

زمین‌شناسی، دگرسانی، کانه‌زایی و مطالعات میانبارهای سیال در کانسار بالوجه؛ نمونه‌ای از کانسارهای مس - مولیبدن پورفیری در زون ماگمایی ارسباران

محمد رضا حسین‌زاده^{۱*}، محسن مؤید^۲، سجاد مغفوری^۳، سعید علیپور^۴، بهزاد حاج‌علیلو^۵

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
^۳ دانشجوی دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
^۴ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام‌نور تبریز، تبریز، ایران
^۵ دانشیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام‌نور تبریز، تبریز، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۰/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۴/۱۷

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال‌باختری ایران و در زون متالوژنی ارسباران واقع می‌باشد. مجموعه سنگ‌های موجود در منطقه بالوجه شامل کوارتزیدوریت پورفیری (QDI)، کوارتزومونزویت پورفیری (QMZ)، گرانودیوریت (GRD) و گابرویدیوریت کلم (GAD) به سن الیگومیوسن می‌باشد. میزان اصلی کانی‌سازی مس و مولیبدن تیپ پورفیری در منطقه بالوجه توده کوارتزیدوریت است ولی در توده‌های نفوذی پورفیری دیگر نیز کانی‌زایی مس دیده می‌شود. بخش اعظم کانسارسازی به صورت افشان و رگه-رگچه‌ای می‌باشد. رگه-رگچه‌های اصلی در منطقه بالوجه بر اساس ساختار، بافت و کانی‌شناسی به چهار گروه C, B, A و D تقسیم شده‌اند که واجد مجموعه‌ای از کانی‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، بورنیت، گالن و اسفالریت)، اکسیدی و هیدروکسیدی (مگنتیت، هماتیت و گوتیت) و کربناته (مالاکیت و آزوریت) می‌باشند. کانسار بالوجه مانند دیگر کانسارهای مس-مولیبدن پورفیری دارای دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک، آرتزلیک و پروپیلیتیک می‌باشد. ماگمای توده‌های مولد کانی‌زایی کالک آلکان تا شوشونیتی بوده و از نظر موقعیت زمین‌ساختی، مرتبط با کمان‌های ماگمایی پس از برخورد می‌باشد. همچنین سیالات درگیر موجود در رگچه‌های مختلف مورد مطالعه قرار گرفته است، که این نتایج بیانگر دمای بالا (۲۲۱-۳۸۱ درجه سانتی‌گراد)، شوری زیاد (۵-۴۵ درصد وزنی نمک طعام) و حدوث پدیده جوشش در سیالات کانه‌دار کانسار بالوجه می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: کانسار مس-مولیبدن پورفیری، دگرسانی، میانبارهای سیال، بالوجه، زون ارسباران.

***نویسنده مسئول:** محمد رضا حسین‌زاده

E-mail: mr-hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

مطالعاتی که در چند سال اخیر توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و همچنین پژوهشگران دانشگاهی در زون فلززایی ارسباران صورت گرفته است، به شناسایی رخداد‌های متنوعی از تیپ‌های مختلف کانساری در این ناحیه انجامیده است. از جمله این کانی‌زایی‌ها می‌توان به کانسار پورفیری مس-مولیبدن سونگون (کلاگری و همکاران، ۱۳۸۰؛ Calagari, 2004)، کانسار پورفیری-اپی‌ترمال مس و طلای مسجدداغی (زنوزی و همکاران، ۱۳۸۷)، کانسار پورفیری مس-طلای میرکوه علی‌میرزا (Maghsoudi et al., 2012)، کانسار اسکارن چند فلزی میوه‌رود (جمالی و همکاران، ۱۳۸۸) و کانسار مس-مولیبدن قره‌چیلر اشاره نمود.

کانسار بالوجه، در فاصله ۷۶ کیلومتری شمال‌خاوری تبریز و ۷ کیلومتری شمال‌باختر معدن مس سونگون واقع شده است. این نوشتار می‌کوشد تا با معرفی کانه‌زایی پورفیری در این منطقه و با استفاده از داده‌های مغزه‌های حفاری و مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، دگرسانی و میانبارهای سیال، افزون بر نشان دادن کانی‌سازی نوع مس-مولیبدن پورفیری، شواهد وجود یک سامانه واحد کانه‌زایی گرمایی را بیان کند.

۲- روش پژوهش

در انجام این پژوهش، پس از انجام عملیات صحرایی و کنترل واحدهای سنگی موجود در نقشه زمین‌شناسی، نمونه‌برداری به صورت سیستماتیک و تصادفی از توده‌های نفوذی، زون‌های کانه‌دار و دگرسان انجام شد و سپس ۳۷ مقطع نازک، ۱۵ مقطع صیقلی و ۸ مقطع دوبر صیقل تهیه شده و مورد مطالعه سنگ‌نگاری، مینرالوگرافی و میانبارهای سیال قرار گرفت. ضمناً برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی،

۲۰ نمونه برای انجام آنالیز به روش XRF و ICP-MS به آزمایشگاه‌های کانساران بینالود و Amdel استرالیا ارسال شد و نیز ۱۰ نمونه در آزمایشگاه کانساران بینالود مورد تجزیه به روش XRD قرار گرفت.

۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کمبرند آتشفشانی سنوزویک در شمال‌باختر ایران یکی از ایالت‌های فلززایی مس-مولیبدن-طلا است که به عنوان زون آذربایجان یا زون ارسباران نیز شناخته می‌شود (شکل ۱-الف). در زون ارسباران چینش سیستم‌های پورفیری، روند شمال‌باختر-جنوب‌خاور نشان می‌دهند که به طول صدها کیلومتر کشیده شده و قابل مقایسه با کمربند فلززایی پورفیری نوع آند در آمریکای جنوبی می‌باشد (Maghsoudi et al., 2012).

توزیع سیستم‌های کانیایی نشان می‌دهد که هر دو تیپ کانی‌زایی پورفیری یعنی مس-مولیبدن پورفیری و مس-طلای پورفیری در زون ارسباران وجود دارد. مهم‌ترین کانسارهای مس-مولیبدن پورفیری در قسمت شمال یا زون A تشکیل شده‌اند که از جمله این کانسارها می‌توان کانسار سونگون و بالوجه در ایران و کانسارهای آگاراک و پاراچای در ارمنستان را نام برد (Maghsoudi et al., 2012). در بخش جنوبی یا زون B کانسارهای پورفیری از نوع غنی از طلا (Au-rich) می‌باشند که از جمله این کانسارها می‌توان به میرکوه علی‌میرزا، سوناجیل و شاللو اشاره کرد (Maghsoudi et al., 2012) (شکل ۱-ب).

از نظر موقعیت زمین‌شناسی، محدوده بالوجه در بخشی از شمال‌باختر نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰،۰۰۰ اهر (باباخانی و لسکویه، ۱۳۶۹) و بخش مرکزی نقشه

(مولیدینیت، پیریت، کالکوپیریت، بورتیت، گالن و اسفالریت)، اکسیدی و هیدروکسیدی (مگنتیت، هماتیت و گوتیت) و کربناته (مالاکیت و آزوریت) هستند. اطلاعات دقیقی در رابطه با ذخیره این کانسار وجود ندارد ولی مقدار متوسط مس در کانسار بالوجه ۰/۴-۰/۵ درصد و مقدار میانگین مولیدین ۲۵۰-۳۰۰ ppm است که در مقایسه با معدن مس سونگون مقدار مس کمتر ولی مقدار مولیدین بالایی دارد. بر اساس ساختار، بافت و کانی‌شناسی رگه- رگچه‌های اصلی در منطقه بالوجه به ترتیب رخداد، از نوع رگه A تا نوع C نامگذاری شده‌اند. Gustafson & Hunt (1975) رگه- رگچه‌های موجود در کانسار مس پورفیری السالوادور شیلی را به ترتیب A، B و C نامگذاری کرده‌اند. افزون بر شناسایی معادل این رگه- رگچه‌ها در کانسار مس بالوجه، یک سیستم رگه به عنوان زیر تیپ A به شرح زیر تفکیک شده‌اند.

۴-۱. رگه- رگچه‌های نوع A₁

در کانسار مس بالوجه، این نوع رگه‌ها در داخل توده پورفیری کوارتز دیوریتی بیشترین گسترش را دارند. شکل تیپیک این رگه، در قسمت‌های مرکزی و در داخل خود توده نفوذی وجود دارد و شامل کوارتز+ پیریت+ مگنتیت+ کالکوپیریت+ مولیدینیت± بورتیت است (شکل‌های ۴ و ۵). دانه‌های کوارتز بیشتر به صورت دانه‌ای و بی‌شکل دیده می‌شوند. در داخل توده نفوذی، این سیستم رگچه‌ای، به شکل متقطع با دیواره‌های غیر موازی ولی واضح و بدون تقارن داخلی است. پیریت و مگنتیت فراوان‌ترین کانی کدر (اپک) موجود در توده کوارتز دیوریتی بوده و گاه تا ۴۵٪ نمونه را تشکیل می‌دهند و به شکل‌های مختلف مانند افشان، نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل و توده‌ای، رگچه‌ای و یا جانیشینی توسط کالکوپیریت قابل مشاهده می‌باشند. مولیدینیت به مقدار نسبتاً اندک و به صورت پولکی و ورقه‌های خمیده و در اندازه‌های متفاوت (گاه تا ۲ mm) قابل مشاهده بوده و یک کانی تأخیری نسبت به پیریت و کالکوپیریت در رگه‌های نوع A₁، به شمار می‌رود. این کانی بیشتر به صورت رگچه‌ای دیده می‌شود و آثار بسیار اندکی از مولیدینیت افشان را می‌توان در سنگ مشاهده نمود (شکل‌های ۴ و ۵).

