

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه زمین‌شناسی اقتصادی و پترولوژی

پایان نامه کارشناسی ارشد

کانی‌شناسی، ژئوشیمی، دگرسانی و الگوی پیدایش کانسار مس باغ خشک،

شمال خاور سیرجان

نگارنده: فائزه یحیی زاده

استاد راهنما:

دکتر مسعود علی پور اصل

شهریور ۱۳۹۷

شماره: ۱۳۰۴۸

تاریخ: ۹۷/۶/۲۱

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خاتم فائزه یحیی زاده با شماره دانشجویی ۹۲۱۹۱۲۴ رشته زمین شناسی، گرایش پترولولژی و زمین شناسی اقتصادی، تحت عنوان " کانی شناسی، ژئوشیمی، دگرسانی و الگوی پیدایش کانسار مس باغ خشک، شمال شرق سیرجان " که در تاریخ ۹۷/۰۶/۱۸ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

<input type="checkbox"/> مردود	<input checked="" type="checkbox"/> قبول (با درجه: عالی)
<input checked="" type="checkbox"/> عملی	<input type="checkbox"/> نظری

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر مسعود علی پور اصل	استاد	
۳- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر فرح اله فردوست	استادیار	
۴- استاد ممتحن اول	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	
۵- استاد ممتحن دوم	دکتر فردین موسیوند	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیددی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع

مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

تقدیم به دو کنجینه بزرگ زندگی ام

پدر و مادر عزیزم که وجودم برای ایشان همه رنج است و وجودشان برایم همه مهر است...

مشکر و قدردانی

مشکریانان نثار ایند منان که توفیق رار فبق راهم ساخت تا د سایه سار بنده نوازی بایش پایان نامه حاضر را به انجام برسانم. لذا بر خود لازم می دانم مراتب سپاس را از بزرگوارانی که دست یاریکشان بهواره با اینجانب بوده است، به جای آورم.

در ابتدا محبت های بی دریغ والدینم را سپاس می دارم که بودندشان تاج افتخاری ست بر سرم و نشان دلیلی است بر وجودم، چرا که این دو وجود پس از پروردگار مایع، هستی ام بوده اند و برایم زندگی و انسان بودن را معنا کرده اند.

بسی شایسته است از زحمات بی شائبه استاد راهنمای بزرگوارم جناب دکتر مسعود علی پور اصل که در اثناء تعلیم و تربیت و توسعه علم و دانش اینجانب از بیچ زحمتی دریغ نکرده اند، کمال مشکر و قدردانی را داشته باشم.

بچنین از زحمات دلوزانه اساتید بزرگوار و محترم گروه زمین شناسی به ویژه جناب آقایان دکتر فردوست، دکتر موسوند و دکتر صادقان که بهواره از راهنمایی های بی دریغشان بهره برده ام نهایت مشکر و قدردانی را دارم.

معاونت محترم اکتشافات شرکت صنایع مس ایران جناب آقای مهندس تقی زاده و جناب آقای مهندس ایرانش از لطف بی دریغ شما در راستای کمک و بهدلی در طول انجام این پژوهش صمیمانه سپاسگزارم.

فائزه سخی زاده

تاسان ۱۳۹۷

تعهد نامه

اینجانب **فائزه یحیی زاده** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته **زمین شناسی اقتصادی** دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **کانی شناسی، ژئوشیمی، دگرسانی و الگوی پیدایش کانسار مس باغ خشک، شمال خاور سیرجان** تحت راهنمایی **دکتر مسعود علی پور** اصل متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا «Shahrood University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت های آن ها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود. استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

کانسار مس باغ خشک در استان کرمان و در ۳۵ کیلومتری شمال شرق شهرستان سیرجان واقع شده است. از نظر زمین‌ساختی این منطقه جزئی از واحد ساختمانی ایران مرکزی است که بطور ویژه در قسمت جنوبی کمربند آتشفشانی نفوذی ارومیه- دختر قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن زیرین گسترده‌ترین واحدهای سنگ‌شناختی در منطقه هستند، که شامل گدازه‌های آندزیتی، بازالتی، توف‌های سبز با ترکیب بازالتی تا آندزیت بازالتی می‌باشد. توده‌های دیوریت، گرانودیوریت و دایک‌های آپلیتی (کوارتز- فلدسپاتی) به سن الیگومیوسن به درون مجموعه‌های آتشفشانی ائوسن زیرین تزریق شده است. کانه‌زایی مس در منطقه باغ- خشک عمدتاً به صورت دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای بین برش‌ها مشاهده می‌شود. دگرسانی‌ها شامل پتاسیک، پروپیلیتیک، فیلیک، آرژیلیک، سربستی، کلریتی و سیلیسی است. کانی‌های سازنده کانسار شامل: سولفیدها (کالکوپیریت، پیریت، بورنیت، مولیدنیت، کالکوسیت و کوولیت)، کربنات‌ها (مالاکیت)، اکسیدهای آهن (مگنتیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت) و کانی‌های باطله (کلسیت، کوارتز و کانی‌های رسی) می‌باشند. بافت‌های غالب کانه‌زایی از نوع دانه‌پراکنده و جانیشینی است، همچنین ساخت‌های منطقه شامل رگه-رگچه‌ای، داربستی و پرکننده فضاهای بین برش‌ها می‌باشد. مطالعات ژئوشیمی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین منطقه در قلمرو کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا و از نظر درجه اشباع از آلومینیم، متاآلومین و پرآلومین کم‌پتاسیک قرار می‌گیرند، و از نظر موقعیت زمین‌ساختی با کمان‌های آتشفشانی مرتبط هستند. نمودارهای عنکبوتی چندعنصری بی‌هنجاری منفی Ti و Nb را نشان می‌دهند که از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکان مرتبط با کمان‌های آتشفشانی است. مس عنصر اصلی کانسار باغ خشک محسوب می‌شود که همبستگی مثبتی را با مولیبدن دارد. روی به عنوان عنصر ردیاب کانسارهای پورفیری با مس همبستگی منفی و با آهن همبستگی مثبت نشان می‌دهد. براساس مطالعات میانبارهای سیال در کوارتز، دمای همگن‌شدگی از ۱۸۰ تا ۵۶۴/۹ (بطور متوسط ۳۰۶/۴۱) درجه سانتی‌گراد و میزان شوری نیز از ۰/۳۵ تا ۴۲/۶۱ (بطور متوسط ۹/۹۹) درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می‌کند که فرایند عادی سرد شدن سیال و گاهاً اختلاط سیال ماگمایی با سیالات جوی مهمترین فرایندهای ته‌نشست هستند. براساس دمای همگن‌شدگی و شوری، کانی‌سازی مس در فشار ۱۰ تا ۷۰۰ بار (متوسط ۱۵۰ بار) و عمق بین ۲۰۰ تا ۲۰۵۰ متر (متوسط ۱۲۰۰ متر) رخ داده است. با توجه به شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمیایی و میانبارهای سیال، کانه‌زایی باغ خشک به عنوان یک کانسار مس پورفیری معرفی می‌گردد.

کلمات کلیدی: کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی، میانبارهای سیال، مس پورفیری، باغ خشک.

مقالات مستخرج از این پایان نامه:

- کانی شناسی، ساخت، بافت و پتروگرافی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار مس باغ خشک، شمال خاور سیرجان،

نهمین همایش ملی انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران دانشگاه بیرجند، شهریور ۱۳۹۶.

- ژئوشیمی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال کانسار مس باغ خشک، شمال خاور سیرجان، همایش ماگماتیسم

سنوزوئیک فلات ایران، سازمان زمین شناسی کشور، دی ماه ۱۳۹۶.

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول: کلیات	
۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار مورد مطالعه.....	۲
۳-۱- شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی منطقه.....	۴
۴-۱- وضعیت معیشتی.....	۵
۵-۱- زمین ریخت‌شناسی محدوده.....	۶
۶-۱- مطالعات انجام شده قبلی.....	۷
۷-۱- طرح مسئله و هدف از مطالعه.....	۹
۸-۱- روش مطالعه.....	۱۰
۱-۸-۱- مطالعات دفتری.....	۱۰
۲-۸-۱- مطالعات صحرایی.....	۱۰
۳-۸-۱- مطالعات آزمایشگاهی.....	۱۱
۴-۸-۱- تجزیه و تحلیل داده‌ها.....	۱۱
۹-۱- رده‌بندی کانسارهای مس.....	۱۲
۱-۹-۱- فازهای کانه‌سازی مس در ایران.....	۱۳
۱۰-۱- کانسارهای پورفیری.....	۱۴
۱-۱۰-۱- کانسارهای مس پورفیری.....	۱۵
۲-۱۰-۱- توزیع زمانی کانسارهای مس پورفیری.....	۱۶
۳-۱۰-۱- توزیع مکانی کانسارهای مس پورفیری.....	۱۷
۴-۱۰-۱- مقایسه زون‌های مس‌دار ایران از دیدگاه ذخایر پورفیری.....	۱۸
۱۱-۱- معرفی علائم اختصاری.....	۱۹

فصل دوم: زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

۱-۲- مقدمه.....	۲۲
۲-۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای.....	۲۳
۱-۲-۲- زمین‌شناسی کمر بند ارومیه- دختر.....	۲۴

۲۶.....	۲-۲-۲- ارومیه- دختر شمالی: محور تفرش - رزن - تکاب - سهند
۲۷.....	۳-۲-۲- ارومیه- دختر میانی: تفت - کاشان - قم
۲۹.....	۴-۲-۲- ارومیه- دختر جنوبی: محور دهج - ساردوئیه - جبال بارز (منطقه کرمان)
۳۱.....	۵-۲-۲- ژئودینامیک و تکتونیک زون ارومیه- دختر
۳۲.....	۳-۲- چینه شناسی ناحیه ای
۳۳.....	۱-۳-۲- پالئوزوئیک
۳۳.....	۲-۳-۲- آمیزه های رنگین
۳۴.....	۳-۳-۲- ائوسن
۳۴.....	۴-۳-۲- توده های نفوذی (گرانیت های نفوذی)
۳۴.....	۵-۳-۲- الیگوسن - میوسن
۳۵.....	۶-۳-۲- نئوزن
۳۵.....	۷-۳-۲- سنگ های ولکانیکی نئوزن
۳۵.....	۸-۳-۲- کواترنری
۳۶.....	۴-۲- تکتونیک و زمین ساخت ناحیه ای
۳۶.....	۵-۲- زمین شناسی اقتصادی
۳۷.....	۶-۲- زمین شناسی و سنگ شناسی محدوده معدنی
۳۹.....	۱-۶-۲- سنگ های آتشفشانی
۴۰.....	۱-۱-۶-۲- واحد گدازه ای
۴۳.....	۲-۱-۶-۲- سنگ های پیروکلاستیک
۴۵.....	۲-۶-۲- توده های نفوذی
۵۲.....	۳-۶-۲- دایک آپلیتی
۵۳.....	۷-۲- زمین شناسی ساختمانی منطقه

فصل سوم: کانه زایی و دگرسانی

۵۶.....	۱-۳- مقدمه
۵۶.....	۲-۳- عوامل مؤثر در کانه زایی
۵۷.....	۳-۳- کانه زایی در منطقه مورد مطالعه
۵۷.....	۱-۳-۳- کانه زایی دانه پراکنده
۵۸.....	۲-۳-۳- کانه زایی برشی

۵۹.....	۳-۳-۳- کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای.....
۶۰.....	۳-۴- دگرسانی.....
۶۱.....	۳-۵- دگرسانی‌های موجود در منطقه.....
۶۳.....	۳-۵-۱- دگرسانی پتاسیک.....
۶۴.....	۳-۵-۲- دگرسانی پروپیلیتیک.....
۶۵.....	۳-۵-۳- دگرسانی فلیک.....
۶۶.....	۳-۵-۴- دگرسانی آرژیلیک.....
۷۰.....	۳-۵-۵- دگرسانی سریسیتی.....
۷۱.....	۳-۵-۶- دگرسانی سیلیسی.....
۷۲.....	۳-۵-۷- دگرسانی کلریتی شدن.....

فصل چهارم: کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنتیکی

۷۴.....	۴-۱- مقدمه.....
۷۴.....	۴-۲- کانی‌های سولفیدی در منطقه مورد مطالعه.....
۷۴.....	۴-۲-۱- پیریت (FeS_2).....
۷۵.....	۴-۲-۲- کالکوپیریت ($CuFeS_2$).....
۷۶.....	۴-۲-۳- مولیدنیت (MoS_2).....
۷۶.....	۴-۲-۴- بورنیت (Cu_5FeS_4).....
۷۷.....	۴-۲-۵- کوولیت (CuS).....
۷۷.....	۴-۲-۶- کالکوسیت (CuS_2).....
۷۸.....	۴-۳- کانی‌های اکسیدی در منطقه مورد مطالعه.....
۷۸.....	۴-۳-۱- مگنتیت (Fe_3O_4).....
۷۸.....	۴-۳-۲- هماتیت (Fe_2O_3).....
۷۹.....	۴-۳-۳- گوتیت ($FeOOH$) و لیمونیت ($Fe_2O_3 \cdot H_2O$).....
۸۰.....	۴-۴- کانی‌های کربناتی.....
۸۰.....	۴-۴-۱- مالاکیت ($Cu_2CO_3(OH)_2$).....
۸۱.....	۴-۵- کانی‌های باطله منطقه مورد مطالعه.....
۸۱.....	۴-۵-۱- کوارتز.....
۸۱.....	۴-۵-۲- کلسیت.....

۸۲ کلریت ۳-۵-۴
۸۲ سرسیت ۴-۵-۴
۸۲ ساخت و بافت ۶-۴
۸۳ ساخت و بافت رگه و رگچه‌ای ۱-۶-۴
۸۴ ساخت و بافت برشی ۲-۶-۴
۸۵ بافت پراکنده ۳-۶-۴
۸۶ بافت جانشینی ۴-۶-۴
۸۷ بافت جانشینی اسکلتی
۸۷ بافت جانشینی باقی مانده
۸۸ توالی پارازنتیکی ۷-۴

فصل پنجم: ژئوشیمی

۹۲ مقدمه ۱-۵
۹۲ ژئوشیمی محیط سنگ ۲-۵
۹۲ نمونه برداری و و روش آنالیز نمونه‌های سنگ ۱-۲-۵
۹۵ ژئوشیمی سنگ‌های آذرین ۲-۲-۵
۹۵ نامگذاری سنگ‌های آذرین منطقه براساس عناصر اصلی و کمیاب ۱-۲-۲-۵
۹۷ تعیین سری ماگمایی براساس عناصر اصلی ۲-۲-۲-۵
۹۸ درجه اشباع از آلومین ۳-۲-۲-۵
۹۹ تقسیم‌بندی ژنتیکی و موقعیت تکتونیک توده نفوذی ۴-۲-۲-۵
۱۰۲ نمودارهای عنکبوتی ۳-۲-۵
۱۰۴ ژئوشیمی محیط کانسنگ ۳-۵
۱۰۷ تحلیل‌های ژئوشیمیایی تک متغیره ۱-۳-۵
۱۱۰ بررسی تغییرات میزان عناصر کانه‌ساز در گمانه‌های اکتشافی ۲-۳-۵
۱۱۳ ضریب همبستگی و ارتباط ژئوشیمیایی بین عناصر ۳-۳-۵
۱۱۴ ضریب همبستگی بین عناصر در منطقه باغ خشک ۱-۳-۳-۵
۱۱۶ مقایسه غلظت عناصر کانه‌ساز منطقه باغ خشک با کانسارهای پورفیری ۴-۳-۵
 مقایسه الگوی ژئوشیمیایی عناصر خاکی کمیاب کانسار مس باغ خشک با کانسارهای مس ۵-۳-۵
۱۱۷ پورفیری

- ۱۱۷-۵-۳-۱- بررسی تغییرات عناصر کمیاب.....
- ۱۱۸-۵-۳-۲- نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت.....
- ۱۲۰-۵-۳-۶- ماهیت ماگماتیسم آداکیتی کانسار مس باغ خشک.....

فصل ششم: مطالعه میانبارهای سیال

- ۱۲۶-۶-۱- مقدمه.....
- ۱۲۶-۶-۲- نحوه تشکیل سیالات درگیر.....
- ۱۲۷-۶-۳- طبقه بندی میانبارهای سیال.....
- ۱۲۸-۶-۴- تاریخچه مطالعات سیالات درگیر بر روی کانسارهای مس پورفیری.....
- ۱۲۹-۶-۵- انتخاب و آماده سازی نمونه برای مطالعه میانبارهای سیال.....
- ۱۳۰-۶-۶- پتروگرافی میانبارهای سیال.....
- ۱۳۲-۶-۷- مطالعات میکروترموتری میانبارهای سیال.....
- ۱۳۳-۶-۷-۱- دمای همگن شدگی و شوری سیالات.....
- ۱۳۶-۶-۷-۲- فشار، چگالی و عمق سیالات درگیر.....
- ۱۳۸-۶-۷-۳- تعیین نوع کمپلکس های احتمالی.....
- ۱۳۹-۶-۷-۴- تعیین تیپ کانه زایی و منشأ سیالات براساس داده های میانبارهای سیال.....
- ۱۴۱-۶-۷-۵- تعیین منشأ سیالات.....
- ۱۴۲-۶-۸- مشخصات بارز سیالات درگیر در انواع کانسارهای هیدروترمال.....

فصل هفتم: نتیجه گیری، تیپ و الگوی تشکیل کانسار و پیشنهادها

- ۱۴۶-۷-۱- مقدمه.....
- ۱۴۶-۷-۲- خلاصه ای از خصوصیات کانه زایی مس در محدوده مورد مطالعه.....
- ۱۴۹-۷-۳- مقایسه ویژگی های کانسار مس باغ خشک با انواع کانسارهای مس پورفیری.....
- ۱۵۲-۷-۴- الگوی تشکیل کانسار مس باغ خشک.....
- ۱۵۹-۷-۵- نتیجه گیری.....
- ۱۶۰-۷-۶- پیشنهادها.....
- ۱۶۱- منابع مورد استفاده.....

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه..... ۳
- شکل ۱-۲- موقعیت محدوده مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای..... ۴
- شکل ۱-۳- نمایی از پوشش گیاهی منطقه مورد مطالعه..... ۵
- شکل ۱-۴- دورنمای کلی از روستای باغ‌خشک..... ۶
- شکل ۱-۵- نمایی از زمین ریخت‌شناسی منطقه..... ۷
- شکل ۱-۶- توزیع زمانی کانسارهای پورفیری جهان..... ۱۷
- شکل ۱-۷- توزیع جهانی کانسارهای پورفیری..... ۱۸
- شکل ۱-۲- نقشه لیتوساختاری از کمربند کوهزایی و متالورژی آلپ- هیمالیا..... ۲۲
- شکل ۲-۲- نقشه پهنه زمین‌ساختاری ایران..... ۲۳
- شکل ۲-۳- نقشه لیتوساختاری از مجموعه ماگمایی سنوزوئیک کرمان..... ۳۱
- شکل ۲-۴- نقشه زمین‌شناسی محدوده برگرفته شده از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ پاریز..... ۳۳
- شکل ۲-۵- نیمرخ و نقشه زمین‌شناسی سطحی از محدوده باغ‌خشک..... ۳۸
- شکل ۲-۶- نمایی از واحد آندزیت پورفیری موجود در منطقه مورد مطالعه..... ۴۱
- شکل ۲-۷- گسترش صحرایی واحد بازالت پورفیری در منطقه..... ۴۲
- شکل ۲-۸- تصاویر میکروسکوپی نور عبوری مربوط به بازالت‌های منطقه..... ۴۳
- شکل ۲-۹- تصویر صحرایی از پدیده‌ی اپیدوتی شدن در واحد توفی..... ۴۴
- شکل ۲-۱۰- تصویر میکروسکوپی از توف‌های منطقه..... ۴۵
- شکل ۲-۱۱- گسترش صحرایی واحد دیوریت پورفیری..... ۴۷
- شکل ۲-۱۲- گسترش توده‌ی گرانودیوریتی اصلی..... ۴۸
- شکل ۲-۱۳- تصاویر میکروسکوپی مربوط به گرانودیوریت با انواع کانی‌ها و بافت‌ها..... ۴۹
- شکل ۲-۱۴- تصاویر گمانه‌های لاگینگ شده و نمونه‌ی دستی مربوط به گرانودیوریت..... ۵۰
- شکل ۲-۱۵- تصاویر گمانه‌های لاگینگ شده، نمونه‌ی دستی و میکروسکوپی کوارتز دیوریت..... ۵۱
- شکل ۲-۱۶- تصویری از زاویه حفر گمانه..... ۵۲
- شکل ۲-۱۷- تصویری از محل نگهداری گمانه‌های حفاری..... ۵۲
- شکل ۲-۱۸- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی مربوط به دایک آپلیتی..... ۵۳
- شکل ۲-۱۹- نقشه گسل‌های منطقه باغ‌خشک..... ۵۴
- شکل ۳-۱- کانه‌زایی دانه پراکنده پیریت و کالکوپیریت..... ۵۸

- شکل ۳-۲- نمونه‌ای از مغزه‌های حفاری دارای کانی‌سازی برشی..... ۵۹
- شکل ۳-۳- الف) توده‌های گرانیتی حاوی کانی‌سازی مس..... ۶۰
- شکل ۳-۳- ب) تصویر صحرایی از کانی‌زایی بصورت استوک‌وورکی..... ۶۰
- شکل ۳-۳- پ) تصویر صحرایی از رگه‌های سیلیسی که حاوی کانی‌سازی مس..... ۶۰
- شکل ۳-۳- ت) نمونه‌ای از مغزه حفاری دارای رگه- رگچه پیریت و کالکوپیریت..... ۶۰
- شکل ۳-۴- نقشه دگرسانی محدوده کانسار مس باغ‌خشک..... ۶۲
- شکل ۳-۵- تغییرات سنگ‌شناسی، دگرسانی و عیار عناصر مس و مولیبدن نسبت به عمق در امتداد دو گمانه اکتشافی..... ۶۲
- شکل ۳-۶- تصاویری از دگرسانی پتاسیک..... ۶۴
- شکل ۳-۷- تصاویری مربوط به دگرسانی پروپیلیتیک..... ۶۵
- شکل ۳-۸- تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی فیلیک..... ۶۶
- شکل ۳-۹- تصاویری از دگرسانی آرژلیک..... ۶۷
- شکل ۳-۱۰- تصویر صحرایی از دگرسانی آرژلیک پیشرفته مربوط به واحد دایک آپلیتی..... ۶۸
- شکل ۳-۱۱- نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های کانی‌های تشخیص داده شده بیانگر دگرسانی آرژلیک حدواسط..... ۶۹
- شکل ۳-۱۲- نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های کانی‌های تشخیص داده شده بیانگر دگرسانی آرژلیک پیشرفته..... ۶۹
- شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی نور عبوری که در آن پلاژیوکلازها در حال سرسیتی شدن هستند..... ۷۰
- شکل ۳-۱۴- تصاویری از دگرسانی سیلیسی..... ۷۱
- شکل ۳-۱۵- تصاویری از دگرسانی کلریتی شدن..... ۷۲
- شکل ۴-۱- تصاویر نمونه دستی کانی‌های پیریت و کالکوپیریت در سنگ گرانودیوریتی..... ۷۵
- شکل ۴-۲- تصاویر میکروسکوپی کانی‌های پیریت و کالکوپیریت..... ۷۶
- شکل ۴-۳- تصاویر میکروسکوپی کانی‌های سولفیدی موجود در منطقه..... ۷۸
- شکل ۴-۴- تصاویر میکروسکوپی کانی‌سازی اکسیدی و سولفیدی موجود در منطقه..... ۸۰
- شکل ۴-۵- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های کربناته و اکسیدی موجود در منطقه..... ۸۱
- شکل ۴-۶- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های باطله موجود در منطقه..... ۸۲
- شکل ۴-۷- نمونه‌هایی از ساخت و بافت استوک‌ورکی..... ۸۴
- شکل ۴-۸- الف) تصویر نمونه دستی از ساخت و بافت پرکننده فضاها ناشی از برشی شدن..... ۸۵
- شکل ۴-۹- تصاویر میکروسکوپی از بافت دانه پراکنده..... ۸۶

- شکل ۴-۱۰- تصاویر میکروسکوپی از بافت جانشینی کانی کالکوپیریت..... ۸۶
- شکل ۴-۱۱الف) تصویر میکروسکوپی بافت جانشینی اسکلتی..... ۸۷
- شکل ۴-۱۱ب) تصویر میکروسکوپی بافت جانشینی باقی مانده..... ۸۷
- شکل ۵-۱- طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین با استفاده از نمودار (Middlemost, 1994)..... ۹۶
- شکل ۵-۲- طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی با استفاده از نمودار (Winchester and Floyd, 1977)..... ۹۷
- شکل ۵-۳- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی براساس نمودارهای (Hastie et al, 2007)، (Irvin and Baragar, 1971) AFM..... ۹۸
- شکل ۵-۴- موقعیت توده‌های نفوذی منطقه الف) دیاگرام سه‌تایی $Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ و ب) نمودار نسبت مولی A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز سنگ‌های پرآلومین، مت‌آلومین و پرآلکالین (Shand, 1943)..... ۹۹
- شکل ۵-۵- تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه با استفاده از نمودار (Pearce et al., 1984)..... ۱۰۰
- شکل ۵-۶- تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه با استفاده از نمودار (Pearce 2008)..... ۱۰۱
- شکل ۵-۷- تعیین جایگاه تکتونیکی با استفاده از نمودار (Muller et al 2001)..... ۱۰۱
- شکل ۵-۸- تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه با استفاده از نمودار (Brown et al 1984)..... ۱۰۲
- شکل ۵-۹- الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه، نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه و نسبت به کندریت..... ۱۰۴
- شکل ۵-۱۰- متوسط و حداکثر عیار عناصر کانه‌ساز در نمونه‌های لیتوژئوشیمیایی مغزه‌های حفاری..... ۱۰۷
- شکل ۵-۱۱- مقدار متوسط و حداکثر عیار مس در هر یک از گمانه‌های حفاری..... ۱۰۸
- شکل ۵-۱۲- نمودارهای توزیع فراوانی مقادیر مطلق داده‌های عناصر مس، مولیبدن، روی و آهن..... ۱۱۰
- شکل ۵-۱۳- نمودار تغییرات میزان عیار عناصر نسبت به عمق در گمانه BK-01..... ۱۱۲
- شکل ۵-۱۴- نمودار تغییرات میزان عیار عناصر نسبت به عمق در گمانه BK-19..... ۱۱۳
- شکل ۵-۱۵- مثالی از زون‌های فلزی خوب گسترده شده در کانسار مس پورفیری..... ۱۱۵
- شکل ۵-۱۶- مقایسه الگوی به‌هنجار شده عناصر خاکی کمیاب نسبت به کندریت، کانسارهای مس باغ خشک با چندکانسار پورفیری..... ۱۱۹
- شکل ۵-۱۷- مقایسه رفتار و تغییرات عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های سنگ و کانسنگ کانسار باغ خشک..... ۱۲۰
- شکل ۵-۱۸- موقعیت سنگ‌های نفوذی در نمودار تفکیک سنگ‌های کالک‌الکان معمولی از سنگ‌های آداکیتی..... ۱۲۲
- شکل ۵-۱۹- نمودار MnO در مقابل Y (Baldwin and Pearce, 1982)..... ۱۲۳

- شکل ۵-۲۰- نمودار La/Sm در مقابل La نشان دهنده‌ی روند ذوب بخشی و تبلور بخشی..... ۱۲۴
- شکل ۵-۲۱- نمودارهای Rb/Sr در مقابل La/Ce و Nb/U (Hofmann et al. 1986 ; Hou et al. 2004) نشان دهنده‌ی منشأ پوسته‌ای کانسار باغ خشک..... ۱۲۴
- شکل ۶-۱- طبقه‌بندی شوماتیک سیالات درگیر براساس فازهای مشاهده شده در دمای اتاق..... ۱۲۸
- شکل ۶-۲- نمودارهای دایره‌ای جهت تعیین درصد فراوانی میانبارهای سیال..... ۱۳۱
- شکل ۶-۳- الف و ب) سیالات درگیر دارای سه فاز مایع و جامد و گاز..... ۱۳۲
- شکل ۶-۳- پ) سیالات درگیر دارای دو فاز مایع و گاز..... ۱۳۲
- شکل ۶-۳- ت) سیالات درگیر انواع اولیه و ثانویه..... ۱۳۲
- شکل ۶-۴- هیستوگرام درجه حرارت همگن‌شدگی و شوری میانبارهای سیال نسبت به فراوانی..... ۱۳۶
- شکل ۶-۵- نمودار دما - شوری جهت تعیین چگالی محلول NaCl-H₂O اشباع از بخار..... ۱۳۷
- شکل ۶-۶- نمودار تعیین فشار - بخار محلول بر حسب دمای همگن‌شدن و شوری..... ۱۳۷
- شکل ۶-۷- نمودار دما - فشار - عمق جهت تعیین عمق..... ۱۳۸
- شکل ۶-۸- نمودار دمای همگن‌شدگی - شوری سیالات به منظور تعیین کمپلکس مؤثر در حمل عناصر کانسار ساز..... ۱۳۹
- شکل ۶-۹- نمودار تعیین تیپ کانه‌زایی براساس شوری و دمای همگن‌شدگی..... ۱۴۱
- شکل ۶-۱۰- موقعیت قرارگیری نمونه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه در نمودار شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی..... ۱۴۲
- شکل ۷-۱- مقطع عرضی نشان دهنده چگونگی تشکیل کمان ماگمایی ارومیه-دختر..... ۱۵۴
- شکل ۷-۲- تصویر شوماتیکی از نحوه تشکیل دگرسانی و کانی‌زایی‌ها در کانسار باغ خشک..... ۱۵۸
- شکل ۷-۳- روابط زمان - عمق شوماتیک زون‌های دگرسانی اصلی در سیستم‌های مس پورفیری..... ۱۵۸

فهرست جداول

- جدول ۴-۱- توالی پاراژنزی کانی‌های تشکیل دهنده منطقه مورد مطالعه..... ۹۰
- جدول ۵-۱- موقعیت مکانی و سنگ‌شناسی ۱۳ نمونه سنگ از محدوده باغ‌خشک..... ۹۳
- جدول ۵-۲- مقادیر اکسید عناصر اصلی، فرعی و کمیاب (ppm) در ۱۳ نمونه سنگی به روش XRF و ICP-OES/MS..... ۹۳
- جدول ۵-۳- مقادیر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب خاکی (ppm) در دو نمونه کانسنگ به روش ICP-OES و ICP-MS و طلا (ppm) به روش FireAssay..... ۱۰۵
- جدول ۵-۴- پارامترهای آماری عناصر بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی ۴۹۱ نمونه سنگ..... ۱۰۶
- جدول ۵-۵- مقادیر ضرایب همبستگی به روش پیرسن..... ۱۱۵
- جدول ۵-۶- مقایسه عیار عناصر Au, Cu, Mo و Ag کانسار باغ‌خشک با انواع کانسارهای پورفیری..... ۱۱۶
- جدول ۵-۷- مقایسه پارامترهای تعریف شده برای آداکیت‌ها با مقادیر آنها در گرانودیوریت‌های منطقه..... ۱۱۹
- جدول ۶-۱- مختصات کانی و ویژگی کانی‌شناسی نمونه‌ها انتخابی برای مطالعه میانبارهای سیال..... ۱۳۰
- جدول ۶-۲- نتایج مطالعات میکرومتری میانبارهای سیال کوارتز در منطقه باغ‌خشک..... ۱۳۴
- جدول ۶-۳- ویژگی‌های شاخص سیالات درگیر در کانسارهای هیدروترمال..... ۱۴۲
- جدول ۶-۴- مقایسه سیال کانه‌ساز در باغ‌خشک با چند کانسار مس پورفیری در ایران..... ۱۴۳
- جدول ۷-۱- ویژگی‌های زمین‌شناسی و معدنی کانسار مس باغ‌خشک..... ۱۴۸
- جدول ۷-۲- مقایسه ویژگی‌های کانسار باغ‌خشک با کانسارهای پورفیری مدل مونزونیتی و دیوریتی..... ۱۴۹
- جدول ۷-۳- مقایسه برخی خصوصیات کانسار مس باغ‌خشک با چند کانسار مس پورفیری در ایران..... ۱۵۰
- جدول ۷-۴- مقایسه برخی خصوصیات کانسار مس باغ‌خشک با چند کانسار مس پورفیری در جهان..... ۱۵۱

فصل اول:

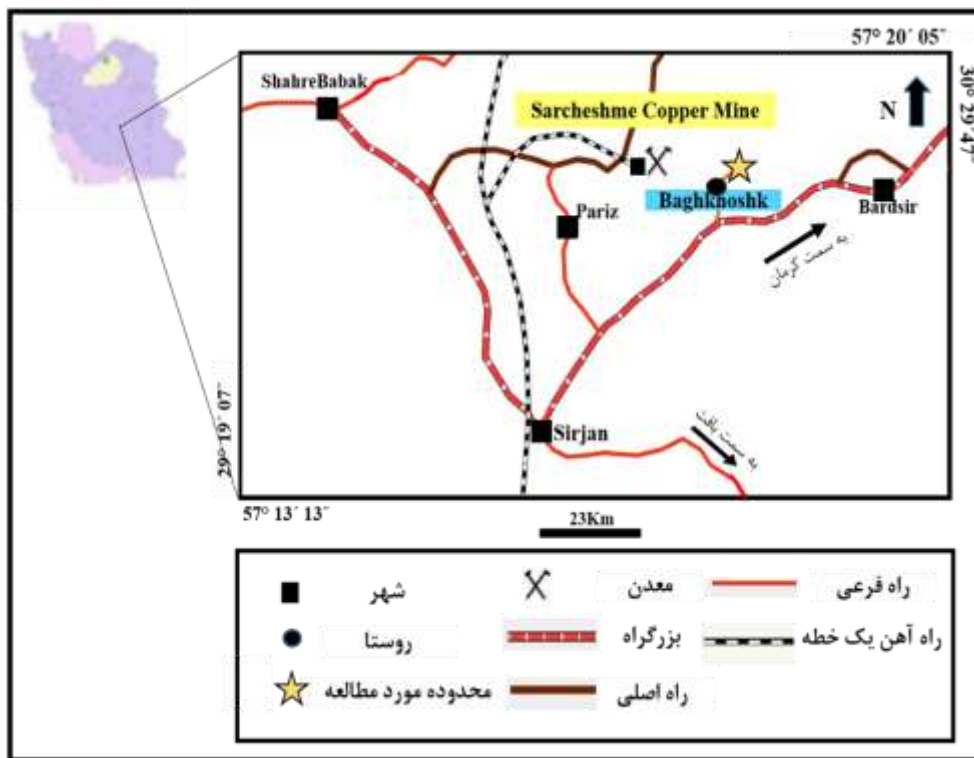
کلیات

مس از جمله فلزاتی است که به دلیل کاربردهای بسیار در صنایع مختلف و نقش آن در توسعه اقتصادی کشورها، امروزه کشف معادن و تولید آن از درجه اهمیت بسیار بالایی برخوردار است. از نظر ژنتیکی کانسارهای مس در دنیا شامل کانسارهای مس پورفیری، مس رگه‌ای، مس اسکارنی، کانسارهای مس سولفیدی ماگمایی، کانسارهای مس با سنگ‌میزبان رسوبی، کانسارهای مس نوع میشیگان، کانسارهای مس نوع IOCG و کانسارهای مس تیپ سولفیدتوده‌ای هستند. در این میان کانسارهای مس نوع پورفیری از اهمیت زیادی برخوردارند و بزرگترین ذخایر مس در دنیا به حساب می‌آیند، که در اطراف توده‌های نفوذی فلسیک و حدواسط یافت می‌شود. در کشور ایران، نیز بسیاری از انواع کانی‌سازی‌های مس شناخته شده است، ولی نوع پورفیری از جایگاه ویژه‌ای در تولید مس برخوردار است. بخش عمده‌ای از این کانی‌سازی‌ها در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر شکل گرفته‌اند، که این اهمیت کمربند ارومیه- دختر را از نظر پیدایش کانسارهای مس پورفیری و عناصر وابسته نشان می‌دهد. کمربند ماگمایی ارومیه- دختر در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر ایران مرکزی در زمان کوهزایی آلپی بوجود آمده است. از کانسارهای مهم مس در این کمربند می‌توان به کانی‌سازی بزرگ مس پورفیری سرچشمه، سونگون، میدوک، دره زار، و... اشاره کرد. از این رو کانسار مس باغ‌خشک که زیر نظر شرکت ملی صنایع مس ایران قرار دارد، بعنوان بخش کوچکی از کانی‌سازی‌های مس پورفیری در این کمربند که در شمال شرق سیرجان واقع شده است، مورد مطالعه قرار گرفت. در سال ۱۹۷۱ گروه یوگسلاوی در این منطقه کارهای اکتشافی را آغاز کردند و نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ پاریز را تهیه نمودند. بررسی نحوه‌ی زایشی کانسار مس باغ‌خشک برای موضوع تحقیق انتخاب شده که در ادامه این کانسار از نظر زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و میانبارهای سیال بررسی شده است.

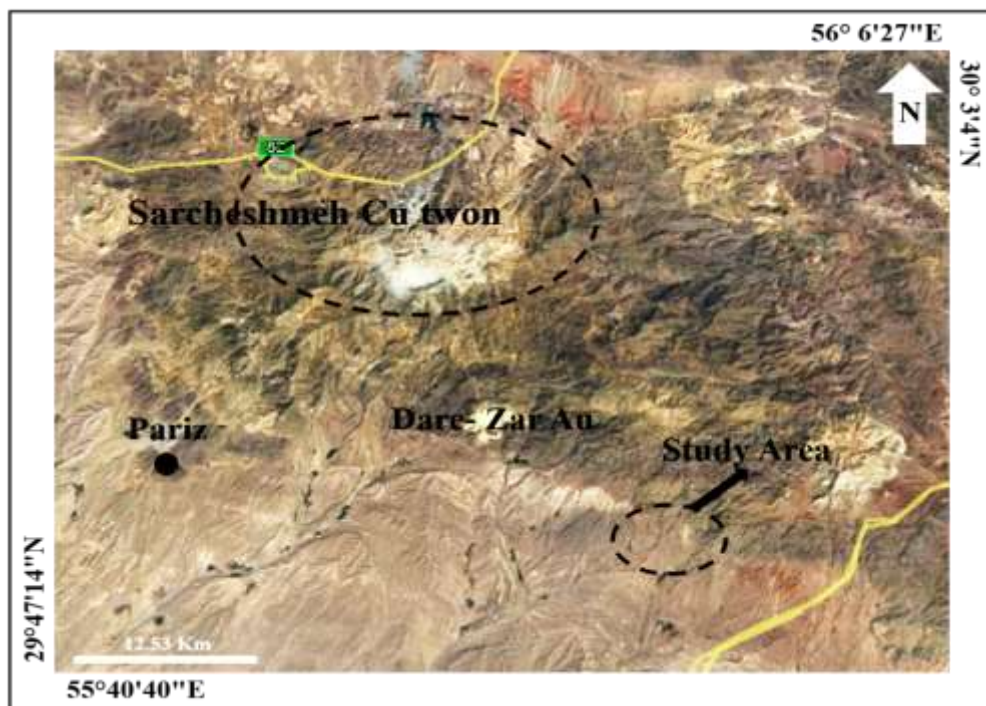
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار مورد مطالعه

محدوده‌ی مورد مطالعه از توابع استان کرمان است، که در ۱۴۵ کیلومتری جنوب غرب شهر کرمان و حدود ۳۵ کیلومتری شمال شرقی سیرجان قرار گرفته است. از لحاظ موقعیت جغرافیایی این منطقه بین طول‌های

۵۵°۵۹' و ۵۵°۵۸' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۹°۵۰' و ۳۹°۴۹' شمالی در شمال شرق برکه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ پاریز قرار می‌گیرد. به لحاظ راه‌های دسترسی محدوده مورد مطالعه واقع در ۴۵ کیلومتری جاده اصلی سیرجان به بردسیر است که قبل از روستای بیدخیری به جاده شوسه‌ی منتهی به روستای باغ‌خشک می‌رسیم. لازم به ذکر است محدوده‌ی مورد مطالعه در ۳ کیلومتری شمال شرق روستای باغ‌خشک قرار دارد. جاده آسفالت‌سیرجان- بردسیر و کفه سیرجان- پاریز در جنوب منطقه واقع شده است. شکل (۱-۱) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده باغ‌خشک را نشان می‌دهد.



شکل ۱-۱. نقشه موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه باغ‌خشک در شمال شرق سیرجان.



شکل ۱-۲. موقعیت محدوده مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای.

