geometry with manto-type and volcanic red bed copper deposits.

Keywords: Chahmora, Sub-volcanic bodies, Manto type copper, Torud - Chahshirin.

For Persian Version see pages 117 to 136

*Corresponding author: M. Bahrampour; E-mail: Minabahrampour@yahoo.com