۴-۲. رگه- رگچه‌های نوع A₂

این سیستم، دارای رگه‌های کوارتزی به رنگ خاکستری و در بعضی از نمونه‌ها دارای ته‌رنگ شیری می‌باشد و قطر آن از چند میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر متغیر است. کانی‌های همراه با پیریت و کالکوپیریت، گالن و اسفالریت بوده (جدول ۱) و محدود به توده کوارتز دیوریت می‌باشند. میزان گالن و اسفالریت در این سیستم رگه، متغیر است. این رگه‌ها، معمولاً در ارتباط با رگه‌های نوع A₁ بوده و فقط از لحاظ کانی‌شناسی با رگه‌های A₁ متفاوت هستند. کانی‌شناسی این رگه‌ها شامل پیریت+ کالکوپیریت+ اسفالریت+ گالن است (شکل‌های ۴ و ۵).

۴-۳. رگه- رگچه‌های نوع B

این سیستم دارای رخداد بیشتری نسبت به رگه‌های A است و در بیشتر نمونه‌ها، سولفیدها در مرکز رگه مشاهده می‌شوند. این نوع رگه‌ها دارای مجموعه کانیایی مولیدینیت+ کالکوپیریت+ پیریت± بورتیت± مگنتیت هستند (جدول ۱) و شکل‌های ۴ و ۵). رگه- رگچه‌های نوع B که به رگه‌های مولیدین دار معروف‌اند بیشترین گسترش را در توده گرانودیوریتی دارند. در مقاطع مطالعه شده از توده پورفیری گرانودیوریت، مولیدینیت‌های پولکی ریز به همراه پیریت، آشکارا قابل مشاهده بوده و جانشین پیریت شده‌اند. مطالعات ماکروسکوپی نشان‌دهنده بالا بودن میزان مولیدینیت در توده گرانودیوریتی بوده به طوری که در رخنمون‌های گرانودیوریت (باختر محدوده) مولیدینیت در رگه‌های نسبتاً ستر (بالای ۱ سانتی‌متر) قابل مشاهده می‌باشد. بر طبق نظر Gustafson & Hunt (1975)، در کانسار السالوادور شیلی، این سیستم رگه با حضور مولیدین، کوارتز دانه‌درشت و نداشتن پتاسیم فلدسپار و کانی‌های دگرسانی هیدرولیتیکی در داخل و حاشیه رگه شناخته می‌شود. در کانسار

زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ ورزقان (مهرپریتو، ۱۳۷۱) واقع شده که به طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پوشیده شده است. بر اساس بررسی‌های صحرائی و نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ (شرکت ملی مس ایران، ۱۳۸۸)، واحدهای اصلی در محدوده کانی‌زایی شامل مجموعه توده‌های پورفیری می‌باشند که توسط دایک‌های آندزیتی قطع شده‌اند (شکل ۲). مجموعه سنگ‌های نفوذی کانسار بالوجه به سن الیگومیوسن و شامل کوارتز دیوریت پورفیری (QDI)، کوارتز مونزونیت پورفیری (QMZ)، گرانودیوریت (GRD) و گابرو دیوریت کلم (GAD) می‌باشد.

— **کوارتز دیوریت:** توده کوارتز دیوریت پورفیری به شکل استوک بیضوی در منطقه بالوجه در جهت خاوری- باختری به درون سنگ‌های کربناته و فیلیشوییدی کرتاسه بالایی نفوذ کرده و خود توسط دایک‌ها و توده‌های تأخیری مورد تهاجم قرار گرفته است. این سنگ، میزان اصلی کانی‌سازی تیپ پورفیری مس و مولیدین در منطقه بالوجه بوده و ذرات ریز پیریت و کالکوپیریت به فراوانی در آن به چشم می‌خورند. وجود دایک‌هایی از توده گرانودیوریت و گابرو دیوریت در داخل توده کوارتز دیوریت گویای قدیمی تر بودن توده یاد شده نسبت به سایر توده‌های موجود در منطقه مورد مطالعه است به طوری که بیگانه‌سنگ‌هایی از توده کوارتز دیوریت در داخل توده‌های گرانودیوریتی و گابرو دیوریتی مشاهده می‌شوند (شکل ۳).

این توده آذرین در نمونه دستی به سبب رخداد دگرسانی پتاسیک در آن، به رنگ تیره است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده توده کوارتز مونزونیت پورفیری پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول می‌باشد. بلورهای درشت پلاژیوکلاز دارای حاشیه رشد ثانویه بوده و ترکیب بخش حاشیه‌ای ارتوز است. پیروکسن‌ها نیز در اثر دگرسانی به اکتینولیت و کلریت تجزیه شده‌اند و در برخی نقاط بلورهای ریز بیوتیت از دگرسانی پیروکسن‌ها حاصل شده‌اند.

— **کوارتز مونزونیت:** استوک‌های کوچک کوارتز مونزونیتی در منطقه بالوجه فاز دوم تزریق را تشکیل می‌دهند. این استوک‌ها به درون توده کوارتز دیوریتی میزان کانی‌سازی مس و مولیدین تزریق شده‌اند و اغلب به شکل بیضوی با قطر بزرگ در راستای E-W رخنمون یافته‌اند. رنگ توده در نمونه دستی سفید متمایل به کرمی بوده و به علت دگرسانی فیلیک و سیلیسی شدن شدید، نمونه‌های آن دارای سخنی قابل ملاحظه‌ای هستند. دایک‌هایی با ترکیب گرانودیوریتی توده یاد شده را قطع کرده‌اند (شکل ۳).

— **گرانودیوریت:** توده گرانودیوریتی در بخش مرکزی محدوده معدنی و در دره بالوجه رخنمون یافته و دایک‌هایی از این توده و با روند NW-SE تا N-S توده کوارتز دیوریتی و نیز استوک‌های کوارتز مونزونیتی را قطع می‌کنند (شکل ۳). وجود بیوتیت‌های اولیه و درشت و آنکلاوهای فراوانی از توده کوارتز دیوریت از ویژگی‌های این توده است.

— **گابرو دیوریت:** افزون بر توده‌های یاد شده در خاور و جنوب‌خاور روستای بالوجه و در ارتفاعات حاشیه خاوری جاده هفت چشمه رخنمون قابل توجهی از توده گابرو دیوریتی دیده می‌شود که با سنگ‌های آتشفشانی و آهک‌های پلاژیک کرتاسه بالایی دارای همبری مشخصی است. دایک‌هایی از این توده گابرو دیوریتی در داخل توده کوارتز دیوریت پورفیری مشاهده شده است که با بافت گرانولار و پورفیری از توده کوارتز دیوریتی متمایز می‌شود. با توجه به توالی زمانی پالس‌های نفوذی در منطقه بالوجه تصور می‌رود دایک‌های گرانودیوریتی توده گابرو دیوریتی کلم را نیز قطع کرده باشند.

۴- کانه‌زایی در منطقه معدنی بالوجه

تمامی توده‌های پورفیری موجود در محدوده مورد مطالعه شامل کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت دارای مجموعه‌ای از کانی‌های سولفیدی

نوع D است (شکل ۸). از ویژگی‌های دیگر این دگرسانی، عدم گسترش بافت استوک‌ورک و نبود رگه-رگچه‌های کوارتز-سولفیدی بوده که ناشی از دوری از مرکز سیستم پورفیری و تأثیرپذیری کم از پدیده‌هایی مانند جوشش، خردشدگی و کانی‌سازی است. دگرسانی پروپلیتیک در منطقه، اغلب در بخش جنوب و در توده کوارتز دیوریت حضور داشته و از نظر کانی‌زایی سولفیدی نیز در این زون فقط پیریت مشاهده می‌شود.

دگرسانی آرژیلیک در توده‌های کانه‌دار بالوجه توسعه و گسترش چندانی نداشته و اغلب در واحد گرانودیوریتی و زون‌های گسلی مشاهده شده است. در این دگرسانی که اغلب تحت تأثیر فرایندهای سوپرژن تشکیل شده، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به کانی‌های مختلف رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۸).

۶- ژئوشیمی سنگ‌های منطقه معدنی بالوجه

برای بررسی ژئوشیمی و سنگ‌شناسی توده‌های آذرین موجود در منطقه، (تعداد و نوع آنالیز در روش پژوهش ذکر شده است) آنالیز عناصر اصلی و کمیاب این توده‌ها صورت گرفته است. هدف اصلی از این مطالعه شناخت تغییرات و تحولات ماگمایی و تعقیب روند حوادث در طی تکامل ماگما و تشکیل کانی‌های مختلف و بررسی نقش پدیده‌هایی مانند تفریق، تبلور بخشی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی و هضم در طی تحولات ماگمایی می‌باشد.

۶-۱. نامگذاری توده‌های سنگی موجود در منطقه

با توجه به گسترش دگرسانی در توده‌های نفوذی منطقه بالوجه برای نامگذاری آنها به روش شیمیایی، از نمودارهای مبتنی بر عناصر غیرمتحرک در طی دگرسانی استفاده شد. در نمودار $SiO_2-Zr/TiO_2 * 0.0001$ توده‌های نفوذی منطقه هفت چشمه بیشتر در محدوده‌های کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت قرار گرفته‌اند (شکل ۹-الف).

۶-۲. تعیین سری ماگمایی و موقعیت زمین‌ساختی توده‌های نفوذی

در نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، بی‌هنجاری مثبت و مشخص از عناصر Cs, Pb, Mo, P و بی‌هنجاری منفی Nb, Sn, Ti, Zr, Hf قابل مشاهده است (شکل ۹-ب، پ). این بی‌هنجاری‌ها نشان‌دهنده الگوی تغییرات عناصر کمیاب در ماگماهای کمانی بوده (Richards et al., 2001) و چنین الگویی در تمام توده‌های کالک‌آلکان شناخته شده از این جایگاه‌ها اثبات شده است. برخی از این بی‌هنجاری‌ها (Pb و Mo) می‌تواند در ارتباط با دگرسانی شدید و ورود و خروج این عناصر از طریق سیالات گرمایی تشدید شود.