۱-۳- شرایط آب‌وهوایی و پوشش گیاهی منطقه

منطقه باغ خشک در حوالی شهر بردسیر واقع شده است و دارای آب و هوای معتدل، نیمه‌خشک تا خشک در نواحی دشتی است. میانگین دمای سالانه ۱۷/۱ درجه سانتی‌گراد، میانگین حداکثر دمای سالانه ۲۴ درجه سانتی‌گراد و میانگین حداقل آن ۹ درجه سانتی‌گراد است. با توجه به آب و هوای مساعد، سیمای کلی پوشش گیاهی این منطقه از بوته‌های گون، زرشک وحشی، ارچنگ و از همه مهم‌تر بادام کوهی تشکیل شده است. این منطقه مملو از درخت و درختچه‌های بادام کوهی است که جهاد کشاورزی با انجام عمل پیوند روی آن‌ها مبادرت به پرورش بادام‌های شیرین و تجاری کرده است. منطقه دارای گیاهان دارویی و مفید بسیاری است که از آن جمله می‌توان آلاله، زیره سیاه و بو مادران را نام برد.



شکل ۱-۳. نمایی از پوشش گیاهی منطقه دید به سمت شرق.

۱-۴- وضعیت معیشتی

مهم‌ترین مرکز انسانی نزدیک به محدوده مورد مطالعه شهر پاریز است که در گذشته یکی از روستاهای تاریخی شهرستان سیرجان بوده که اکنون به شهر کوچکی تبدیل شده است. شغل مردم در قدیم‌الایام کشاورزی و دامداری بوده که امروزه بیشتر اهالی به کار دامداری مشغولند و جوانان روستا به راه صنعت پیش رفته‌اند و به کار در معادن از جمله معدن سرچشمه اشتغال دارند. ولی به طور کلی پرورش و نگهداری دام در منطقه رواج داشته به طوری که یکی از اشتغالات اصلی مردم ناحیه می‌باشد و محصولات کشاورزی منطقه بیشتر از گندم، جو، پسته، بادام، گردو و زردآلو تشکیل شده است. به‌طور کلی سطح درآمد مردم منطقه عموماً پایین بوده است.



شکل ۱-۴. دورنمایی کلی از روستای باغ خشک (دید به سمت شرق).

۱-۵- زمین ریخت شناسی محدوده

محدوده مورد مطالعه در شمال شرق سیرجان قرار دارد، قسمت شمال شرقی منطقه مورد مطالعه کوهستانی است، و ارتفاع آن گاهاً به بیش از ۳۰۰۰ متر می‌رسد. این منطقه بیشتر حالت تپه ماهوری دارد که در جنوب- شرقی توسط قشر نسبتاً ضخیمی از خاک پوشیده شده است. ارتفاع در مناطق پست بین ۱۷۰۰ و ۲۰۰۰ متر تغییر می‌کند. آبراهه‌ها به سمت دشت‌های جنوب غربی سرازیر می‌شوند و تنگو بزرگترین رود منطقه است. بطور کلی از نظر ژئومورفولوژی، دو واحد مورفولوژیکی در بخش پاریز قابل تشخیص است. این دو واحد عبارتند از: واحد کوهستان، که این واحد با روند شمال غرب- جنوب شرق در قسمت شمال شرقی و شمالی ناحیه پاریز قابل رؤیت است. سنگ‌های دوران سوم زمین شناسی در این واحد بیشترین گسترش را از خود نشان داده‌اند. حضور توده‌های آذرین نسبتاً جوان با ترکیب فلسیک تا حدواسط باعث گردیده تا مورفولوژی صخره‌ای و نسبتاً مرتفع در منطقه شکل گیرد. همچنین از نظر تکتونیکی، تحت تأثیر گسل‌های منطقه، شکستگی‌هایی در آن‌ها به وجود آمده است. جهت آبراهه‌ها در این واحد شمال شرق به جنوب غرب بوده که منطبق بر جهت یال‌ها است.



شکل ۱-۵. نمایی از زمین ریخت‌شناسی منطقه و موقعیت منطقه باغ خشک (دید به سمت جنوب غرب).

واحد دشت: این واحد با روند شمال غرب- جنوب غرب در جنوب ناحیه پاریز قابل رؤیت است. واحد فوق‌الذکر، قسمتی از دشت سیرجان بوده که کم و بیش در روند ارتفاعات منطقه قرار دارد. در این واحد فرسایش بادی و آبی توأمأ وجود دارد. بطوریکه توالی ناهموار بیابانی را می‌توان در آن مشاهده کرد. در این واحد، پنجه‌ها و یادگانه‌های آبرفتی قدیمی و جدید و تپه‌های ماسه‌ای وجود دارند.

۱-۶- مطالعات انجام شده قبلی

در نوار آتشفشانی ماگمایی ارومیه- دختر و بویژه در بخش جنوب باختری آن تحقیقات زمین‌شناسی و اکتشافی فراوانی بر روی اندیس‌ها و کانسارهای مس انجام شده است که از آن جمله می‌توان به Saric et al., 1971؛ Dimitrijevic, 1973؛ Shahabpour, 1982؛ Hassanzadeh, 1993؛ تقی‌پور، ۱۳۸۶؛ درگاهی، ۱۳۸۸؛ شفیع، ۱۳۸۷ و محمدزاده، ۱۳۸۷ اشاره نمود. عمده این مطالعات بر روی یک کانسار یا یک بخش خاص از این ناحیه متمرکز بوده است و اطلاعات جامعی که بر پایه آن بتوان در این بخش از کمر بند ارومیه- دختر سیستم‌های پورفیری را از نظر اقتصادی بودن تفکیک نمود بسیار محدود است. در زیر به تعدادی از کارهای

انجام شده در بخش جنوبی کمربند ارومیه- دختر و آن‌هایی که مربوط به منطقه باغ خشک است اشاره گردیده است:

- گروه یوگسلاوی (۱۹۷۱)، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ پاریز را تهیه کرده‌اند و در محدوده مس باغ خشک سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری شامل توف، ریولیت، آندزیت و بازالت به سن ائوسن، سنگ‌های نفوذی از نوع گابرویدیوریت، کوارتزیدیوریت و گرانودیوریت به سن الیگومیوسن، و کنگلومرای نامتراکم و سست، ماسه سنگ با قلوه سنگ‌های بزرگ و گرد شده از آندزیت، دیوریت و تونالیت به سن نئوژن گزارش نموده‌اند.

- خادم و ندیموویچ (۱۹۷۱)، سامانه پورفیری باغ خشک را برای اولین بار شناسایی کردند، و بر اساس کارهای اکتشافی ذخیره‌ای برابر با ۲۴ میلیون تن با عیار ۰/۲۷ درصد مس برای آن گزارش کرده‌اند (Khadem and Nedimovic, 1971).

- سهیلی (۱۳۷۴)، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱/۲۵۰۰۰۰ سیرجان را براساس اطلاعات چهارگوش‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی پاریز، چهارگنبد، بردسیر، سیرجان، بلورد و بافت گردآوری نموده است، که در محدوده مس باغ خشک سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت و تراکی آندزیت به سن ائوسن، توده نفوذی گرانودیوریت به سن بعد از میوسن و اثر معدنی مس در سنگ‌های آتشفشانی ثبت شده است.

- تقی‌زاده زانوقی و همکاران (۱۳۷۵) به بررسی ارتباط کانه‌زایی و تکتونیک در شمال خاور پاریز (شمال خاور سیرجان) پرداخته و نقش ساختارهای تکتونیکی را در جای‌گیری توده‌های نفوذی و کنترل کانی‌سازی مهم دانستند. بطوریکه بیشتر توده‌های نفوذی در امتداد گسل‌های شرقی- غربی جای گرفته‌اند، درحالی‌که کانی‌سازی‌ها در دو مرحله و به ترتیب در امتداد گسل‌های شمال شرقی- جنوب غربی و گسل‌های شمالی- جنوبی رخ داده است.

- شعبان و همکاران (۱۳۸۱)، کانسار مس باغ خشک را بررسی نموده و میزان ذخیره آن را ارزیابی کرده‌اند. میزان ذخیره ممکن بخشی از بی‌هنجاری مس باغ خشک را با در نظر گرفتن عیار حد ۰/۲۵ درصد مس در حدود ۳ میلیون تن با عیار میانگین ۰/۳ درصد مس گزارش کرده‌اند.

- هزارخانی (۱۳۸۲)، با انجام مطالعات سیالات درگیر بر روی ذخیره پورفیری ریگان در نزدیکی بم نشان داد که تحول سیستم هیدروترمال به گونه‌ای بوده که امکان تشکیل کانسار اقتصادی وجود نداشته است.

- شفيعی (۱۳۸۷)، در رساله دکتری خود ضمن بررسی ساختارهای بزرگ مقیاس، ژئوشیمی و ماگماتیسم در کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان، رهیافت‌های فلززایی و اکتشافی برای این ناحیه پیشنهاد نموده است.

- شرکت ملی صنایع مس ایران (۱۳۸۹)، مطالعات زمین‌شناسی و دگرسانی در محدوده مس باغ‌خشک را در مقیاس ۱/۱۰۰۰ انجام دادند که اسناد و مدارک آن در شرکت مس بایگانی شده و منتشر نشده است.

۱-۷- طرح مسئله و هدف از مطالعه

ایران جزئی از کمربند فلزایی آلپ- هیمالیا است و کمربند ارومیه- دختر یکی از ایالت‌های فلزایی و ژئوشیمی مهم در ایران می‌باشد که از نظر کانسارهای مس پورفیری حائز اهمیت است. در این کمربند، بر روی حدود ۵۰ کانسار مس و عناصرهمراه، مطالعه و بررسی اکتشافی انجام شده است که از این تعداد، ۲۰ کانسار در بخش جنوبی این کمربند فلزایی قرار دارد. معادن مس سرچشمه، میدوک، سونگون و ... از نمونه‌های شاخص این کانسارها هستند. بسیاری از زمین‌شناسان اقتصادی ایرانی و خارجی که با مسائل زمین‌شناسی مس ایران آشنایی دارند، بر این باورند که ایران از نادر کشورهای است که امکان اکتشاف ذخایر مس پورفیری جدید در آن انتظار می‌رود، لیکن تاکنون مطالعه جامعی بر روی مسائل فلززایی و جایگاه مس در ایران صورت نگرفته است. کانسارهای مس پورفیری سرچشمه، میدوک و دره‌زار، تنها کانسارهای اقتصادی تشکیل‌دهنده کمربند ماگمایی ارومیه-دختر نیستند و به تازگی کانسارهای جدیدی مثل درآلو، چاه فیروزی، دالی و کهنک کشف شده است. انجام مطالعات دقیق‌تر زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی جهت تشخیص الگوی تشکیل کانی‌زایی و نیز دستیابی به کلیدهای اکتشافی جهت بهینه‌سازی فعالیت‌های اکتشافی در محدوده باغ‌خشک و نواحی مشابه دیگر از اهداف مهم این پژوهش است. لازم به ذکر است که تحقیقات پژوهشی انجام شده بر روی کانسار مس باغ‌خشک تا به حال براساس کارهای زمین‌شناسی و اکتشافی سطحی بوده است و در

این تحقیق بررسی ما بیشتر بر مبنای داده‌های زیرسطحی خواهد بود. بنابراین اهداف این پژوهش از دیدگاه زمین اقتصادی عبارتند از:

- تعیین پهنه‌بندی دگرسانی در کانسار باغ خشک
- تعیین عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی در منطقه
- بررسی ساخت، بافت، کانی‌شناسی و توالی پاراژنزی در کانسار مس باغ خشک
- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پهنه‌بندی فلزی این کانسار
- بررسی مراحل تحول سیال کانه‌ساز در کانسار باغ خشک
- تعیین الگوی تشکیل کانسار مس باغ خشک
- ارائه‌ی کلیدهای اکتشافی جهت بهینه‌سازی فعالیت‌های اکتشافی در کانسار مس باغ خشک
- آیا این منطقه براساس نتایج تحقیق حاضر مستعد ادامه عملیات اکتشافی است؟

۸-۱- روش مطالعه

انجام این تحقیق طی چند مرحله شامل مطالعات دفتری، بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری، تجزیه شیمیایی و مطالعه نمونه‌ها، پردازش و تفسیر داده‌ها و نتایج است. در این بخش به اختصار هر مورد معرفی و شرح کامل آن‌ها در بخش مربوط به خود ارائه می‌شود.

۸-۱-۱- مطالعات دفتری

گام اول در انجام این پروژه جمع‌آوری و مطالعه منابع و اطلاعات موجود است. در این مرحله گزارشات تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و شرکت ملی صنایع مس ایران، نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی منطقه معدنی و کارهای انجام شده قبلی در کمربند فلزایی ارومیه- دختر مورد مطالعه قرار گرفته است.

۸-۱-۲- مطالعات صحرایی

پس از مطالعات دفتری و آشنایی کلی با منطقه مورد مطالعه بازدیدهای صحرایی در چند مرحله انجام گرفت که در این بازدیدهای صحرایی، نمونه‌برداری از واحدهای مختلف برای مطالعات زیر صورت گرفت.

- نمونه‌برداری از رخنمون‌های مختلف در منطقه مورد مطالعه به منظور تفکیک واحدهای سنگی.
- نمونه‌برداری از سنگ‌میزبان و سنگ در برگیرنده کانی‌سازی برای انجام مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی.
- نمونه‌برداری از مناطق دگرسانی در منطقه معدنی به منظور شناسایی دگرسانی‌های مرتبط با کانی‌سازی.
- نمونه‌برداری از مغزه‌های حفاری برای مطالعات سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت و بافت کانی‌ها، ژئوشیمیایی، دگرسانی و میانبارهای سیال.

۱-۸-۳- مطالعات آزمایشگاهی

در این مرحله پس از انجام نمونه‌برداری، نمونه‌ها با توجه به هدف مطالعه تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت.

- تعداد ۱۸ مقطع نازک به منظور مطالعات پتروگرافی در بخش زمین‌شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود.
- تعداد ۱۹ مقطع نازک- صیقلی به منظور مطالعات بافت و پاراژنز کانه‌ها در دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- تعداد ۵ مقطع صیقلی به منظور مطالعات کانه‌ها، ساخت و بافت و پاراژنز کانه‌ها در بخش زمین‌شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود.
- تجزیه تعداد ۴ نمونه از رگه‌ها و رخنمون‌های دگرسان شده به روش پراش اشعه ایکس (XRD)، به منظور شناسایی فازهای کانیایی و مطالعه دگرسانی در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران.
- تجزیه تعداد ۱۳ نمونه سنگ برای عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و کمیاب‌خاکی به روش ICP-OES/MS و XRF در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران.
- تجزیه تعداد ۲ نمونه کانسنگ برای آنالیز عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و کمیاب‌خاکی به روش ICP-OES و ICP-MS (پکیج طلایی) و ۲ نمونه برای آنالیز طلا به روش FireAssay در آزمایشگاه زرآزما.
- تجزیه ۴ نمونه برای مطالعات میکروترموتری میانبارهای سیال در شرکت آذین زمین پویا.

۱-۸-۴- تجزیه و تحلیل داده‌ها

نتایج حاصل از مراحل قبلی با مطالعه کتاب‌های مرجع، مقالات و نیز استفاده از نرم‌افزارهای کامپیوتری، دسته‌بندی، پردازش و تلفیق گردیده و در نگارش پایان‌نامه مورد استفاده قرار گرفته است که شامل مراحل زیر می‌باشد:

- تجزیه و تحلیل و تلفیق داده‌های حاصل از بررسی‌های صحرایی، مطالعات مقاطع میکروسکوپی و داده‌های ژئوشیمیایی.

- ترسیم نقشه‌های زمین‌شناسی با استفاده از نرم‌افزار Arc Gis10 و Google Earth.

- تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از تجزیه نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی GCDKIT4.1، نرم‌افزار

آماري SPSS و رسم نمودارهای مورد نیاز با استفاده از نرم‌افزار Grapher12.

- تلفیق داده‌های فوق‌الذکر با داده‌های حاصل از مطالعه مقالات و کتب مربوط به منظور ارائه مدل کانه‌سازی در منطقه و نیز مقایسه‌ی این کانه‌زایی با نهشته‌های مشابه در جهان.

- نگارش فصول پایان‌نامه.

۱-۹- رده‌بندی کانسارهای مس

کانسارهای مس را می‌توان براساس خاستگاه آن‌ها به گروه‌های مختلفی تقسیم کرد. گیلبرت و پارک این کانسارها را براساس ویژگی‌های سنگ‌میزبان و موقعیت تکتونیکی (Guilbert and Park, 1997) به صورت زیر طبقه‌بندی نموده‌اند:

- کانسارهای مس پورفیری همراه با توده‌های نفوذی حدواسط تا فلسیک
- کانسارهای مس همراه با توده‌های آذرین مافیک
- کانسارهای مس رسوبی (استراتیفرم)
- کانسارهای مس اسکارنی
- کانسارهای مس همراه با ولکانیسم زیردریایی (ماسیوسولفید)
- کانسارهای مس همراه با ولکانیسم خشکی

- کانسارهای رگه‌ای کردیلرایی
- کانسارهای مس گرمایی (اپی‌ترمال)
- کانسارهای مس همراه با کربناتیت‌ها

۱-۹-۱- فازهای کانه‌سازی مس در ایران

در ایران، آثار و نشانه‌های معدنی مس را از پروتروزوئیک پسین تا پلیوسن می‌توان ردیابی کرد، اما بیشتر ذخایر مس در ترشیری و به ویژه الیگومیوسن تشکیل شده‌اند. به طور کلی فازهای کانی‌سازی مس ایران به شرح زیر است:

پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین: در این برهه زمانی، هیچ کانسار مسی شناخته نشده است، ولی چند اثر معدنی (مانند ناحیه یاسوج و شهرکرد) در سنگ‌های کامبرین پیشین دیده شده که از نظر اقتصادی دارای اهمیت نبوده‌اند. اصولاً سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی - آتشفشانی و همچنین سنگ‌های دگرگونی که دارای منشاء آذرین هستند (مانند سنگ‌های ناحیه تکاب، انارک و بافق) فراوانی کمی از مس را نشان می‌دهند، در صورتی که همین سنگ‌ها در نواحی یاد شده، بی‌هنجاری قابل توجهی از سرب و روی نشان می‌دهند.

پالئوزوئیک پسین: همراه با برخی از سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک پسین مانند سری تکنار، که منشاء آذرین یا آذرآواری دارند، آثار و شواهدی از مس شناخته شده‌اند. اگر سنگ‌های هم‌ارز این سنگ‌ها مانند شیست‌های گرگان، دگرگونی‌های شاندرمن به ویژه جاهایی که پدیده ماگماتیسیم بعدی در آن‌ها رخ داده است ارزیابی شوند، ممکن است نتایج سودمندی به دست آید.

کرتاسه - پالئوسن: همراه با مجموعه افیولیتی کرتاسه - پالئوسن، شواهدی از ذخایر سولفید توده‌ای در ایران شناخته شده است. به عنوان نمونه می‌توان به نشانه‌های معدنی مس در حاجی‌آباد بندرعباس و خوی یا نشانه‌های معدنی مس در جنوب جازموریان اشاره کرد.

ترشیری: بیشتر ذخایر مس ایران در ترشیری تشکیل شده‌اند. این ذخایر وابستگی تنگاتنگی با سنگ‌های ماگمایی ترشیری دارند. فازهای ماگمایی و مهم ترشیری عبارتند از:

اٲوسن میانی: در این فاز، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی مطرح هستند و همانگونه که گفته شد، این سنگ‌ها معمولاً دارای زمینه بالایی از مس هستند و از این حیث، تعدادی از کانسارها و نشانه‌های معدنی مس در آن‌ها جای دارند.

اٲوسن پسین - الیگوسن پیشین: بیشتر توده‌های نفوذی، گرانیتی - گرانودیوریتی هستند و بیشتر تشکیل ذخایر مس رگه‌ای را داده‌اند.

الیگوسن پسین - میوسن پیشین: دارای سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی است. اوج دوباره سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی پس از اٲوسن میانی، در این زمان بوده و پاره‌ای از ذخایر مس پورفیری و رگه‌ای، در این دوره‌ی زمانی تشکیل می‌شوند.

میوسن پسین - پلیوسن: بیشتر نفوذی‌های کوچک کم‌ژرفا می‌باشند و وابستگی ذخایر مس پورفیری با این توده‌های نفوذی کم‌ژرفا، به درستی شناخته نشده است، اما تصور می‌رود که بیشتر ذخایر مس پورفیری به این توده‌ها وابسته باشند (قربانی، ۱۳۸۳).

۱-۱۰- کانسارهای پورفیری

این گروه از کانسارها از نظر اهمیت اقتصادی و تعریف، گروه خاصی از کانسارها را شامل می‌شوند. پورفیری‌ها از دهه ۱۹۲۰ این نام را به خود گرفتند (Parsons, 1933, 1957) اما این اصطلاح تا دهه ۱۹۶۰ در حد یادداشت‌های مقدماتی باقی ماند. از نیمه دوم دهه ۱۹۶۰، مطالعاتی برای شناخت ویژگی‌های زمین‌شناختی، کانی‌شناختی، ژئوشیمیایی و زونینگ در این کانسارها صورت گرفت (James, 1971؛ Rose, 1970؛ Lowell؛ Titley and Hicks, 1966؛ and Guilbert, 1970) و از آغاز دهه ۱۹۷۰، موجی از مقالات توصیفی، تفسیری و تجربی درباره جنبه‌های گوناگون این ذخایر منتشر شد. یک صفت عمومی پورفیری‌ها این است که آن‌ها سیستم‌های گرمابی پتروژنتیکی عظیمی هستند که چندین کیلومتر مکعب از محیط اطراف خود را تحت تاثیر قرار می‌دهند و جایگزینی آن‌ها در ارتباط با تزریق سیستم‌های استوک یا دایک است. تغییر دیدگاه زمین‌شناسان از مقیاس‌های کوچک کارگاه‌های استخراج رگه‌ای به مقیاس‌های عظیم و استخراج روباز

کانسارهای پورفیری، بصورت تدریجی در طول دهه‌ها ۱۹۵۰، ۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ از جنوب غرب ایالات متحده آمریکا به بریتیش کلمبیا، آمریکای جنوبی و مرکزی، استرالیا و سرانجام جنوب اقیانوس آرام رخ داد. سنگ‌های با بافت پورفیری عموماً داسیت، لاتیت، کوارتز لاتیت و ریولیت کم عمق تا نیمه عمیق، و نیز هم‌ارزهای نفوذی آنها شامل کوارتز دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت و گرانیت، فازهای مهم و عامل اصلی وقوع کانی‌سازی در تمامی کانسارهای پورفیری هستند. پیدایش بافت پورفیری، نتیجه فرایندهای حرارتی، شیمیایی، فشاری و زمانی است (Burnham, 1979: Whitney, 1977) که در شرایط نیمه‌آتشفشانی و نیمه‌عمیق، با فشار ۱ تا ۲ کیلوبار (عمق ۱/۵ تا ۴ کیلومتر در پوسته) و دمای ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد حاکم است. اعتقاد کلی بر این است که این محیط کم عمق، قلب کانسارهای فلز پایه پورفیری است که در فشاری مشابه و دمای بین ۳۵۰ تا ۵۰۰ درجه و ندرتاً تا ۶۰۰ یا ۷۰۰ درجه سانتیگراد شکل می‌گیرند. از جمله ذخایر فلز پایه پورفیری، ذخایر مس پورفیری هستند. تاکنون ذخایر مس پورفیری با ارزش متعددی در سرتاسر جهان کشف شده‌اند (Singer et al., 2008). از جمله ذخایر عظیم مس پورفیری که بخوبی مطالعه شده‌اند ذخایر Grasberg در اندونزی، Bajo de la Alumbrera در آرژانتین، El Salvador و El Teniente در شیلی و Bingham در ایالات متحده آمریکا هستند. از ذخایر مهم این گروه در ایران نیز می‌توان کانسار سونگون در استان آذربایجان شرقی و کانسار سرچشمه در استان کرمان را نام برد.

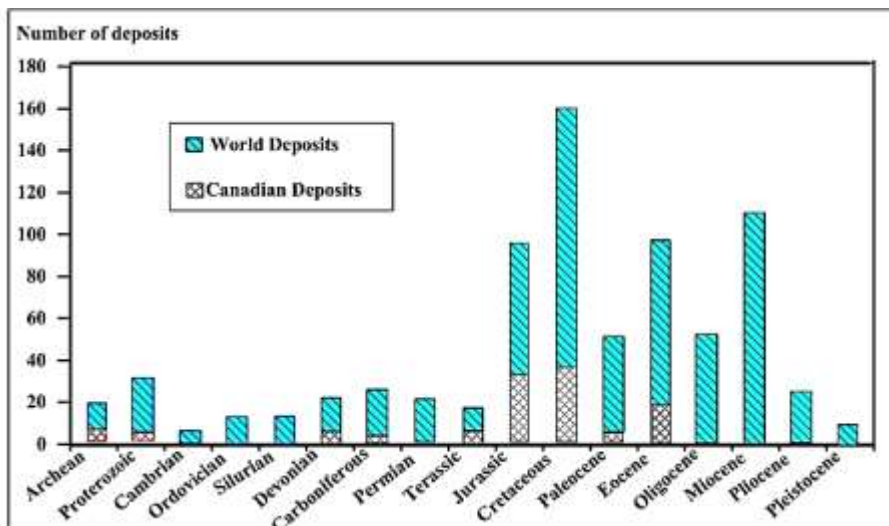
۱-۱۰-۱- کانسارهای مس پورفیری

واژه مس پورفیری به کانساری اطلاق می‌شود که دارای تناژ بالا، عیار پایین، غیرهمزاد و درونزاد باشد و از طریق معدنکاری بزرگ مقیاس قابل بهره‌برداری باشد (Titly and Hicks, 1966). این کانسارها به سیستم‌های گرمابی توده‌های نفوذی مرتبط هستند. یکی از ویژگی‌های این کانسارها، ساخت منطقه‌ای سولفیدی-سیلیکاتی است که توسط لاول و گیلبرت در سال ۱۹۷۰ بعد از مقایسه‌ی کانسار کالامازو (آریزونا) با ۲۷ کانسار مس پورفیری دیگر دنیا ارائه گردید. این کانسارها از دهه‌ی ۱۹۲۰ به این نام موسوم شدند و تا قبل از سال ۱۹۰۵ هیچکدام از کانسارهای با ارزش مس این تیپ مورد استخراج قرار نمی‌گرفتند. اهمیت یافتن این کانسارها

مرهون پیشرفت در فن‌آوری استخراج و تغلیظ مواد معدنی است. اولین کانسار مس پورفیری که برای اولین بار بعنوان کانسار عیار پایین (۰.۲٪ - ۰.۱٪ مس) مورد استخراج قرار گرفت، کانسار بینگهام در یوتای آمریکا است. تا دهه ۱۹۶۰، به دلیل این که کانسارهای مس پورفیری کشف شده در محدوده جغرافیایی آمریکای شمالی و جنوبی واقع می‌شوند، زمین‌شناسان معتقد بودند که این ذخایر در ارتباط با محدوده حرارتی لارامید (کرتاسه فوقانی - اوایل ترشیری) هستند. امروزه قسمت اعظم مس دنیا از کانسارهای مس پورفیری هستند که همراه با سنگ‌های مونزونیتی و دیوریتی و گرانودیوریتی کالک‌آلکالن می‌باشند. اصطلاح پورفیری از بافت پورفیری سنگ‌های همراه، بافت استوک‌ورک و پراکنده ذخیره و ابعاد بالا حاصل شده است. کانسارهای مس پورفیری در کمربندهای تکتونیکی زون فرورانش کمان حاشیه قاره‌ها و جزایر قوسی واقع شده‌اند. از جمله مشخصات عمومی کانسارهای مس پورفیری عیار کم آنهاست که از ۰/۵ تا ۱٪ برای مس و چند صدم تا چند دهم درصد برای مولیبدن می‌رسد. دارای حجم وسیع و ذخیره‌ای متجاوز از ۱۰۰ میلیون تن هستند. شکل آن‌ها بیضوی ناقص یا باتولیت است که توسعه آن در سطح بیشتر از عمق می‌باشد.

۱-۱۰-۲- توزیع زمانی کانسارهای مس پورفیری

محدوده سنی ذخایر پورفیری از آرکئن تا عهد حاضر را شامل می‌شود، گرچه اکثر آن‌ها متعلق به ژوراسیک و دوره‌های جوانتر است. در مقیاس جهانی، دوره‌های اوج شکل‌گیری ذخایر پورفیری، ژوراسیک، کرتاسه، دوره‌های جوانتر از آن ائوسن و میوسن هستند (شکل ۱-۸). گرچه ذخایر مس پورفیری متعلق به پرکامبرین چندان خوب حفظ نشده‌اند، اما نمونه‌های مهمی از این کانسارها از چین (Tongkuangyu)، هندوستان (Malanjhand) و کبک کانادا (Coppin Gap and McLeod Lake) گزارش شده است که برخی از آن‌ها بیش از ۳ میلیارد سن دارند (Sikka and Nehru, 1999; Williams and Collins, 1990). البته ذخایر مس پورفیری قدیمی‌تر از دونین عمدتاً فاقد صرفه اقتصادی هستند. در مجموع، بدلیل عمق کم تشکیل این ذخایر عموماً دارای سن سنوزوئیک هستند، گرچه نمونه‌های قدیمی‌تر مهمی نیز وجود دارند.



شکل ۱-۶. توزیع زمانی کانسارهای پورفیری جهان را نشان می‌دهد (Sinclair, 2004).

۱-۱۰-۳- توزیع مکانی کانسارهای مس پورفیری

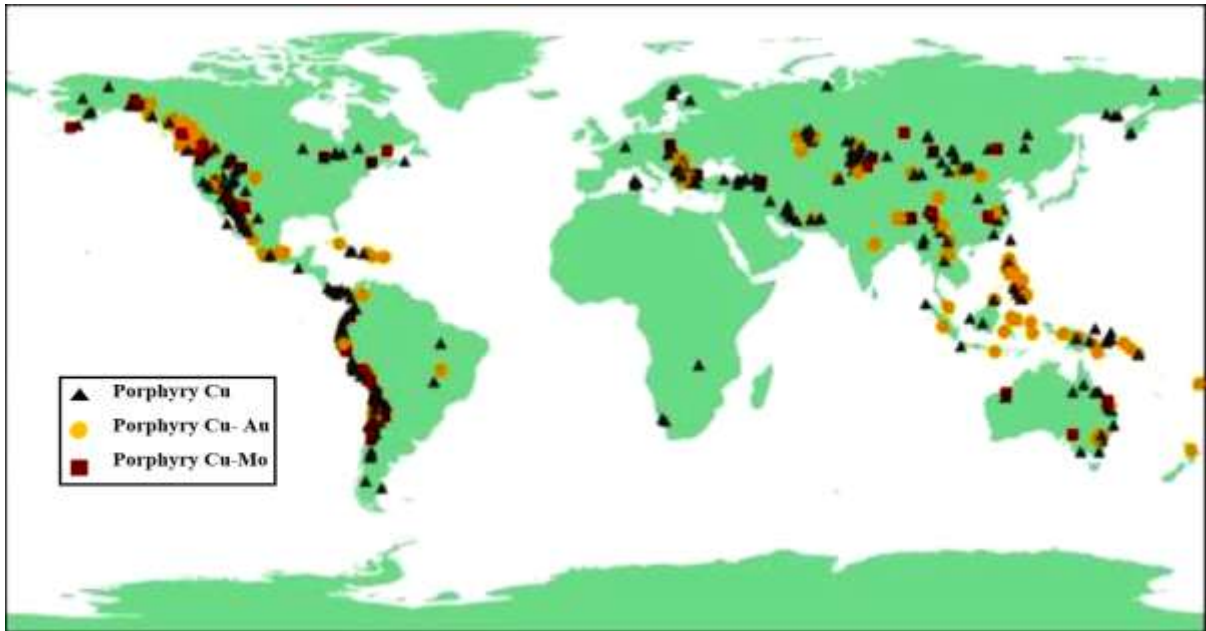
پراکندگی بخش اعظم کانسارهای مس و مولیبدن پورفیری دنیا در ارتباط با کمربندهای کوهزایی دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک بوده که در مرزهای صفحات لیتوسفری فعال کنونی قرار دارند. البته استثنائی هم در این مورد وجود دارد، به عنوان مثال، ذخایر شوروی سابق و ذخایر آپالاچین آمریکا در زمان پالئوزوئیک تشکیل شده‌اند و تنها تعداد اندکی از ذخایر پورفیری در زمان پرکامبرین تشکیل گردیده‌اند. در کمربند کوهزایی، کانسارهای پورفیری در دو جایگاه تکتونیکی، جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره‌ها قرار دارند. بخش اعظم ذخایر مس پورفیری دنیا در چهار کمربند کوهزایی پس از پالئوزوئیک قرار دارند که عبارتند از:

الف) کمربند غرب آمریکا: در این کمربند بزرگترین تمرکز ذخایر مس پورفیری شناخته شده دنیا وجود دارد.

ب) کمربند جنوب غرب اقیانوس آرام: شامل تایوان، فیجی، فیلیپین، گینه جدید

پ) کمربند کارائیب: شامل جمهوری دومینیکن، پورتوریکو، هائیتی

ت) کمربند آلپی: شامل رومانی، یوگسلاوی، بلغارستان، ارمنستان، ایران و پاکستان



شکل ۱-۷. توزیع جهانی کنسارهای پورفیری به تفکیک محتوای فلزی آنها (USGS, 2016).

۱-۱۰-۴- مقایسه زون‌های مس‌دار ایران از دیدگاه ذخایر پورفیری

در ایران تاکنون بیش از ۵۰۰ کنسار و نشانه معدنی شناخته شده است. این ذخایر در مناطق زیر پراکنده‌اند

(قربانی، ۱۳۸۳):

➤ کمربند معدنی مس‌دار کرمان

➤ محور طارم- هشتجین

➤ لار- آساگی و مکران

➤ تفت- انارک

➤ ارسباران

➤ کویر سبزووار و لوت (ماهرآباد و خویپک)

منطقه مورد مطالعه در کمربند مس‌دار کرمان واقع است.

مناطق فلززایی مس‌دار ایران از دیدگاه ذخایر پورفیری به دو دسته تقسیم‌بندی می‌شوند:

(۱) مناطقی که دارای ذخایر مس پورفیری هستند که عبارتند از: زون کرمان، زون ارسباران، تفت- انارک و

لار- آساگی

۲) مناطقی که دارای تعداد قابل توجهی کانسار و نشانه معدنی مس می‌باشند، ولی تاکنون ذخایر مس پورفیری در آن‌ها گزارش نشده است و اکتشاف چنین ذخایری نیز دور از انتظار می‌باشد، از جمله منطقه مس‌دار طارم-هشتجین (قربانی و همکاران، ۱۳۸۵).

۱-۱۱- معرفی علائم اختصاری

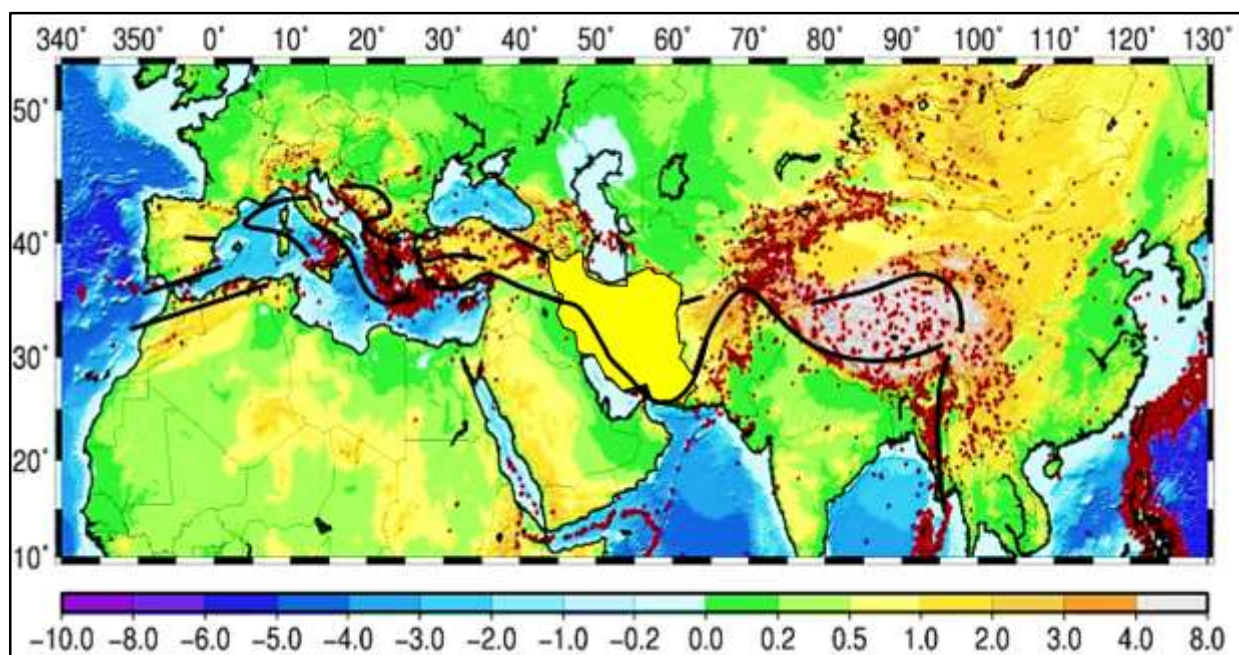
در این پایانامه به منظور سهولت و کوتاه‌شدن متن از علائم اختصاری زیر استفاده شده است (Siivola et al., 2007):

Bn: Bornite, Brt: Barite, Bt: Biotite, Cal: Calcite, Ccp: chalcopyrite, Cc: Chalcocite, Chl: Chlorite, Cv: Covellite, Ep: Epidote, Fsp: Feldspar, Gt: Goethite, Hem: Hematite, Hbl: Hornblend, Lm: Limonite, Mag: Magnetite, Mal: Malachite, Mo: Molibdenite, Oly: Olygiste, Pl: Plagioclase, Py: Pyrite, Px: Pyroxen, Qtz: Quartz, Ser: Sericite.

فصل دوم:

زمین شناسی و سنگ شناسی

اکثر ذخایر مس پورفیری جهان در کمربند کوهزایی حاشیه اقیانوس آرام و در بخش مرکزی کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا قرار دارند. کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا یکی از ناشناخته ترین و پیچیده ترین مرزهای صفحات فشارشی می باشد. حرکات نسبی صفحات اروپا، آسیا و آفریقا به علت گسترش کف اقیانوس اطلس شمالی و مرکزی باعث ایجاد نیروی فشارشی گشته، و به این دلیل، فرورانش سنگ کره در طول حاشیه شمال و شمال-شرق صفحه عربستان در منطقه تراستی زاگرس ایران و غرب پاکستان صورت گرفته است (Sillitoe, 1972). محدوده مورد مطالعه، یکی از کنسارهای مس پورفیری واقع در کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا است. این کمربند از شرق بلغارستان شروع و بعد از طی ترکیه و ایران تا پاکستان ادامه دارد (شکل ۱-۲). شکل گیری کمان ماگمایی ارومیه- دختر قسمتی از فرآیند باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و کوهزایی آلپ-همیالیا است که از شمال غرب تا جنوب شرق ایران گسترش دارد.



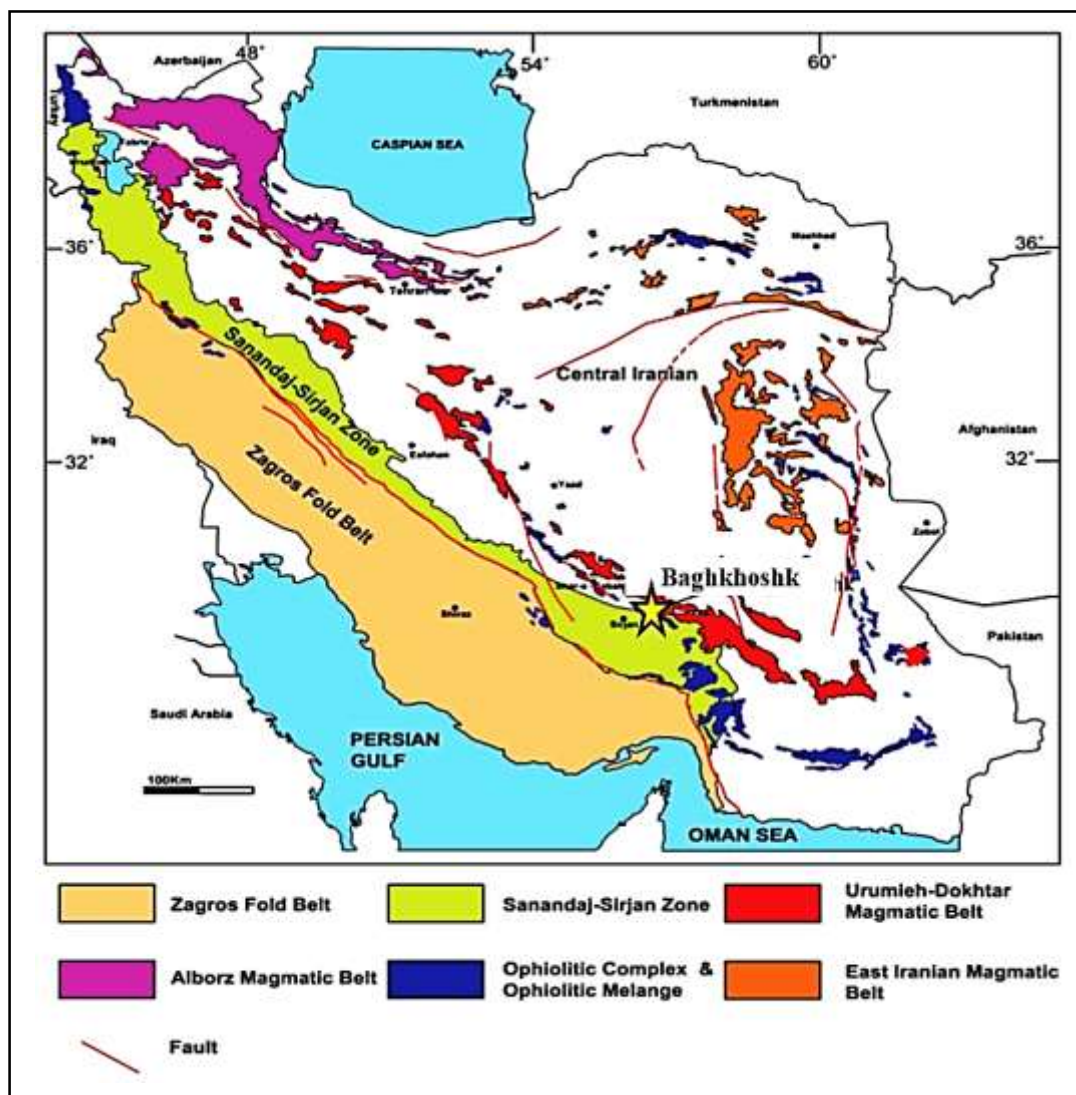
شکل ۱-۲. کمربند کوهزایی و متالوژنی آلپ-همیالیا، که ایران در قسمت میانه این کمربند واقع است (Tunini, 2017).

یکی از ویژگی های این کمربند، وجود کنسارها و اندیس های مس پورفیری است. کانه زایی مس پورفیری در منطقه کرمان و به طور خاص در منطقه دهج-ساردوئیه، که جنوب شرق کمان ماگمایی ارومیه- دختر را تشکیل

می‌دهد، با روند کلی کمربند کوهزائی آلپ- هیمالیا انطباق دارد. در این فصل با استفاده از اطلاعات بدست آمده به شرح زمین‌شناسی ناحیه‌ای و همچنین شرح چینه‌شناسی، زمین‌شناسی اقتصادی و زمین‌شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه پرداخته خواهد شد و در انتها ویژگی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی کانسار باغ‌خشک توصیف خواهد شد.

۲-۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

در مقیاس ناحیه‌ای و از نظر زمین‌شناسی، منطقه مورد مطالعه جزئی از واحد ساختمانی ایران مرکزی است که بطور ویژه در بخش جنوبی کمربند آتشفشانی نفوذی ارومیه -دختر (آقناباتی، ۱۳۷۹) در استان کرمان و شمال‌شرق شهرستان سیرجان قرار گرفته است (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲. نقشه زمین‌شناسی ایران که نشانگر پهنه‌های زمین‌شناسی اصلی و کمربندهای ماگمایی مزوزوییک-سنوزوییک و کمپلکس‌های افیولیتی است (Stöcklin, 1968; Aghanabati, 1990). در شکل فوق با علامت (★) موقعیت محدوده کانسار مس باغ‌خشک نشان داده شده است.

۲-۲-۱- زمین‌شناسی کمر بند ارومیه-دختر

مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر در واقع کمر بند ولکانو-تکتونیک ترشیری ایران مرکزی است که تحت عنوان سهند-بزمان (Vialon, et al., 1972) یا ارومیه-دختر (Jung et al., 1975) نامیده شده است. این کمر بند یک کمپلکس خطی نفوذی-خروجی سیالیک (حداقل در بخش‌های جنوب شرقی)، با ضخامت بیش از ۴ کیلومتر بوده و در طول کمر بند کوهزایی زاگرس مشاهده می‌شود. این کمر بند شامل فازهای کوهزایی آلیپی از زمان مزوزوییک تا اواخر سنوزوییک است. کمر بند ارومیه-دختر در اثر تحولات ناشی از بسته شدن اقیانوسی آلیپی نئوتتیس حاصل شده است و یا عبارتی حاصل هضم نئوتتیس از طریق فرورانش به زیر پوسته قاره‌ای می‌باشد. به همین دلیل همانند دیگر کمان‌های ماگمایی کمان حاشیه قاره مانند آند و کردیلرا میزبان کانسار مس-مولیبدن پورفیری همراه دیگر کانسارهای وابسته به این خاستگاه ژئودینامیکی می‌باشد. بیشتر کانسارهای مس پورفیری ایران هم در این کمر بند قرار دارند (Shahabpour, 1994). مراحل ماگماتیسیم و کانی‌سازی مربوط به این کمر بند در ارتباط با زون فرورانش در طول زون تراستی زاگرس (Alavi, 1994, Berberian et al., 1982) و یا مربوط به ریفت‌زائی است (Amidi et al., 1984). این مجموعه ماگمایی بخشی از یک کمان ماگمایی آند با واحدهای سنگ‌شناسی متنوعی شامل دیوریت، گرانودیوریت، گابرو، گرانیت، گدازه‌های بازالتی، تراکی آندزیتی، آندزیتی، داسیتی، تراکیت، ایگنمبریت و سنگ‌های آذرآواری (اکثراً توف و آگلومرا) در نظر گرفته شده است که منطقه وسیعی را می‌پوشاند (Berberian et al., 1982). قدیمی‌ترین توده نفوذی شناخته شده در این مجموعه سازندهای ژوراسیک فوقانی را قطع کرده و بطور دگرشیب توسط سنگ‌آهک‌های فسیل‌دار کرتاسه تحتانی پوشیده می‌شود. جوانترین سنگ‌های این مجموعه، گدازه‌ها و آذرآواری‌های فوران یافته از کراترهای کواترنر می‌باشد. حداکثر فعالیت‌های آتشفشانی در ائوسن بوده که حجم زیادی از مواد خروجی همراه با میان لایه‌های از سنگ‌آهک نومولیتی بطور وسیع‌تر در امتداد منطقه مشاهده شده است (Dimitrijevic, 1973). (Amidi et al., 1984). کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر از دیدگاه زمین‌شناسی عمومی این ویژگی‌ها را دارد:

الف- روند کلی آن شمال غربی- جنوب شرقی است.

ب- از ردیف‌های ولکانیکی- رسوبی تشکیل می‌شود.

ج- ردیف‌های ولکانیک به صورت آذرآواری‌ها، ایگنمبریت‌ها و گدازه‌ها در عمق کم رخ داده است که ترکیبی از بازالیت تا ریولیت دارد.

د- توده‌های نفوذی زیادی با ترکیبی از گابرو تا گرانیت با طیف سنی از پالئوسن تا پلیوسن سنگ‌های این کمربند را قطع می‌کند.

ه- ردیف‌های رسوبی با ردیف‌های ولکانیک در تناوب است و حجم بزرگی از آنها را آواری‌ها تشکیل می‌دهند.

و- گستره خطی از سنگ‌های دیوریت تا گرانودیوریت و پیوسته به موازات زاگرس کشیده می‌شود که دارای اندیس‌های فراوان مس هستند.

نقشه گرانی بوگه ایران از آنومانی‌های منفی حدود ۱۵۰ میلی‌گال را در سراسر این کمربند آتشفشانی نشان می‌دهد. ضخامت پوسته قاره‌ای در طول این زون ۴۵ تا ۵۰ کیلومتر از ضخامت میانگین ۴۰ کیلومتر بیشتر است. دلیل این افزایش ضخامت احتمالاً فعالیت‌های ماگمایی و گسلش تراستی به سمت شمال شرق می‌باشد (Alavi, 1994). فازهای اصلی چین‌خوردگی در ناحیه کرمان عبارتند از: فاز اواخر پرکامبرین (آسنیتیک)، احتمالاً فاز سیمیرین میانی تریاس- ژوراسیک، فاز خیلی شدید در ائوسن تحتانی و یک فاز با شدت کمتر در ائوسن میانی و فاز میوسن تحتانی تا میانی. در طول دوره‌های دیگر نیز جابه‌جایی محلی دیگری اتفاق افتاده است (Dimitrijevic, 1973). شکستگی‌های ساختاری نقش مهمی در پراکندگی توده‌های نفوذی و پراکندگی کانسارها دارند. خطواره‌های ناحیه‌ای منطقه روند شمال غرب- جنوب شرق تا تقریباً شمالی- جنوبی دارند. برطبق یک آنالیز از مسیر عمودی گسل‌ها و شکستگی‌ها که توسط Dimitrijevic در سال ۱۹۷۳ انجام گرفت، مشخص شد که گسل‌های با ۵ تا ۱۰ کیلومتر، علاوه بر این امتداد یک امتداد شمال- شرق را هم نشان می‌دهند. گسل‌های فعال دوره کواترنری یک امتداد شمال غرب به شمال، شمال- غرب دارند (Shahabpour, 1994). کمربند ارومیه دختر را بر اساس ماگماتیسم ترسیری به سه قسمت به ترتیب زیر تقسیم کرده‌اند.

▪ ارومیه- دختر شمالی: محور

▪ ارومیه- دختر میانی: تفت- کاشان- قم

▪ ارومیه- دختر جنوبی: محور دهج ساردوئیه- جبال بارز (منطقه کرمان)

در زون ارومیه- دختر شمالی، ولکانیسم ائوسن وفاز پلوتونیسم ائوسن- الیگوسن نمود کمی دارند. هرچند در منطقه تفرش- رزن- تکاب- سهند می توان سنگ های آتشفشانی ائوسن را مشاهده کرد. اما تنوع و حجم آنها قابل توجه نیست، به خصوص که ترکیب آنها بیشتر پیروکلاستیک می باشد و با توف های سازند کرج شباهت بیشتری نشان می دهد، همچنین توده های نفوذی با سن ائوسن- الیگوسن در این محور چشم گیر نیستند. برعکس ماگماتیسم جوانتر الیگومیوسن و میوپلیوسن در این محور قابل توجه تر می باشد.

در زون ارومیه- دختر میانی، دوفاز ماگمایی یعنی فاز آتشفشانی ائوسن به خصوص ائوسن میانی و فاز پلوتونیسم ائوسن- الیگوسن قابل پیگیری است و سنگ های محور تفت، انارک، اردستان و کاشان- قم قابل مشاهده است. در ارومیه- دختر میانی فازهای جوانتر نمود چندانی مانند منطقه کرمان ندارند.

در زون ارومیه- دختر جنوبی، تقریباً تمام فازهای ماگمایی ترسیر را می توان مشاهده کرد (ائوسن میانی، ائوسن- الیگوسن، الیگومیوسن، میوپلیوسن و کواترنر). بطور کلی در منطقه کرمان گسترده ترین فعالیت های ماگماتیسم چه از نظر زمانی و چه از نظر مکانی را می توان پیگیری کرد.

۲-۲-۲- ارومیه- دختر شمالی: محور تفرش- رزن- تکاب- سهند

این محور از ناحیه تفرش آغاز و تا رزن و از آنجا به جنوب زنجان و سرانجام از ناحیه تکاب به شاهین دژ و ارومیه و در نهایت به کشور ترکیه ختم می شود. در این قسمت از کمر بند ارومیه- دختر بر خلاف دو قسمت دیگر، نمود ماگماتیسم ترسیر بخصوص ولکانیسم ائوسن و توده های نفوذی ائوسن- الیگوسن کمتر است. در ائوسن، سنگ ها از نظر حجم و ستبرا (کمتر و پراکنده تر) و از نظر ترکیب (اسیدی و حجم بارز آن پیروکلاستیک و توف) با سنگ های آتشفشانی ائوسن در نواحی دیگر متفاوت است. در ائوسن- الیگوسن، تاکنون توده نفوذی قابل توجهی در این کمر بند برونزد نیافته است. اگرچه سنگ های آتشفشانی و نفوذی های کوچک با ترکیب

بازیک تا متوسط به طور پراکنده در مناطق شمالی به چشم می‌خورد. در زمان الیگوسن پسین - میوسن، توف های اسیدی نمود بارزی از خود نشان داده و بخش‌های پایینی سازند قم را در این محور دربرمی‌گیرند. بطور کلی در محور ارومیه - دختر شمالی ماگماتیسیم ائوسن و ائوسن الیگوسن پسین کم رنگ و ناچیز می‌باشد، ولی فعالیت‌های آتشفشانی الیگومیوسن قابل توجه‌تر هستند.

۲-۲-۳- ارومیه - دختر میانی: تفت - کاشان - قم

ارومیه - دختر میانی از ناحیه تفت آغاز و تا قم ادامه می‌یابد. و بنابر نظر قربانی (۱۳۹۳)، در این منطقه ولکانیسم و پیشروی دریا در زمان ائوسن افزایش یافته و توالی‌های هم‌ارز سری سبز (رسوبی - ولکانیکی) نهشته شده است. این فعالیت بیشتر اسیدی، از نوع فراتوماگماتیک و به شدت انفجاری بوده است. ردیف‌های ولکانیکی این منطقه به ترتیب زیر است.

پالئوسن پسین - ائوسن پیشین: مجموعه‌ای از سنگ‌های آکالن و حدواسط بخش زیرین که اغلب شامل تراکی‌آندزیت‌ها، تراکی‌بازالت‌ها، تراکیت‌ها و شوشونیت‌ها بوده، و مجموعه سنگ‌های ریولیتی بخش بالایی دارای گدازه‌های ریولیتی، توف‌های پومیسی، توف‌های برشی و گدازه‌های برشی است.

ائوسن میانی: شامل سری‌های سبز رسوبی، توف‌های اسیدی، توفیت، مرمرها و سنگ‌های آهکی و گنگلومرا می‌باشد. گفتنی است که این مجموعه در البرز مشخص‌تر است.

ائوسن پسین: شامل سنگ‌های ایگنمبریتی و ریوداسیت پایینی متعلق به ۳۹ میلیون سال پیش بوده و توف‌های ریولیتی و ریوداسیتی و پیروکلاستیک‌های در قسمت بالایی است (Amidi et al., 1984). حرکات کوهزایی پیرینه‌ای باعث خروج این ناحیه از آب شده و توده‌های نفوذی زیادی در این زمان ظاهر شده است، مانند توده گرانیتوئیدی نطنز، تفت، وشمه، کهک، کوه‌دم، کالکافی، تله‌سیاه و... (قربانی، ۱۳۹۳). برطبق نظر عمیدی (Amidi., 1977) و قربانی (۱۳۹۳) مراحل مختلف فعالیت‌های ماگمایی بسیار گسترده در ناحیه نطنز - نایین و مراحل آتشفشانی ائوسن که با تشکیل ستبرای زیادی از رسوبات آذرآواری مشخص می‌شود و موجب نمایان شدن سنگ‌های آندزیتی، ریوداسیتی و شوشونیتی شده است.

الیگوسن: فوران ریولیتی که دارای فعالیت از نوع قاره‌ای است و نشان‌دهنده یک خشکی‌زایی وسیع در اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن می‌باشد. سنگ‌های آذرآواری و ریولیت جریانی از قسمت زیرین تا بالای این توالی را می‌پوشانند. از اختصاصات مهم ریولیت‌های این منطقه وجود گروناهای نزدیک به ترکیب اسپسارتیت است که شاید بتوان آن را مؤید این دانست که ماگمای ریولیتی فوق‌الذکر نتیجه ذوب بخشی قسمت بالایی یا قاعده پوسته جامد زمین می‌باشد.

الیگومیوسن: در این مرحله فوران از نوع زیردریایی و آندزیتی بوده است که با رسوب‌گذاری مارن و آهک‌های فسیل‌دار آغاز شده است. این فوران به صورت انفجاری و در بعضی نواحی نیز به صورت آرام صورت گرفته به نحوی که تشکیلات مزبور شامل سنگ‌های آذرآواری و جریانی می‌باشند. آندزیت‌ها و بازالت‌های حاوی آنالیسیم سدیک در این مرحله نشانه‌ای از دومین سری سنگ‌های آنالیسیم‌داری هستند که در ولکانیسم ترسیر در این منطقه وجود دارند.

میوسن میانی: در این مرحله توده‌های کوچک و بزرگ درونی با سن ۱۹-۱۷ میلیون سال وجود داشته است، و به احتمال زیاد این توده‌ها وابسته به سنگ‌های ولکانیکی مجموعه‌های کمی قدیمی‌تر می‌باشد و در برخی مناطق که مطالعه شده‌اند قرابت ماگمایی با هم نشان می‌دهند.

میوسن پسین - پلیوسن: در ناحیه نایین نطنز، فعالیت ماگمایی کالک‌آلکان قاره‌ای برخلاف تمامی فعالیت‌های ماگمایی پالئوژن و اوایل نئوژن دارای مسیر تفریقی ممتد و مدام که منجر به تبدیل آندزیت بازالتی به آندزیت و آندزیت به داسیت و در انتها داسیت به ریوداسیت می‌شود. سری اسیدی حاصل تفریق این ماگمای کالک‌آلکان در منطقه مزبور به صورت گنبد یا رگه ظاهر شده است که از نظر کمی و کیفی در تاریخ ماگماتیسم ایران اهمیت خاصی دارد. ناحیه اردستان که در زون ارومیه- دختر میانی قرار داشته و دارای سنگ‌های ولکانیکی و پلوتونیک متعلق به ائوسن و الیگوسن می‌باشد، به نظر می‌رسد که فعالیت عمده در این ناحیه از ائوسن میانی آغاز شده و براین اساس سنگ‌های موجود حاصل فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن میانی - ائوسن پسین هستند. بنا به نظر امامی و همکاران (۱۳۷۱)، در بین ردیف‌های ائوسن میانی - ائوسن پسین، واحدهای

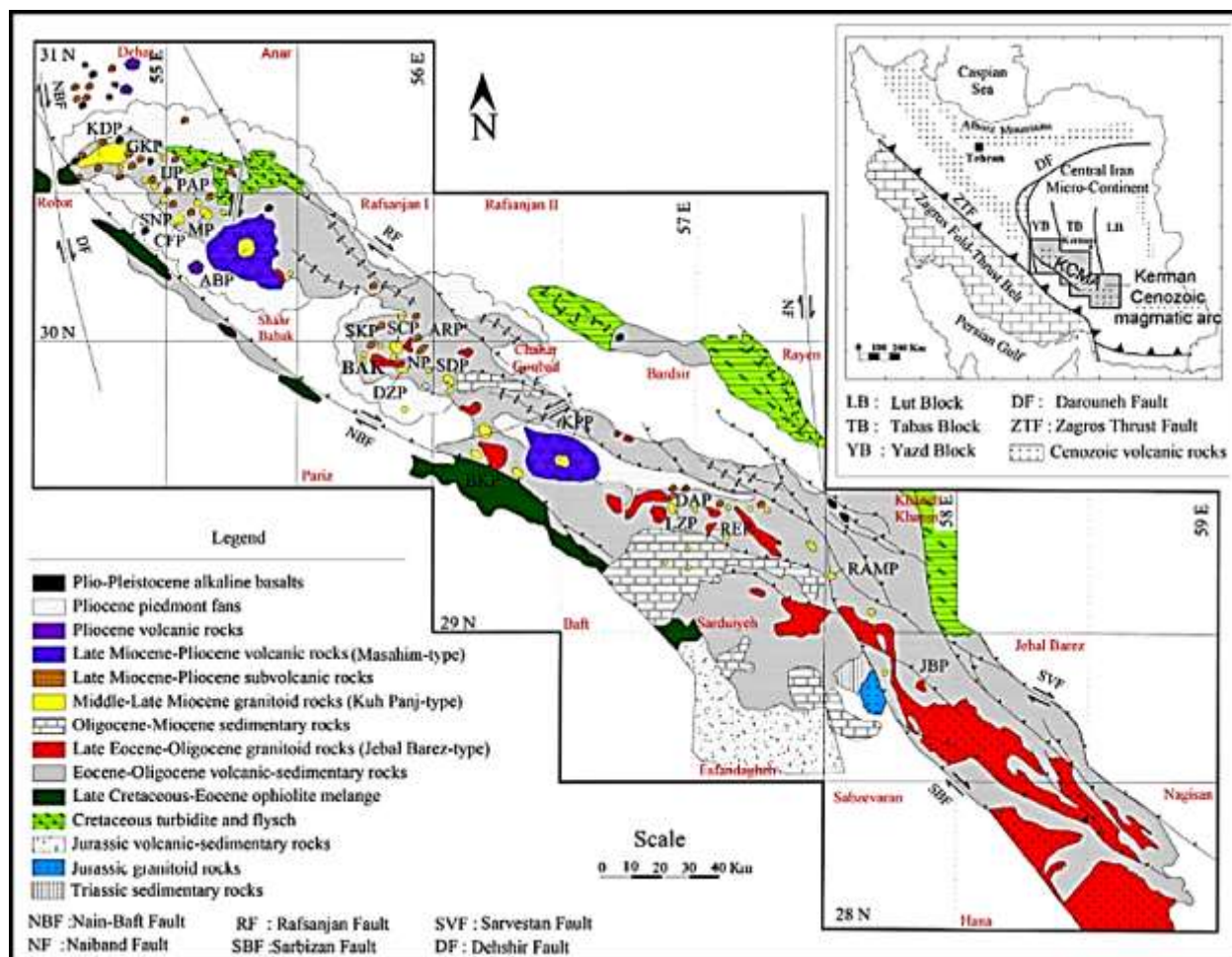
ریولیت از واحدهای آندزیتی و تراکی بازالتی، تراکی آندزیتی قدیمی تر و جوانترین واحدها، واحدهای ایگنمبریتی و تراکیتی است و فعالیت‌ها به طور عمده در محیط قاره‌ای یا کم‌عمق ساحلی صورت گرفته‌اند. فعالیت‌های ولکانیکی الیگوسن عمدتاً ریولیتی‌اند و به صورت لکه‌های سفید برونزد دارند. قربانی (۱۳۹۳)، اقدام به ذکر انواع آذرآواری و گدازه‌های موجود در این منطقه کرده‌اند، و آذرآواری موجود در منطقه را توف‌های تراکی بازالتی-تراکی آندزیتی، آندزیتی و برش ریولیتی و گدازه‌های موجود در منطقه را الیوین بازالت، تراکی بازالت، کوارتز آندزیت، پیروکسن آندزیت و آندزیت مگاپورفیریک، تراکیت، ریوداسیت و ریولیت می‌دانند. در منطقه اردستان فعالیت‌های ماگماتیسم نفوذی توده‌های کوچک مونزوگرانیته تا گرانیته بوده مانند نفوذ توده‌های کوچک در ناحیه ظفرقند و کوه دورجین است.

۲-۲-۴- ارومیه - دختر جنوبی: محوردهج - ساردوئیه - جبال بارز (منطقه کرمان)

این بخش از کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر طولی حدود ۴۵۰ کیلومتر و عرضی در حدود ۸۰ کیلومتر داشته، از شمال به کفه رفسنجان، کرمان، بم و از جنوب به کفه میدوک - سیرجان محدود می‌شود. این کمر بند، توسط گسل‌های شمالی - جنوبی از جمله گسل انار، گسل‌های سبزواران از جنوب و گودک از شمال قطع شده و همچنین سنگ‌های این کمر بند، تحت تأثیر گسل‌هایی با روند شمال شرق - جنوب غرب قرار گرفته‌اند. فعالیت ماگمایی در کمر بند کرمان گسترش زیادی داشته و از ائوسن پیشین تا کواترنر ادامه داشته و عمده فعالیت‌های آتشفشانی منطقه، متعلق به ائوسن بوده که حجم اصلی سنگ‌های ماگمایی را در بر گرفته و در منطقه کرمان سنگ‌های ائوسن به ترتیب قدیم به جدید مورد مطالعه قرار گرفته و این سه کمپلکس عبارتند از کمپلکس بهرآسمان، کمپلکس ولکانیکی رازک (ائوسن میانی - ائوسن پسین)، کمپلکس ولکانیکی هزار (ائوسن فوقانی)، که هر یک از این کمپلکس‌ها ویژگی‌های زمانی و لیتولوژی خاص خود را دارند. در زیرپهنه دهج - ساردوئیه بر طبق نظر قربانی (۱۳۹۳) پنج فاز ماگمایی به ترتیب ائوسن پیشین - ائوسن پسین، ائوسن - الیگوسن و میوسن، میوسن - پلیوسن، پلیوسن - کواترنر وجود دارد. علاوه بر زیرپهنه دهج - ساردوئیه در قسمت جنوبی کمر بند ارومیه - دختر، زیرپهنه جبال بارز نیز است. در این منطقه بر طبق نظر قربانی (۱۳۹۳)، ماگماتیسم ائوسن تقریباً مشابه دیگر نقاط کمر بند کرمان، ولی با این تفاوت که بخش اسیدی (آگلومرای، برش آتشفشانی و توف‌اسیدی)

چندان قابل توجه نیست و همچنین سنگ‌های آتشفشانی (الیگومیوسن - پلیوسن) در این منطقه نمود چندانی ندارد. برعکس باتولیت‌های الیگوسن که بسیار چشم‌گیر هستند، در منطقه جبال بارز (جنوب شرق بم - شمال شرق جیرفت و دلفارد)، سه توده باتولیت بزرگ گرانیتوئیدی شامل باتولیت ریگان، باتولیت جبال بارز و باتولیت شمال شرق دلفارد وجود دارد، که از جنوب شرق به سمت شمال غرب قرار دارند.

با در نظر گرفتن منشأ واحد برای ماگماتیسم کمر بند دهج - ساردوئیه، تغییر ترکیب در سنگ‌های این کمر بند به صورت ماگماتیسم بایمدال در دو انتهای کمر بند (انار - شهر بابک و راین - ساردوئیه) و ماگماتیسم حدواسط بازی در بخش مرکزی کمر بند یعنی در نقاط مجاور هم (سرچشمه - پاریز، بافت - باغین و سیرجان - بردسیر) می‌تواند محصول تغییر ضخامت پوسته و همچنین میزان اجزاء سیالیک و سیستمتاتیک پوسته در این بخش از کمر بند ارومیه - دختر باشد. شاید در مناطق مرکزی کمر بند دهج - ساردوئیه یعنی مناطق مجاور هم (سرچشمه - پاریز، سیرجان - بردسیر و بافت - باغین) ضخامت پوسته قاره‌ای فراگیر نازکتر و در دو انتهای کمر بند یعنی مناطق انار - شهر بابک و راین ساردوئیه ضخیم‌تر باشد. بنابراین ماگماتیسم اسیدی در انتهای شرقی و غربی کمر بند مذکور می‌تواند ناشی از آمیختگی و آلودگی شدید با پوسته قاره‌ای ضخیم این نواحی باشد و ماگماتیسم حدواسط - بازی نواحی مرکزی کمر بند، شاید نشان دهنده آمیختگی، آلودگی و تأثیرپذیری کمتر پوسته‌ای بعلا نازکتر بودن پوسته قاره‌ای این نواحی باشد. نتیجه اینکه ماگماتیسم کمر بند دهج - ساردوئیه در خاستگاهی از نوع قوس‌های ولکانو - پلوتونی کمان حاشیه قاره‌ای مرکزی در اواخر مزوزوئیک رخ داده است و پی‌آمد ماگمای آن در زمان پالئوژن - نئوژن نمود داشته است (شفیعی، ۱۳۸۷). در شکل (۲-۳) نقشه‌ی زمین‌ساختاری از مجموعه‌ی ماگمایی سنوزوئیک کرمان (KCMA) و موقعیت معادن، کانسارها و اندیس‌های مس پورفیری آورده شده است (Shafiei et al., 2008).



شکل ۲-۳. نقشه زمین‌شناسی از مجموعه ماگمایی سنوروزئیک کرمان (KCMA) که در آن موقعیت کمان ماگمایی کرمان در داخل کمان ماگمایی ارومیه- دختر در ایران و موقعیت کانسارها و اندیس‌های مهم مس پورفیری نشان داده شده است (Dimitrijevic, 1973; Saric and Mijalkovic, 1973; Dercourt et al., 1986; Emami et al., 1993; Samani, 1998; Shafiei et al., 2009). حروف اختصاری مورد استفاده: کانسارها و اندیس‌ها AP: اندیس آبدار، DAP: کانسار درآلو، DZP: کانسار دره‌زار، GKP: اندیس گود کلواری، IJP: اندیس ایجو، KDP: اندیس کدر، KPP: اندیس کوه پنج، BAK: اندیس باغ خشک، LZP: اندیس لاله‌زار، MP: کانسار میدوک، NP: اندیس نوچون، RAMP: اندیس رضی‌آباد میانی، SCP: کانسار سرچشمه، SKP: اندیس سرکوه، SNP: اندیس سرنو، SP: اندیس سارا. گسل‌ها DF: گسل دهشیر، RF: گسل رفسنجان، NBF: گسل نائین-بافت، SBF: گسل سبزواران، NF: گسل نایبند، SVF: گسل سروستان. معرف‌ها KCMA: مجموعه ماگمایی سنوروزئیک کرمان، LB: بلوک لوت، TB: بلوک طبس (Shafiei et al., 2008).

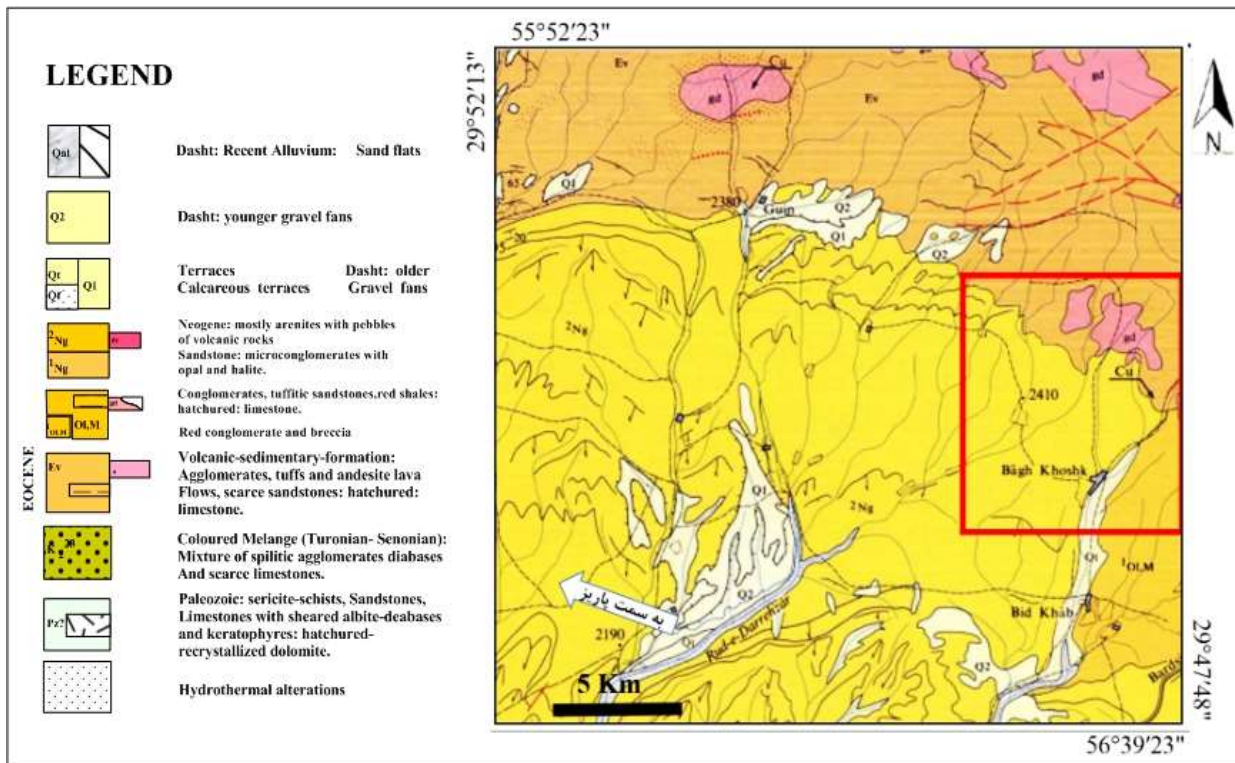
۲-۵- ژئودینامیک و تکتونیک پهنه ارومیه- دختر

بنا به نظر قربانی (۱۳۹۳)، نتوتیس از آغاز ژوراسیک شروع به فرورانش و از آغاز کرتاسه شروع به کوچک شدن و بسته شدن می‌کند، به گونه‌ای که در کرتاسه پسین تا پالئوژن، برخورد قاره-قاره رخ می‌دهد. فرورانش پوسته اقیانوسی نتوتیس که از زمان ژوراسیک شروع شده، در طول کرتاسه نیز ادامه داشته و منجر به فعالیت ماگمایی در پوسته بالایی (محل فرورانش) شده است. وجود توده‌های باتولیتی و سنگ‌های آتشفشانی (به ویژه

آندزیت و بازالت) در پهنه سنندج سیرجان را می‌توان حاصل این عمل دانست. در زمان ترسیری، پشت منطقه در نوار شمالی پهنه سنندج سیرجان و باختر ایران مرکزی بین محور ارومیه- دختر فرورانش ادامه داشته است و ماگماتیسم حاصل از این فرورانش به این منطقه کشیده شده و به طوری که در میوسن و پلیوسن ادامه داشته، فرورانش در زمان ترسیر منجر به تشکیل انواع سنگ‌های ماگمایی در کمربند ارومیه- دختر شده است. عمرانی و همکاران (Omrami et al., 2008) معتقداند که ماگماتیسم سنندج- سیرجان در مزوزوئیک و پی‌آمد آن ماگماتیسم ارومیه دختر در ترشیری در نتیجه فرورانش رخ داده‌اند و بین این دو یک انقطاع زمانی- مکانی وجود دارد و بدین صورت حدود ۲۰ میلیون سال یعنی زمان پالئوسن و پیرامون آن ماگماتیسم حاصل از فرورانش خفیف می‌گردد. پس از این برهه زمانی، با تغییر مکانی از زون سنندج- سیرجان به غرب ایران مرکزی یعنی ارومیه- دختر منتقل می‌شود. مغشوش بودن سنگ‌های ماگمایی ترسیری در پهنه ارومیه دختر، از نظر سرشت ماگمایی و محیط زمین ساختی می‌تواند حاصل این پدیده باشد، که صفحه سنگ‌کره فرورونده در نوار شمالی سنندج- سیرجان، جنوب و جنوب‌غربی ایران مرکزی (یعنی در محل ارومیه- دختر)، به هنگام فرورانش شکسته شده باشد. این شکسته شدن می‌تواند همراه با کشش موضعی و ایجاد کافت نامنظم باشد. این فرضیه را می‌توان با انجام آزمایش‌های لرزه‌نگاری در چند نیمرخ عمود بر کمربند ارومیه- دختر اثبات کرد. اگر چنین شکستی در سنگ‌کره اقیانوسی وجود داشته باشد، به علت سرد و سلب بود آن توسط امواج لرزه‌ای از محیط پیرامون قابل تشخیص می‌باشد.

۲-۳- چینه‌شناسی ناحیه‌ای

محدوده مورد مطالعه بخشی از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ پاریز می‌باشد (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۵۰). واحدهای سنگی متنوعی از پالئوزوئیک تا کواترنری در محدوده ورقه پاریز رخنمون دارند که به صورت زیر است (شکل ۲-۴):



شکل ۲-۴. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته شده از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ پاریز (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۵۰).

۲-۳-۱- پالئوزوئیک

قدیمی‌ترین سنگ‌های ناحیه در ورقه پاریز مربوط به پالئوزوئیک است. در این منطقه لیتولوژی بخش پائینی پالئوزوئیک شامل دولومیت، مرمر سیاه تا خاکستری و یکسری بین لایه‌های چرت و سربست می‌باشد. بخش بالایی آن شامل آلبیت، کلریت، میکاشیست، ماسه‌سنگ دگرگونه و کوارتزت با میان‌لایه‌های دیاباز میلونیتی شده، آلبیت، میکاشست، کراتوفیر و گاه هورنبلند، کوارتز، دیوریت آلبیتی و اپیدوتی شده است. درجه دگرگونی سنگ‌ها، معادل رخساره شیست‌سبز می‌باشد و کانی‌های اصلی سازنده‌ی این سنگ‌ها کربنات‌ها، کوارتز، سربست، آلبیت، کلریت، اپیدوت و اکتینولیت است.

۲-۳-۲- آمیزه‌های رنگین

این مجموعه شامل مخلوط بی‌نظمی از اسپیلتهای زیردریایی، آگلومراهای دیابازی، توده‌های گابرو-دیاباز، دایک‌های گابرویی، رسوبات کربناتی و رسوب‌های رادیولاریت می‌باشد. پدیده طبیعی در این سنگ‌ها، آلبیتی

شدن، اپیدوتی شدن و سیلیسی شدن است.

۲-۳-۳- ائوسن

مجموعه رسوبی- آتشفشانی ائوسن بی شک مهم ترین و جالب ترین سیمای واحدهای زمین شناسی کمربند کرمان است. این مجموعه در طول کمربند با امتداد شمال غرب- جنوب شرق دارای یک امتداد ۵۰۰ کیلومتری و ضخامت حداقل ۱۵ کیلومتری است. سنگ های ائوسن در شمال شرقی برگه برونزد دارند. بخش بالایی کمپلکس های ولکانیکی توسط پیروکلاست ها و جریان های گدازه مشخص شده است که عمدتاً از نوع پیروکسن تراکی آندزیت ها بوده و تراکی بازالت ها فراوانی کمتری دارند. در بخش جنوبی منطقه عمدتاً سنگ های آندزیتی رخنمون دارند و در قسمت های وسط برگه نیز کمپلکس ولکانیکی دیده می شوند.

۲-۳-۴- توده های نفوذی

سنگ های آذرین درونی به شکل ماسیف های ناهمساز نیمه ژرف و استوک ها به درون کمپلکس ائوسن نفوذ نموده و با شماری از دایک های نفوذی همراه هستند. نفوذی های جنوب شرق بندمزار و ده سیاهان مونزودیوریتی هستند. نفوذی های کوه مزار و سرچشمه تقریباً ترکیب گرانودیوریتی بوده و گاه تغییرات رخساره ای از کوارتز دیوریت، دیوریت تا مونزودیوریت دارند. دیگر نفوذی های موجود در منطقه کوارتز- دیوریتی و دیوریتی هستند. فلدسپات های آکالن با بافت پرتیتی منظم، ارتوکلاز یا آنورتوکلاز در میان کانی های تیره و اوژیت با فراوانی بیشتر و بیوتیت با تناوب کم تر و ندرتاً هورنبلند دیده می شوند.

۲-۳-۵- الیگوسن- میوسن

این رسوب ها در جنوب شرق و شرق منطقه، بر روی دگرشیبی سازندهای ائوسن و آمیزه های رنگین برونزد دارد. جنوب شرق منطقه رود شامل ماسه سنگ های با خرده هایی از سنگ های قدیمی در یک ماتریکس کربناتی هستند و بوسیله شیل و برش ها پوشیده شده است. در بخش بالایی برش ها با شیل های ماسه ای و ماسه سنگ های توفیتی و سیلیت استون ها به صورت بین لایه ای دیده می شوند. ضخامت این سری بیش از ۲۰۰ متر

می‌باشد. در شرق روستای بیدخواب برونزدهای یک سری از رسوبات شامل سنگ‌های آواری صورتی دیده می‌شوند.

۲-۳-۶- نئوژن

دو بخش رسوبی که در توالی نئوژن مشخص شده‌است، بوسیله یک دگرشیبی از یکدیگر جدا شده‌اند. برونزدهای بخش پایینی در محدوده‌ی روستای کهدویه شامل ماسه‌سنگ‌های متوسط تا خوب دانه بندی شده با رگه‌هایی از ژئوپس و میان لایه‌های هالیت هستند. بخش بالایی شامل رسوب‌های چینه‌ای و بی‌نظم با استحکام کم و تقریباً تحکمیافته می‌باشد. در بخش پایینی کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌ها و در بخش بالایی شامل خرده سنگ‌ها و ریگ‌های خوب گرد شده بلوک‌های داسیتی می‌باشند.