به نظر می‌رسد تبلور بخشی اکسیدهای آهن و تیتانیم‌دار و کانی‌های فرومنیزین عامل اصلی بی‌هنجاری منفی Ti بوده و بی‌هنجاری منفی Eu $(Eu/Eu^* = 0.47-1.04)$ (McLennan & Taylor, 1991) در ارتباط با تبلور تفریقی پلاژیوکلازها در طی تحول ماگمایی می‌باشد. این بی‌هنجاری منفی در سایر مطالعات پترولوژیکی روی توده‌های شدیداً دگرسان شده همراه با کانسارهای مس پورفیری (Wang et al., 2004; Richards et al., 2001) گزارش شده است. در نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۹-پ) غنی‌شدگی نسبی LREE مشاهده می‌شود که به سمت MREE و HREE شیب نمودار بسیار کمتر و مسطح می‌گردد. چنین الگویی همراه با بی‌هنجاری مشخص و منفی Eu $(Eu/Eu^* = 0.47-1.04)$ (McLennan & Taylor, 1991) نیز به تبلور بخشی پلاژیوکلاز نسبت داده می‌شود.

سری ماگمایی توده‌های پورفیری موجود در منطقه با استفاده از نمودارهای پیشنهادی Pearce (1982) تعیین شد که در آنها از عناصر غیرمتحرک HFSE با نسبت‌های Th/Yb, Ce/Yb, Ta/Yb استفاده شده است (شکل ۱۰-الف، ب). در این نمودارها، توده‌های پورفیری منطقه در محدوده کالک‌آلکان تا شوشونیتی

بالوجه می‌توان این سیستم رگه را به عنوان عامل اصلی بارورشدگی منطقه معدنی از نظر عنصر مولیبدن در نظر گرفت.

۴-۴. رگه-رگچه‌های نوع C

این سیستم رگه که به طور عمده از پیریت و کالکوپیریت تشکیل شده است به مقدار خیلی کمتر دارای بورنیت و مولیبدنیت نیز می‌باشد (پیریت+کالکوپیریت \pm بورنیت \pm مولیبدنیت، جدول ۱). رگه-رگچه‌های نوع C بیشترین گسترش را در بخش حاشیه‌ای و در داخل توده کوارتز مونوزونیتی دگرسان شده دارد. این سیستم رگچه‌ها از نظر کانی‌زایی قابل توجه نیست و مربوط به مراحل نهایی فعالیت سیال گرمایی هستند (اشکال ۴ و ۵).

۴-۴. رگه-رگچه‌های نوع D

این سیستم که به رگه-رگچه‌های تأخیری نیز معروف است عمدتاً از کانی‌های پیریت و کالکوپیریت تشکیل شده (جدول ۱) و بر اساس نوع کانی‌های باطله به چهار زیر گروه تقسیم شده‌اند (شکل ۶): D₁: رگه‌های سیلیسی تأخیری، D₂: رگه‌های کربناتی، D₃: رگه‌های ژیبسی کانه‌دار و D₄: رگه‌های ژیبسی بدون کانه. رگه-رگچه‌های سیلیسی تأخیری (D₁) توسط سیستم رگه-رگچه‌ای کربناتی (D₂) و ژیبسی قطع شده است و رگه‌های ژیبسی کل سیستم رگه-رگچه‌ای موجود در توده کوارتز دیوریتی را قطع کرده‌اند (شکل ۶)، این تیپ رگه-رگچه‌ها توسط حسینی و همکاران (۱۳۹۰) از کانسار مس تخت گنبد نیز گزارش شده‌اند.

۵- دگرسانی

دگرسانی‌های مشاهده شده در کانسارهای مس-مولیبدن پورفیری و توزیع فضایی آنها می‌تواند اطلاعات با ارزشی را در خصوص ژرفای فرسایش، توزیع فضایی دگرسانی‌ها و تحولات ساختاری و زمین‌ساختی منطقه در اختیار پژوهشگران قرار دهد (Sillitoe, 2010). به طور کلی چهار نوع دگرسانی هیپوزن شامل پتاسیک، فلیک، پروپلیتیک، آرژیلیک و مخلوطی از آنها به صورت انتقالی و حدواسط در منطقه بالوجه قابل تشخیص می‌باشند (شکل ۷).

دگرسانی پتاسیک در توده‌های کانه‌دار بالوجه از سطح تا ژرفا بیشتر از ۷۰۰ متر قابل مشاهده می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی، کانی غالب ثانویه در نمونه‌ها بیوتیت‌های ریز و پولکی بوده که در برخی موارد تا ۶۰٪ نمونه‌ها را تشکیل می‌دهد (شکل ۸). بیشترین تأثیر دگرسانی پتاسیک، در توده کوارتز دیوریت بوده و توده‌های گرانودیوریت و کوارتز مونوزونیت شدت کمتری از این دگرسانی را نشان می‌دهند. در بیشتر نمونه‌ها همپوشانی نسبتاً شدیدی بین دگرسانی‌های پتاسیک و فلیک قابل مشاهده بوده و از ویژگی‌های آشکار این زون انتقالی همراهی سربست با بیوتیت‌های ریز نوشکل (نئوفرمه) است. رگه-رگچه‌های نوع A و B بیشترین گسترش را در زون‌های دگرسانی پتاسیک دارند. کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، اسفالریت، گالن و به مقدار کمتر بورنیت چه به صورت افشان و چه به صورت رگه-رگچه‌ای از کانی‌های شاخص زون پتاسیک است.

دگرسانی فلیک از نظر شدت و گسترش در منطقه نسبت به انواع دیگر دگرسانی‌ها تأثیر و حجم کمتری داشته و بیشترین تأثیر را روی توده کوارتز مونوزونیتی دارد. دگرسانی فلیک رگه-رگچه‌های نوع C را در خود جای داده است. سربست‌های پولکی ثانویه و همچنین کوارتزهای با خوردگی خلیجی شکل ثانویه از ویژگی‌های آشکار این تیپ دگرسانی می‌باشد که در نمونه‌های مطالعه شده نیز مشاهده شده است (شکل ۸). پیریت و کالکوپیریت کانی‌های شاخص این دگرسانی هستند. همچنین به مقدار خیلی کم بورنیت و مولیبدنیت نیز مشاهده می‌شود.

دگرسانی پروپلیتیک در منطقه بالوجه اغلب به صورت همپوشانی با دگرسانی‌های پتاسیک و فلیک مشاهده شده و ویژگی اصلی این زون در نمونه‌های مطالعه شده از این منطقه حضور کلریت، اپیدوت و کلسیت و حضور فراوان رگه-رگچه‌های

بخار هستند (شکل ۱۱-پ، ت). این نوع سیالات، اشکال بیضوی، کشیده و یا نامنظم از خود نشان داده و اغلب به صورت خوشه‌های سه‌بعدی نامنظم یا فاقد جهت‌یابی مسطح همراه با میان‌بهارهای سیال نوع I مشاهده می‌شوند. اندازه این میان‌بهارهای سیال عموماً کمتر از ۱۵ میکرون می‌باشد (شکل ۱۱-پ، ت). دمای همگن شدن میان‌بهارهای سیال نوع دوفازی غنی از مایع (IIa) بین ۲۶۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد متغیر و درصد شوری بین ۵/۸۶ تا ۱۸/۳۸ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌باشد (جدول ۲، شکل ۱۲-ث). در میان‌بهارهای سیال دوفازی غنی از بخار (IIIb) دمای همگن شدن به فاز بخار بین ۳۰۰ تا ۳۶۲ درجه سانتی‌گراد و درصد شوری نیز بین ۴/۹۶ تا ۱۴/۹۷ درصد وزنی معادل نمک طعام است (جدول ۲، شکل ۱۲-ت).

– میان‌بهارهای سیال نوع III: چندفازی

میان‌بهارهای سیال نوع III، در واقع سیالات چندفازی غنی از نمک هستند (شکل ۱۱-الف، ج). میان‌بهارهای سیال نوع III شامل حباب بخار، مایع شور، فاز نمک و فاز جامد ناشناخته می‌باشد (شکل ۱۱-الف). در نمونه‌های مطالعه شده، فاز جامد از نوع هالیت است و دارای شکل مکعبی می‌باشد (شکل ۱۱-الف). کانی‌های به دام افتاده (احتمالاً کالکوپیریت و یا همتایت) نیز در بعضی نمونه‌ها مشاهده شده است. این کانی‌ها، به طور میانگین ۵ درصد حجم میان‌بهارهای سیال نوع III را تشکیل می‌دهند. در مورد این دسته از میان‌بهارهای سیال (III)، دو دمای همگن‌شدگی قرائت شده است: یکی دمای انحلال هالیت هست که بین ۲۲۱ تا ۳۸۳ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۲) و دیگری دمای همگن شدن می‌باشد که بین ۲۷۰ تا ۳۳۹ متغیر است (شکل ۱۲-پ) و درصد شوری این تیپ میان‌بهارهای سیال بین ۳۳ تا ۴۵/۵۰ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌باشد (شکل ۱۲-الف).

اگر میان‌بهارهای سیال غنی از بخار وجود داشته باشند که در یک محدوده دمایی یکسان با میان‌بهارهای سیال غنی از مایع، بحالت بخار همگن شوند و همچنین میان‌بهارهای سیال تک‌فازی مایع و تک‌فازی بخار به همراه میان‌بهارهای سیال سه‌فازی هالیت‌دار باهم در کنار هم قرار بگیرند نشان‌دهنده فرایند جوشش می‌باشد (Shepherd et al., 1985) که چنین میان‌بهارهای سیالی در کانسار بالوجه به ویژه در رگه-رگچه‌های نوع A مشاهده شده است. افزون بر موارد بالا، برای تأیید رخداد فرایند جوشش، باید از نمودارهای شوری در برابر دمای همگن شدن و در میان‌بهارهای سیال سه‌فازی هالیت‌دار باید از نمودار T_{Halite} در برابر $T_{\text{H(L-V)}}$ استفاده شود (Shepherd et al., 1985) اگر در نمودار $T_{\text{H(L-V)}}$ مقادیر اندازه‌گیری شده در نزدیکی خط میانه قرار بگیرد، یعنی $T_{\text{H(L-V)}} = T_{\text{Halite}}$ است که این خود گویای فرایند جوشش در سیستم کانه‌زایی است بنابراین با توجه به شکل (۱۲-الف) میان‌بهارهای سیال سه‌فازی کانسار بالوجه در نزدیکی خط میانه قرار می‌گیرند و این نشان‌دهنده رخداد فرایند جوشش است. همچنین با توجه به شکل (۱۲-ب) وجود دو مجموعه میان‌بهارهای سیال با شوری بالا (بالای ۴۰ درصد وزنی معادل نمک طعام) و شوری پایین در یک سیالات کانسار ساز نشان‌دهنده فرایند جوشش در سیستم گرمایی مولد کانی‌زایی است.