۲-۳-۷- سنگ‌های ولکانیکی نئوژن

این سنگ‌ها به وسیله دو آتشفشان چینه‌ای کوه‌غول و سرچشمه مشخص شده‌اند. هر دو آتشفشان کوه‌غول و سرچشمه، یک مخروط پیروکلاستیکی اولیه می‌باشند که متشکل از آگلومراهای چینه‌ای هستند و بوسیله ساختمان‌هایی از دهانه آتشفشان، آگلومراها و توف‌ها پوشیده شده‌اند. این ولکانیک‌ها عمدتاً با ترکیب داسیت-های هورنبلند بیوتیت‌دار، داسیتوئیدها با فنوکریست‌های کوارتز مطابقت دارند.

۲-۳-۸- کواترنری

رسوبات دارای این سن واجد پراکندگی زیادی هستند و مناطق زیادی از ناحیه را می‌پوشانند. رسوبات مزبور دره‌های رودخانه و یا کف یک حوضه بزرگ را تحت پوشش قرار داده است. رسوبات قدیمی‌تر (Q1) دارای لایه‌بندی و سیمان بوده و از گراول‌های رسوبات بادبزی تشکیل یافته است که اغلب توسط قسمت‌های جوانتر پوشیده شده‌اند. رسوبات جوانتر (Q2) سست یا سخت نشده هستند و متشکل از گراول‌هایی می‌باشند که در ماتریکسی از ماسه و رس قرار دارند و معمولاً دارای ضخامت کمی بوده و فقط در حوضه‌های بزرگتر ممکن است به ده متر برسد. رسوبات آبرفتی (Qa1) حاوی ماسه و گراول‌های ته‌نشین شده هستند و نسبتاً در ناحیه گسترش کمی داشته و تنها در طول رودخانه بزرگ توسعه یافته‌اند.

۲-۴- تکتونیک و زمین ساخت ناحیه‌ای

در بخش شمال شرقی برگه یک تاقدیس گنبدی شکل بزرگ که به شرق گسلیده شده و بوسیله توده‌های نفوذی متعدد قطع شده، وجود دارد. امتداد محور این ساختارها تقریباً شرقی- غربی است و روند تعدادی از ساختارهای کوچکتر همراه آن نیز از همان روند تبعیت می‌کنند. گسل‌ها معمولاً دارای یک الگوی نامنظم تقریباً شعاعی هستند. زون‌های عمده دارای روند ENE-WSW و شمالی- جنوبی هستند. تاقدیس به وسیله یک لایه‌بندی جوان ترسیری پوشیده شده است. بخش زیرین نئوژن یک شیب با زاویه تند دارد ولی بخش‌های بالایی نئوژن تقریباً افقی هستند و شیب آن‌ها ممکن است فقط از پشته‌های نامتقارن استنباط شده باشند. بررسی‌های ژئوفیزیکی هوایی یک جابه‌جایی ناحیه‌ای بزرگ را در حاشیه شمالی دشت پاریز- سیرجان نشان می‌دهد. این جابه‌جایی زون کرتاسه بالایی (آمیزه‌های رنگین) را از بلوک شمالی جدا می‌کند و تقریباً، در برگه‌های مجاور نیز پیدا شده است و تا ورقه پاریز کشیده می‌شود. این جابه‌جایی به احتمال زیاد تا روستای حسین‌آباد و کوزان در جنوب شرق و تا پاریز و کوه‌غول در شمال غرب ادامه دارد. ممکن است فرض شود این زون جابه‌جایی در نئوژن بالایی به خوبی احیا شده اما اثرات حرکات کواترنری یافته شده است. در بخش جنوبی برگه، چینه‌های پالتوزوئیک یک ناودیس با محور پلانژدار ملایم به طرف جنوب شرق تشکیل می‌دهند. فقط بخش شمال این ناودیس در این برگه قرار دارد. در حاشیه غربی برگه، سنگ‌های ولکانوژنیک ائوسن یک ناودیس پهن با محور پلانژدار به طرف جنوب- غرب را تشکیل می‌دهند.

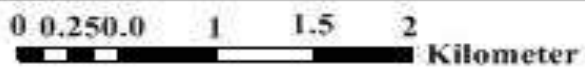
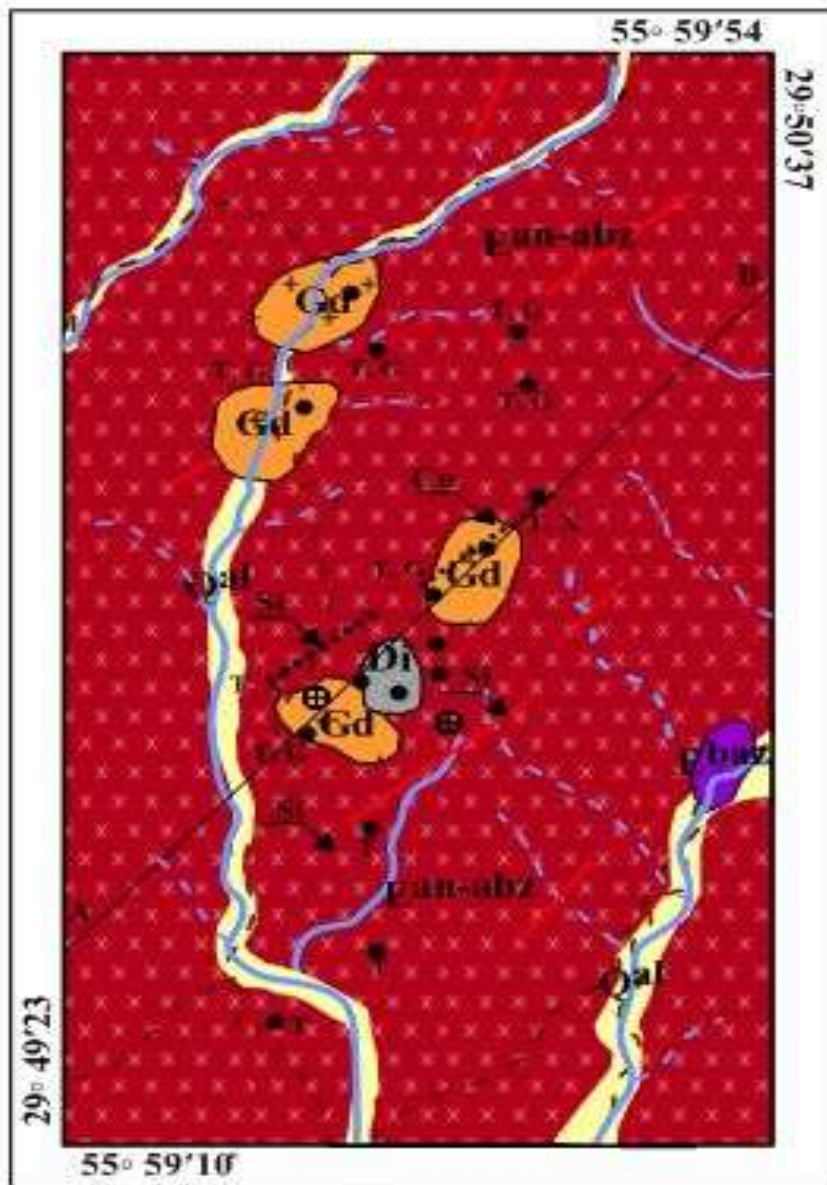
۲-۵- زمین‌شناسی اقتصادی

بخش عمده کانسارسازی منطقه مربوط به متالوژنی کمان ولکانیکی- پلوتونیک ترشیر می‌باشد که در طی آن مهم‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران تشکیل شده است. در این منطقه تعداد ۱۰ کانسار پورفیری وجود دارد که مهم‌ترین آن‌ها کانسار سرچشمه می‌باشد و رخدادهای دیگر به فواصل حداکثر چند ده کیلومتر در کنار آن قرار دارند. علاوه بر کانسارهای پورفیری مس کانسارهای اپی‌ترمال فلزات گرانبها و رگه‌های پلی‌متال نیز در منطقه وجود دارد. در بسیاری از کمان‌های ولکانیکی مرتبط با فرورانش، کانسارهای پورفیری و اپی‌ترمال

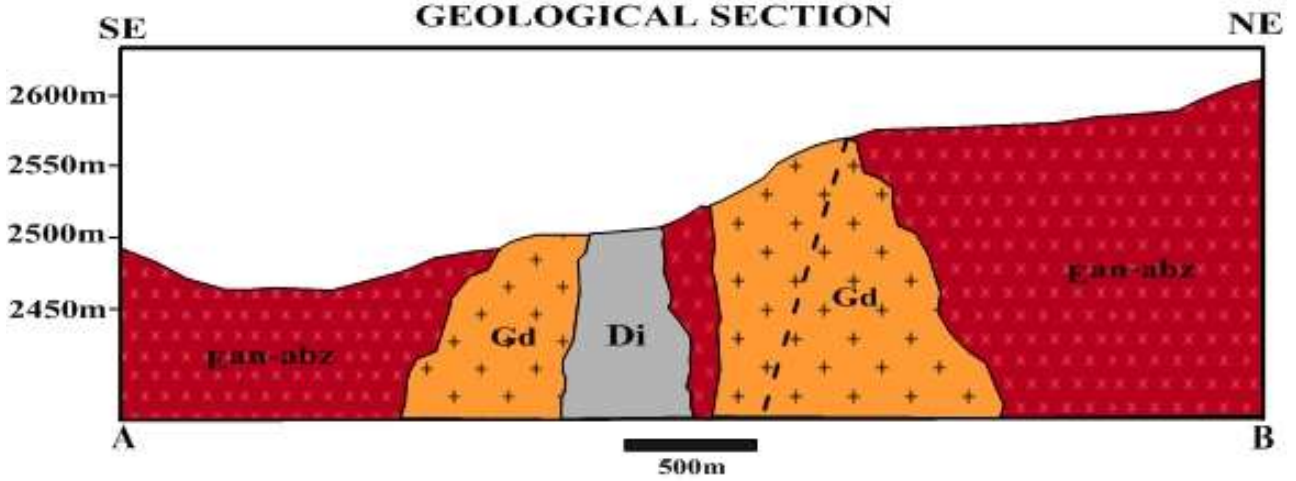
در ارتباط با یکدیگر تشکیل می‌شوند. در این حال سیستم‌های اپی‌ترمال در بالای سیستم‌های پورفیری قرار گرفته‌اند. نمونه بارز این حالت در کانسار آبدار دیده می‌شود که سیستم اپی‌ترمال در نزدیکی کانسار پورفیری در سطوح ارتفاعی بالاتر تشکیل شده است. همچنین در بسیاری از مناطق دارای سیستم پورفیری، کانسارهای رگه‌ای نیز یافت می‌شوند. از مهم‌ترین کانسارهای نوع رگه‌ای حاشیه سیستم‌های پورفیری، کانسارهای سرب، روی (نقره، مس) می‌باشند که از این کانسارها کانسار قنات مروان، در منطقه سرچشمه قابل ذکر است.

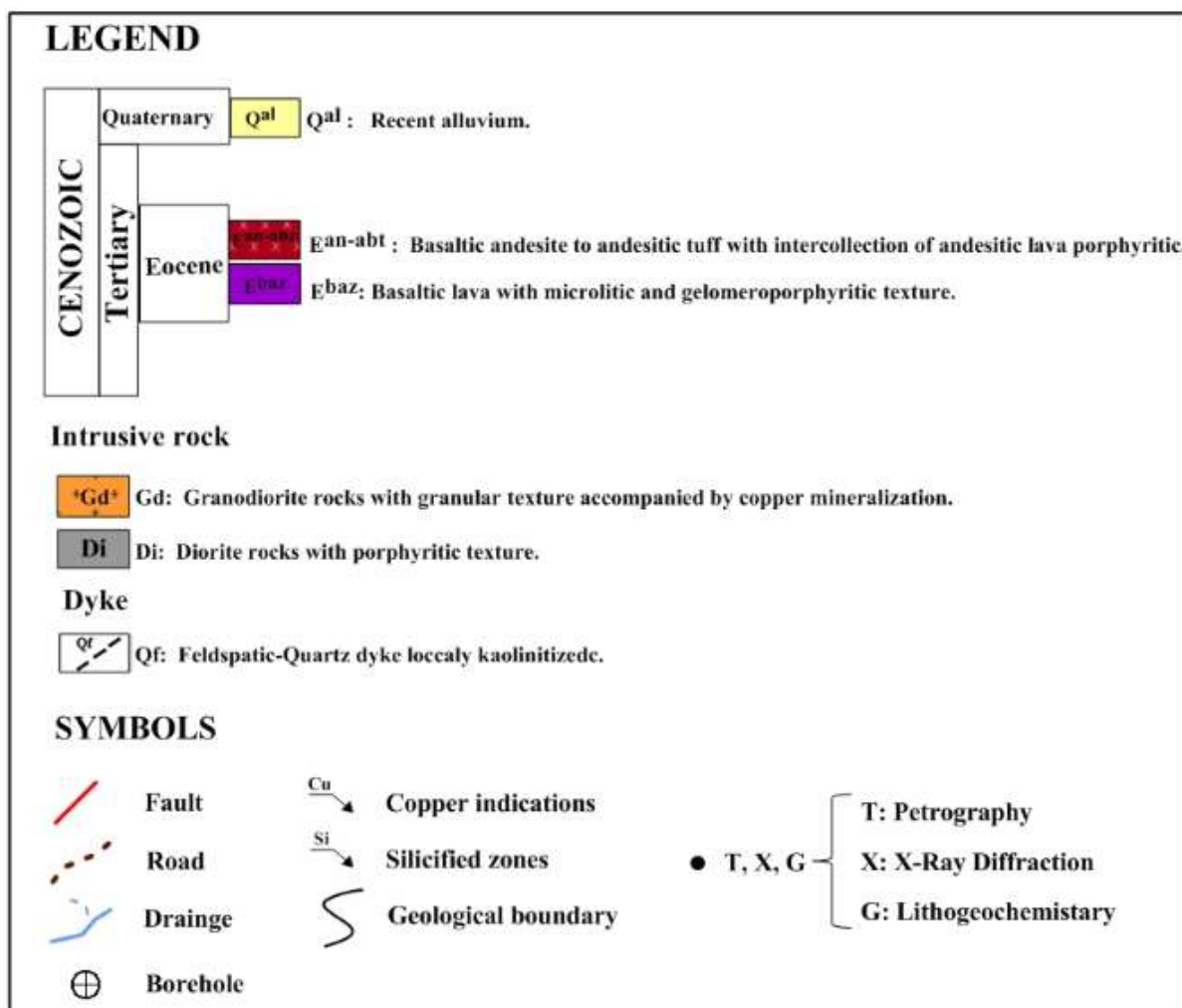
۲-۶- زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی

سنگ‌های کانسار مس باغ‌خشک متعلق به دوره سنوزوییک و شامل سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی مربوط به ائوسن، سنگ‌های نفوذی با سن الیگومیوسن و دیگر واحدهای سنگی نئوژن هستند. سنگ‌های توفی با ترکیب آندزیت تا آندزیت-بازالت وسیع‌ترین رخنمون سنگی را در منطقه تشکیل می‌دهند. این واحد به عنوان واحدهای درونگیر توده‌ی نفوذی به حساب می‌آید، استوک‌های نیمه‌عمیق و کوچک دیوریت پورفیری، گرانودیوریت پورفیری و دایک‌های کوارتز-فلدسپاتی درون سنگ‌های ائوسن جای گرفته‌اند. رگه‌های سیلیسی اغلب بدون کانی‌سازی هستند. رسوبات آبرفتی کواترنر نیز در منطقه دیده می‌شوند. شکل (۲-۵) نقشه زمین‌شناسی سطحی بزرگ مقیاس از محدوده باغ‌خشک را نشان می‌دهد.



GEOLOGICAL SECTION





شکل ۲-۵. نیمرخ و نقشه زمین‌شناسی سطحی بزرگ مقیاس از محدوده باغ خشک شامل واحدهای دارای رخنمون، موقعیت نمونه‌های سطحی برداشت شده و موقعیت گمانه‌های حفاری شده است.

۲-۶-۱- سنگ‌های آتشفشانی

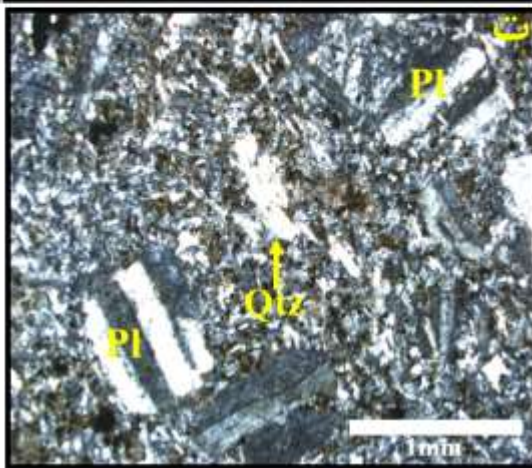
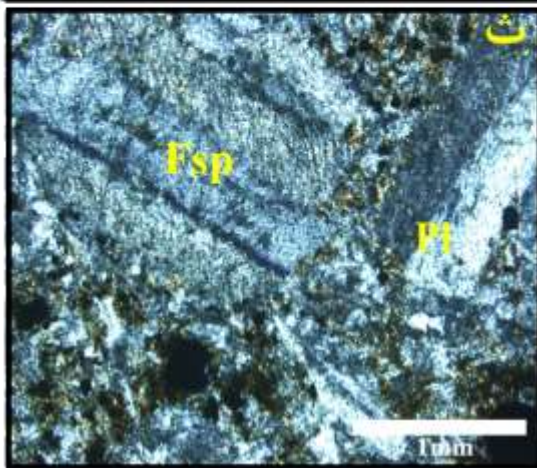
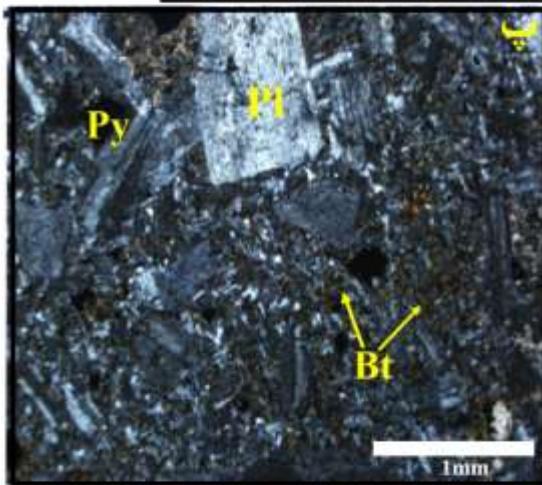
سنگ‌های آتشفشانی ائوسن گسترده‌ترین واحدهای سنگ‌شناختی در منطقه هستند، که در دو گروه واحدهای گدازه‌ای و آذرآواری ائوسن مورد بررسی قرار گرفتند و شامل گدازه‌های آندزیتی، بازالتی و توف با ترکیب آندزیت، آندزیت‌بازالتی می‌باشند. سنگ‌های آذرین نفوذی به داخل این مجموعه آتشفشانی نفوذ کرده‌اند از این رو سیستم حرارتی و سیالات گرمایی ناشی از آن، سبب دگرسانی‌های سیلیسی، کلریتی، اپیدوتی، آرژیلیکی و سریسیتی در این مجموعه آتشفشانی شده است. در زیر به توصیف هر یک از واحدهای آتشفشانی رخنمون یافته در منطقه پرداخته می‌شود.

۲-۶-۱-۱-واحد گدازه‌ای

گدازه‌های منطقه مورد مطالعه از نظر ترکیب شیمیایی در طیف حدواسط تا بازی شامل آندزیت و بازالت قرار می‌گیرند. در این قسمت هریک از واحدهای گدازه‌ای توصیف می‌گردد.

واحد آندزیت: آندزیت‌ها، گروه مهمی از سنگ‌های آذرین هستند که معادل بیرونی دیوریت‌ها می‌باشند و از نظر ترکیب شیمیایی در گروه سنگ‌های حدواسط قرار می‌گیرند. این واحدها، فراوانترین و متنوع‌ترین سنگ‌های ولکانیکی را در جزایر قوسی و حاشیه‌های فعال قاره‌ای تشکیل می‌دهند. آندزیت‌ها عموماً از پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل شده‌اند و مانند بسیاری از سنگ‌های آتشفشانی به صورت گدازه‌های آتشفشانی و نیز به شکل سیل و دایک دیده می‌شوند. بافت غالب آندزیت‌ها پورفیری با خمیره ریزبلور است، که فنوکریست‌های آن عمدتاً پلاژیوکلاز، آمفیبول و در برخی موارد بیوتیت و پیروکسن می‌باشد و گاه توسط میکروولیت‌های کوچک پلاژیوکلاز احاطه شده‌اند. معمولاً در آندزیت‌ها حفره‌هایی دیده می‌شود که به وسیله کانی‌های مختلف، بخصوص کلسیت، کلریت، کوارتز، اوپال، کریستوبالیت و فلدسپات‌های سدیک پر می‌شوند.

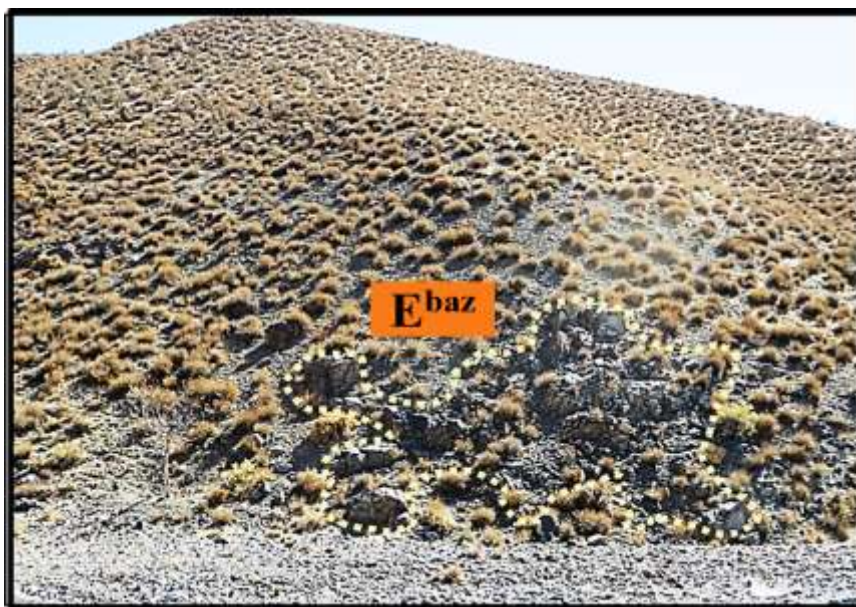
بر پایه مشاهدات صحرائی، آندزیت در محدوده مورد مطالعه بصورت یک رخنمون کوچک در قسمت میانی منطقه وجود دارد که از گسترش بسیار کمی برخوردار است و بصورت بین لایه‌ای در واحد توفی مشاهده می‌شود (شکل ۲-۶-الف). آندزیت‌های منطقه خاکستری روشن تا تیره‌رنگ همراه با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین می‌باشند. عمده کانی‌های فرومنیزین دار شامل آمفیبول و پیروکسن هستند. دگرسانی در این تیپ سنگ‌ها شامل کلریتی و سرسیتی است که پلاژیوکلازها دانه‌درشت و ماکل دار دچار دگرسانی سریسیتی شده‌اند و پیروکسن‌ها در بعضی موارد به آمفیبول تبدیل شده‌اند و پدیده اورالیتی شدن را به وجود آورده‌اند. ترکیب کانی‌شناسی این واحد شامل پلاژیوکلاز، آلكالی فلدسپار، هورنبلند، پیروکسن، کوارتز، کلریت، اکسید آهن و پیریت است. بیشتر بافت این سنگ‌ها پورفیری با خمیره هیالوپیلیتیک است که از خمیره‌ای از شیشه و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده است و آثار خفیفی از سریسیتی شدن نیز در آن دیده می‌شود. (شکل ۲-۶-پ، ت و ث). همچنین حفرات پر شده از کوارتز و اکسید آهن در این نمونه مشاهده می‌شود و پیریت بصورت فاز سولفیدی پراکنده در سنگ وجود دارد.



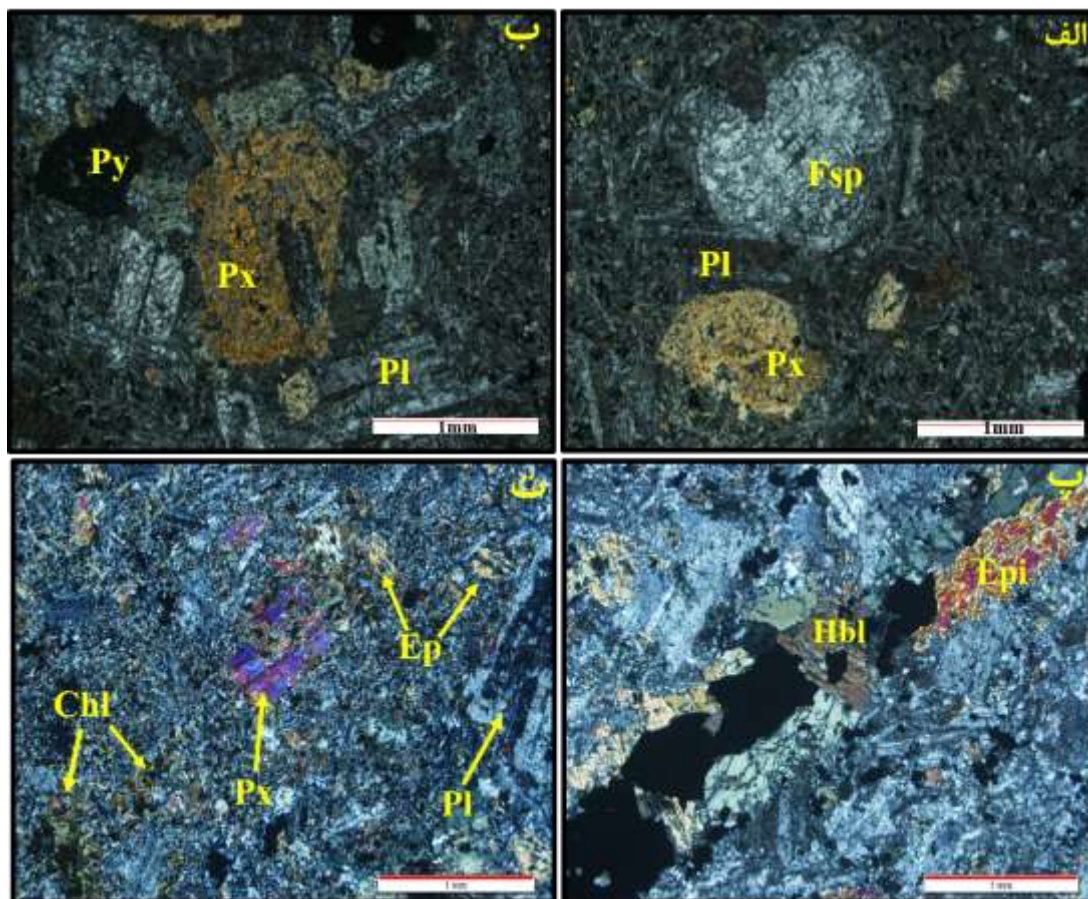
شکل ۲-۶. الف) نمایی از واحد آندزیت پورفیری موجود در منطقه دید به سمت شمال. ب) تصویر نمونه دستی واحد آندزیت پورفیری. پ) درشت بلور پلاژیوکلاز در زمینه دانه ریزی از بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز. ت) وجود ماگل کارلسباد در درشت بلورهای پلاژیوکلاز. ث) پلاژیوکلاز در حال تبدیل به سریسیت.

-**واحد بازالت:** بازالت نسبت به آندزیت از فراوانی بسیار کمتری در منطقه برخوردار است. در صحرا این واحد سنگی به توف شبیه است (شکل ۲-۷) و در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره متمایل به سیاه دیده می شود.

در زیر میکروسکوپ دارای بافت میکروولیتی و گلومروپورفیری می‌باشد و عموماً از مقادیر زیادی پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده است (شکل ۲-۸). همچنین مقداری کلریتی و اپیدوتی شدن را نیز نشان می‌دهد (شکل ۲-۸-ث و ج) و کانی‌های سولفیدی بصورت پراکنده در متن سنگ دیده می‌شوند.



شکل ۲-۷. گسترش صحرایی واحد بازالت پورفیری در منطقه دید به سمت شرق.



شکل ۲-۸. تصاویر میکروسکوپی نور عبوری مربوط به بازالت‌های منطقه با بافت گلوپورفیری: الف) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و فلدسپار. ب) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن. موارد ذکر شده در حال تبدیل به کانی‌های ثانویه نظیر اپیدوت و کلریت می‌باشند و در این مقاطع کانی سولفیدی مشاهده شده پیریت می‌باشد که بصورت دانه پراکنده در متن سنگ وجود دارد. پ) حضور رگه هورنبلند، اپیدوت، کوارتز که حاوی کانی‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و اکسیدی (مگنتیت) در سنگ میزبان بازالتی است. ت) بازالت که متحمل دگرسانی کلریتی و اپیدوتی شده است.

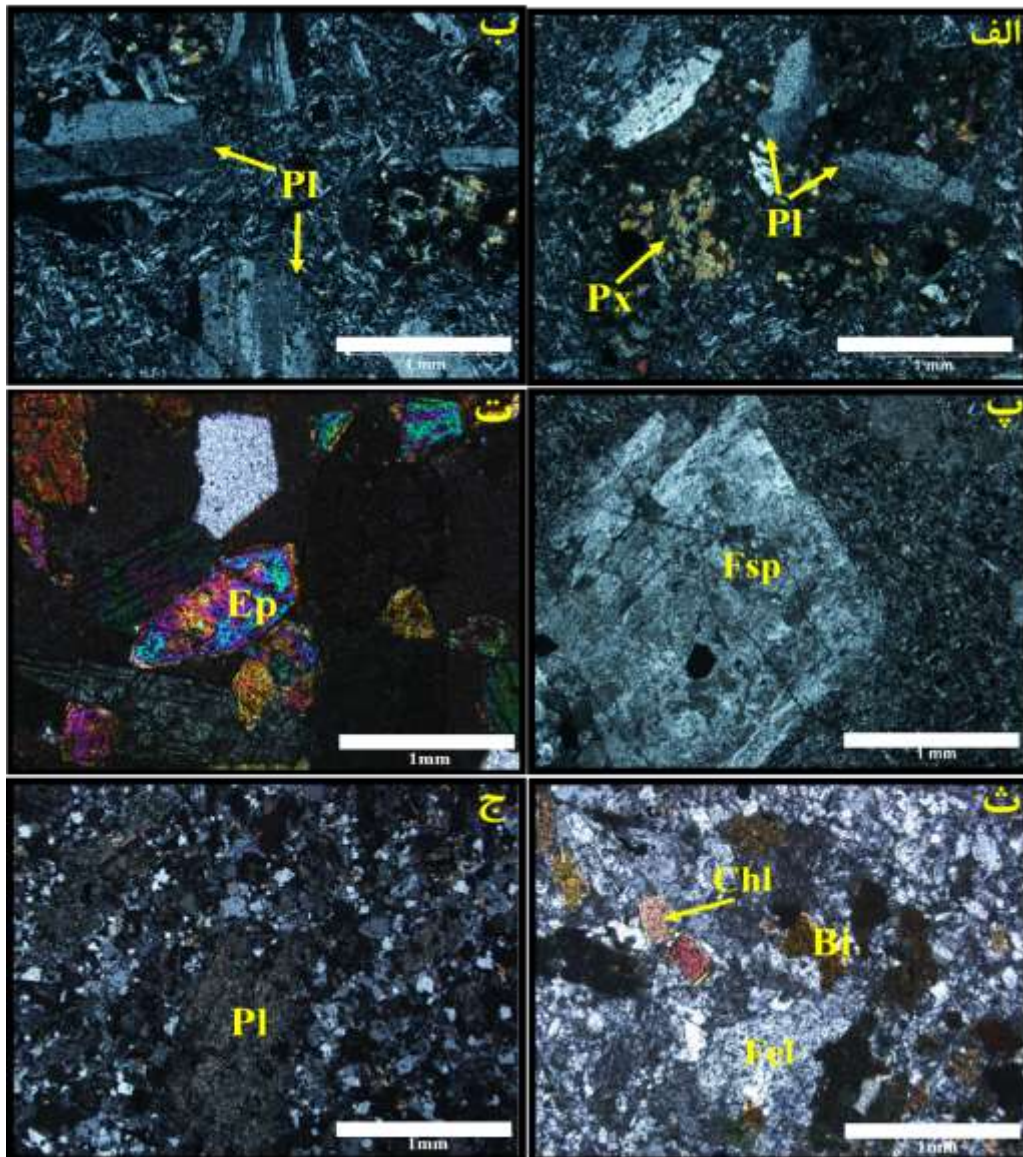
۲-۶-۱-۲- سنگ‌های پیروکلاستیک

مواد آذرآواری، در نتیجه فعالیت آتشفشانی همراه با انفجار ماگمای گازدار، به وجود می‌آیند و در خشکی‌ها، دریا و یا دریاچه رسوب می‌کنند. در منطقه مورد مطالعه حجم قابل توجهی از واحدها به این گروه از سنگ‌ها اختصاص یافته است که عمدتاً شامل توف با ترکیب آندزیتی و آندزیت‌بازالتی می‌باشند. توف‌ها در منطقه بیشتر به صورت ضخیم‌لایه و به رنگ سبز و گاه در سطح قهوه‌ای رنگ قابل مشاهده هستند که شدیداً دگرسان شده‌اند. به دلیل دگرسانی شدید کانی‌ها و بافت اولیه زیاد قابل رؤیت نیست (شکل ۲-۹-الف و ب). در ادامه با مطالعه نمونه دستی و مقاطع نازک تهیه شده، به شرح خصوصیات آنها می‌پردازیم.



شکل ۲-۹. الف) تصویر صحرایی از پدیده‌ی اپیدوتی شدن در واحد توفی. ب) تصویر صحرایی از واحد توفی که آثاری از اپیدوت و کلریتی شدن در آن دیده می‌شود.

-توف آندزیتی تا آندزیت بازالتی: بخش اعظم محدوده کانسار را توالی ضخیمی از توف‌های سنگی و بلورین به رنگ خاکستری، سبز تیره تا سبز روشن پوشانده که دارای ریخت‌شناسی ملایم‌تری نسبت به سایر رخنمون‌های سنگی موجود در منطقه بوده و توده گرانودیوریتی کانه‌دار نیز به داخل آنها نفوذ کرده است. این مجموعه آواری-آتشفشانی مربوط به ائوسن است، سنگ‌های آذرآواری کانسار دارای دامنه‌ای از توف آندزیتی تا آندزیت-بازالتی می‌باشند. توف در نمونه‌دستی به رنگ خاکستری است که آثاری از پیریت در آنها دیده می‌شود. در مجاورت با توده، دارای دگرسانی فیلیک و آرژیلیکی بوده و در بخش‌های دور از توده، دارای دگرسانی پروپیلیتیکی است که کانی‌های فرومنیزین (پیروکسن و آمفیبول) به کلریت و اپیدوت تجزیه شده است، در حالیکه در بخش‌های آرژیلیکی شده، کانی‌های فرومنیزین کاملاً تجزیه شده و فلدسپات‌ها نیز به مجموعه‌ای از کانی‌های رسی تجزیه شده است (شکل ۲-۱۰-ج). توف‌های منطقه دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، کلریت، اپیدوت و کوارتز و بطور پراکنده پیریت هستند. میانگین اندازه پلاژیوکلازها در توف‌ها برابر با ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر است (شکل ۲-۱۰). به‌طور کلی سنگ‌های آذرآواری منطقه دارای بافت پورفیری با زمینه‌ی میکرولیتی هستند که در آن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۱۰-الف، ب و پ). در بیشتر موارد پرشدگی حفره‌ها توسط کوارتز، اپیدوت، کلریت و آلبیت صورت می‌گیرد (شکل ۲-۱۰-ث و ت).



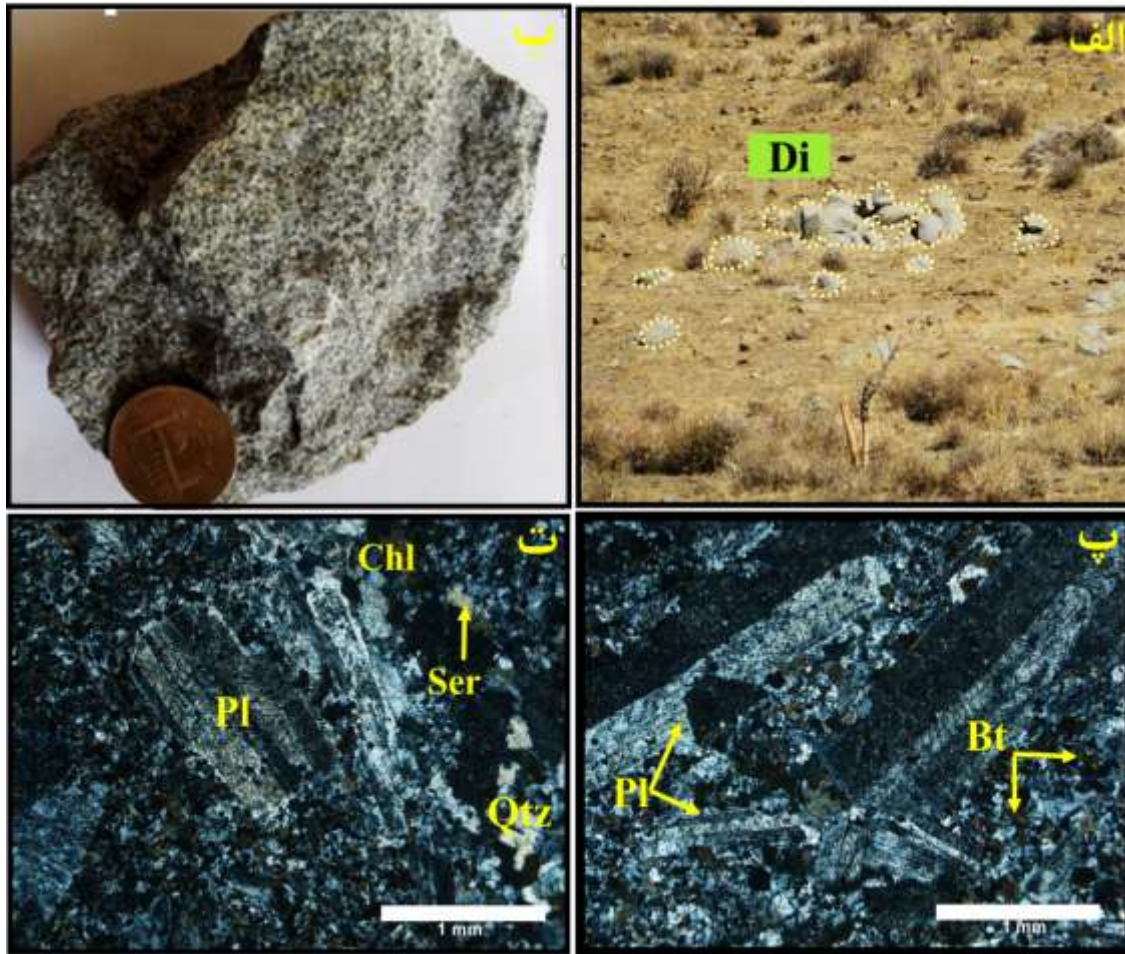
شکل ۲-۱۰. الف) تصاویر میکروسکوپی از توف‌های منطقه: الف) و ب) توف آندزیت بازالتی با زمینه میکروولیتی-جریانی که در حال کلریتی- اپیدوتی شدن هستند. پ) توف آندزیتی که در آن فنوکریست پلاژیوکلاز و فلدسپار در زمینه میکروکریستالین قرار گرفته است. ت) توف بازالتی که بشدت کلریتی و اپیدوتی شده است. ث) حضور کانی‌های فلدسپار، کلریت و بیوتیت در توف. ج) پلاژیوکلاز در حال تبدیل به کانی‌های رسی و سربیسیت.

۲-۶-۲- توده‌های نفوذی

توده‌های نفوذی منطقه شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت هستند که به احتمال زیاد در زمان الیگومیوسن به درون مجموعه‌های آتشفشانی ائوسن تزریق شده است و به نظر می‌رسد سیالات گرمایی ناشی از نفوذ این توده‌ها سبب دگرسانی‌های گرمایی گسترده شده‌اند. سنگ‌های نفوذی منطقه باغ‌خشک به دو

صورت سطحی و لاگینگ مغزه‌های حفاری نمونه‌برداری و مورد مطالعه قرار گرفتند که در زیر به توصیف هریک از آنها پرداخته شده است.

دیوریت: دیوریت‌ها سنگ‌های حدواسط تمام بلورین دانه درشت تا دانه متوسط هستند که عموماً از پلاژیوکلاز ($An < 50$) با حدود ۷۰ تا ۷۵ درصد حجمی سنگ و کانی‌های مافیک که اغلب هورنبلند و در برخی موارد اوژیت یا بیوتیت است، تشکیل شده‌اند. نوع پلاژیوکلاز در دیوریت‌ها از نوع آندزین و غالباً دارای ساختار منطقه‌ای (لابرودیوریت در مرکز و آلبیت در حاشیه) است. کانی‌های تیره دیوریت‌ها شامل آمفیبول، پیروکسن و بیوتیت بوده و آلکالی فلدسپار و کوارتز کانی‌های فرعی سنگ را تشکیل می‌دهند. بافت غالب آنها میرمیکیتی می‌باشند، ولی در برخی موارد داری بافت پورفیری هستند (همام، ۱۳۸۴). در منطقه مورد مطالعه، توده دیوریتی در بخش میانی توده بزرگ گرانودیوریتی هوازده برونزد دارد. این توده با جهت شمال شرقی - جنوب غربی در کنار جاده رخنمون یافته است (شکل ۲-۱۱-الف) و به نظر می‌رسد حاصل تفریق ماگمایی از منشاء یکسان با توده گرانودیوریتی در منطقه باشد. کوارتز بصورت رگه-رگچه و پراکنده در سنگ دیده می‌شود. آثاری از پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلریت، فازهای سولفیدی شامل پیریت، کالکوپیریت و اکسیدهای آهن در سرتاسر سنگ وجود دارد که فراوانی این فازها در زمینه‌ی سنگ بیشتر از فنوکریست‌ها می‌باشد. کانی‌های دگرسانی در این سنگ نیز بیشتر بیوتیت، کلریت و سریسیت هستند (شکل ۲-۱۱-پ و ت).



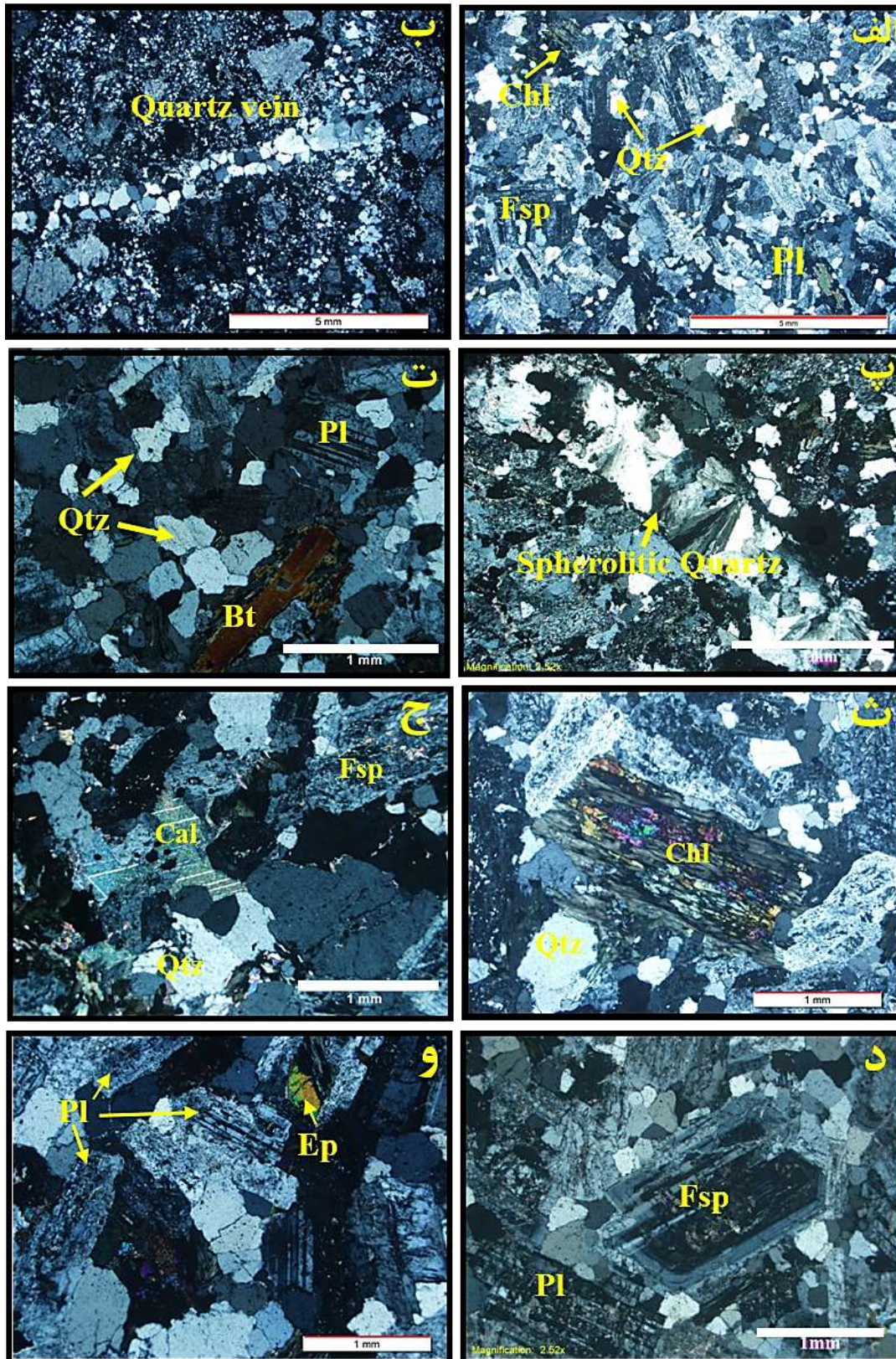
شکل ۲-۱۱. الف) گسترش صحرایی واحد دیوریت پورفیری در منطقه دید به سمت شمال. ب) تصویر نمونه دستی از واحد دیوریت پورفیری. پ و ت) تصاویر میکروسکوپی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز به همراه کانی‌های حاصل از دگرسانی (کوارتز، بیوتیت، سریسیت، کلریت).

گرانودیوریت: گرانودیوریت‌ها سنگ‌های آذرین درونی فلسیک تا حدواسط تمام بلورین دانه‌درشت تا دانه-متوسط هستند. چندین توده‌ی گرانودیوریتی در بخش میانی و شمال منطقه وجود دارد. بزرگترین رخنمون این توده در منطقه دارای ابعادی در حدود ۲۰ در ۴۰ متر می‌باشد (شکل ۲-۱۲). بافت این سنگ گرانولار است و کانی‌های اصلی سنگ شامل پلاژیوکلاز، اورتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند می‌باشند (شکل ۲-۱۳). پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد هستند که حدود ۶۰-۷۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند و بصورت خودشکل و نیمه خودشکل دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۳-الف-ت-پ-و). پلاژیوکلازها در برخی موارد حالت منطقه‌بندی نشان می‌دهند. این نمونه‌ها همچنین دارای کانی‌های سولفیدی با ترکیب پیریت و کالکوپیریت می‌باشند. سنگ دگرسانی خفیفی را متحمل شده است که کلریت و سریسیت کانی‌های حاصل

از دگرسانی هستند. کانی‌های اپک نیز در مقاطع نازک مشاهده می‌شود که به نظر می‌رسد حاصل دگرسانی هورنبلند می‌باشند. کالکوپیریت در نتیجه هوازدگی به ملاکیت تبدیل‌شدگی دارد. این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای درشت‌بلور تا متوسط‌بلور می‌باشند. شکل (۲-۱۳) انواع بافت و کانی‌های تشکیل دهنده موجود در گرانودیوریت‌های منطقه را نشان می‌دهد.

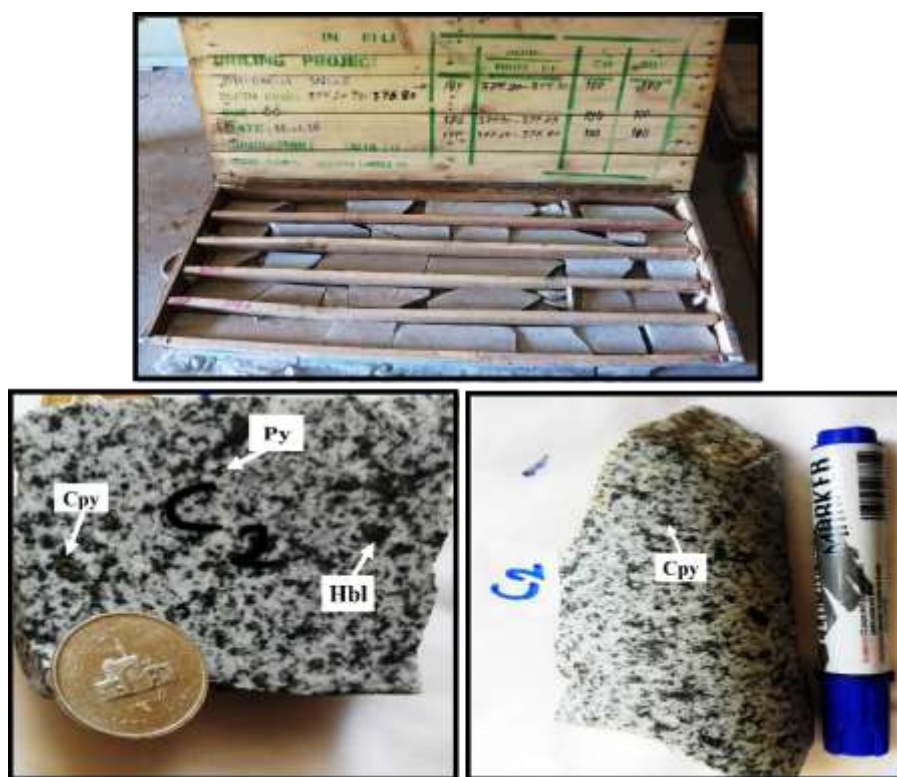


شکل ۲-۱۲. الف) گسترش توده‌ی گرانودیوریتی اصلی موجود در منطقه دید به سمت شرق. ب) شکستگی‌های حاوی کانی‌های ثانویه مس (ملاکیت) در سنگ گرانودیوریتی.



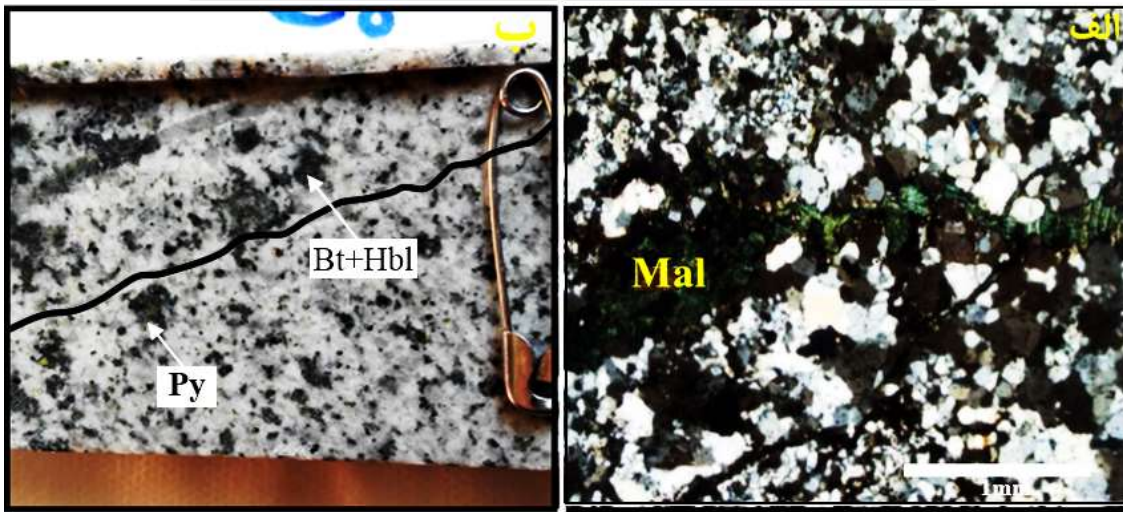
شکل ۲-۱۳. تصاویر میکروسکوپی مربوط به سنگ گرانودیوریتی با انواع کانی‌ها و بافت‌های تشکیل‌دهنده. الف) گرانودیوریت با بافت گرانولار. ب) گرانودیوریتی که سیلیسی شده، سیلیس ثانویه هم در متن سنگ و هم بصورت رگه-رگچه وجود دارد. پ) گرانودیوریت توسط رگه‌ی کوارتز قطع شده که کریستال‌های کوارتز شعاعی هستند، منشاء گرمایی دارند و در درجه حرارت‌های پایین تشکیل می‌شوند. ت) ماکل تکراری در پلاژیوکلاز و بیوتیت‌های اولیه در سنگ. ث) کلریتی شدن بیوتیت را نشان می‌دهد.

ج) سریسیت و کلسیت که ناشی از دگرسانی فلدسپات و کانی‌های مافیک سنگ هستند. د) فلدسپار با ساخت منطقه‌ای و پلاژیوکلاز با ساخت آلبیتی- تکراری. و) کانی اپیدوت که در نتیجه‌ی دگرسانی فلدسپات و کانی‌های مافیک سنگ حاصل می‌شود.



شکل ۲-۱۴. تصاویر گمانه‌های لاگینگ شده و نمونه‌ی دستی مربوط به گرانودیوریت.

کوارتزدیوریت: کوارتزدیوریت‌ها در سطح رخنمون ندارند و تنها در لاگینگ نمونه‌های مغزه‌ها ثبت گردیده است. شواهد سنگ‌شناسی مغزه‌ها نشان می‌دهد که کوارتزدیوریت از گسترش کمی برخوردار می‌باشد و این سنگ‌های نفوذی به مراتب کمتر از گرانودیوریت‌ها هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها عموماً پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند است. کانی‌های فرعی شامل فلدسپارپتاسیم و کانی‌های ثانویه شامل کلریت و سریسیت می‌باشد. مالاکیت نیز بعنوان کانه کربناته در پاره‌ای از مقاطع دیده می‌شود. بلورها عموماً بی‌شکل یا نیمه‌شکل‌دار هستند. پلاژیوکلازها که دانه‌های درشت‌سنگ را تشکیل می‌دهند، غالباً دارای ساخت منطقه‌ای هستند و حاوی کانی‌های تداخلی از نوع بیوتیت، هورنبلند و یا کانی‌های اپک می‌باشند. بافت این سنگ‌ها معمولاً دانه‌ای است، و گاهی دارای بافت پورفیریتیک هم هستند چون پلاژیوکلازهای درشت در زمینه‌ای دانه‌ریز قرار گرفته‌اند.



شکل ۲-۱۵. تصاویر گمانه‌های لاگینگ شده، نمونه‌ی دستی و میکروسکوپی مربوط به کوارتز دیوریت.



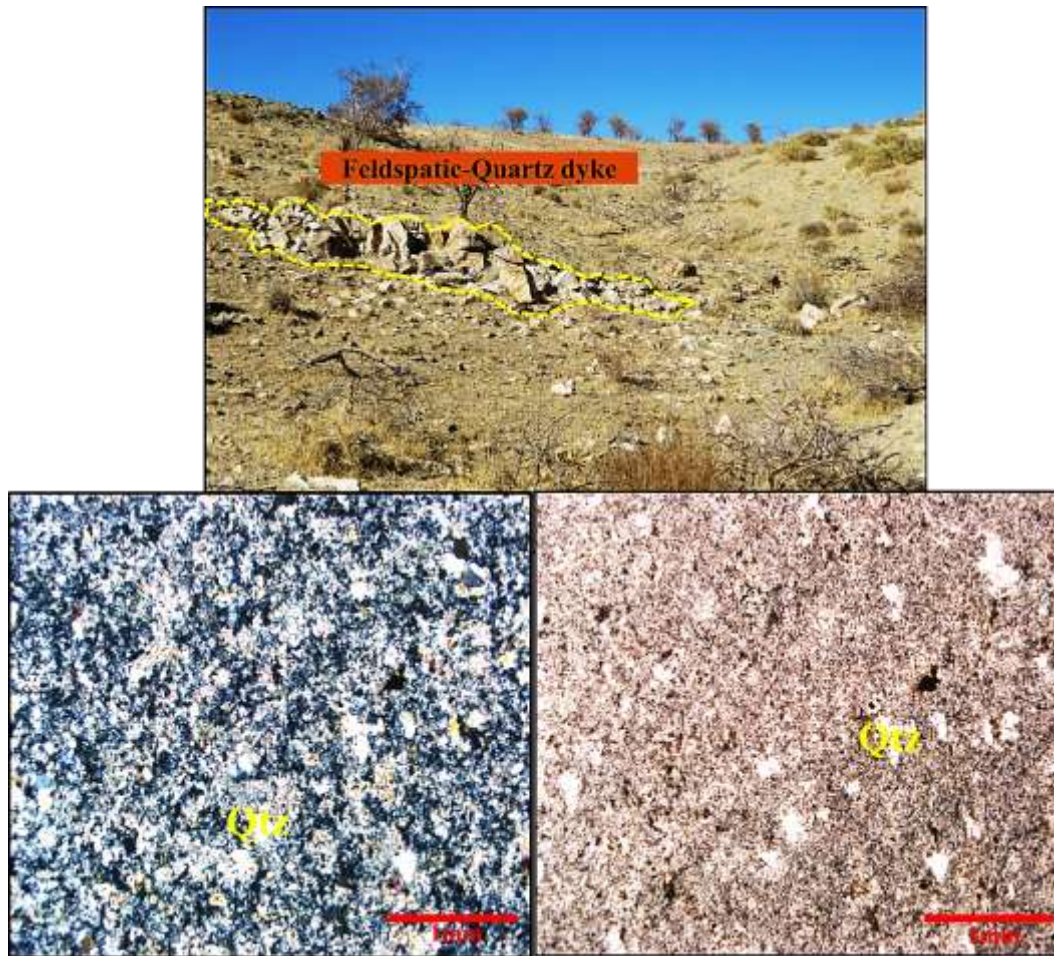
شکل ۲-۱۶. گمانه مورب نسبت به سطح افق (جهت شیب به سمت جنوب شرق).



شکل ۲-۱۷. تصاویر مربوط به محل نگهداری مغزه‌های حفاری.

۲-۶-۳-دایک آپلیتی

در داخل توف‌های یادشده، چندین دایک دیده می‌شود. امتداد دایک‌ها شرقی - غربی است که ۷۵ درجه به سمت جنوب شیب دارند. متوسط طول دایک‌ها ۲۰۰ متر بوده و ضخامت آنها تا حدکثر ۲/۵ متر می‌رسد. خط گسل دایک را کمی جابه‌جا کرده است. جنس دایک‌ها، آپلیتی (کوارتزفلدسپاتی) می‌باشد که دارای بافت ریزدانه‌ای هستند و دگرسانی سیلیسی، آرژیلیک نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۸-ب و پ). بیشترین تمرکز دایک‌ها در بخش شرقی منطقه دیده می‌شود. کانی‌های محصول دگرسانی بیشتر شامل کوارتز، کلریت، سریسیت، اپیدوت، کانی‌های رسی و اکسید آهن می‌باشد.

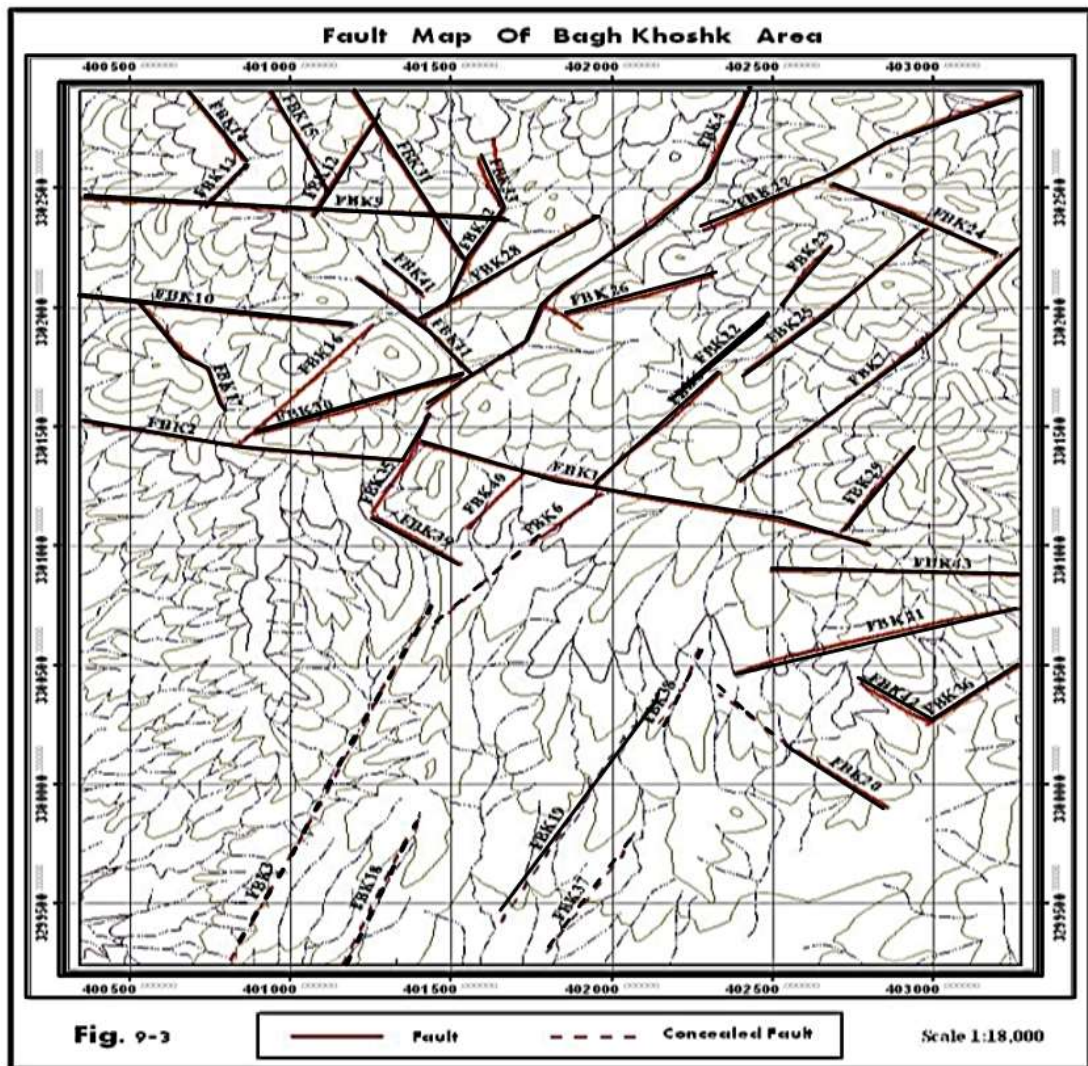


شکل ۲-۱۸. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی نور عبوری طبیعی و پلاریزه مربوط به دایک آپلیتی.

۲-۷- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه

بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای و همین‌طور عکس‌هوایی منطقه نشان می‌دهد که ساختارهای اصلی منطقه از ساختارهای اصلی کمربند کرمان یعنی روند NW-SE تبعیت می‌کند و گسل‌های اصلی FBK, FBK2 که از مهمترین گسل‌های منطقه هستند نیز دارای همین روند هستند (شکل ۲-۱۹). این ساختارها عمدتاً از ساختارهای ناحیه‌ای می‌باشند. مهمترین روند در نقشه باغ‌خشک ساختارهای با روند-NE است که از بین تعداد ۴۳ گسل بزرگ و کوچک، تنها ۱۶ گسل با این روند می‌باشند. این گسل‌ها از نوع برشی چپ‌لغز می‌باشند. در برخی از کانسارهای منطقه روندهای شرقی- غربی و همین‌طور روندهای شمالی- جنوبی روند مهم می‌باشند، در باغ‌خشک روند شرقی- غربی مهم هست و همان‌طور که اشاره شد، دایک‌های

اسیدی دارای این روند هستند. در نقشه باغ خشک از گسل‌های با روند شمالی - جنوبی اثری دیده نمی‌شود و یا روند مهمی در این نقشه نمی‌باشد. توده منشأ پورفیری با یک گسل با روند NW-SE ارتباط نشان می‌دهد که این ارتباط می‌تواند فقط یک رخداد مکانی باشد و ارتباط کانی‌سازی و دگرسانی با این روند محتمل نیست. مسئله دیگر اینکه پوشش خاک باعث پوشیده شدن روندهای جنوب غربی منطقه شده است.



شکل ۲-۱۹. نقشه توزیع گسل‌های منطقه باغ خشک (شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۳۸۹).

فصل سوم:

کانه زاپی و دکرسانی

۳-۱- مقدمه

یکی از نکات مهم در مطالعه‌ی هر کانساری، توجه به عوامل کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی آن کانسار می‌باشد. کنترل‌کننده‌های کانی‌سازی شامل انواع ساختاری، چینه‌شناسی، فرایندهای ماگمایی و گرمایی هستند. شکل کانسارها ارتباط مستقیمی با کنترل‌کننده‌های کانی‌سازی دارد و شامل انواع دانه‌پراکنده، توده‌ای، نواری، برشی، رگه- رگچه‌ای و پرکننده‌ی فضاهای ناشی از انحلال و غیره هستند. در تحقیق حاضر برپایه‌ی مشاهدات زمین‌شناسی صحرائی، مطالعه نمونه‌های دستی و میکروسکوپی (سطحی و زیرسطحی) به بررسی ساختار کانی‌سازی در کانسار مس باغ‌خشک پرداخته شده است. شکل غالب کانی‌سازی در این کانسار از نوع دانه‌پراکنده می‌باشد ولی انواع رگه- رگچه‌ای و برشی هم در پاره‌ای از مغزه‌های حفاری دیده می‌شود که در ادامه توصیف جداگانه هر کدام آورده شده است.

شناخت محصولات و فرایندهای دگرسانی که همراه با کانی‌زایی دیده می‌شوند، بنیان شناسایی فرایندهای مربوط به تشکیل کانسار است و موجب پیشرفت در روش‌های اکتشافی می‌شود (Lentz, 1994). مجموعه کانی‌هایی که در دگرسانی‌های مختلف وجود دارند در نتیجه‌ی تغییرات فشار، درجه حرارت و ترکیب شیمیایی به وجود می‌آیند (Evans, 1997) لیکن عامل تعیین‌کننده در تشکیل انواع دگرسانی و شدت آن‌ها، شیمیایی و حرارتی می‌باشد. برای بررسی دگرسانی‌ها در محدوده‌ی مورد مطالعه از شواهد صحرائی، نتایج مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی به روش پراش اشعه X استفاده شده است. براساس نتایج این مطالعات چهار منطقه‌ی دگرسانی اصلی تشخیص داده شده است، که از داخل به خارج عبارتند از: منطقه پتاسیک، پروپیلیتیک، فیلیک و آرژیلیک می‌باشد. علاوه‌براین، دگرسانی‌های سیلیسی، سریسیتی و کلریتی‌شدن نیز در محدوده باغ- خشک وجود دارد. هدف از این بخش شناخت مناطق دگرسانی و ارتباط آن با فرایندهای تشکیل کانسار می‌باشد.

۳-۲- عوامل مؤثر در کانه‌زایی

نهشت ماده معدنی در کانسارهای گرمایی عموماً توسط دو عامل اساسی شیمیایی و ساختاری کنترل می‌شود.

این دو عامل نقش مهمی در توزیع و نهشت کانه‌ها به عهده دارند. عوامل ساختاری در توزیع و تمرکز سیالات کانی‌ساز مؤثر بوده و عوامل شیمیایی حمل و ته‌نشست ماده معدنی را کنترل می‌کنند.

کنترل‌کننده‌های ساختاری: عملکرد شدید نیروهای تکتونیکی به خصوص گسل‌ها موجب به وجود آمدن شکستگی‌ها و فضاهای مناسب جهت حرکت سیالات گرمابی می‌شوند. ارتباط تنگاتنگ تمرکزهای اقتصادی ماده معدنی با گسل‌ها و شکستگی‌ها، فرضیه ایجاد فضای خالی توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها را تقویت می‌کند، اما در کانسارهای پورفیری معمولاً عامل فضا و شکستگی‌ها جوشش است. در محدوده مورد مطالعه گسل‌هایی با روندهای متفاوت وجود دارند اما تمامی آنها حاوی کانه‌سازی نیستند.

کنترل‌کننده‌های فیزیکوشیمیایی: تغییر درجه حرارت (سرد شدن)، افت فشار، واکنش بین سیال و سنگ دیواره، اختلاط با آب‌های جوی، جوشش سیالات، تغییر pH و Eh باعث تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی محلول شده و نهشت ماده معدنی را سبب می‌گردد (Guilbert and Park, 1997). اصولاً تأثیر این عوامل در نهشت کانه‌زایی به صورت دسته‌جمعی می‌باشد.

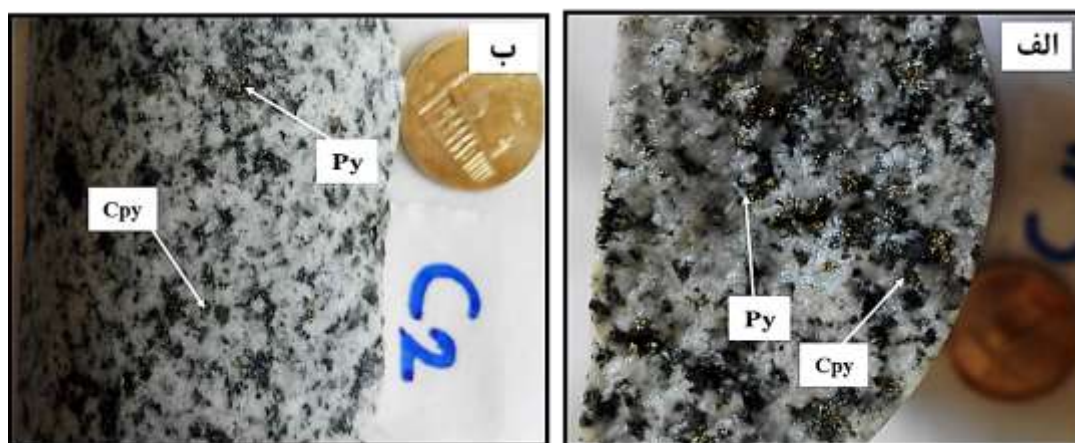
سیال: عملکرد گسل‌ها و نفوذ سیالات غنی در CO_2 و SiO_2 سبب ایجاد رگه‌های مس‌دار و گسترش زون‌های دگرسانی منطقه شده است. این سیالات از طریق درزه و گسل‌ها عناصر فلزی را به سمت بالا حمل کرده‌اند و تحت شرایط مناسب موجب ته‌نشست مس شده‌اند.

۳-۳- کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه

مجموعه سنگ‌های رخنمون یافته در محدوده مورد بررسی شامل گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا بازالت و توف‌های آندزیت تا آندزیت-بازالتی است که به طور وسیعی در بخش‌های مختلف محدوده گسترده شده‌اند. در میان این واحدهای ولکانیکی در قسمت میانی محدوده، یک توده نفوذی احتمالی با ترکیب گرانودیوریت تزریق شده است که می‌توان وجود این توده نفوذی را عامل مهم در کانه‌زایی در نظر گرفت. براساس شواهد صحرایی و بررسی مغزه‌های حفاری، کانه‌زایی مس در منطقه باغ‌خشک عمدتاً به صورت دانه پراکنده، پرکننده فضاهای بین برش‌ها و رگه-رگچه‌ای است.

۳-۳-۱- کانه‌زایی دانه پراکنده

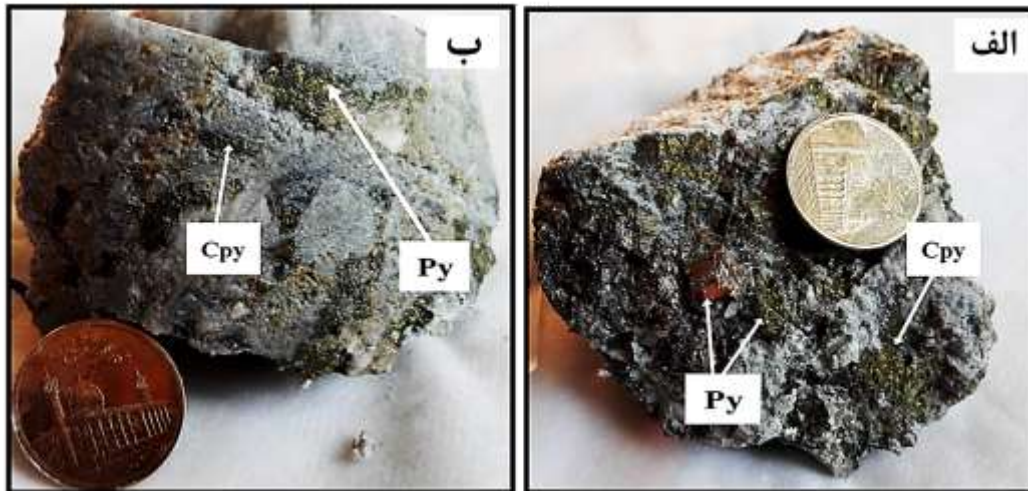
کانی‌سازی پراکنده شامل کانی‌های پیریت و کالکوپیریت است که به صورت افشان در متن سنگ‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتزیدیوریتی مشاهده می‌شوند. دانه‌های پراکنده پیریت و کالکوپیریت نیمه شکل‌دار، شکل‌دار و اندازه آن‌ها در حد چند میلی‌متر می‌باشد. همراه با پیریت و کالکوپیریت کانی‌های ریزدانه دیگری مثل مگنتیت و پیریت ریزدانه نیز وجود دارد. این نوع از کانی‌سازی در کانسار باغ‌خشک از گسترش بیشتری برخوردار است (شکل ۳-۱-الف و ب). در کانسارهای پورفیری سولفیدهای دانه پراکنده اغلب جانشین کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌میزبان مانند پلاژیوکلاز، فلدسپار و سایر کانی‌ها می‌شوند.



شکل ۳-۱. الف و ب) کانه‌زایی به صورت شکل دانه پراکنده پیریت و کالکوپیریت در میزبان گرانودیوریتی.

۳-۳-۲- کانه‌زایی برشی

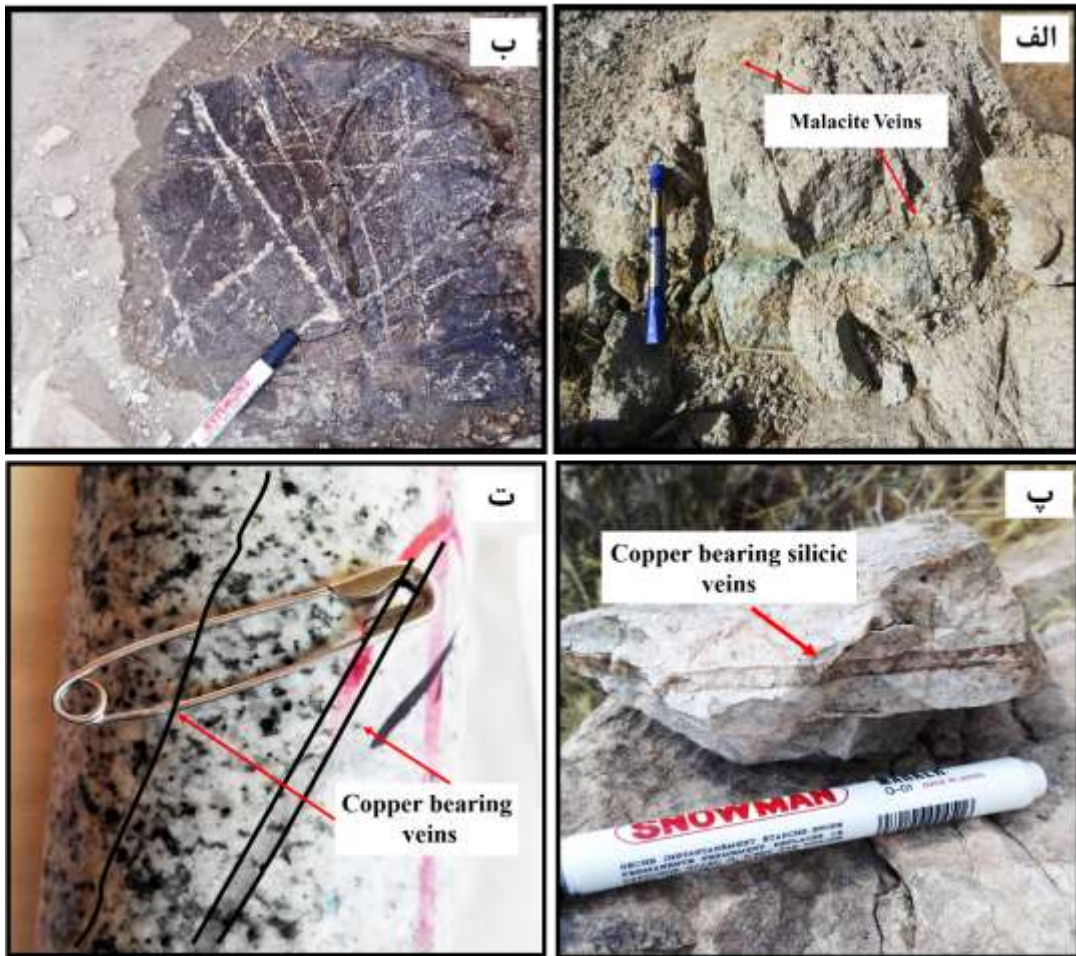
فشار ناشی از سیالات هیدروترمال سبب برشی شدن سنگ‌های منطقه (گرانودیوریت) شده و سپس سیال فضای بین قطعات برش را پر کرده و بار خود را در این فضاها به جای گذاشته است. برطبق مشاهدات صحرائی و مطالعات میکروسکوپی کانی‌سازی بصورت پیریت و بعضاً کالکوپیریت به همراه کوارتز در فضای بین قطعات برش (شکل ۳-۲-الف و ب) مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۲. الف و ب) نمونه‌هایی از مغزه‌های حفاری که کانی‌سازی در آنها به صورت برش گرمایی است.

۳-۳-۳- کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای

کانی‌زایی رگه‌ای در مناطق شکستگی از قبیل گسل‌ها و درزه‌ها دیده می‌شود. به طور کلی ۳ سیستم گسلی در منطقه وجود دارد که شامل سیستم گسل‌های با روند شمال غربی- جنوب شرقی، شمال شرقی- جنوب غربی و شرقی- غربی است. گسل‌های دارای روند شمال شرقی- جنوب غربی دارای گسترش بیشتری می‌باشند که این گسل‌ها از نوع برشی چپ‌لغز هستند. توده‌های نفوذی منطقه باغ خشک در امتداد گسل‌های با روند شمال- غرب- جنوب شرقی جای گرفته‌اند ولی دایک‌های اسیدی و رگه‌های کانه‌سازی در امتداد گسل و شکستگی- هایی با روند شرقی- غربی قرار دارند، بعبارتی ساختارهای تکتونیکی با روند شرقی- غربی فرم رگه- رگچه‌ای کانه‌زایی منطقه باغ خشک را کنترل می‌نماید. ضخامت رگه‌ها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر تغییر می‌کنند. بخش کمی از کانی‌سازی مس در امتداد این شکستگی‌ها تشکیل شده است. انواع رگه و رگچه‌های مشاهده شده در منطقه شامل رگه‌های سیلیسی کالکوپیریت و پیریت‌دار (شکل ۳-۳-پ) و نیز رگه‌های حاوی مالاکیت (شکل ۳-۳-الف) می‌باشد. به‌طور کلی این شکل از کانه‌زایی در واحدهای سنگی گرانودیوریت (شکل ۳-۳-ت) به چشم می‌خورد. در کانسار مس باغ خشک گاهاً رگه و رگچه‌های سیلیسی کانه‌دار بصورت استوک‌ورکی از نسل‌های مختلف یکدیگر را قطع می‌کنند (شکل ۳-۳-ب).



شکل ۳-۳. الف) توده‌ی گرانودیوریتی که حاوی کانی‌سازی مس به‌صورت ملاکیت می‌باشد. ب) تصویر صحرایی از کانی‌زایی بصورت استوکورکی. پ) تصویر صحرایی از رگه‌های سیلیسی که حاوی کانی‌سازی مس است. ت) نمونه‌ای از مغزه حفاری شده که رگه و رگچه‌های دارای پیریت، کالکوپیریت در آن نمایان است.