۸- نتیجه‌گیری

توده‌های پورفیری منطقه بالوجه شامل کوارتزیدوریت، کوارتزیدوریت و گرانودیوریت می‌باشد که در محدوده سری ماگمایی کالک‌آلکانل تا شوشونیتی قرار می‌گیرند. جایگاه زمین‌ساختی این توده‌ها نیز با استفاده از نمودارهای مختلف در محدوده کمان ماگمایی پس‌برخوردی تعیین گردیده است.

در کانسار مس-مولبدن پورفیری بالوجه، تشکیل و تکامل سیستم کانه‌زایی و دگرسانی در ارتباط با مراحل مختلف سرد شدن توده و خروج سیالات از آن (سیال با منشأ ماگمایی) و ورود آب‌های با منشأ گوناگون، از جمله آب‌های جوی به درون سیستم و همچنین تزریق پالس‌های ماگمای آبدار و بارور است که به صورت

قرار گرفته‌اند. جایگاه زمین‌ساختی این توده‌ها نیز با استفاده از نمودارهای مختلفی تعیین شده است. در نمودارهای $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ و $\text{Y-Zr, TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ (Muller & Groves, 1997). نمونه‌های این توده‌ها جایگاه مرتبط با کمان (AR) را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-ت، پ، ث).

از نمودار $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5\text{-Zr}/\text{TiO}_2$ (Muller & Groves, 1997) برای تفکیک کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی پس‌برخوردی استفاده شده است که بیشتر نمونه‌های گرفته‌شده از توده‌های یاد شده در محدوده کمان‌های پس‌برخوردی (PAP) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰-ج).

از نظر محیط زمین‌ساختی، در نمودار Nb-Y (Pearce et al., 1984) نمونه‌های این توده‌ها در موقعیت گرانیتهای کمان‌های آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار گرفته و در نمودار Rb (Y-Nb) (Pearce et al., 1984) این نمونه‌ها در موقعیت کمان‌های آتشفشانی و محدوده پیشنهادی (Pearce (1982) برای گرانیتهای پس‌برخوردی واقع شده‌اند (شکل ۱۰-چ، ح).

۷- مطالعات میان‌بهارهای سیال

به منظور شناخت ماهیت فیزیکی شیمیایی سیال کانه‌ساز و بررسی روند تغییرات شیمیایی و حرارتی سیال (یا سیالات) کانه‌ساز، از رگه‌های کوارتز-سولفیدی نوع A و B، تعداد ۶ مقطع دوبرصیقل، برای مطالعات میکروترموتری میان‌بهارهای سیال تهیه شد همچنین از نتایج داده‌های میان‌بهارهای سیال عادل (۱۳۹۱) نیز استفاده شده است. بخش دیگری از مطالعات دماسنجی میان‌بهارهای سیال، تعداد ۴ مقطع دوبرصیقل، با استفاده از دستگاه Linkam MDS600 متصل به میکروسکوپ Olympus BX₄₀ در گستره دمایی ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد در دانشگاه Leoben اتریش انجام پذیرفته است. مورفولوژی و مشخصات میان‌بهارهای سیال در دمای اتاق با استفاده از معیارهای (Roedder (1984) و Shepherd et al. (1985) ثبت شد. افزون بر نسبت‌های فاز بخار/سیال، با استفاده از جدول استاندارد که بدین منظور تهیه شده است (Shepherd et al., 1985) ارزیابی شد. میان‌بهارهای سیال بر اساس چگونگی رخداد آنها در کانی‌میزبان، ارتباط آنها با یکدیگر و نوع سیالات دسته‌بندی شدند.

۷-۱. سنگ‌نگاری میان‌بهارهای سیال

از لحاظ شکل ظاهری، میان‌بهارهای سیال در رگه-رگچه‌های کوارتز-سولفیدی را با توجه به پارامترهای (Roedder (1984) و Shepherd et al. (1985) می‌توان به ترتیب فراوانی به صورت اشکال نامنظم، کشیده و کروی تقسیم‌بندی کرد. میان‌بهارهای سیال در نمونه‌های کوارتزی مطالعات شده در ۳ نوع مشاهده شده‌اند (شکل ۱۱): الف) میان‌بهارهای سیال نوع I: تک‌فازی، ب) میان‌بهارهای سیال نوع II: دوفازی L+V و ج) میان‌بهارهای سیال نوع III: سه‌فازی یا چندفازی $\text{L+V+CO}_2 + \text{Solid}$

– میان‌بهارهای سیال نوع I: تک‌فازی

این نوع از میان‌بهارها، شامل میان‌بهارهای سیال تک‌فازی غنی از CO_2 (نوع Ib) یا H_2O (نوع Ia) هستند که دارای فراوانی زیادی در نمونه‌های مطالعه شده می‌باشند. به طور کلی، سیالات درگیر نوع Ia و Ib با اشکال بیضوی یا نامنظم به صورت منفرد در داخل کانی‌میزبان کوارتز یا سطوح رشد بلورهای آن مشاهده می‌شوند (شکل ۱۱). اندازه سیالات درگیر نوع I به طور میانگین بین ۲ تا ۱۰ میکرون متغیر است (شکل ۱۱-ث، ج). تشکیل این میان‌بهارهای سیال در زون‌های رشد بلورهای کوارتز می‌تواند نشان‌دهنده منشأ اولیه تشکیل آنها باشد (Graupner et al., 2000). درجه پرشدگی این نوع سیالات از ۷۰/۰ تا ۹۰/۵ متغیر است.

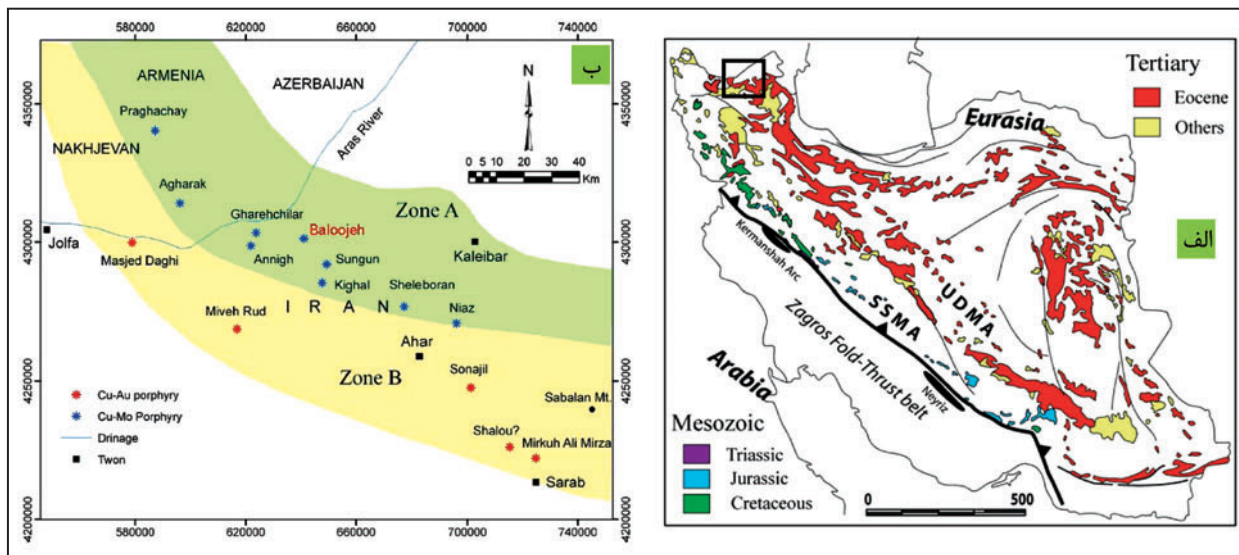
– میان‌بهارهای سیال نوع II: دوفازی L+V

میان‌بهارهای سیال نوع II شامل میان‌بهارهای سیال دوفازی L+V با درجه پرشدگی بین ۰/۳۰ تا ۰/۶۵ هستند که بر اساس نوع فاز غالب به دو دسته Ia و IIb تقسیم‌بندی می‌شوند. سیالات درگیر نوع IIa از نوع غنی از مایع و سیالات نوع IIb از نوع غنی از

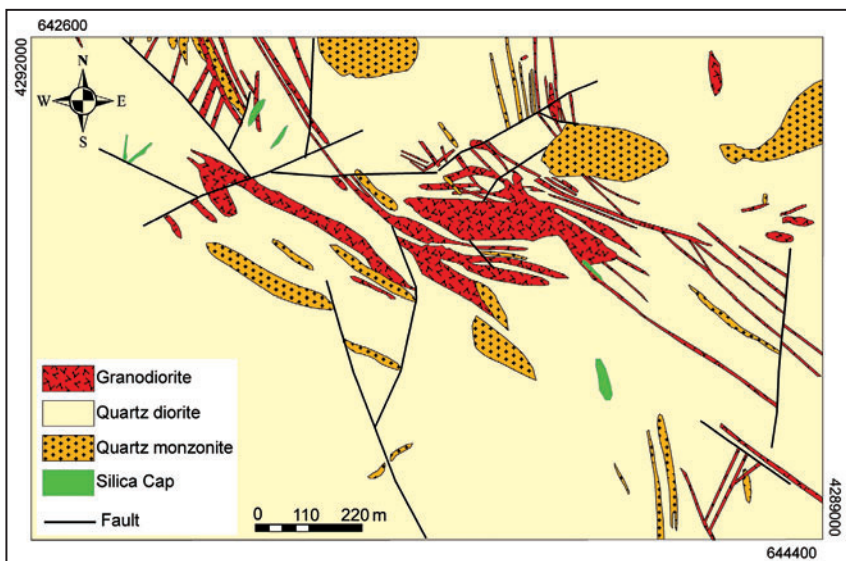
مطالعات میانبارهای سیال در کانسار بالوجه نشان دهنده وجود فازهای مختلف در کنار هم می باشد. به طوری که تک فازهای غنی از مایع و بخار در کنار چند فازهای دیده می شود و این نشان دهنده فرایند جوشش در سیستم پورفیری یاد شده است که سبب جدایش سیالات با شوری بالا و سیالات با شوری پایین شده است. همچنین حضور میانبارهای سیال دما بالا در کنار میانبارهای سیال دما پایین در سیستم رگه های کوارتز-سولفیدی، یکی دیگر از شواهد جوشش می باشد. افزون بر این موارد، وجود شوری بالای ۴۰ درصد وزنی معادل نمک طعام نیز نشان دهنده رخداد فرایند جوشش در کانسار بالوجه است.