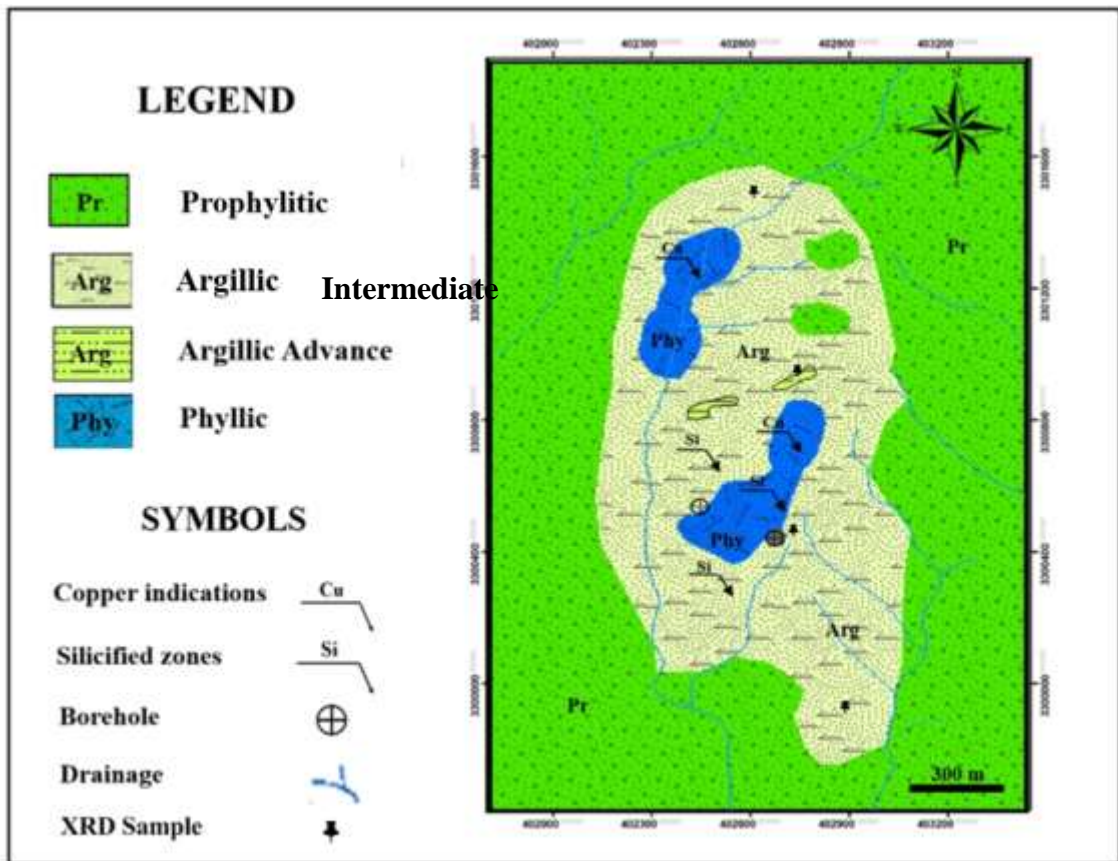
۳-۴- دگرسانی

دگرسانی فرآیند پیچیده‌ای است که شامل تغییرات کانی‌شناسی، شیمیایی و بافتی ناشی از واکنش سیالات گرمابی داغ با سنگ‌هایی است که سیالات از آن‌ها عبور می‌کنند و منجر به تحولات فیزیکوشیمیایی در آن‌ها می‌شود (Guilbert and Park, 1997; Pirajno, 1992, 1997). چرخش این محلول‌های هیدروترمالی، تغییرات فیزیکوشیمیایی در سنگ ایجاد می‌کنند. این همان چیزی است که از آن به عنوان دگرسانی هیدروترمالی یاد می‌شود. هنگامی که این سیالات در میان سنگ‌ها نفوذ کرده، باعث واکنش‌های شیمیایی شده و تمایل به رسیدن به تعادل، از طریق انحلال و ته‌نشست مجموعه‌ای از کانی‌های جدید را دارند (Pirajno, 2009). نوع دگرسانی، ارتباط مستقیمی با عمق جایگزینی توده و ماهیت سیالات دارد (Meinert et al., 2005). انواع

دگرسانی، به عواملی مانند طبیعت، شیمی، دما و فشار سیالات در حال چرخش و به همین ترتیب، به طبیعت و ترکیب سنگ‌هایی که سیالات از میان آن‌ها چرخش می‌کنند بستگی دارد. غلظت و پتانسیل شیمیایی اجزای تشکیل‌دهنده سیالات، مانند H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , H_2S , SO_2 و غیره، در نوع دگرسانی-کانی‌زایی مرتبط با فرآیندهای هیدروترمال و متاسوماتیک مؤثر است (Meinert, 1992). مطالعه ارتباط بین دگرسانی و کان‌زایی جزء مهم‌ترین موارد مطالعات کانسارهای پورفیری می‌باشد. کانسارهای پورفیری دارای پهنه‌بندی دگرسانی و کان‌زایی می‌باشند.

۳-۵- دگرسانی‌های موجود در منطقه

به استناد بررسی‌های صحرایی-آزمایشگاهی دگرسانی‌ها در منطقه باغ‌خشک از شدت، گسترش و تنوع خوبی برخوردار می‌باشند. مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی و کان‌شناسی در سامانه پورفیری باغ‌خشک نشان‌دهنده دگرسانی گرمابی به دو صورت جانشینی کان‌های قبلی و نهشت مستقیم در فضاهای خالی و شکستگی‌ها است. انواع دگرسانی‌های موجود در منطقه متناسب با نوع و ترکیب کان‌شناسی سنگ‌ها می‌باشند. بطورکلی در منطقه باغ‌خشک، دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرژیلیک و فیلیک در سطح وجود دارند، ولی دگرسانی پتاسیک در سطح دیده نمی‌شود، و یا به دلیل گسترش ناچیز قابل تشخیص نیست. در مغزه‌های حفاری هر چهار نوع دگرسانی قابل رؤیت است. به منظور تشخیص دگرسانی‌ها در کانسار مورد مطالعه از نمونه‌های سطحی و زیرسطحی، ۱۸ مقطع نازک و ۱۹ مقطع نازک صیقلی برای مطالعات مینرالوگرافی و بررسی دگرسانی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت، همین‌طور ۴ نمونه به روش پراش پرتو X انتخاب و آنالیز شد که با توجه به مطالعات انجام شده شکل قرارگیری و ترتیب دگرسانی‌ها در محدوده مورد مطالعه از داخل به سمت خارج شامل پتاسیک، پروپیلیتیک، فیلیک و آرژیلیک می‌باشد (شکل ۳-۴). علاوه بر این، دگرسانی‌های سیلیسی، سریسیتی و کلریتی نیز در محدوده کانسار باغ‌خشک وجود دارد. در ادامه به توصیف دگرسانی‌های منطقه پرداخته می‌شود:



شکل ۳-۴. نقشه دگرسانی محدوده کانسار مس باغ خشک، که بیشترین دگرسانی مربوط به دگرسانی پروپیلیتیک و آرژیلیک می باشد.

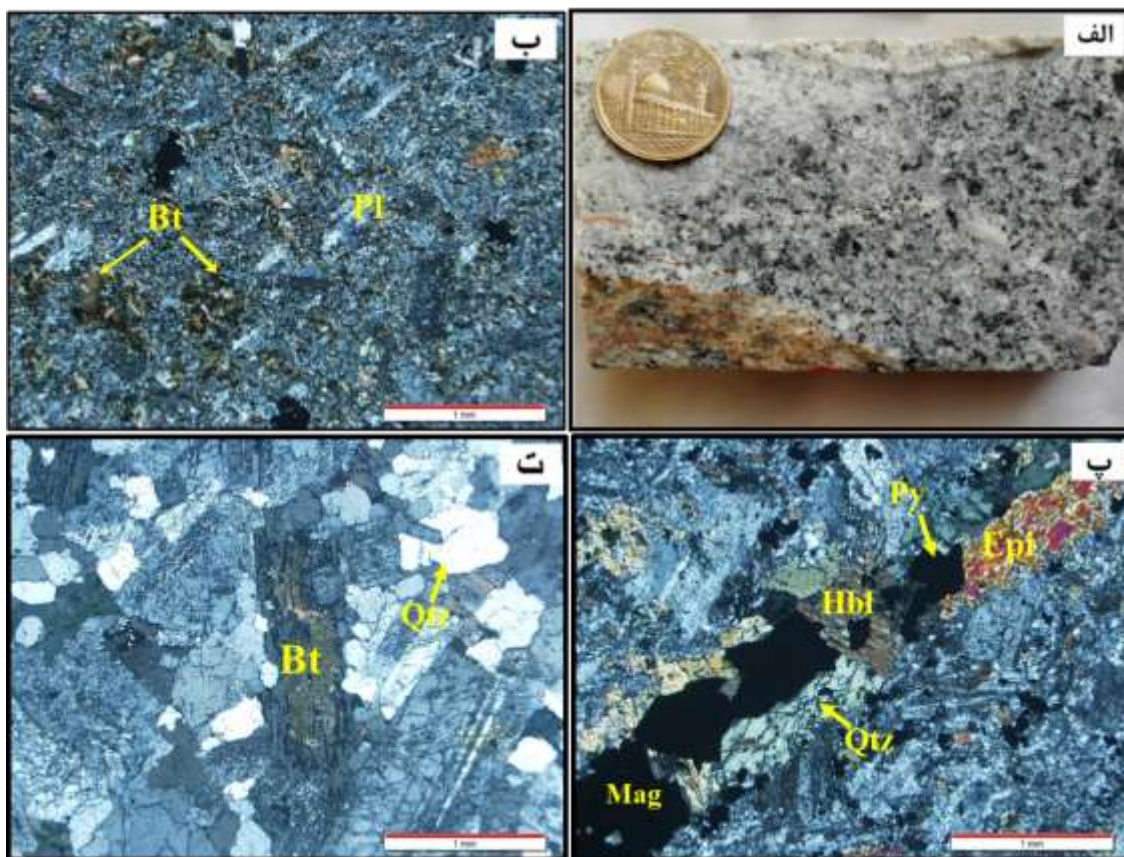
LEGEND	Depth	BAK-01				BAK-19			
		Lithology	Alteration	Element		Lithology	Alteration	Element	
				Cu(%)	Mo(ppm)			Cu(%)	Mo(ppm)
Lithology	0	Granodiorit	Potassic	0.06	14	Quartzdiorit	Potassic	0.05	3.12
	20			5.05	21			0.19	2.1
40	1.04			10	0.17			1.76	
60	0.26			8	0.07			6.48	
80	0.19			9	0.04			8.16	
100	0.2			5	0.15			95.84	
120	0.43			4	0.02			13.44	
140	0.38			6	0.04			3.36	
160	0.5			12	0.08			2.32	
180	0.37			25	0.05			3.36	
200	0.34			11	0.21			6.32	
220	0.33			180	0.11			3.23	
240	0.39			10	0.40			8.17	
260	0.4			25	0.45			9.98	
280	0.46			22	0.75			21.76	
300	0.23			46	0.73			43.89	
320	0.29			50	0.30			29.64	
340	0.25			11	0.27			121.32	
360	0.41			16	0.25			39.71	
380	0.3			37	0.44			225.63	
400					0.36			83.03	
420					0.37			37.75	
440					0.47			156.82	

شکل ۳-۵. تغییرات سنگ شناسی، دگرسانی و عیار عناصر مس و مولیبدن نسبت به عمق در امتداد دو گمانه اکتشافی.

۳-۵-۱- دگرسانی پتاسیک

دگرسانی پتاسیک در بخش مرکزی سیستم‌های پورفیری قرار دارد. در این نوع دگرسانی، سنگ‌ها تحت تأثیر جانشینی پتاسیم که توأم با از دست دادن سدیم و کلسیم است، قرار می‌گیرند. کانی‌های شاخص این دگرسانی عبارتند از: اورتوز، بیوتیت ثانویه، کوارتز و کانی‌های اپاک مانند کالکوپیریت، بورنیت، پیریت و مولیبدنیت می‌باشند. در حالت استاندارد مقدار فلدسپار پتاسیم و بیوتیت ثانویه دگرسانی پتاسیک بیشتر از دیگر کانی‌ها است، و تشکیل آن‌ها به ترتیب ناشی از اثر افزایش دما و میزان یون K^+ بر پلاژیوکلازها و هورنبلند می‌باشد، به عبارتی پتاسیم فلدسپار و بیوتیت به ترتیب حاصل تجزیه پلاژیوکلازها و هورنبلند هستند. این فرایند در صورت وجود محلول‌های آبی سرشار از K^+ به خوبی پیشرفت می‌کند و یک منبع مناسب برای تأمین پتاسیم فرآیند کلریت‌زایی از بیوتیت است. یون K^+ آزاد شده از بیوتیت با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و کلسیم اضافی پس از تشکیل فلدسپار پتاسیم در تولید اپیدوت و تیتانیت (اسفن) به مصرف می‌رسد. در ادامه فرایند، یون‌های K^+ ، Mg^{2+} و H^+ که توسط سیال فراهم می‌شود و با اثر بر روی هورنبلند باعث تشکیل بیوتیت ثانویه می‌شود. کلسیم و سدیم مازاد علاوه بر تولید اپیدوت صرف تولید بلور کلسیت می‌شود. بلورهای ثانویه (فلدسپار پتاسیم و بیوتیت ثانویه) نسبت به بلورهای اولیه (پلاژیوکلاز و هورنبلند) از لحاظ پتاسیم غنی‌تر می‌باشند. دگرسانی پتاسیک به دو صورت انتخابی و رگه-رگچه‌ای صورت می‌گیرد. در نوع انتخابی، متن سنگ دچار دگرسانی می‌شود و کانی‌های فلدسپار قلیایی غنی از پتاسیم می‌شوند. در نوع رگه-رگچه‌ای، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و انیدریت به صورت رگه-رگچه ظاهر می‌شوند (Lowell & Guilbert, 1997). در محدوده کانسار مس باغ‌خشک دگرسانی پتاسیک در سطح دیده نمی‌شود، و یا به دلیل گسترش ناچیز قابل تشخیص نیست. مطالعه نمونه‌های مغزه‌های حفاری وجود این دگرسانی را در عمق نشان می‌دهد (شکل ۳-۶- الف). کانی‌های شاخص دگرسانی پتاسیک اورتوز، بیوتیت، کوارتز، کلریت و به مقدار اندکی سربیسیت است. کانه‌های مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت، و بورنیت به صورت‌های دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای منطقه پتاسیک را همراهی می‌نمایند. در این منطقه کانسار سازی، بافت دانه‌پراکنده مهمتر از رگه-رگچه‌ای است. دگرسانی پتاسیک از نظر کانه‌زایی مهمتر از سایر مناطق دگرسانی می‌باشد. رگه و رگچه‌هایی با مجموعه کانیایی کوارتز،

پیریت، مگنتیت، هورنبلند ثانویه و اپیدوت سنگ‌های منطقه دگرسانی پتاسیک را قطع می‌نمایند (شکل ۳-۶-پ).

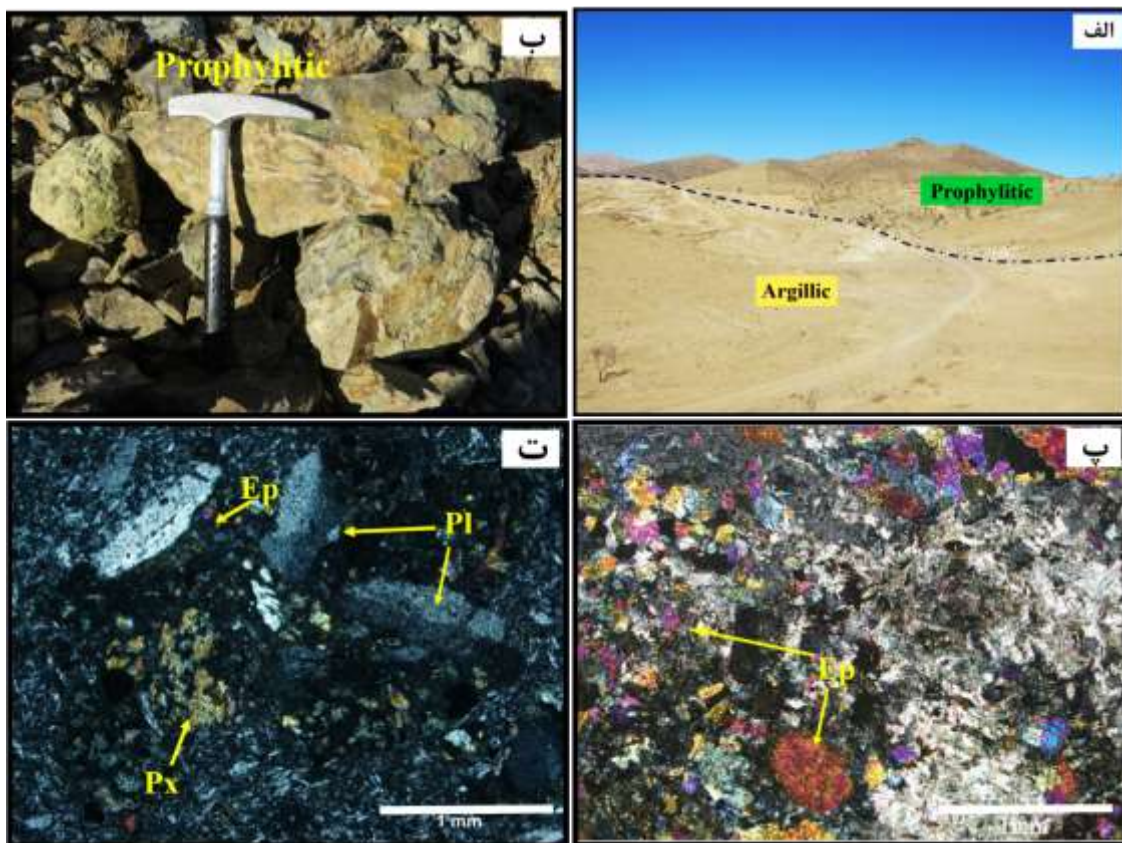


شکل ۳-۶. تصاویر مربوط به دگرسانی پتاسیک. الف) تصویر نمونه دستی از دگرسانی پتاسیک در واحد گرانودیوریتی. ب) دانه-های ریز بیوتیت ثانویه در متن سنگ پ) حضور رگه هورنبلند، اپیدوت، کوارتز که حاوی کانی‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و اکسیدی (مگنتیت). ت) بیوتیت اولیه.

۳-۵-۲- دگرسانی پروپیلیتیک

کانی‌های اصلی این دگرسانی کلریت، آلبیت، اپیدوت و کلسیت هستند که حاصل دگرسانی کانی‌های مافیک و جزء آنورتیتی پلاژیوکلاز و تزریق مقادیری H^+ و CO_2 می‌باشند. پتاسیم حاصل از کلریتی شدن بیوتیت، به صورت سریسیت درآمده و جز آلبیتی پلاژیوکلازها ثابت باقی می‌ماند. سولفیدهایی که همراه با این دگرسانی ممکن است یافت شوند، شامل مقادیر ناچیزی پیریت و کالکوپیریت هستند. این دگرسانی در خارجی‌ترین قسمت کانسارهای پورفیری قرار گرفته و از لحاظ زمان تشکیل، همزمان با دگرسانی پتاسیک و توسط آب‌های جوی-ماگمایی حاصل می‌شود (Bean & Titley, 1981). دگرسانی پروپیلیتیک از گسترش وسیعی در منطقه برخوردار است، و به صورت هاله‌ای مناطق دگرسانی دیگر را در بر می‌گیرد که از دور با داشتن رنگ سبز تیره

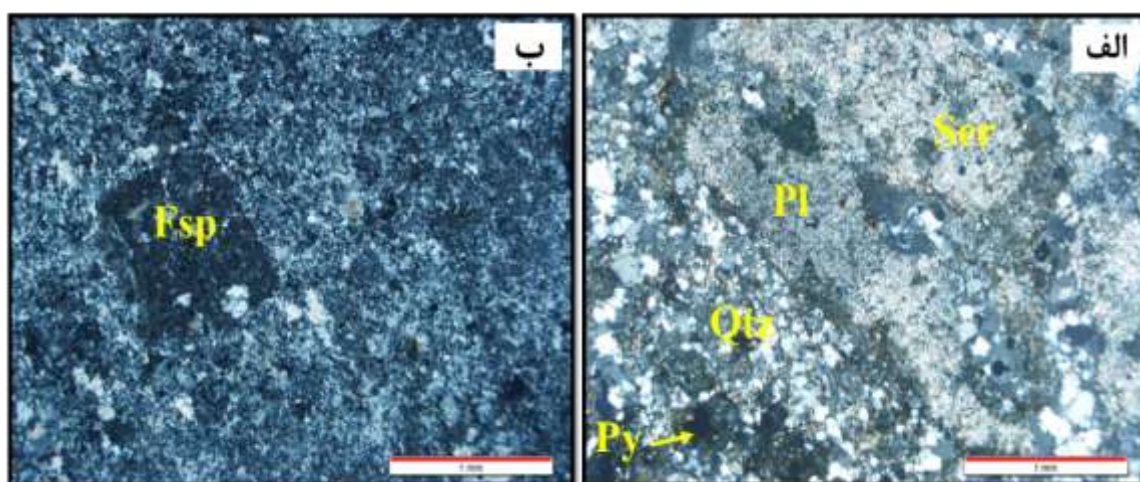
مایل به خاکستری قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۳-۷-الف). اپیدوتی شدن در صحرا با چشم غیرمسلح قابل رؤیت است (شکل ۳-۷-ب). در منطقه باغ‌خشک در این دگرسانی آثار پراکنده‌ای از پیریت دیده می‌شود. این دگرسانی در گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا بازالت و توف‌های آندزیت تا آندزیت-بازالتی گسترش قابل توجهی دارد. کانی‌های تشکیل دهنده این دگرسانی در منطقه مورد مطالعه شامل کلریت، اپیدوت، آلبیت، کلسیت و مقدار اندکی کانی‌های رسی، پیریت و هماتیت می‌باشد. براساس مطالعات میکروسکوپی، پلاژیوکلازها و کانی‌های تیره سنگ در حال تبدیل به کلریت، اپیدوت و کربنات‌ها هستند (شکل ۳-۷-پ و ت). در نمونه‌های دستی و میکروسکوپی کانی اپیدوت حضور دارند که این کانی از کانی‌های شاخص دگرسانی پروپیلیتیک است. از زون دگرسانی پروپیلیتیک بعلا آسانی تشخیص این زون، نمونه‌ای برای آنالیز به پراش پرتو X انتخاب نگردید.



شکل ۳-۷. تصاویری از دگرسانی پروپیلیتیک. الف) نمایی از گسترش دگرسانی پروپیلیتیک در صحرا (دید به سمت شمال). ب) تصویر صحرایی از پدیده‌ی اپیدوتی شدن در واحد توفی. پ و ت) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی اپیدوتی شدن کانی‌های پیروکسن و آمفیبول.

۳-۵-۳- دگرسانی فیلیک

دگرسانی فیلیک یا سریسیتی در اثر بیرون رانده شدن سدیم، کلسیم و منیزیم و ورود پتاسیم و یا به کار گرفته شدن پتاسیم مربوط به فلدسپارهای موجود در سنگ، برای تشکیل سریسیت به وجود می‌آید. آهن حاصل از دگرسانی کانی‌های تیره، با آهن و گوگرد موجود در سیال هیدروترمال ترکیب و پیریت تولید می‌کند. کانی‌های شاخص این دگرسانی کوارتز، سریسیت و پیریت می‌باشند. گذر از دگرسانی پتاسیک به فیلیک تدریجی بوده و با افزایش مقدار سریسیت شناسایی می‌شود. دگرسانی فیلیک به صورت‌های سطحی و زیرسطحی در کانسار باغ‌خشک مشاهده می‌شود. با وجود این، گسترش سطحی آن در مقایسه با دگرسانی‌های پروپیلیتیک و آرژیلیک محدود است. این دگرسانی به سمت خارج به تدریج به دگرسانی آرژیلیک تغییر می‌یابد. دگرسانی فیلیک با رنگ سفید تا خاکستری از کانی‌های کوارتز، سریسیت، پیریت، کلریت و به مقدار اندکی ایلیت و کلسیت ترکیب یافته‌است. کانه‌های پیریت، کالکوپیریت، و بندرت مولیبدنیت به صورت‌های دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای در این دگرسانی وجود دارند. در شکل (۳-۸) دگرسانی فیلیک با حضور کانی‌های پلاژیوکلاز (در حال تبدیل به سریسیت)، کوارتز و فلدسپار مشخص شده است.

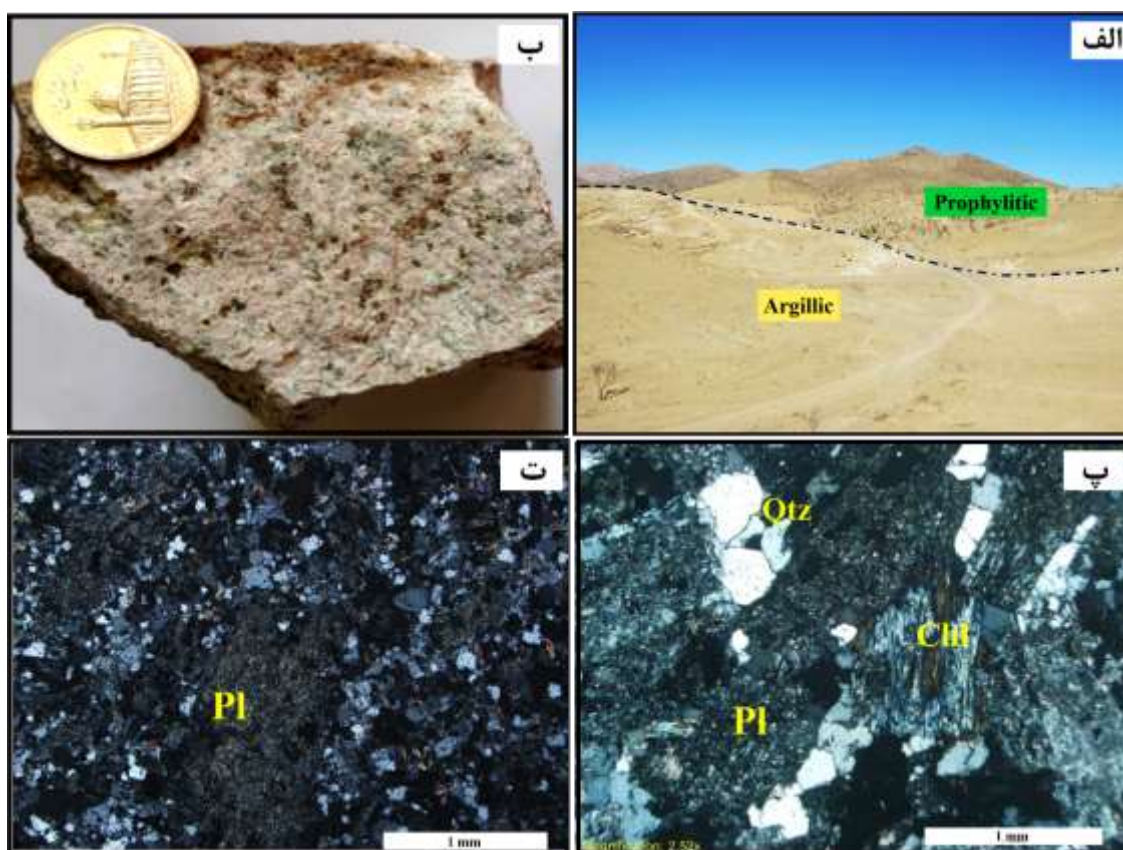


شکل ۳-۸. الف و ب) تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی فیلیک.

۳-۵-۴- دگرسانی آرژیلیک

در زمان تشکیل دگرسانی آرژیلیک، شرایط اسیدی حاکم بوده و تمام کاتیون‌های قلیایی به طور ناقص یا کامل از سنگ خارج می‌شوند که به ترتیب حدواسط و پیشرفته نامیده می‌شوند. کانی‌های شاخص دگرسانی آرژیلیک حدواسط عبارت از دیکیت، کائولینیت، هالوئیزیت، آلفان، مونت‌موریلونیت و مقادیر جزئی سریسیت،

و کانی‌های شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته شامل کائولینیت، دیکیت، دیاسپور، پیروفیلیت، و در موارد سربیسیت، کوارتز، آلونیت، پیریت، تورمالین و توپاز است. این دگرسانی در کانسارهای پورفیری از نظر مکانی، بالاتر از منطقه فیلیک و بر روی این دگرسانی تشکیل می‌شود و از نظر زمان تشکیل، همزمان با دگرسانی فیلیک به وجود می‌آید (Bean & Titly, 1981). دگرسانی آرژیلیک به عنوان وقایع هیدروترمال اولیه رایج نیست بلکه اغلب حاصل فرایندهای سوپرژن می‌باشد (Bean & Bodnar, 1995). در محدوده مورد مطالعه این دگرسانی بعد از دگرسانی پروپیلیتیک دارای بیشترین گسترش است، و از دور با داشتن رنگ سفید تا کرم قابل تشخیص است (شکل ۳-۹-الف). این دگرسانی از داخل به دگرسانی فیلیک و از خارج به دگرسانی پروپیلیتیک محدود می‌شود. در مطالعات میکروسکوپی این نوع دگرسانی در پلاژیوکلازها دیده شده که در حال تبدیل شدن به کانی‌های رسی هستند (شکل ۳-۹-پ و ت). کانی‌های سربیسیت و کوارتز به صورت همیافت با کانی‌های رسی در نمونه‌ها دیده شده‌اند. در پاره‌ای از نمونه‌ها نیز کلریت و اپیدوت در کنار کانی‌های رسی مشاهده می‌شود. از آنجایی که تشخیص و تفکیک نوع کانی‌های رسی در مقاطع نازک ممکن نیست، تعدادی از نمونه‌های منطقه دگرسانی آرژیلیک برای آنالیز به روش پراش اشعه ایکس (XRD) انتخاب شد.

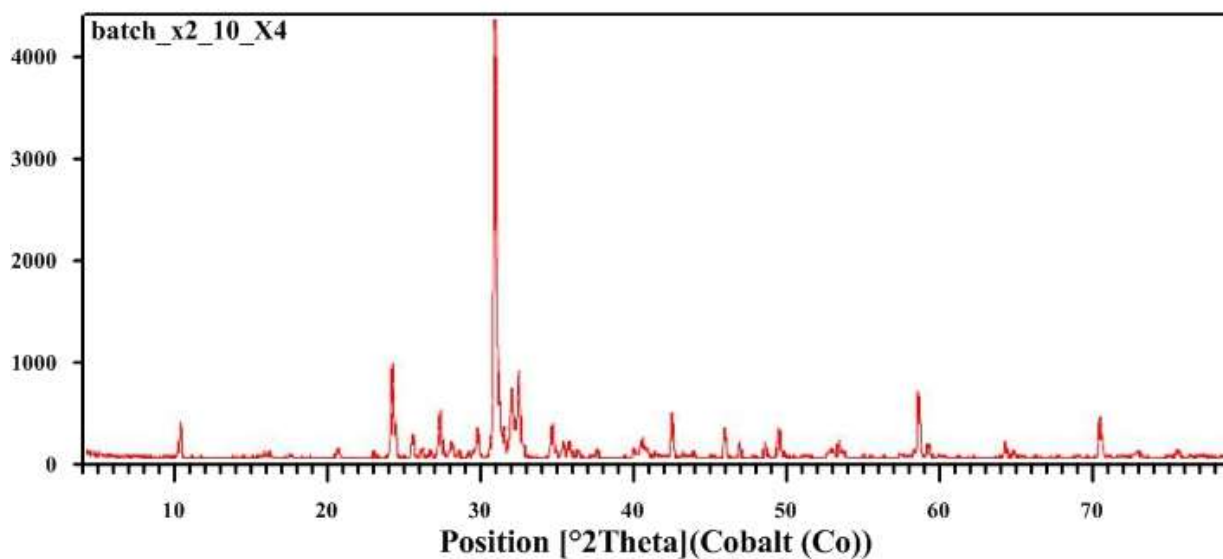


شکل ۳-۹. تصاویری از دگرسانی آرژیلیک. الف) نمایی از گسترش آلتراسیون آرژیلیک در صحرا (دید به سمت شمال). ب) تصویر نمونه دستی از دگرسانی آرژیلیک در سنگ میزبان توفی. پ) تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی پلاژیوکلازها به سربسیت و کانی‌های رسی.

تعداد ۴ نمونه از سنگ‌های دگرسان‌شده منطقه باغ‌خشک جهت آنالیز XRD به آزمایشگاه مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران ارسال گردید که نتایج آن در شکل (۳-۱۱) و (۳-۱۲) ارائه شده است. از زون‌های دگرسانی پروپیلیتیک بعلت سهولت تشخیص این دگرسانی نمونه XRD انتخاب نشده و نمونه‌های XRD تنها از زون‌های مشکوک به آرژیلیک برداشته شده‌اند. از نمونه‌های ذکر شده تعداد ۲ نمونه دارای مشخصات کانی-شناسی، دگرسانی آرژیلیک حدواسط و دو نمونه دیگر مربوط به دگرسانی آرژیلیک پیشرفته هستند. لازم به ذکر است که منطقه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در بازندهای صحرایی اولیه شناسایی نشد، بلکه نتایج مطالعات XRD وجود این دگرسانی را در نمونه‌های سطحی و گمانه‌های اکتشافی اثبات نمود. در بازندهای صحرایی بعدی دگرسانی آرژیلیک پیشرفته با دایک‌های کوارتز-فلدسپاتی انطباق دارد که بشدت رسی شده‌اند و نمادی از دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در منطقه باغ‌خشک هستند. موقعیت این دگرسانی‌ها بر روی نقشه دگرسانی منطقه (شکل ۳-۴) مشخص گردیده است.

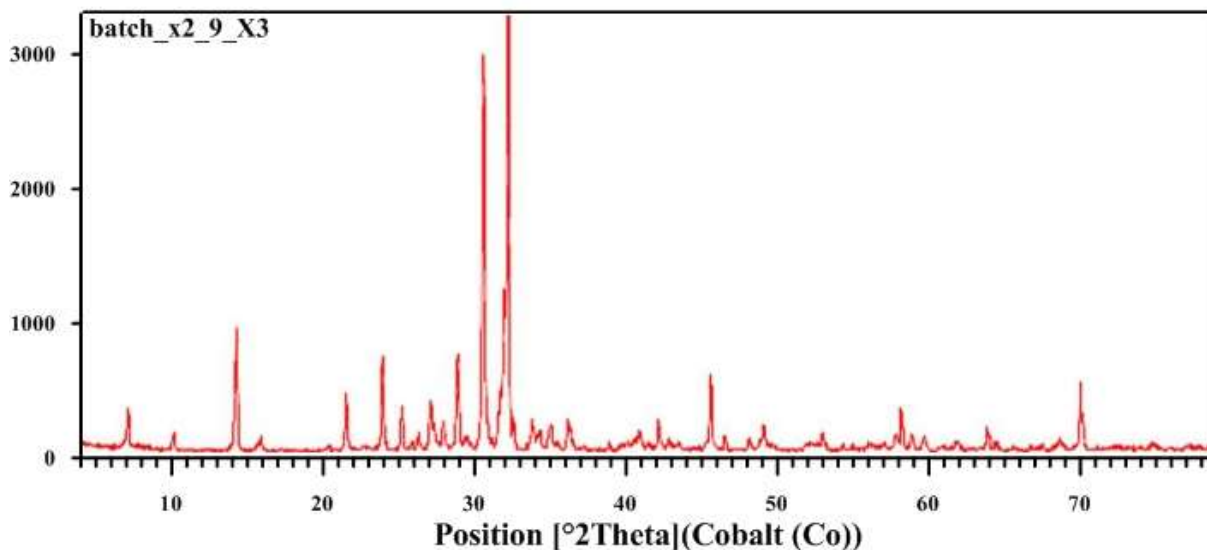


شکل ۳-۱۰. تصویر صحرایی از دگرسانی آرژیلیک پیشرفته مربوط به واحد دایک آپلیتی (دید به سمت شرق).



نوع دگرسانی	کانی های شناسایی شده	موقعیت نمونه	شماره نمونه
آرژیلیک حدواسط	کوارتز+ آندزین+ ارتوکلاز+ کلینوکلر، ایلیت+ آلبیت بالا.	X= ۴۰۲۵۳۸ Y= ۳۳۰۰۴۴۳	BK-X-1
آرژیلیک حدواسط	کوارتز+ اورتوکلاز+ آلبیت کم+ ایلیت+ مسکوویت.	X= ۴۰۲۴۴۱ Y= ۳۳۰۰۴۹۲	BK-X-4

شکل ۳-۱۱. نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی های تشخیص داده شده که بیانگر دگرسانی آرژیلیک حدواسط می باشد.



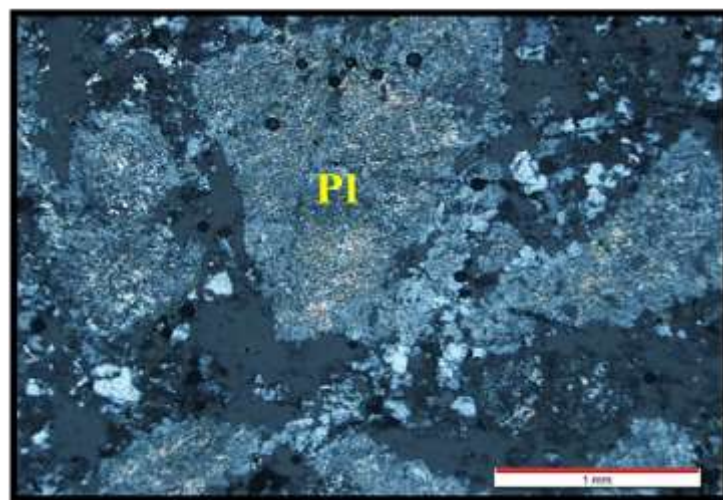
نوع دگرسانی	کانی های شناسایی شده	موقعیت نمونه	شماره نمونه
آرژیلیک پیشرفته	کوارتز+ آلبیت کم+ کلینوکلر+ مسکوویت	X= ۴۰۲۵۲۸	BK-X-2

	+آلونیت + ایلیت.	Y= ۳۳۰۰۵۱۳	
آرژیلیک پیشرفته	کوارتز+ آندزین+ کلینوکلر+ ارتوکلارز +آلونیت+ مسکوویت.	X= ۴۰۲۶۴۹ Y= ۳۳۰۰۷۶۱	BK-X-3

شکل ۳-۱۲. نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده که بیانگر دگرسانی آرژیلیک پیشرفته می‌باشد.

۳-۵-۵- دگرسانی سریسیتی

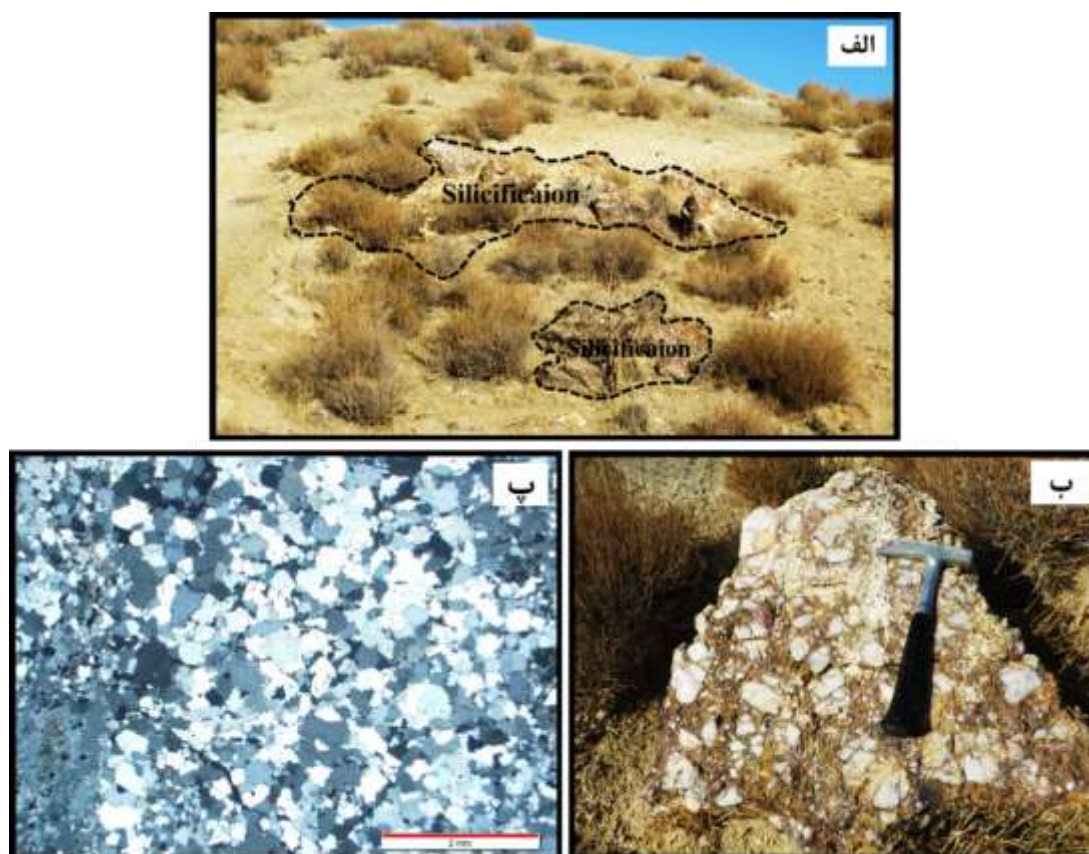
دگرسانی سریسیتی با انحلال کامل و خارج شدن کاتیون‌های Na، Ca، Mg و باقی‌ماندن کاتیون K در سیستم، تشکیل می‌شود. مجموعه‌ی کانی‌های اصلی مربوط به این دگرسانی سریسیت، کوارتز و پیریت می‌باشد که کانی‌های دیکیت، پیروفیلیت، کائولینیت و آندالوزیت نیز گاهی آن‌ها را همراهی می‌کنند (کریم پور، ۱۳۸۱). این دگرسانی طی مراحل اولیه دگرسانی هیدروترمال، تحت شرایط عموماً اسیدی توسط هیدراسیون سیلیکات‌ها توسعه یافته و شدت آن بستگی به ترکیب سنگ‌شناسی سنگ دیواره دارد. در طی فرآیند دگرسانی کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت و عناصر H₂O و K⁺ افزایش یافته و Ca، Fe کاهش پیدا می‌کند و کانی‌های نوظهور مانند مسکوویت، سریسیت و کوارتز حاصل می‌شود (Zhou & Wang, 1999). براساس مطالعات میکروسکوپی سریسیت در مقاطع دیده می‌شود و پلاژیوکلازها مهمترین کانی‌هایی هستند که تحت تأثیر این دگرسانی قرار گرفته‌اند. همانطور که در شکل (۳-۱۳) مشاهده می‌شود، بسیاری از پلاژیوکلازهای موجود در سنگ به سریسیت تبدیل شده‌اند.



شکل ۳-۱۳. تصویر میکروسکوپی نور عبوری که در آن پلاژیوکلازها در حال سریسیتی شدن هستند.

۳-۵-۶- دگرسانی سیلیسی

علاوه بر دگرسانی‌های اصلی که در بالا ذکر شد، دگرسانی سیلیسی نیز به صورت فرعی رخ داده است. این نوع دگرسانی در اکثر زون‌های دگرسانی اصلی دیده می‌شود. البته در نزدیکی مناطق کانی‌سازی شده شدت آن بیشتر است. دگرسانی سیلیسی به دو صورت دیده می‌شود: ۱- سیلیسی‌شدن زمینه‌سنگ، ۲- گسترش رگچه‌های سیلیسی. لازم به ذکر می‌باشد که رگه‌های سیلیسی همراه با کانی‌سازی و بدون کانی‌سازی دیده می‌شوند، این امر نشان می‌دهد که در منطقه نسل‌های متفاوتی از رگه‌های سیلیسی گسترش یافته‌اند. بطور کلی دگرسانی سیلیسی توسط هجوم سیالات غنی از سیلیس به وجود می‌آید، که این سیلیس یا از طریق اضافه شدن SiO_2 توسط محلول‌های ماگمایی- هیدروترمال و یا از انحلال مواد دیگر سنگ‌ها تأمین می‌شود. برپایه مشاهدات مغزه‌های حفاری تعداد کمی رگه سیلیسی با برشی شدن در منطقه پتاسیک جای گیر شده‌اند. این رگه‌ها دارای روند تقریبی شرقی- غربی و یا غرب- شمال غرب می‌باشند (شکل ۳-۱۴).

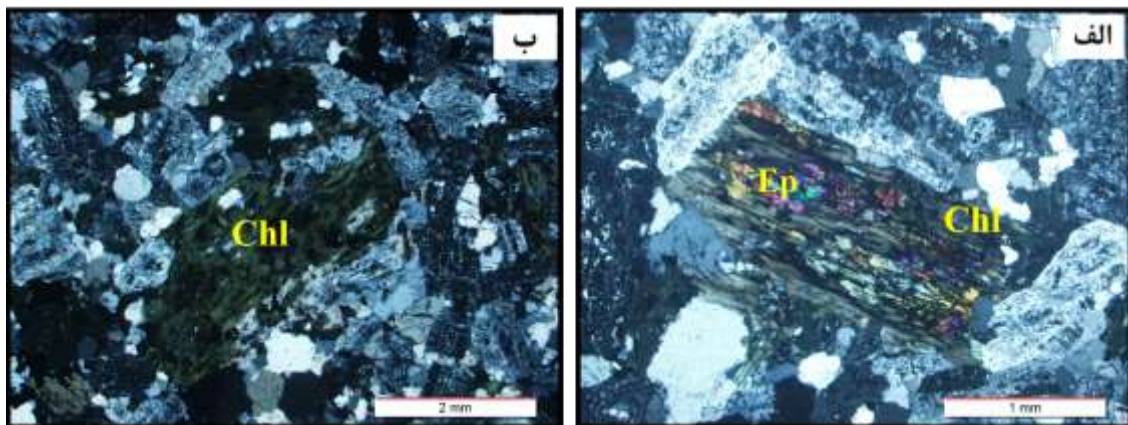


شکل ۳-۱۴. تصاویری از دگرسانی سیلیسی. الف) و ب) نمایی از سیلیسی شدن در صحرا که در آن قطعات کوارتز توسط سیمانی از اکسید آهن به هم جوش خورده‌اند (با نگاه به سمت شمال غرب)، پ) تصویر میکروسکوپی که معرف دگرسانی

سیلیسی می‌باشد.

۳-۵-۷- دگرسانی کلریتی شدن

در بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه سنگ‌ها متحمل دگرسانی کلریتی شده‌اند. کلریتی شدن یکی از مهمترین پدیده‌هایی است که در اثر محلول‌های گرمابی غنی از Fe و Mg ایجاد می‌شود و در اثر این فرآیند سنگ ظاهری سبز رنگ پیدا می‌کنند (Gally et al, 2007). کلریتی شدن در اصل نوعی دگرسانی پروپیلیتیک است که باعث افزایش کلریت به این نام معروف است. در مطالعات میکروسکوپی کلریت بصورت پراکنده در متن سنگ و یا در اثر دگرسانی کلریتی کانی‌های مافیک از جمله آمفیبول، پیروکسن بویژه بیوتیت مشاهده می‌شود. شکل (۳-۱۵-الف) سنگ گرانودیوریتی که کلریتی-اپیدوتی شده است را نشان می‌دهد. حضور کانی کلریت در سنگ گرانودیوریت که تحت تأثیر دگرسانی کلریتی قرار گرفته است (شکل ۳-۱۵-ب).



شکل ۳-۱۵. تصاویری از دگرسانی کلریتی شدن. الف) کلریتی-اپیدوتی بیوتیت را نشان می‌دهد. ب) حضور کانی کلریت در سنگ میزبان گرانودیوریتی.

فصل چهارم:

کافی‌شناسی، ساخت، بافت

و

توالی پارازیتیکافی

۴-۱- مقدمه

بررسی کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی و تشخیص دقیق پاراژنز کانی‌های تشکیل‌دهنده ماده معدنی و روابط پاراژنتیکی و بافتی میان کانی‌ها و کانه‌ها، از مبانی اساسی در مطالعه چگونگی تشکیل یک کانسار می‌باشد. در واقع، مطالعه دقیق رفتار کانی‌های تشکیل‌دهنده یک کانسار، می‌تواند اطلاعات سودمندی درباره ویژگی‌های محیط تشکیل آن در برداشته باشد. برای دستیابی به این اهداف در یک مطالعه تحقیقی، بررسی-های میکروسکوپی اهمیت بیشتری می‌یابد. در این پژوهش، تعداد ۱۸ عدد مقطع نازک، ۵ عدد مقطع صیقلی و ۱۹ عدد مقطع نازک- صیقلی از نمونه‌های مربوط به بخش‌های مختلف کانسار، شامل رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. در این فصل ابتدا به کانی‌شناسی و سپس مطالعات ساخت، بافت و توالی پاراژنزی کانی‌ها پرداخته می‌شود.

۴-۲- کانی‌های سولفیدی در منطقه مورد مطالعه

کانی‌های سولفیدی موجود در کانسار باغ‌خشک شامل پیریت، کالکوپیریت، مولیبدنیت و به میزان کم بورنیت، کالکوسیت و کوولیت می‌باشد. کانی‌های سولفیدی اغلب در شرایط سطحی اکسید شده و کانی‌های ثانویه مس و اکسید و هیدروکسیدهای آهن را به وجود آورده است.

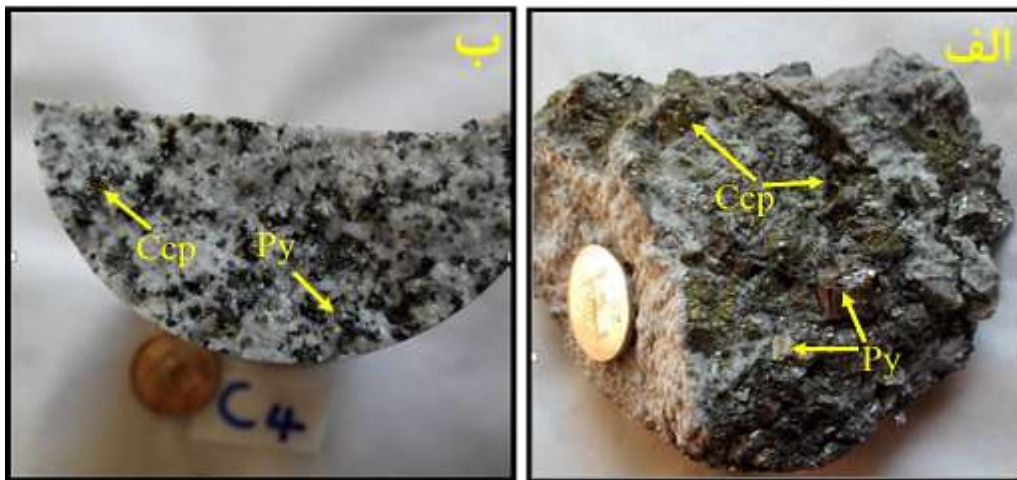
۴-۲-۱- پیریت (FeS_2)

پیریت دارای سیستم تبلور مکعبی می‌باشد و فراوانترین کانی سولفیدی در پوسته زمین است که در محیط-های زمین‌شناسی بسیار متفاوتی یافت می‌شود. در طی فرآیند رشد و تبلور این کانی عناصر متفاوتی می‌تواند در ساختمان آن وارد شود. عموماً به دلیل حضور پیریت همراه با بسیاری از انواع کانی‌زایی، ترکیب عناصر فرعی آن، برای نشان دادن منشاء و شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات کانی‌زا به کار برده شده است (Beralia et al., 1979). این کانی در بیشتر سنگ‌های منطقه به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار در اندازه‌های متفاوت به وضوح دیده می‌شود. پیریت دارای رنگ زرد با جلای فلزی می‌باشد و سطح تازه آن در نمونه‌دستی به رنگ زرد (کم رنگ‌تر از کالکوپیریت) است (شکل ۴-۱-الف و ب). در مطالعات کانه‌نگاری پیریت اغلب همراه با

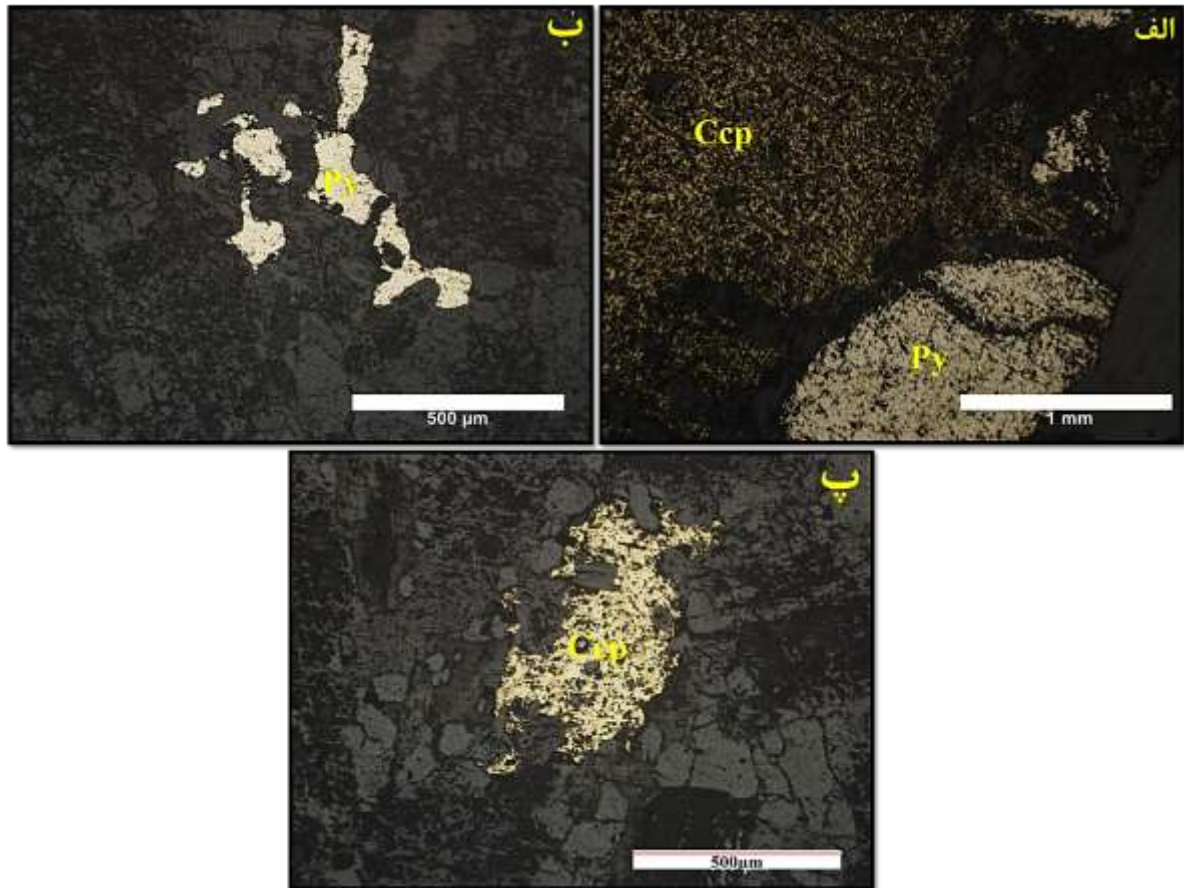
کالکوپیریت دیده می‌شود و با رنگ زرد مایل به سفید از کالکوپیریت قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۴-۲-الف و ب). کانی گانگ همراه با آن عمدتاً کوارتز است. این کانی اغلب در اثر هوازدگی سطحی و دگرسانی گسترده به اکسید و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است.

۴-۲-۲- کالکوپیریت (CuFeS_2)

کالکوپیریت در نمونه دستی به رنگ زرد متمایل به سبز دیده می‌شود و رنگ آن بسیار شبیه به طلا است (شکل ۴-۱-الف و ب) با این تفاوت که کالکوپیریت دارای رنگ زردتر، چگالی کم و خط اثر سیاه مایل به سبز تیره می‌باشد. این کانی در مقطع فلزی رنگ زرد برنجی با انعکاس بالا و انیزوتروپی ضعیف نشان می‌دهد که به صورت کاملاً بی‌شکل است. براساس مطالعات کانه‌نگاری در منطقه مورد مطالعه، کالکوپیریت همراه با پیریت، بورنیت و کالکوسیت دیده می‌شود (شکل ۴-۲-الف و ب-۲). این کانی در اثر هوازدگی و اکسیداسیون به اکسیدهای آهن از جمله گوتیت تبدیل شده است و مس آزاد شده از آن تشکیل کالکوسیت، کوولین و مالاکیت را می‌دهد. همچنین در بعضی از مقاطع کالکوپیریت با هماتیت وجود دارد که نشانگر تأثیر سیالات کانی‌ساز غنی از اکسیژن می‌باشد.



شکل ۴-۱. تصویر نمونه دستی از کانی‌های پیریت و کالکوپیریت در سنگ گرانودیوریتی. الف) ساخت و بافت برشی ب) بافت دانه پراکنده.



شکل ۴-۲. تصاویر میکروسکوپی از کانی پیریت و کالکوپیریت. الف) هم‌رشدی کانی‌های پیریت و کالکوپیریت. ب) بلورهای درشت و بی‌شکل پیریت. پ) بلورهای درشت و بی‌شکل کالکوپیریت.

۴-۲-۳-۴- مولیبدنیت (MoS_2)

مولیبدنیت فراوانترین کانی مولیبدنوم محسوب می‌شود که در ترکیب آن ۶۰٪ عنصر مولیبدنوم وجود دارد. این کانی در نمونه‌دستی به رنگ نقره‌ای و جلای فلزی دیده می‌شود که نرم و به صورت تیغه‌ای می‌باشد. مولیبدنیت آنیزوتروپی بالایی دارد و در زیر میکروسکوپ به رنگ خاکستری سربی تا سفید-شیری و با چندرنگی شدید نمود پیدا می‌کند (شکل ۴-۳-الف). ساخت و بافت کنترل‌کننده کانه‌سازی مولیبدنیت در این منطقه، بافت رگچه‌ای و دانه‌پراکنده است. این کانی با پیریت و کالکوپیریت هم‌یافتی دارد.

۴-۲-۴- بورنیت (Cu_5FeS_4)

بورنیت اغلب بصورت اولیه و کمتر بصورت کانی ثانویه تشکیل می‌شود و بیشتر بصورت رگچه‌ای و انتشاری است. نحوه‌ی تشکیل بورنیت بدین صورت است که طی فرآیند اکسیداسیون اولیه‌ی پیریت و کالکوپیریت،

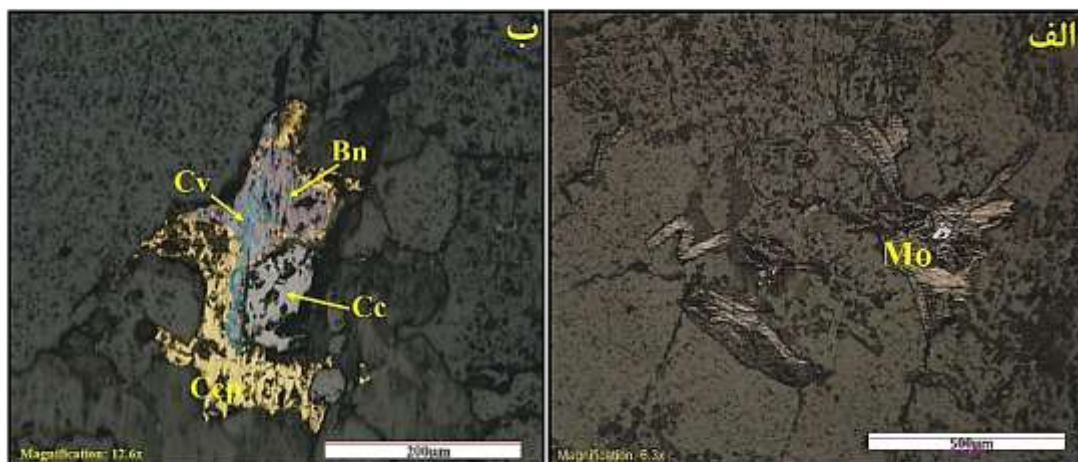
به میزان بیشتری آهن از آن آزاد می‌شود، این آهن در محیط آبگین واکنش انجام می‌دهد و موجب ته‌نشست بورنیت می‌گردد. بورنیت به عنوان فاز جدا شده و با رنگ صورتی - قهوه‌ای در داخل کالکوسیت با رنگ سفید-آبی تشکیل بافت اکسولوشن را داده است (شکل ۴-۳-ب). کانی بورنیت در پارائنز کانه‌زایی به مقدار خیلی کم مشاهده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده پایین بودن دمای سیستم کانه‌زایی باشد. بورنیت در زیر میکروسکوپ نور انعکاسی دارای شدت بازتابش ۱/۲۷ و عدد سختی ۸۷-۱۰۰ می‌باشد.

۴-۲-۵- کوولیت (CuS)

کوولیت در طی مراحل سوپرژن و در اثر جاننشینی سولفیدهای مس قبلی ایجاد می‌شود و به عنوان اولین محصول اکسایش کالکوپیریت می‌باشد. حضور کوولیت در منطقه می‌تواند نشانه‌ای از تأثیر آبگون‌های اکسیدی و آبشویی مس در منطقه باشد (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۳). کوولیت کانی ثانویه مس است که در مقاطع به رنگ آبی نیلی می‌باشد (شکل ۴-۳-ب). بیشترین گسترش این کانی به صورت لکه‌ای و نامنظم در درون و حاشیه کالکوپیریت و کالکوسیت تشکیل می‌شود ولی به طور کلی این کانی در مقاطع میکروسکوپی منطقه باغ‌خشک به ندرت دیده می‌شود که شاید دلیل اصلی آن گسترش کم کانه‌زایی مس در سطح می‌باشد.

۴-۲-۶- کالکوسیت (CuS₂)

کانی کالکوسیت همانند کالکوپیریت و بورنیت به صورت اولیه از سیالات گرمایی هیپوژن، و نیز به صورت ثانویه در شرایط سوپرژن از تبدیل کالکوپیریت و کانی‌های دیگر در حواشی، امتداد شکستگی‌ها و رخ‌های این کانی‌ها تشکیل می‌شود. نحوه تشکیل کالکوسیت‌های ثانویه بدین صورت است که تحت شرایط سطحی، سولفیدهای اولیه مس، اکسید می‌شوند و سولفات‌های محلول تشکیل می‌دهند که با آب‌های فرورو به طرف پایین حرکت می‌کنند و با کانی‌های سولفیدی اولیه مانند پیریت، کالکوپیریت و... واکنش انجام می‌دهند و در نتیجه این واکنش‌ها کالکوسیت تشکیل می‌شود (شفیعی، ۱۳۷۹). این کانی نسبت به سایر کانی‌های ثانویه مس از فراوانی بیشتری برخوردار است. در مطالعات کانی‌شناسی کالکوسیت به عنوان کانی فرعی و به صورت جاننشینی کالکوپیریت مشاهده می‌شود (شکل ۴-۳-ب).



شکل ۳-۴. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های سولفیدی موجود در منطقه. الف) تیغه‌های مولیبدنیت. ب) درهم رشدی کانی‌های کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت و کالکوسیت را نشان می‌دهد.

۳-۴- کانی‌های اکسیدی در منطقه مورد مطالعه

۳-۴-۱- مگنتیت (Fe_3O_4)

مگنتیت فراوانترین کانی اکسیدی آهن در منطقه مورد مطالعه است اما در مشاهدات صحرایی و نمونه‌های دستی بدلیل دانه‌های ریز و پراکنده نمود ظاهری ندارد. کانی مگنتیت به عنوان فاز اکسیدی اولیه به صورت پراکنده و منفرد به همراه کالکوپیریت و پیریت در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل ۴-۴-الف و ب). این کانی به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار با متوسط رنج اندازه دانه‌های از حدود ۲۰۰-۳۰ میکرون در مقاطع دیده می‌شود. در کانسارهای پورفیری کانی مگنتیت از سیالات با منشأ ماگمایی تحت شرایط pH قلیایی و Eh پایین (شرایط احیایی) به همراه کانی‌های سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) تشکیل می‌شود و با افزایش فشار بخشی اکسیژن با شکل‌گیری اولیژیست و هماتیت از سیال گرمابی دنبال می‌شود. ساخت و بافت کنترل‌کننده کانه‌سازی مگنتیت در این منطقه بیشتر بافت دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای است و کانی‌های کالکوپیریت و پیریت را همراهی می‌کند.

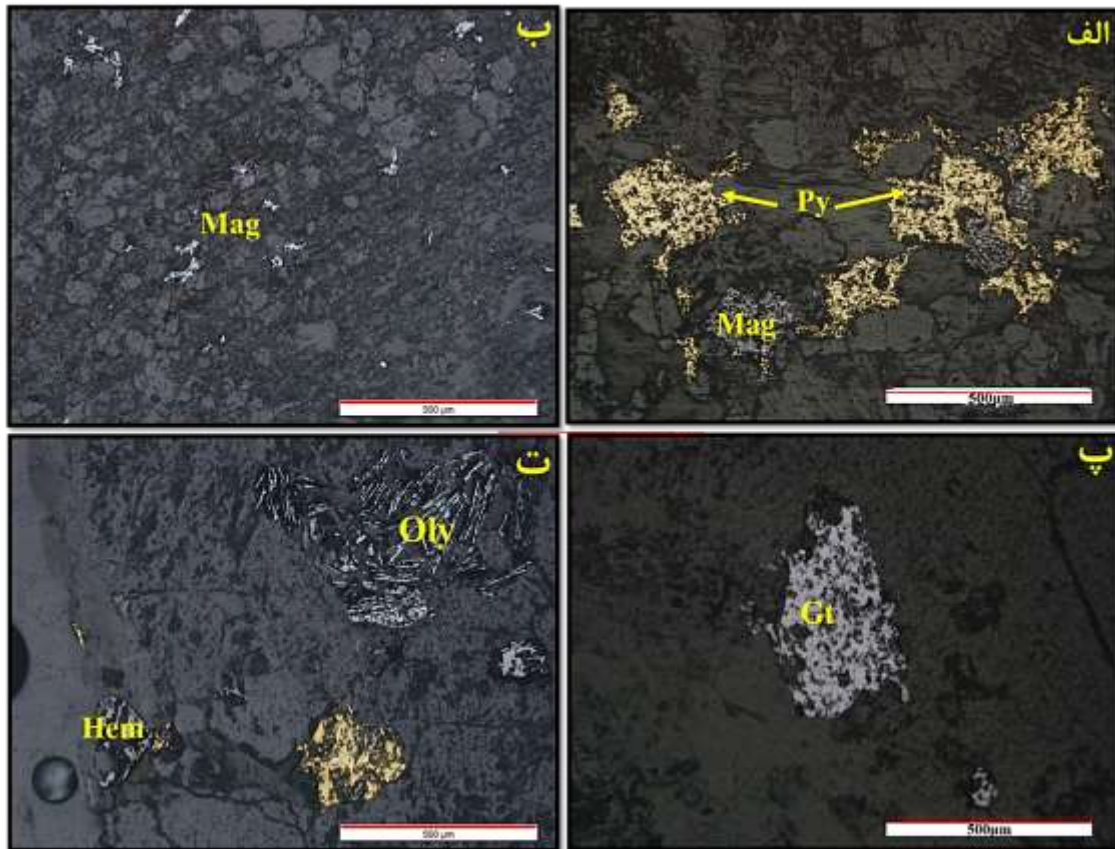
۳-۴-۲- هماتیت (Fe_2O_3)

هماتیت رنگ متغیری دارد که این امر به نحوه رشد آن بستگی دارد، این کانی گستره‌ای از جلای فلزی

تا خاکستری، نقره‌ای و سیاه را نشان می‌دهد. کانی هماتیت می‌تواند به صورت اولیه از سیالات گرمایی تشکیل بشود و نیز تحت شرایط دگرسانی و اکسیدی از کانی‌های مگنتیت و سولفیدها حاصل بشود. این کانی در مقاطع صیقلی به صورت سفید تا خاکستری با انیزوتروپی مشخص، قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۴-۴-ت). در این مقاطع علاوه بر هماتیت، کانی اولیژیست هم دیده می‌شود که تحت شرایط گرمایی تشکیل می‌شوند (شکل ۴-۴-ت). تشکیل هماتیت به صورت ثانویه به عنوان محصول دگرسانی، عمدتاً در حواشی و نقاط ضعف کانی‌های مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت صورت می‌گیرد و فاقد شکل هندسی منظم است.

۴-۳-۳- گوتیت (FeOOH) و لیمونیت (Fe₂O₃H₂O)

این اکسید و هیدروکسیدهای آهن به عنوان کانی ثانویه فلزی در منطقه مورد مطالعه می‌باشند. گوتیت با رنگ خاکستری متمایل به قرمز تا قهوه‌ای (شکل ۴-۴-پ و ۴-۵-ب) و لیمونیت به رنگ نارنجی تا زرد در اطراف رگه‌های کانه‌زایی درون سنگ میزبان گرانودیوریتی قابل مشاهده هستند (۴-۵-ب). این کانی‌ها بیشتر به صورت دانه‌ریز، پراکنده و پرکننده فضای خالی یا بصورت رگچه‌های ثانویه اکسید و هیدروکسیدهای آهن مشاهده می‌شوند. این کانی‌ها محصول اکسیداسیون مگنتیت و پیریت و کالکوپیریت هستند.

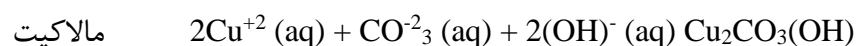


شکل ۴-۴. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌سازی اکسیدی و سولفیدی موجود در منطقه. الف) هم‌یافتی کانی‌های مگنتیت و پیریت. ب) کانی مگنتیت با بافت دانه‌پراکنده. پ) گوتیت. ت) حضور کانی‌های اولیوینست، هماتیت و پیریت در مقاطع.

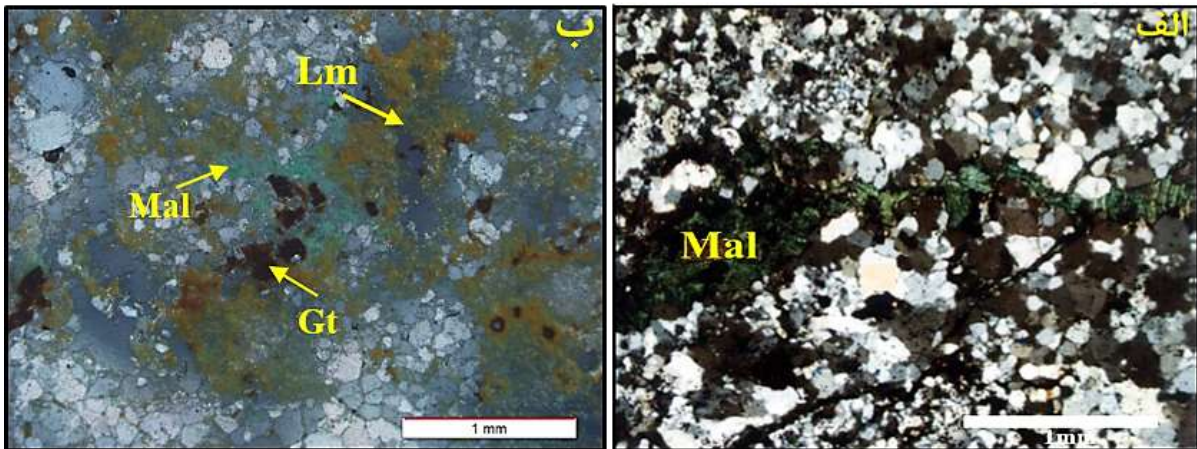
۴-۴- کانی‌های کربناتی

۴-۴-۱- مالاکیت ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})$)

مالاکیت تنها کانی کربناته مس است که به مقدار خیلی کم در منطقه وجود دارد. از کانی‌های ثانویه مس در نمونه‌های سطحی و کم عمق منطقه می‌باشد که در اثر اکسیداسیون حاصل شده است. در نمونه‌دستی بیشتر توف‌ها، آثار کانی‌سازی بصورت مالاکیت دیده می‌شود. این کانی در مقطع صیقلی به رنگ سبز، بی‌شکل و در محدوده اندازه‌ای در حدود ۲۰۰-۵۰ میکرون به صورت ثانویه در محیط تشکیل می‌شود، انعکاس داخلی قوی دارد و حاصل اکسیداسیون کانه‌های سولفیدی مس می‌باشد (شکل ۴-۵-الف و ب). براساس نظریه Lowell (Lowell and Guilbert, 1970) مالاکیت توسط آب‌های رقیق مس‌دار و CO_2 دار طبق واکنش زیر تشکیل می‌شود:



نفوذ سیالات جوی و حضور مقداری کربنات باعث تشکیل کانی‌های مانند ملاکیت و آزوریت می‌شود.



شکل ۴-۵. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های کربناته و اکسیدی موجود در منطقه. الف) ملاکیت (ب) همراهی ملاکیت، گوتیت و لیمونیت.

۴-۵-کانی‌های باطله منطقه مورد مطالعه

مهم‌ترین کانی‌های باطله در کانسار باغ خشک شامل کوارتز، کلسیت، کلریت، و سربیسیت می‌باشند. کلریت و سربیسیت محصولات دگرسانی هستند.

۴-۵-۱-کوارتز

کوارتز با فرمول SiO_2 به عنوان یک کانی باطله دارای بیشترین فراوانی در سنگ‌های منطقه است. کوارتز به صورت رگه-رگچه‌ای و دانه‌پراکنده وجود دارد (شکل ۴-۶-الف). عبور محلول‌های گرمابی نیز باعث ایجاد یک سری شکستگی‌ها و تشکیل رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی می‌شود.

۴-۵-۲-کلسیت

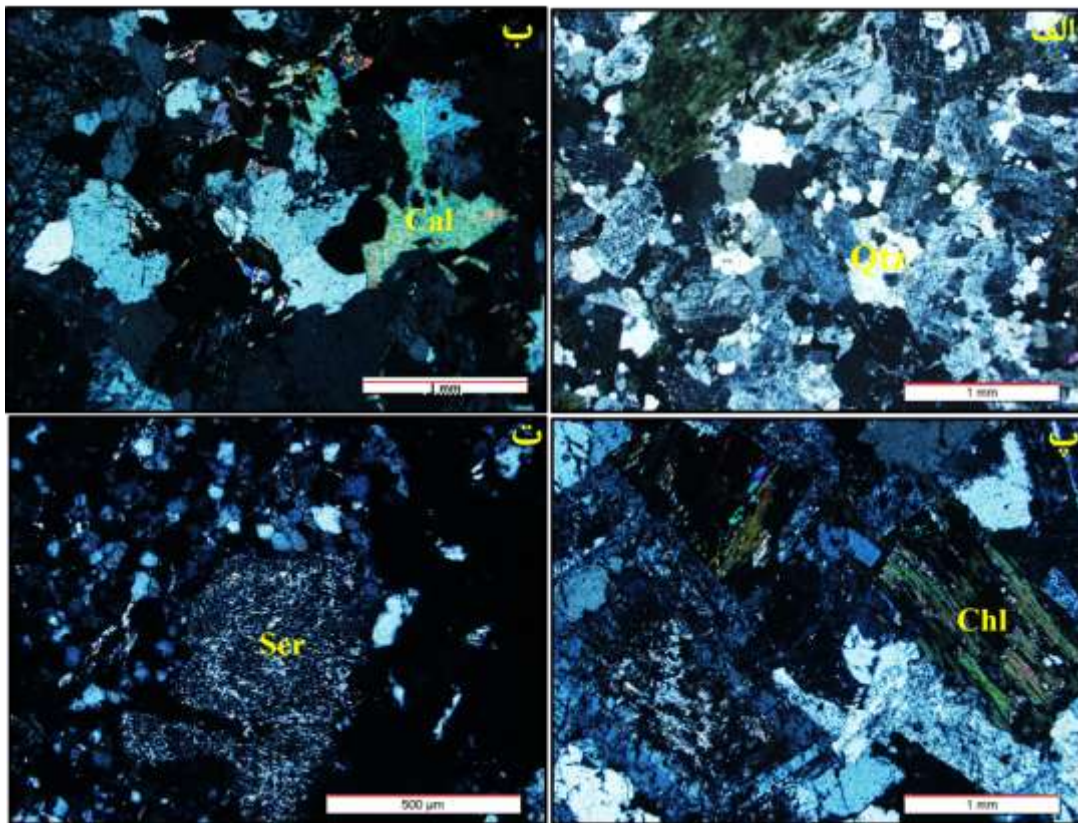
کلسیت یا کربنات کلسیم با فرمول $CaCO_3$ در نمونه‌های نزدیک به سطح زمین به صورت رگچه‌های تأخیری (شکستگی‌های بعد کانه‌زایی) قابل مشاهده است. این کانی از فراوانترین کانه‌های باطله در منطقه باغ خشک به شمار می‌رود که بصورت دانه‌های بی‌شکل، پراکنده و رگه-رگچه‌ای و همراه با کوارتز ظاهر می‌شود (شکل ۴-۶-ب). در اغلب رگچه‌ها دیواره رگچه‌ها را هیدروکسیدهای آهن و فضای بین آنها را کلسیت اشغال کرده است.

۴-۵-۳-کلریت

این کانی بیشتر به صورت دسته جارویی دیده می‌شود و اندازه دانه‌های آن به حدود ۱۰ تا ۹۰۰ میکرون می‌رسد (شکل ۴-۶-پ). این کانی به صورت جانشینی به جای کانی‌های آهن و منیزیم دار یافت می‌شود.

۴-۵-۴- سریسیت

این کانی از تجزیه پلاژیوکلازها تحت تأثیر دگرسانی حاصل می‌شود، که در زیر نور عبوری بی‌رنگ و دارای برجستگی متوسط تا ضعیف می‌باشد (شکل ۴-۶-ت). این کانی در مقاطع به جای کانی‌های دیگر به صورت جانشینی قرار گرفته است و مواردی همراه با کانی‌ها و کانه‌های دیگر مثل کوارتز، فضاهای خالی شکستگی‌ها را پر می‌کند.



شکل ۴-۶. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های باطله. الف و ب) کانی‌های حاصل دگرسانی شامل کوارتز و کلسیت. پ) جانشینی بیوتیت توسط کلریت. ت) فلدسپار در حال سریسیتی شدن.

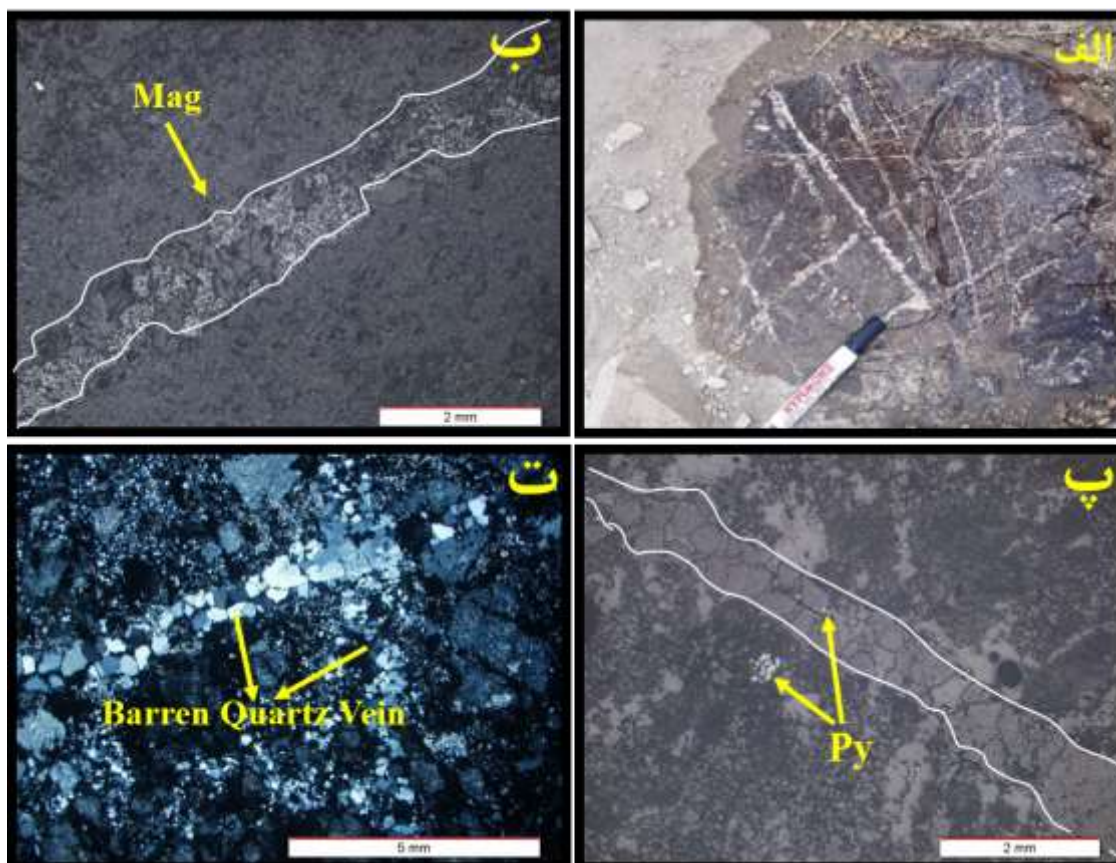
۴-۶- ساخت و بافت

ساخت از روی شکل، اندازه و حالت تک‌تک دانه‌ها تعیین می‌گردد که در زیر میکروسکوپ، بیرون‌زدگی‌ها و حتی در نمونه‌های دستی قابل مشاهده است، بافت نیز از روی نحوه قرار گرفتن کانی‌هایی که از نظر شکل،

اندازه و حتی ترکیب با هم متفاوتند، تعیین می‌گردد (شهاب‌پور، ۱۳۹۰). عوامل مؤثر در بافت ذخایر ماگمایی و گرمایی عبارتند از: دما، عمق تبلور، مدت زمان تبلور، ترکیب شیمیایی ماگما و محلول ماگمایی و گرمایی می‌باشد (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۸). ساخت و بافت موادمعدنی که دارای منشأهای متفاوتی هستند با یکدیگر تفاوت دارد و این به ماهیت سیال‌های کانه‌سازی، مشخصات فیزیکی و شیمیایی سنگ میزبان و شیوه جایگزینی کانسنگ بستگی دارد. در زیر به توصیف هر یک از ساخت و بافت‌های مشاهده شده طی مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی پرداخته می‌شود.