گفتنی است که از نظر اقتصادی و اکتشافی، گسترش توده های نفوذی پورفیری در کمان ماگمایی ارسباران و رخداد کانه زایی های مس-مولیبدن پورفیری در آن، برنامه ریزی جهت اکتشاف ذخایر جدید از این تیپ کانسارها در این زون و نیز در دیگر محیط های زمین شناسی مشابه ارسباران را مورد تأکید قرار می دهد.

سیستم های مختلف رگه-رگچه ای تظاهر می نماید. این پالس های مولد کانی زایی که به صورت سیستم رگه-رگچه ای تظاهر می یابند، تطابق ترکیبی کانی شناسی و سیالی خوبی با کانسارهای مس پورفیری دارد. با توجه به تفکیک رگه ها و سیستم کانی زایی در کانسار بالوجه می توان گفت که فاز تشکیل مولیبدن با کمی تأخیر پس از فاز اصلی کانی زایی تشکیل شده است و پس از فاز مولیبدن دار (رگه های نوع B) دوباره یک فاز کانه زایی مس شدید در منطقه رخ داده است. این سیستم های اصلی کانی زایی توسط یک سیستم رگه-رگچه ای تأخیری دما پایین قطع شده است که نشان دهنده مراحل آخر تزریق سیالات از سیستم پورفیری یاد شده می باشد. همچنین می توان بیان داشت که تفکیک دقیق سیستم های رگه-رگچه ای در کانسار بالوجه و تعیین روابط تقدم و تأخر آنها می تواند شاخص و بیانگر فازهای نفوذی و فعالیت های گرمایی در منطقه و همچنین بارور و غیر بارور بودن آنها در مناطق با زمین شناسی مشابه باشد. وجود گرسانی های پتاسیک، فلیک، آرژلیک و پروپلیتیک در این کانسار قابل مقایسه با بسیاری از کانسارهای تپیک مس پورفیری در ایران و زون ماگمایی ارسباران است.

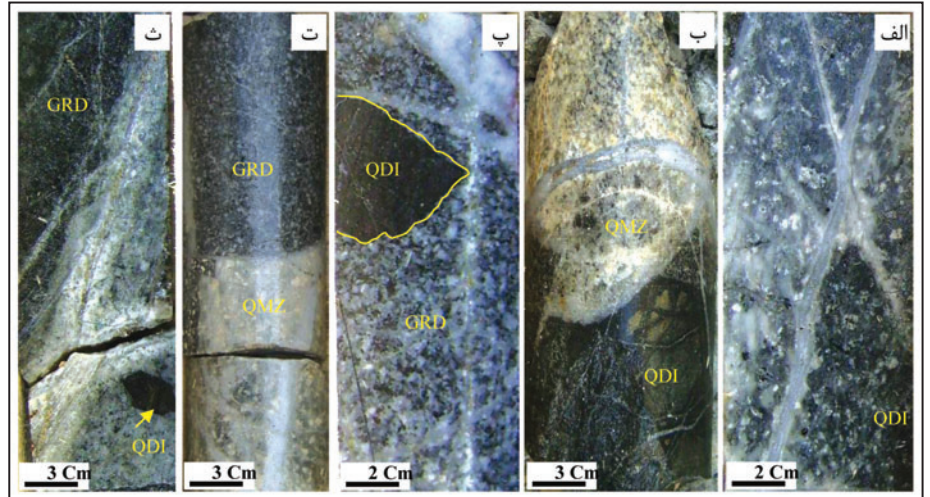


شکل ۱- الف) نقشه زمین شناسی- ساختمانی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه با علامت کادر بر روی زون ماگمایی ارومیه- دختر (UDMA) نشان داده شده است (Agard et al., 2011). ب) توزیع کانسارهای مس پورفیری در طول زون ماگمایی ارسباران، شمال باختر ایران (Maghsoudi et al., 2012)، جایگاه کانسارهای مس-مولیبدن پورفیری در قسمت شمال (زون A) و کانسارهای مس-طلا پورفیری در قسمت جنوب (زون B) می باشد. کانسار بالوجه به عنوان کانسار مس-مولیبدن پورفیری در زون A واقع شده است.

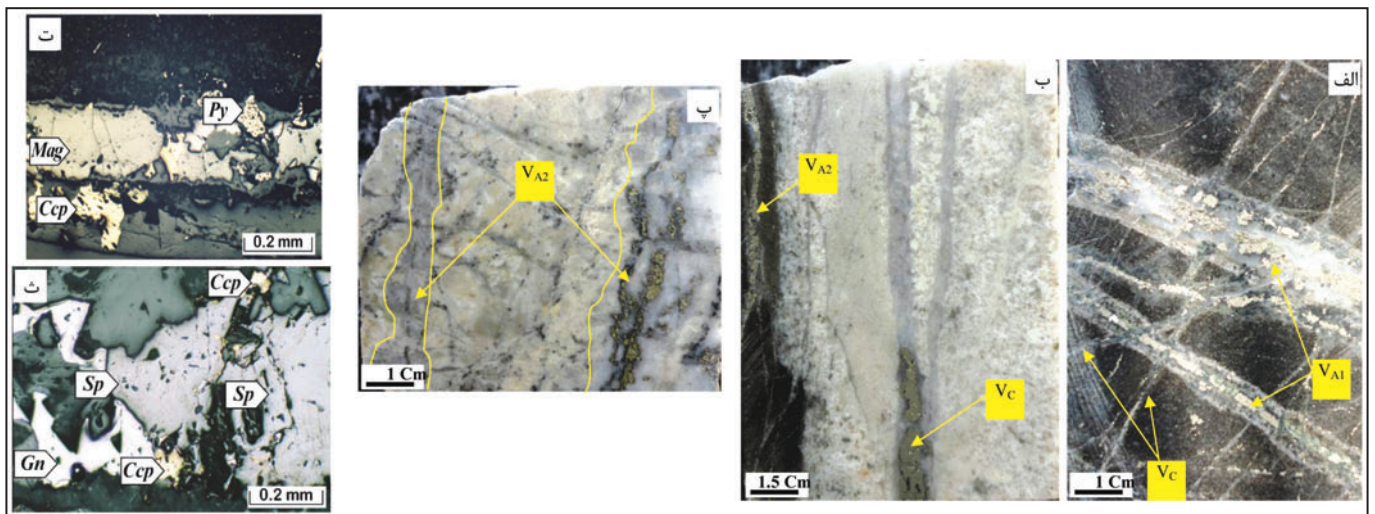
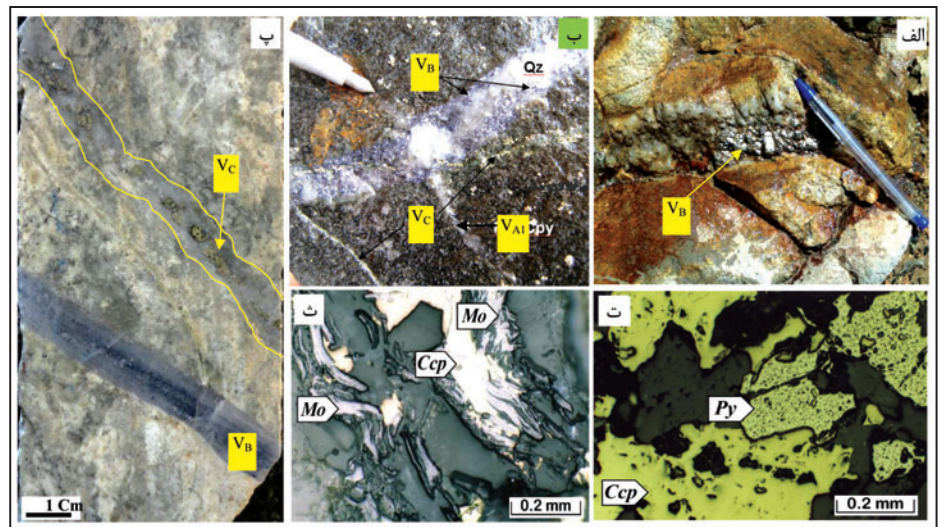


شکل ۲- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰ منطقه معدنی بالوجه، بیشتر واحدهای سنگی منطقه از کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت تشکیل شده است (با تغییرات از شرکت صنایع ملی مس ایران، ۱۳۸۸).

شکل ۳- الف) نمونه دستی از کوارتز دیوریت (QDI)، میزبان اصلی کانی‌زایی مس در منطقه بالوجه، (ب) همبری توده نفوذی گرانودیوریتی (GRD) و کوارتز مونزونیتی (QMZ)، (پ) حضور بیگانه‌سنگ کوارتز دیوریت (QDI) در داخل توده گرانودیوریتی (GRD)، (ت) محل همبری توده گرانودیوریت (GRD) با توده کوارتز مونزونیت (QMZ)، (ث) وجود بیگانه‌سنگ کوارتز دیوریت (QDI) در داخل توده گرانودیوریت (GRD).

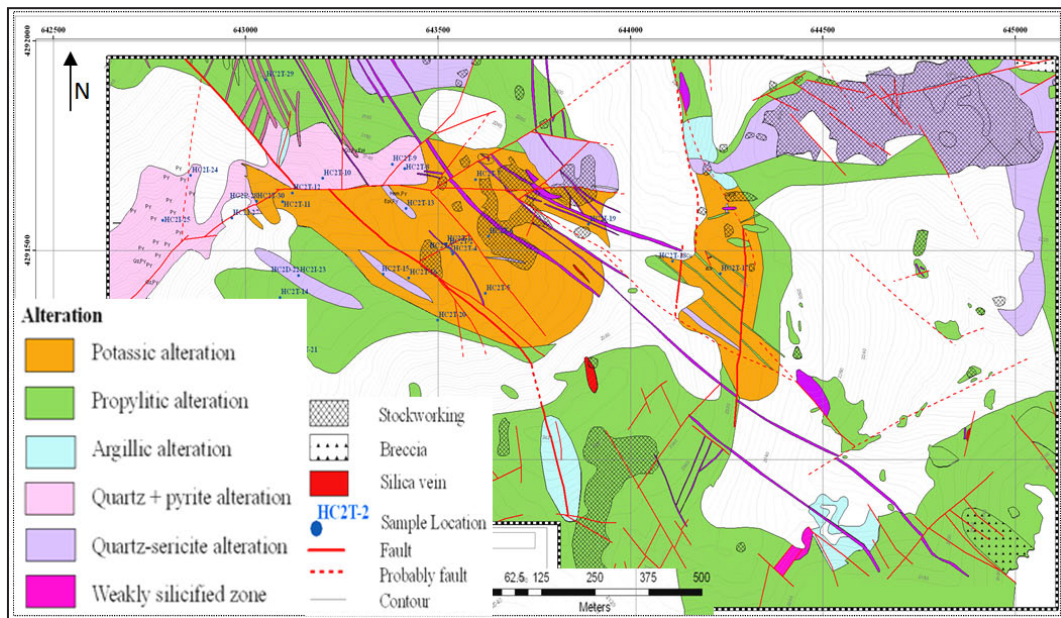
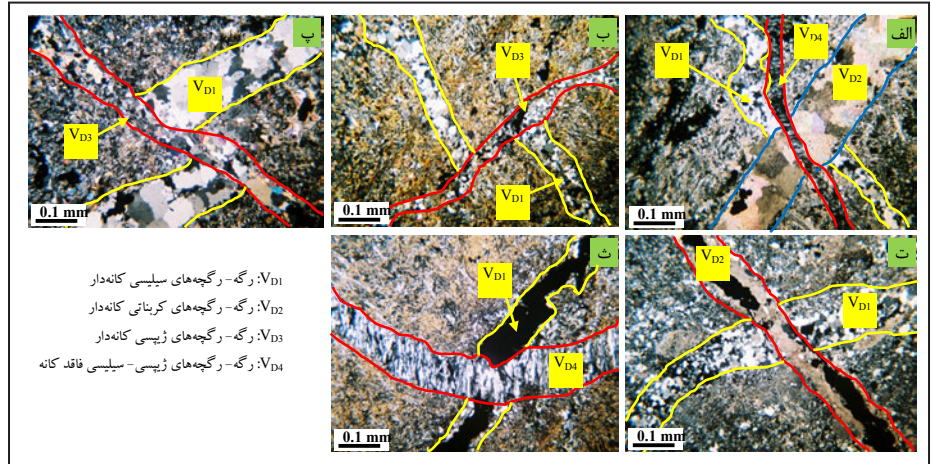


شکل ۴- الف) رخنمونی از رگه کوارتزی مولیبدن‌دار (B) در داخل توده کوارتز دیوریت، (ب) نمونه دستی از رگه‌های B₁ و B₂, C، (پ) رخداد رگه‌های B (رگه‌های غنی از مولیبدن) و رگه‌های غنی از پیریت و کالکوپیریت (C) در کوارتز دیوریت دگرسان شده، (ت) تصویر میکروسکوپی از رگه‌های C، (ث) تصویر میکروسکوپی از رگه‌های B که به‌طور عمده از مولیبدنیت تشکیل شده‌اند.



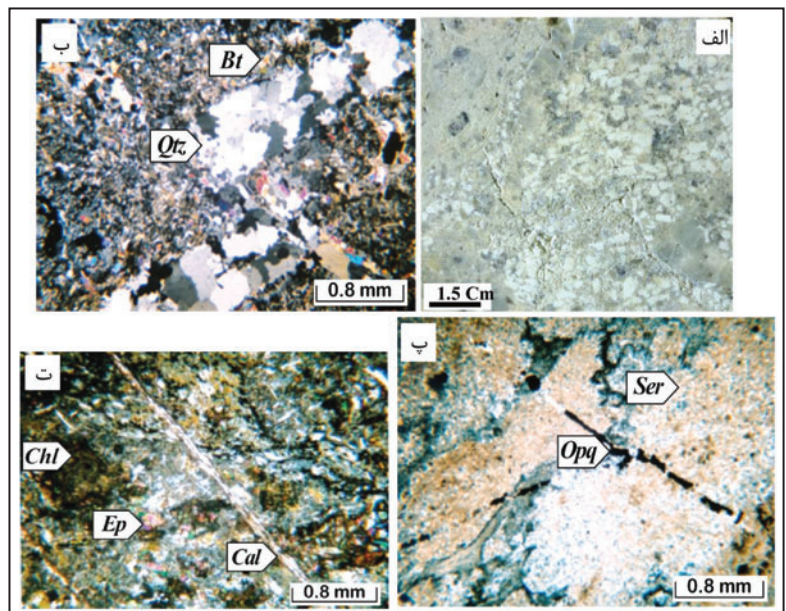
شکل ۵- الف) ارتباط رگه‌های A₁ با رگه‌های نوع C، (ب) حضور رگه‌های غنی از پیریت، مگنتیت و کالکوپیریت و رگه‌های غنی از پیریت و کالکوپیریت در کوارتز مونزونیت دگرسان شده، (پ) نمونه دستی از رگه‌های غنی از پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن یا رگه‌های نوع A₂، (ت) تصویر میکروسکوپی از رگه A₁، (ث) تصویر میکروسکوپی از رگه نوع A₂ با مجموعه کانیایی پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن.

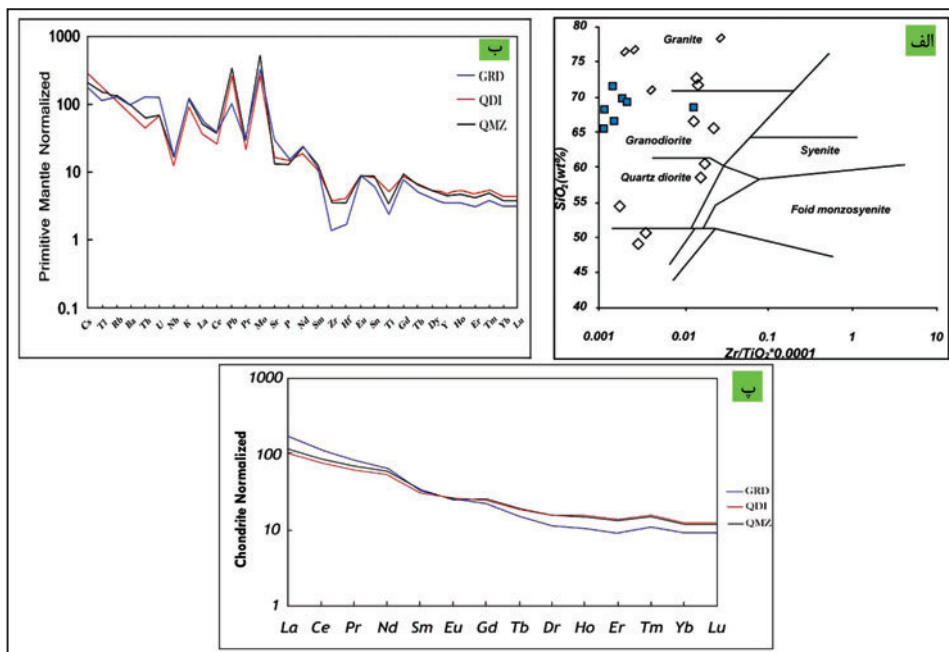
شکل ۶- انواع رگه- رگچه های نوع D، که به عنوان فازهای آخر کانی زایی در کانسار مس- مولیبدن پورفیری بالوجه تلقی می شوند.



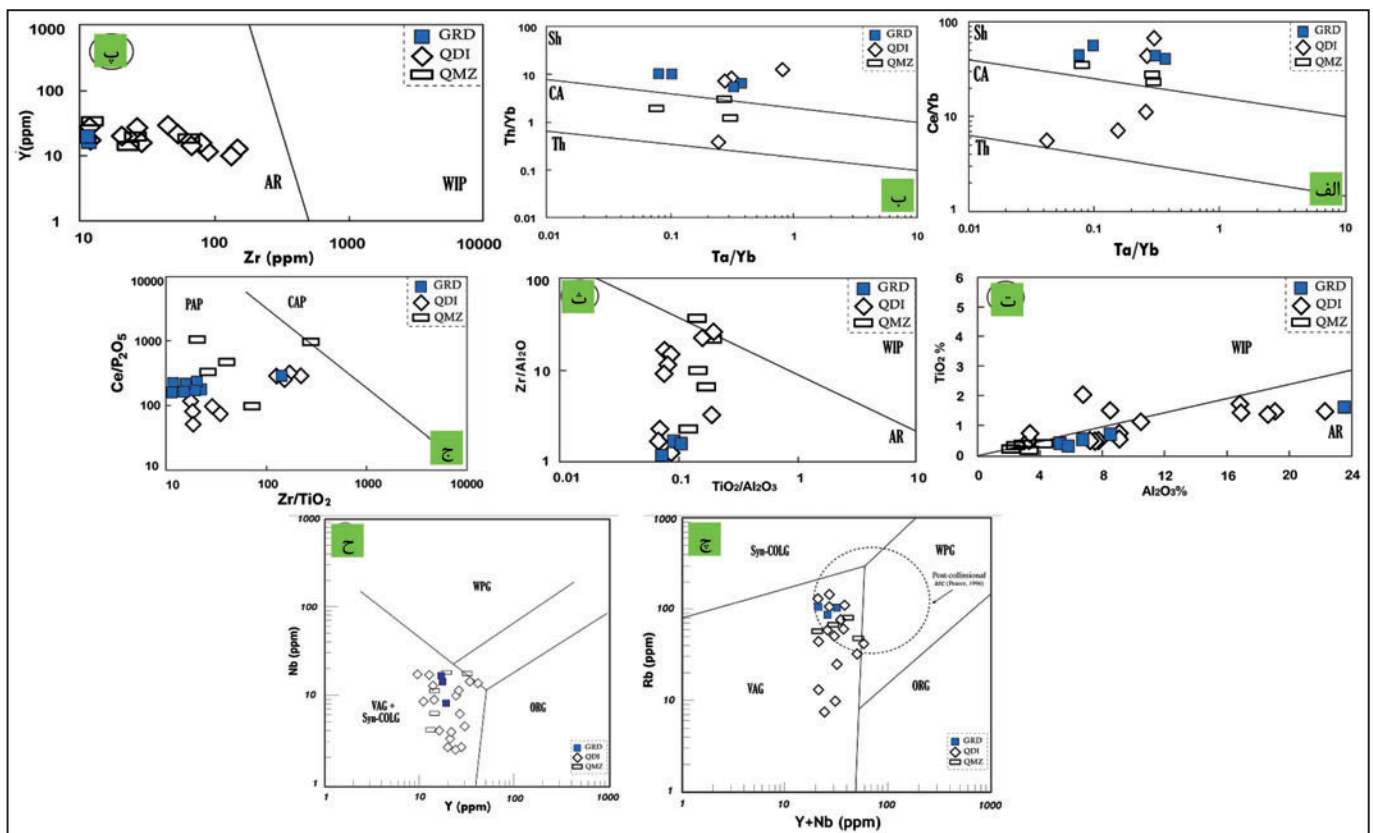
شکل ۷- نقشه دگرسانی- ساختاری کانسار مس- مولیبدن پورفیری بالوجه (شرکت صنایع ملی مس ایران، ۱۳۸۸).

شکل ۸- الف) تصویر نمونه دستی از کوارتز دیوریت میزبان کانه زایی مس- مولیبدن که شدیداً تحت تأثیر دگرسانی آرزلیکی قرار گرفته و بافت اولیه خود را از دست داده است. ب) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پتاسیک که با بیوتیت ثانویه مشخص می باشد. پ) دگرسانی فلیک با فراوانی کانی سریست. ت) تصویر میکروسکوپی از مجموعه کانی های اپیدوت، کلریت و کلسیت نشان از حضور دگرسانی پروپلیتیک در منطقه مورد مطالعه است.

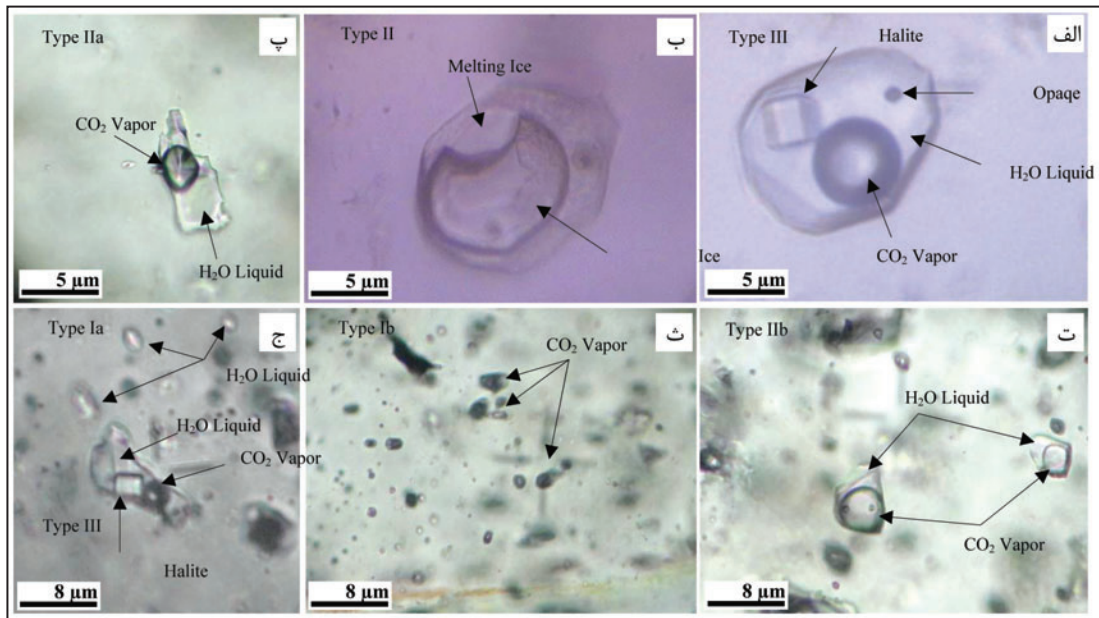




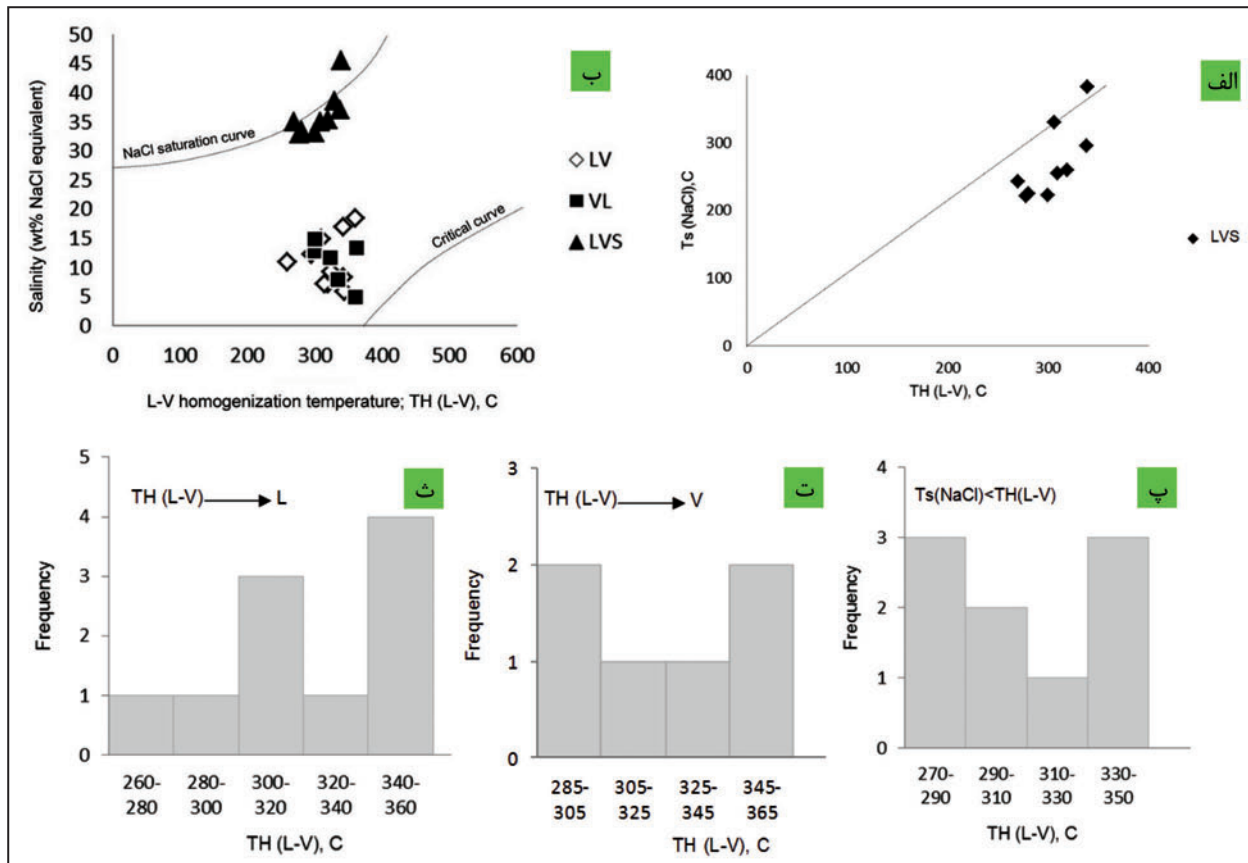
شکل ۹-الف) موقعیت نمونه‌های توده‌های پورفیری بالوجه در نمودار $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2 \cdot 0.0001$ (Winchester & Floyd, 1977) که دارای طیف ترکیبی از گرانیت تا کوآرتزدیوریت می‌باشد. ب و پ) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در توده‌های پورفیری بالوجه که نسبت به گوشته اولیه و کندریت (Sun & McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند.



شکل ۱۰-الف و ب) موقعیت نمونه‌های توده‌های پورفیری کانسار بالوجه در نمودارهای Th/Yb-Ta/Yb و Ce/Yb-Ta/Yb (Pearce, 1982)، پ، ت و ث) موقعیت توده‌های پورفیری بالوجه در نمودارهای (پ) Y-Zr ، (ت) $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ و (ث) $\text{Zr/Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ که بیشتر نمونه‌ها در جایگاه زمین‌ساختی کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند (Muller & Groves, 1997). ج) نمودار $\text{Ce/P}_2\text{O}_5\text{-Zr/TiO}_2$ (Muller & Groves, 1997) برای تفکیک توده‌های مربوط به کمان‌های مختلف و موقعیت توده‌های پورفیری بالوجه (CAP: کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای PAP: کمان‌های پس از برخورد). چ و ح) موقعیت توده‌های پورفیری بالوجه در نمودارهای Nb-Y و Rb-(Y+Nb) (چ) و Rb-(Y+Nb) (ح) (Pearce et al., 1984) و محدوده پیشنهادی (Pearce (1996) برای توده‌های پس‌برخوردی در نمودار Rb-(Y+Nb) (چ).



شکل ۱۱ - تصاویر میانبره‌های سیال از رگه- رگچه‌های کانه‌دار کانسار بالوجه، الف) میانبره‌های سیال نوع III شامل فازهای L-V - فاز جامد به همراه کانی کدر (اپک) است، ب) مرحله گرمایش میانبره‌های سیال دوفازی و شروع ذوب یخ، پ) میانبره‌های سیال دوفازی IIa غنی از مایع، ت) میانبره‌های سیال دو فاز IIb غنی از بخار، ث) میانبره‌های سیال تک فازی غنی از بخار یا نوع Ib، ج) میانبره‌های سیال نوع III حاوی فاز جامد، CO₂ بخار، فاز مایع و نوع Ib یا تک فازی غنی از مایع.



شکل ۱۲- الف) موقعیت میانبره‌های سیال سه فازی حالت‌دار در نمودار $T_{H(L-V)}$ در برابر $T_{S(NaCl)}$ ، که بیشتر نمونه‌ها در نزدیکی خط میانه قرار می‌گیرند و نشان‌دهنده فرایند جوشش است، ب) نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن و جدایش میانبره‌های سیال دوفازی غنی از بخار و مایع از میانبره‌های سیال سه فازی حالت‌دار، پ) تغییرات دمای همگن شده میانبره‌های سیال سه فازی حالت‌دار، ت) تغییرات دمای همگن شدن میانبره‌های سیال دوفازی غنی از بخار که به فاز بخار همگن شده است، ث) تغییرات دمای همگن شدن میانبره‌های سیال دوفازی غنی از مایع که به فاز مایع همگن شده است.

جدول ۱- مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانه‌ها و کانی‌ها در کانسار پورفیری بالوجه.

Minerals/ Textures	Mineralization								Sulphides	Oxides	
	Hypogene						Supergene				
	Vein- Veinlets A		Vein- Veinlets B	Vein- Veinlets C	Vein- Veialets D						
	A1	A2			D1	D2	D3	D4			
Ore Minerals	Pyrite	██████████		██████████	██████████	██████████					
	Chalcopyrite	██████████		██████████	██████████	██████████					
	Molybdenite	██████████		██████████	██████████	██████████					
	Magnetite	██████████			██████████	██████████					
	Galena		██████████			██████████					
	Sphalerite		██████████			██████████					
	Bornite	██████████		██████████	██████████	██████████					
	Chalcocite					██████████				██████████	
	Covellite					██████████				██████████	
	Azurite					██████████					██████████
	Malachite					██████████					██████████
	Fe- hydroxide					██████████					██████████
	Goethite					██████████					██████████
	Ganges	Quartz	██████████			██████████				██████████	
Feldspar		██████████			██████████						
Calcite						██████████					
Gypsum							██████████				

جدول ۲- نتایج آنالیزهای دماسنجی و تعیین شوری در میانبارهای سیال نمونه‌های منطقه معدنی بالوجه (تلفیق نتایج مشترک به دست آمده از مطالعات عادل، ۱۳۹۱ و علیپور، ۱۳۹۲).

Sample No/ Elevation (m)	Fluid inclusion type	V/L ratio	T _m ice (C°)	T _H Tot.	Salinity (NaCl %)	
Bal -01 (546.10 m)	IIa	L>V	-7.4	260	10.98	
	IIa	L>V	-8.5	295	12.28	
	IIa	L>V	-4.5	320	7.17	
	IIa	L>V	-11.0	310	14.97	
	Bal -04 (358.50 m)	IIa	L>V	-5.3	343	8.28
		IIa	L>V	-3.6	345	5.86
	Bal -06 (449.50 m)	IIa	L>V	-14.7	360	18.38
		IIa	L>V	-6	325	9.21
IIa		L>V	-4.5	315	7.17	
Bal -04 (420/80 m)	IIa	L>V	-13	343	16.89	
	Bal -04 (420/80 m)	IIb	V>L	-9.0	300	12.85
		IIb	V>L	-11	300	14.97
	Bal -06 (290 m)	IIb	V>L	-8.0	323	11.70
		IIb	V>L	-5.0	335	7.86
	Bal -03 (248.30 m)	IIb	V>L	-3.0	360	4.96
		Bal -05 (449.50 m)	IIb	V>L	-9.5	362
	Bal -02 (358.50 m)					

Sample No/ Elevation (m)	Fluid inclusion type	Hemogenized To	Th (C°)	Ts _{Halite} (C°)	Salinity (NaCl %)
	III	Ts (NaCl) < Th (L-V)	338	296	37.08
	III	Ts (NaCl) > Th (L-V)	330	306	38.63
Bal -02 (665.60 m)	III	Ts (NaCl) < Th (L-V)	339	383	45.50
	III	Ts (NaCl) < Th (L-V)	309	255	34.90
Bal -05 (410.50 m)	III	Ts (NaCl) < Th (L-V)	270	243	35.00
	III	Ts (NaCl) < Th (L-V)	278	221	33.00
Bal -06 (380 m)	III	Ts (NaCl) < Th (L-V)	300	223	33.16
	III	Ts (NaCl) < Th (L-V)	319	260	35.30
	III	Ts (NaCl) < Th (L-V)	280	225	33.40

کتابنگاری

- باباخانی، ع.، و لسکویه، ج.، دیو، ۱۳۶۹- شرح نقشه زمین شناسی چهار گوش اهر، ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- جمالی، ح.، یعقوب پور، ع.، و مهربانی، ب.، ۱۳۸۸- زمین شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه احتمالی کانه‌زایی چند فلزی میوه رود، شمال باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، سال هجدهم، شماره ۷۱.
- حسینی، م.، قادری، م.، و علیرضایی، س.، ۱۳۹۰- انواع سیستم‌های رگه- رگچه و ارتباط آنها با کانه‌زایی در کانسار مس تخت گنبد، شمال خاور سیرجان، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه خوارزمی.
- زنوزی، ر.، خاکزاد، ا.، و مهرپرتو، م.، ۱۳۸۷- مطالعه زمین شناسی اقتصادی کانسار مس- طلا در محدوده مسجدداغی، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی (JSIAU)، جلد ۱۸، شماره ۶۹.
- عادلی، ز.، ۱۳۹۱- کانی شناسی، ژئوشیمی، نحوه تشکیل و مدلسازی کانسار هفت چشمه (آذربایجان شرقی)، پایان نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران. علیپور، س.، ۱۳۹۲- بررسی دگرسانی و کانی سازی در منطقه هفت چشمه با نگرشی خاص بر ژنز مولیدنیت، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور مرکز تبریز.
- شرکت ملی مس ایران، ۱۳۸۸- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰ منطقه معدنی بالوجه.
- کلاگری، ع.، پاتریک، آ.، و پولیا، د.، ۱۳۸۰- مطالعه رگچه‌ها و ریز رگچه‌ها در کانسار مس پورفیری سونگون آذربایجان خاوری، فصلنامه علوم زمین، سال دهم، شماره ۳۹-۴۰. مهرپرتو، م.، ۱۳۷۱- نقشه زمین شناسی ورزقان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگه ۵۳۶۷.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P. & Meyer, P., 2011- Zagros orogeny: a subduction dominated process, *Geol. Mag.*: page 1 of 34.
- Calagari, A.A., 2004- Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 23, PP 179-189.
- Graupner, T., Götze, J., Kempe, U. & Wolf, D., 2000- CL for characterizing quartz and trapped fluid inclusions in mesothermal quartz veins: Qolqoleh Au ore deposit, Uzbekistan: *Mineralogical Magazine*, v. 64, p. 1007-1016.
- Gustafson, L.B. & Hunt, J.P., 1975- The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 70, p. 857-912.
- Maghsoudi, A., Yazdi, M., Mehrpartou, M., Vosoughi, M. & Younesi, S., 2012- Porphyry Cu-Au mineralization in the Mirkuh Ali Mirza magmatic complex, NW Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*.

- McLennan, S.M. & Taylor, S.R., 1991- Sedimentary rocks and crustal evolution revisited: Tectonic setting and secular trends. *J. Geol.* 99, 1-21.
- Muller, D. & Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, Sec. Updated. Springer-Verlag, 242pp.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lava destructive plate boundaries, in: Thorp, R.S. (ed.), *Andesites*. Wiley, New York, pp525-548.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *J. Petrol.* V. 25, 956-983.
- Pearce, J. A., 1996- Source and setting of granitic rocks. *Episode* 19, 120-125.
- Richards, J.P., Boyce, A.J. & pringle, M.S., 2001- Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization: *Economic Geology* 96, 271-305.
- Roedder, E., 1984- Fluid inclusions, *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12: 646 pp.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. & Alderton, D.H., 1985- A practical guide to fluid inclusion studies. Glasgow, Blackie and Son. 239p.
- Sillitoe, R.H., 2010- *Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology*, v. 105, pp. 3-41.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., and Norry, M.J., (eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological society, London. Spec. Pub., 42. pp. 313-345.
- Wang, K.L., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R. & Chen, C.H., 2004- Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the Northern Taiwan region. *Journal of Petrology* 45, 975-1011.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 16, 325-343.