۴-۶-۱- ساخت و بافت رگه- رگچه‌ای

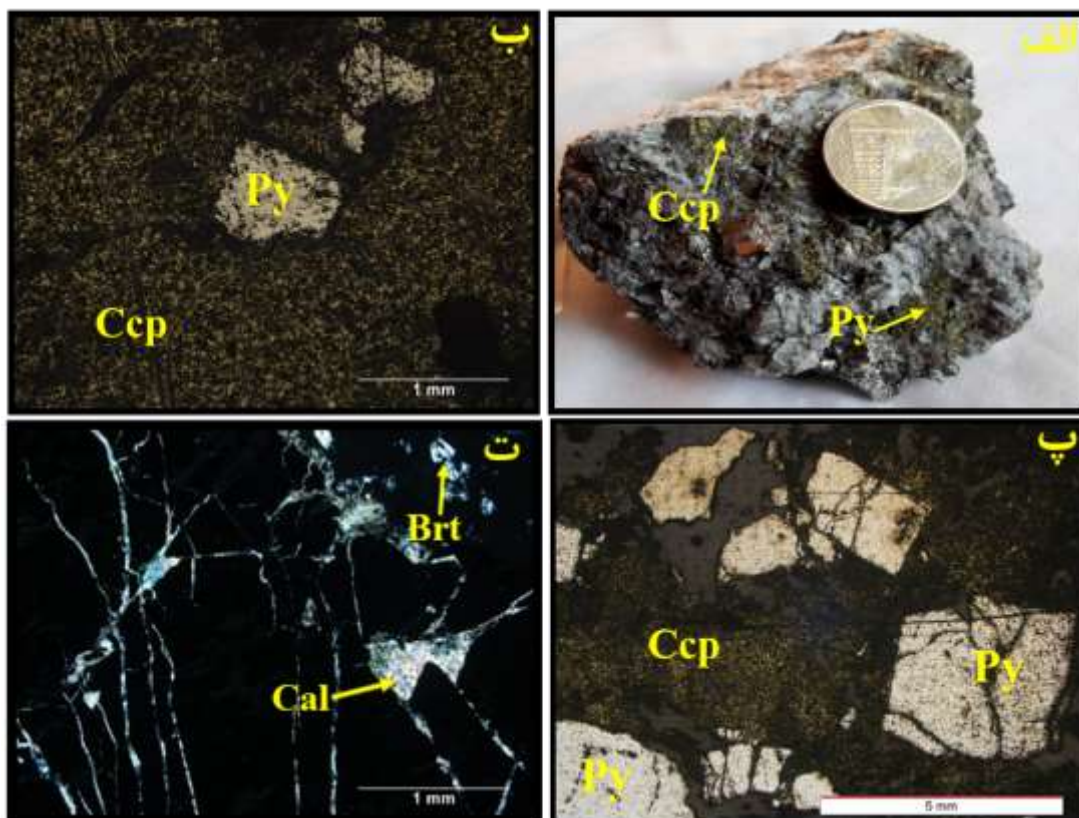
محلول‌های ماگمایی یا گرمایی در صورتی که به هنگام عبور از گسل‌ها، شکستگی‌ها، درزه و شکاف‌ها بار خود را برجای گذارند، ساخت و بافت حاصله از نوع رگه- رگچه‌ای خواهد بود. با توجه به اینکه ساختمان‌های مناسب اولیه و ثانویه محدود به سطح تا عمق کم می‌شوند، اپی ژنتیک هستند. این ساخت از ویژگی‌های بارز کانسارهای مس پورفیری است. این نوع ساخت در منطقه مورد مطالعه علاوه بر قسمت‌های سطحی کانسار در بخش‌های عمقی نیز مشاهده می‌شود. کانی‌هایی که بصورت رگه- رگچه‌ای مشاهده می‌شوند شامل پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت و کانی‌های باطله مثل کوارتز، کلسیت و اکسیدهای آهن (بویره مگنتیت) است که در امتداد درزه و شکاف‌ها تشکیل شده است. در کانسار باغ‌خشک گاهاً رگه- رگچه‌های سیلیسی کانه‌دار از نسل- های مختلف یکدیگر را قطع کرده و ساخت و بافت استوک‌ورکی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۴-۷-الف). با توجه به اینکه شکل غالب کانه‌زایی در منطقه بصورت دانه‌پراکنده است و بافت رگه- رگچه‌ای به مقدار کم در نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد، در اینجا از تقسیم‌بندی مربوط به رگه- رگچه‌های کانسارهای پورفیری‌ها استفاده نشده است.



شکل ۴-۷. نمونه‌هایی از ساخت و بافت استوک‌ورکی. الف) تصویر صحرایی از ساخت رگه‌ای. ب) رگه‌ی پر شده توسط مگنتیت در مقطع میکروسکوپی. پ) رگه‌ی سیلیسی حاوی کانه‌زایی پیریت. ت) رگه سیلیسی فاقد کانه‌زایی.

۴-۶-۲- ساخت و بافت برشی

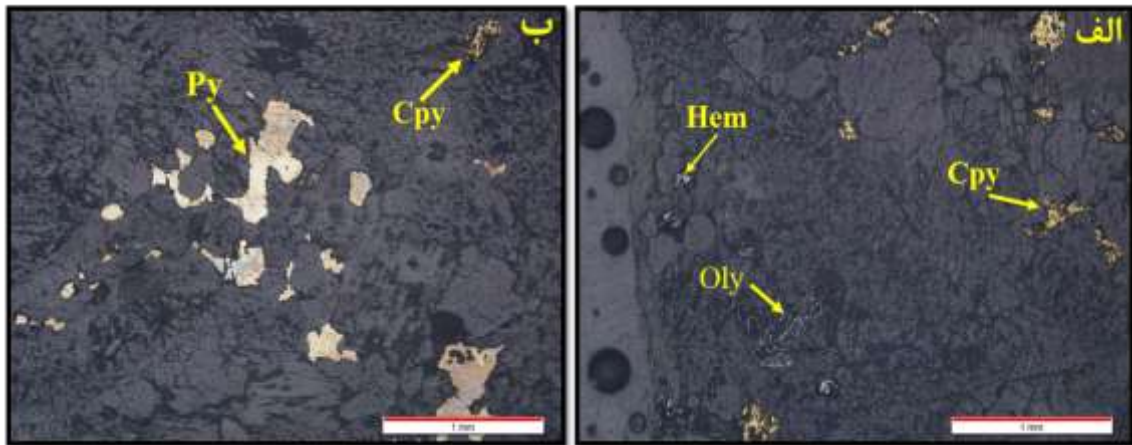
در بعضی از مقاطع میکروسکوپی ساخت و بافت برشی هم دیده می‌شود، ولی گسترش محدودی در کانسار باغ خشک دارد. در نمونه‌ای از ساخت و بافت برشی از کانسار باغ خشک، ابتدا بلورهای پیریت تشکیل شده‌اند در مرحله بعد کالکوپیریت فضای بین قطعات پیریت برشی شده را پر کرده‌اند. کانی‌های سولفیدی نیز به نوبه خود برشی شده و فضاهای خالی ناشی از پدیده برشی شدن بوسیله کانی‌های کوارتز، باریت و کلسیت با منشأ هیدروترمالی پر شده است (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۸. الف) تصویر نمونه دستی از کانسنگ پیریت و کالکوپیریت با ساخت برشی. ب و پ) تصاویر میکروسکوپی که فضاهای ناشی از برشی شدن توسط کانی پیریت و کالکوپیریت پر شده است. ت) فضاهای ناشی از برشی شدن توسط کوارتز، باریت و کلسیت پر شده است.

۴-۶-۳- بافت پراکنده

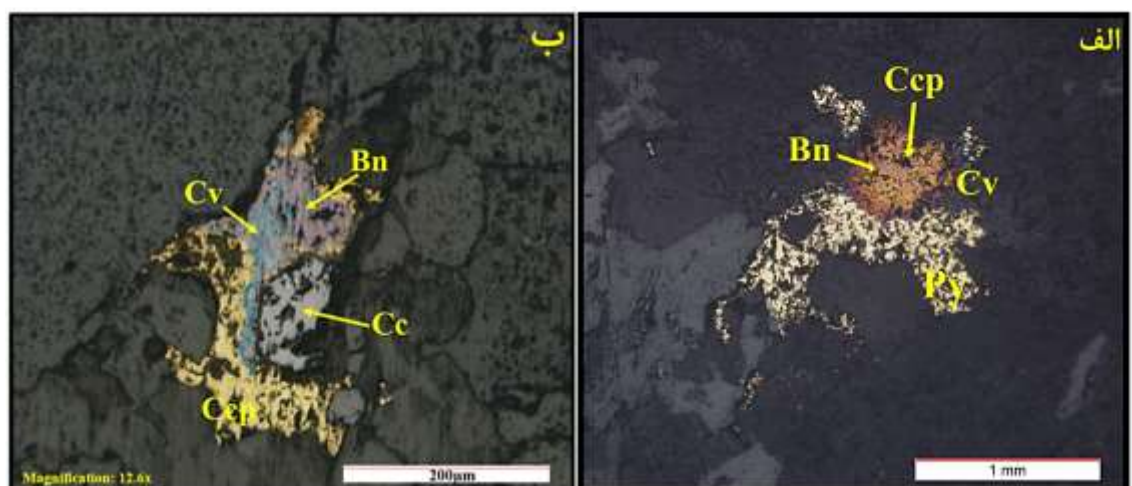
این بافت از جمله بافت‌های مهمی است که شواهد زایشی بسیار ارزشمندی در اختیار می‌گذارد. اولین نتیجه حضور مواد معدنی در این شکل، نهشت اولیه ماده معدنی در حین رسوبگذاری و یا دیاژنز همراه با دیگر کانی‌های تشکیل دهنده سنگ است. این بافت کانسار بیشتر در سنگ میزبان گرانودیوریتی و کوارتز دیوریتی دیده می‌شود. کانی‌های از جمله پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت و هماتیت به صورت افشان در متن سنگ دیده می‌شوند.



شکل ۴-۹. تصاویر میکروسکوپی از بافت دانه پراکنده. الف) کالکوپیریت، هماتیت و اولیژیست. ب) پیریت و کالکوپیریت.

۴-۶-۴- بافت جانشینی

اکسید شدن سولفیدها به اکسیدهای آهن و ترکیبات دیگر، از نوع جانشینی محسوب می‌گردد. سولفیدهای مس در سطح زمین اکسید شده و در شرایط اسیدی املاح مس توسط آب‌های فرورو حمل می‌شوند. در عمق در ناحیه احیایی، املاح مس با سولفیدهای اولیه (پیریت و کالکوپیریت) واکنش می‌دهند و ضمن جانشینی، به صورت کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت و گوتیت برجای گذاشته می‌شوند و از سطح تا عمق محدودی را در برمی‌گیرند. مطالعات میکروسکوپی وجود بافت جانشینی را در برخی از نمونه‌ها نشان می‌دهد. در شکل (۴-۱۰-۱) الف) کالکوپیریت در حال تبدیل به کوولین و بورنیت است و در شکل (۴-۱۰-۲) ب) کالکوپیریت ابتدا به بورنیت تبدیل شده و سپس بورنیت در حال تبدیل شدن به کالکوسیت است و جانشینی صورت می‌گیرد. در مقاطع مورد مطالعه بافت باقیمانده و اسکلتی نیز دیده می‌شود که هر دو نوعی بافت جانشینی محسوب می‌شوند.



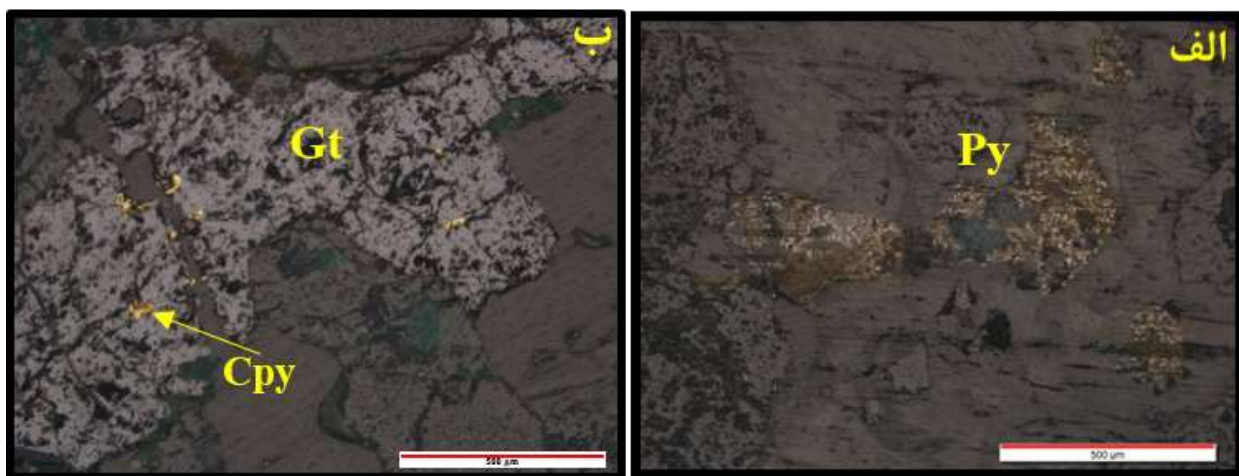
شکل ۴-۱۰. تصاویر میکروسکوپی از جانشینی کانی کالکوپیریت توسط الف) بورنیت و کوولیت. ب) کوولیت، بورنیت و کالکوسیت.

-بافت جانشینی اسکلتی:

در این بافت که به آن بقایای اصلی سنگ نیز اطلاق می‌شود، جانشینی تا حدی پیش می‌رود که فقط آثاری از کانه‌ها و کانی‌های میزبان باقی می‌ماند (ملک قاسمی، ۱۳۷۸). در شکل (۴-۱۱-الف) نمونه‌ای از بافت اسکلتی در پیریت به نمایش گذاشته شده است.

-بافت جانشینی باقی‌مانده:

چنانچه بافت اصلی محفوظ مانده باشد، در واقع شکل دروغین یک کانه به جای دیگری پدیده جانشینی را نشان می‌دهد. زمانی که پدیده جانشینی در یک بافت باقیمانده روی دهد، در آن صورت میزان عمل رسوخ و نفوذپذیری بسیار متنوع خواهد بود. در صورتی که کانه اولیه دارای لایه‌بندی باشد ممکن است بافت باقیمانده به شکل لایه‌ای با جانشینی متناوب و یا دگرسانی کامل ظاهر شود (ملک قاسمی، ۱۳۷۸). در منطقه مورد مطالعه در بعضی از نمونه‌ها این بافت دیده می‌شود که در آن دانه‌های کالکوپیریت در حال تبدیل به گوتیت می‌باشند (شکل ۴-۱۱-ب).



شکل ۴-۱۱. تصاویر میکروسکوپی نور انعکاسی. الف) بافت جانشینی اسکلتی. ب) بافت جانشینی باقی‌مانده که در آن کالکوپیریت در حال تبدیل به گوتیت می‌باشد.

۴-۷- توالی پاراژنتیکی کانی‌ها

به کانی‌هایی که به طور همزمان از یک منشاء واحد که تحت شرایط ترمودینامیکی معینی باهم در حال تعادل هستند، بوجود می‌آیند اصطلاحاً پاراژنز گفته می‌شود. این اصطلاح توسط زمین‌شناسان آمریکایی به صورت تقدم و تأخر تبلور کانی‌ها نسبت به یکدیگر تعریف شده که در این حالت توالی پاراژنزی گفته می‌شود. یک توالی پاراژنزی، باید شرایطی را شرح دهد که هر فاز بر اثر آن پدیده آمده یا به تعادل دوباره رسیده است. افزون بر کانه‌ها، توالی پاراژنزی باید زمان آغاز نهشته شدن کانی‌های باطله و مدت نهشته شدن آن‌ها را نیز مشخص نماید. در توالی پاراژنزی، پیشامدها بیشتر به صورت یک نمودار خطی یا نمودار جریان ارائه می‌شود. همچنین می‌توان گفت از مهم‌ترین مشخصات و ویژگی‌های محیط تشکیل در هر کانسار، کانی‌شناسی و تشخیص پاراژنز کانه‌ها و همچنین مطالعات ساخت و بافت کانی‌ها می‌باشد.

بر طبق مطالعات انجام شده می‌توان توالی زیر را برای پاراژنز کانی‌ها ذکر کرد. در منطقه مورد مطالعه کانی‌زایی شامل دو مرحله هیپوژن و سوپرژن است. مرحله هیپوژن به دو قسمت قبل کانه‌زایی و بعد از کانه‌زایی تقسیم می‌شود. در مرحله قبل از کانه‌زایی کانی‌های پیریت و مگنتیت تشکیل شده‌اند که بصورت دانه‌پراکنده وجود دارند و در مرحله ۲ و ۳، کانه‌زایی در طی رخداد هیپوژن به دو صورت دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای دیده می‌شود. مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت در طی فاز ۲ کانه‌زایی بصورت دانه‌پراکنده بوجود آمده‌اند و در فاز ۳ علاوه بر این کانی‌ها، مولیبدنیت، بورنیت، اولیژیست و هماتیت نیز تشکیل یافته‌اند. مگنتیت به علت حرارت بالا ابتدا تشکیل می‌شود که به صورت‌های دانه‌پراکنده و رگه-رگچه‌ای دیده می‌شوند که شکل دانه‌پراکنده غالب است. کالکوپیریت بعد از پیریت و در مراحل آخر تشکیل پیریت به وجود آمده است. مولیبدنیت در عمق زیاد و حرارت بالا و بعد از مگنتیت بوجود می‌آید. بورنیت در مراحل آخر تشکیل پیریت و کالکوپیریت و همراه با این کانی‌ها تشکیل می‌شود.

مرحله سوپرژن به دو قسمت احیایی (فاز ۴) و اکسیدان (فاز ۵) تقسیم می‌شود، کانی‌های احیایی شامل کالکوسیت و کوولیت هستند که به صورت ثانویه در شرایط سوپرژن از تبدیل کانی‌های سولفیدی مس مانند

کالکوپیریت و بورنیت ایجاد می‌گردد، و در فاز اکسیدان علاوه بر کانی مالاکیت، کانی لیمونیت و گوتیت بصورت فرعی تشکیل شده است، در این مرحله هماتیت نیز بصورت فرعی و به مقدار کم وجود دارد.

یکسری کانی‌ها مانند هورنبلند، آلبیت، اورتوز، کوارتز و بیوتیت بعنوان کانی‌های سنگ‌ساز محسوب می‌شوند و در مرحله قبل از کانه‌زایی وجود دارند. کانی‌های دگرسانی از فاز ۲ کانه‌زایی شروع می‌شوند و یکسری کانی‌ها مانند کوارتز، کلسیت، کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی تا فاز ۳ کانه‌زایی همچنان ادامه دارند. در مرحله قبل از کانه‌زایی بافت دانه‌پراکنده ایجاد می‌شود، در فاز ۲ کانه‌زایی بافت دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای و برشی در کانی‌ها دیده می‌شود. در جدول (۱-۴) توالی پاراژنتیکی از کانی‌های موجود در منطقه آورده شده است.

جدول ۴-۱. توالی پاراژنزی کانی‌های تشکیل دهنده کانسار مس باغ خشک.

Stage Mineral		Hypogene			Supergene	
		Pre-ore stage	Ore stage		Post-ore stage	
		1	2	3	4 (-Eh)	5 (+Eh)
Ore	Magnetite	-----	=====			
	Pyrite	-----	=====	=====		
	Chalcopyrite		=====	=====		
	Molybdenite			-----		
	Bornite			-----		
	Chalcocite				-----	
	Covelite				-----	
	Malachite					-----
	Hematite			=====		-----
	Olygiste			=====		-----
	Goethite					=====
	Limonite					=====
	Alteration minerals	Hornblende	=====	-----		
Albite		=====	-----			
Orthose		=====	=====			
Quartz		=====	=====	=====		
Calcite			=====	=====		
Epidote			=====	-----		
Chlorite			=====	-----		
Clay mineral			=====	=====		
Biotite		=====	=====	=====		
Ore texture		Disseminated	-----	=====		
	Vein and veinlet		=====	-----		=====
	Brecciation		=====			
	Replacement				-----	-----

فصل پنجم:

ژئوسمی

۵-۱- مقدمه

ژئوشیمی علمی است که در آن با استفاده از ابزارهای شیمی به حل مسائل زمین‌شناسی پرداخته می‌شود. در واقع در این علم، از شیمی برای شناخت زمین و درک فرآیندهای آن کمک گرفته می‌شود. امروزه مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی، ارتباط مستقیم با نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی دارد و می‌تواند معرف مناطق با توانمندی بالا برای اکتشاف، استخراج و فهم نحوه و مراحل تشکیل یک کانسار باشد. در مطالعات ژئوشیمیایی، عناصر تشکیل‌دهنده کره زمین در سنگ‌های آذرین به سه گروه عناصر اصلی، فرعی و کمیاب تقسیم می‌شوند. در این تقسیم‌بندی، عناصر اصلی در مطالعات سنگ‌های آذرین برای محاسبه کانی‌های سنگ به روش نورم (CIPW) و سایر روش‌ها، بررسی تفریق و اختلاط ماگمایی، نامگذاری‌ها براساس نمودارهای استاندارد، تعیین سری سنگ‌ها و مطالعه دگرسانی کاربرد دارند. نقش عناصر فرعی و کمیاب نیز در سنگ‌های آذرین شامل نامگذاری سنگ‌های آذرین، تعیین سری ماگمایی، بررسی تفریق ماگمایی، بررسی منشاء از دیدگاه نوع کانی‌ها و درصد ذوب‌بخشی مذاب اولیه سنگ‌ها می‌باشد. عناصر اصلی و کمیاب در مطالعه دگرسانی‌ها، تشخیص کانسنگ‌های بارور و غیربارور، تعیین عناصر اصلی و جانبی کانسنگ‌ها، ارزیابی اقتصادی کانسارها و مطالعه خاستگاه و تکوین کانی‌سازی‌ها اهمیت زیادی دارند. مطالعات ژئوشیمی در این تحقیق به دو بخش تقسیم شده است: (۱) ژئوشیمی محیط سنگ و (۲) ژئوشیمی محیط کانسنگ.

۵-۲- ژئوشیمی محیط سنگ

۵-۲-۱- نمونه‌برداری و روش آنالیز نمونه‌های سنگ

به منظور بررسی ژئوشیمی و پترولوژی واحدهای سنگی دربرگیرنده کانسار باغ‌خشک، از بخش‌های غیردگرسان و یا دگرسانی کم رخنمون‌های سنگی و مغزه‌های حفاری، نمونه‌برداری گردید. تعداد ۱۳ نمونه-سنگ به روش XRF برای اکسید عناصر اصلی و ICP-OES/MS برای عناصر فرعی و کمیاب مورد آنالیز قرار گرفت که نتایج آن در جدول (۵-۲) ارائه شده است. لازم به ذکر است که مقادیر غلظت عناصری که از حد حساسیت دستگاه پایین‌تر بوده‌اند از جدول داده‌های ژئوشیمیایی و روند پردازش حذف شده‌اند. در این بخش

سعی شده است که با استفاده از تجزیه‌های شیمیایی و نمودارهای مختلف، شرایط تشکیل سنگ‌های منطقه بررسی شود. نام و خصوصیات نمونه‌های برداشت شده در جدول (۵-۱) آورده شده است:

جدول ۵-۱. موقعیت مکانی و سنگ‌شناسی تعداد ۱۳ نمونه سنگ از محدوده اکتشافی باغ خشک.

شماره نمونه	نام سنگ	موقعیت جغرافیایی به UTM		محل نمونه برداری
		عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	
BK-G1	توف بازالتی (بافت پورفیری و حاوی کانی های پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلریت و اپیدوت)	۴۰۲۸۱۹	۳۳۰۱۲۱۶	سطحی
BK-G2	توف آندزیت-بازالتی (بافت پورفیری و حاوی پیروکسن، کلریت و هورنبلند)	۴۰۲۸۰۲	۳۳۰۱۳۳۱	سطحی
BK-G3	گرانودیوریت (گرانولار و حاوی پلاژیوکلاز آمفیبول و کانی های فرومنیزیم)	۴۰۲۳۶۲	۳۳۰۱۰۷۲	سطحی
BK-G4	بازالت (بافت پورفیری با زمینه میکروولیتی و حاوی پلاژیوکلاز و پیروکسن)	۴۰۳۱۵۲	۳۳۰۰۳۳۵	سطحی
BK-G5	دایک کوارتزفلدسپاتی (شدت سیلیسی و رسی شده و حاوی کانی های رسی و اکسید آهن)	۴۰۲۷۴۶	۳۳۰۰۸۶۶	سطحی
BK-G6	گرانودیوریت (گرانولار و حاوی پلاژیوکلاز آمفیبول و کانی های فرومنیزیم)	۴۰۲۷۱۵	۳۳۰۰۸۱۱	سطحی
BK-G7	آندزیت (بافت پورفیری با زمینه میکروولیتی و حاوی کوارتز، پلاژیوکلاز و اکسید آهن)	۴۰۲۶۶۰	۳۳۰۰۶۰۷	سطحی
BK-G8	گرانودیوریت (گرانولار و حاوی پلاژیوکلاز کوارتز، بیوتیت و کلریت)	۴۰۲۴۴۱	۳۳۰۰۴۹۲	سطحی
BK-G9	گرانودیوریت (گرانولار و حاوی پلاژیوکلاز، کوارتز، کلسیت و سرسیت)	۴۰۲۵۰۸	۳۳۰۱۴۰۸	سطحی
BK-G10	گرانودیوریت (گرانولار و حاوی پلاژیوکلاز کوارتز، کلسیت و سرسیت)	۴۰۲۴۴۷	۳۳۰۰۵۲۴	زیرسطحی
BK-G11	گرانودیوریت (گرانولار و حاوی پلاژیوکلاز کوارتز، مسکوویت و کلریت)	۴۰۲۴۴۷	۳۳۰۰۵۲۴	زیرسطحی
BK-G12	گرانودیوریت (گرانولار و حاوی پلاژیوکلاز سرسیتی شده، کوارتز و کلریت)	۴۰۲۶۷۱	۳۳۰۰۵۱۱	زیرسطحی
BK-G13	گرانودیوریت (گرانولار و حاوی پلاژیوکلاز کلسیت، اپیدوت، کلریت و مسکوویت)	۴۰۲۶۷۱	۳۳۰۰۵۱۱	زیرسطحی

جدول ۵-۲- مقادیر اکسید عناصر اصلی (%)، عناصر فرعی و کمیاب (ppm) در ۱۳ نمونه‌ی سنگ به روش XRF و ICP-OES/MS.

Sample	BK.G1	BK.G2	BK.G3	BK.G4	BK.G5	BK.G6	BK.G7	BK.G8	BK.G9	BK.G10	BK.G11	BK.G12	BK.G13
Major Oxids (wt%)													
SiO ₂	۶۰/۵۱	۶۴/۶۱	۷۲/۵۵	۶۳/۹۷	۸۴/۱۲	۶۴/۴۷	۶۴/۹۸	۷۴/۶۷	۷۸/۵۹	۷۸/۳۹	۶۲/۹۱	۸۰/۹۶	۷۲/۳۳

Al ₂ O ₃	14/71	12/81	10/75	12/79	8/95	13/37	13/41	12/45	9/48	7/93	11/26	10/73	10/73
Fe ₂ O ₃	9/67	7/49	5/11	8/97	0/53	8/14	6/99	3/31	2/91	7/66	2/56	0/26	2/56
MgO	3/2	2/87	1/87	3/78	0/17	3/1	1/43	0/48	1/17	1/57	1/47	0/17	1/17
CaO	7/87	4/94	4/49	7/18	0/28	6/2	4/8	3/43	1/81	0/64	2/66	2/93	2/93
Na ₂ O	1/91	4/77	3/02	2/06	1/64	2/99	4/14	3/1	2/91	0/16	3/05	2/95	2/95
K ₂ O	1/43	1/71	1/61	0/65	4/16	0/9	3/48	1/9	2/7	2/81	1/82	1/74	2/74
TiO ₂	0/79	0/59	0/39	0/69	0/1	0/59	0/62	0/47	0/32	0/49	0/29	0/13	0/13
P ₂ O ₅	0/21	0/25	0/16	0/16	0/05	0/25	0/25	0/23	0/14	0/3	0/14	0/09	0/09
MnO	0/23	0/13	0/13	0/17	0/22	0/15	1/07	0/56	0/62	0/48	0/49	0/25	0/25
Trace Elements (ppm)													
As	20/22	81/23	7/58	9/73	3/19	8/96	19/73	6/23	7/3	6/79	6/43	7/16	6/16
Ba	271/1	60/17	380/7	182/8	590/3	300/6	812/6	538/7	627/6	188	498/4	414	564
Be	1/21	0/72	0/26	0/59	0/78	1/26	0/71	1/75	1/4	1/66	2/03	0/33	0/10
Co	20/45	20/26	10/67	26/55	1	19/57	15/51	7/71	13/12	21/88	8/11	1/07	1/11
Cr	18/38	34/41	37/59	55/83	21/69	38/01	41/64	80	47/44	57/64	46/02	116/1	60/1
Cs	1/6	0/75	1/13	0/75	4/34	0/75	1/23	0/75	0/75	4/59	2/55	2/97	1/11
Cu	203/9	154/6	58/78	86/2	11/46	24/77	95/64	664/3	3120	9347	3640	80/43	364
Li	8/02	4/02	2/68	5/06	6/76	3/1	3/65	3	2/27	17/74	8/42	6/71	6/11
Mo	3/65	2/52	1/54	0/75	1/99	0/75	2/29	1/29	0/75	6/96	20/2	1679	564
Nb	2/92	3/8	4/21	1/75	4/72	3/3	4/87	7/62	4/92	3/39	4/36	2/77	4/11
Ni	1	4/51	4/61	9/88	1	8/49	3/96	1	1	4/75	1	1	1
p	0/09	0/11	0/07	0/07	0/02	0/11	0/11	0/1	0/06	0/13	0/06	0/04	0/04
Pb	69/32	65/06	43/44	41/67	25/21	44/72	56/93	38/3	53/98	13/79	30/07	24/09	31/11
S	0/13	0/07	0/07	0/14	0/07	0/07	0/26	0/07	0/16	1/78	0/53	0/13	0/13
Sc	52/17	13/61	6/79	21/07	1/26	11/79	12/25	5/68	4/52	9/43	5/32	2/02	4/11
Sr	384/8	368	327/1	362/6	55/28	519/6	415	114/4	202/5	26/62	294/7	230	281
Rb	36/93	12/37	12/85	11/19	13/11	11/03	18/31	8/16	12/77	74/64	16/2	34/91	26/11
Sn	1/56	1/54	1/41	1/01	2/43	1/57	1/99	2/1	4/43	2/49	1/18	12/49	1/11
Th	1/66	1/93	1/92	1	7/63	1/97	2/54	4/71	2/51	2/19	1/97	3/35	2/11
V	287/3	208	113/7	287/4	15/55	200/9	194/7	59/24	78/93	20/13	70/71	21/91	64/11
Y	22/16	13/48	9/57	12/25	4/49	13/51	13/33	11/16	3/49	3/18	3/76	11/48	6/11
Zn	74/66	95/29	66/18	88/48	31/42	60/56	71/94	53/29	204/5	109/7	37/42	16/01	38/11
Zr	65/93	43/56	5	28/61	14/23	9/51	23/82	9/8	5	5	5	5	5
Rare Earth Elements													
La	10/94	9/21	6/67	7/14	10/52	12/48	7/75	7/41	3/71	3/25	2/95	4/04	5/11

Ce	۱۳/۲۵	۱۳	۱۰/۲۵	۱۰/۸۳	۴۷۲۴	۲۰/۳۹	۱۲/۰۳	۱۱/۲۱	۶/۱۸	۱۰/۱	۴/۲۴	۴/۷۹	۸/۵۷
Pr	۲/۶۵	۱/۸۶	۱/۳۷	۱/۵۵	۲/۲۹	۲/۶	۱/۵۸	۱/۷	۱	۱/۴۳	۱	۱	۱۲
Nd	۱۲/۲۱	۳/۸	۴/۲۱	۱/۷۵	۴/۷۲	۳/۳	۴/۸۷	۷/۶۲	۴/۹۲	۳/۳۹	۲/۳۱	۲/۸۷	۴/۸
Sm	۳/۲۷	۲/۰۳	۱/۳۴	۱/۷۷	۱/۳۸	۲/۳۴	۱/۶۶	۱/۷۴	۱	۱/۳۵	۱	۱	۱
Gd	۳/۵۸	۲/۰۱	۱/۴۱	۲/۰۸	۱/۰۳	۲/۴۹	۱/۹۱	۱/۸۴	۱	۱/۰۹	۱	۱/۱۵	۱/۱۰
Dy	۳/۸۹	۲/۱۹	۱/۵۵	۲/۱۷	۰/۷۵	۲/۳۷	۲/۳۴	۲/۱۵	۰/۷۵	۱/۱	۰/۷۵	۱/۹۴	۱/۲۵
Yb	۳/۱	۱/۹۹	۱/۳۸	۲/۱۲	۰/۷۵	۲	۲/۲۵	۱/۵۱	۰/۷۵	۱/۲۷	۰/۷۵	۱/۷۱	۰/۷۵

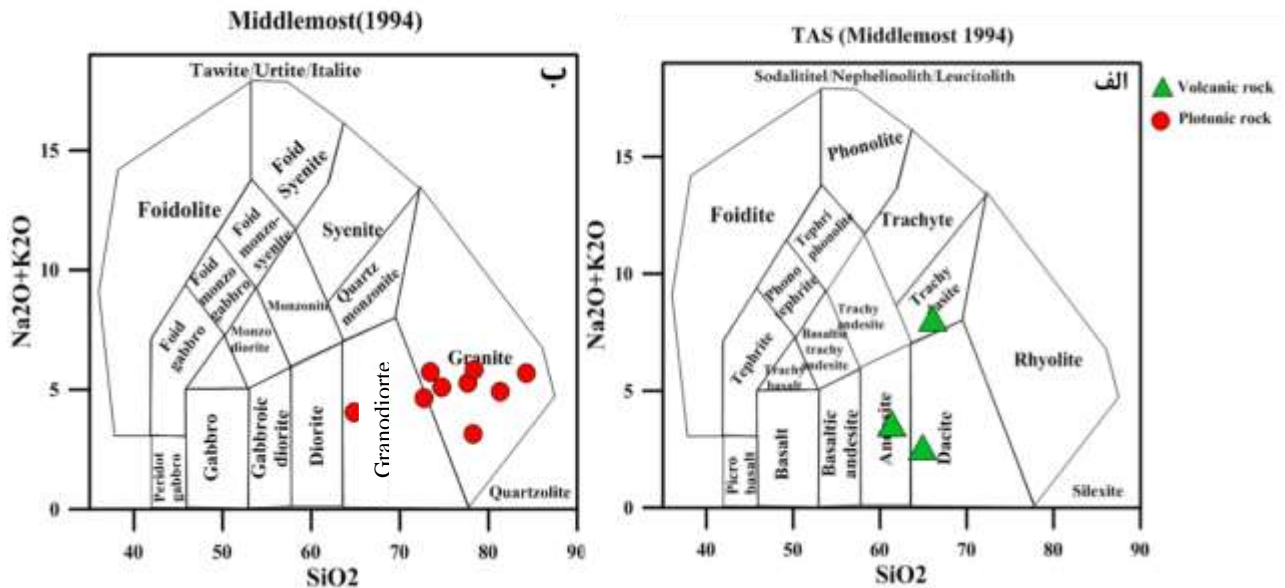
۵-۲-۲-ژئوشیمی سنگ‌های آذرین

در این پژوهش از عناصر اصلی و کمیاب برای طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین، درجه اشباع از آلومین و نیز تعیین محیط تکتونیکی آنها استفاده شده است. مهمترین واحدهای سنگ‌شناختی موجود در محدوده‌ی مورد مطالعه مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین بیرونی و توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق تا عمیق می‌باشند که انجام مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این سنگ‌ها، اطلاعات مهمی را در رابطه با منشاء و ترکیب سنگ‌های منطقه در اختیار قرار خواهد داد.

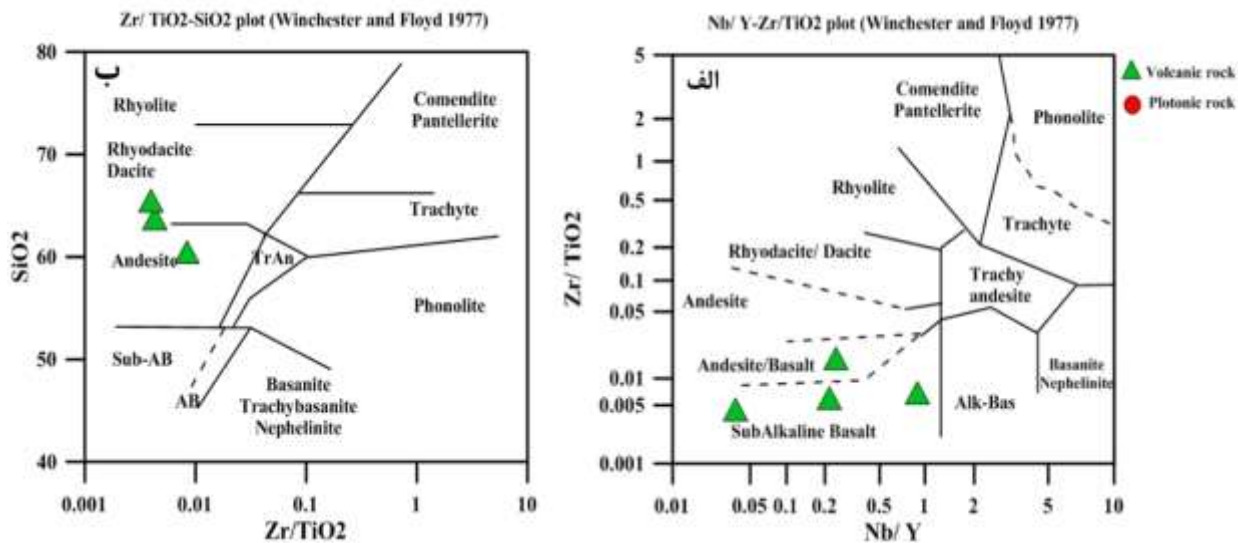
۵-۲-۲-۱-نامگذاری سنگ‌های آذرین منطقه براساس عناصر اصلی و کمیاب

سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی همواره با استفاده از روش‌های مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک نامگذاری می‌گردند. در برخی موارد، تغییرات بافت و دانه بندی، دگرسانی و حضور حفرات زیاد در سنگ مانع از تعیین نام صحیح سنگ می‌شود. لذا نامگذاری پتروگرافی از طریق مقایسه با تجزیه شیمیایی سنگ‌ها باعث افزایش دقت و جلوگیری از خطای احتمالی خواهد بود و در بسیاری موارد، نامگذاری پتروگرافی و شیمیایی با یکدیگر مطابقت دارند. یکی از مفیدترین روش‌های طبقه‌بندی سنگ‌ها، نمودار میدلموست (Middlemost, 1994) براساس تغییرات میزان سیلیس (SiO_2) درمقابل مجموعه آلكالی ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) است که بر اساس این رده-بندی، سنگ‌های آتشفشانی در برگرفته کانسار باغ خشک در محدوده آندزیت، تراکی داسیت و داسیت (شکل ۵-۱-الف) و سنگ‌های نفوذی در محدوده‌ی گرانیات تا گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱-ب). این رده‌بندی برای سنگ‌های غنی از پتاسیم و سنگ‌های پرمیزیم که دگرسان شده یا متحمل دگرگونی شده‌اند مناسب نیست زیرا این فرآیندها باعث تحرک قلیایی‌ها می‌شود (Rollinson et al., 2005). اگرچه سعی شد نمونه‌های

دارای کمترین دگرسانی برداشت شود ولی با توجه به گسترش دگرسانی در منطقه به منظور تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های مورد نظر از نمودارهای دیگر نیز استفاده شد. نمودار وینچستر و فلویید (Winchester and Floyd, 1977) بر مبنای میزان تغییرات Nb/Y در مقابل Zr/TiO_2 نامگذاری سنگ‌ها را انجام می‌دهد (شکل ۲-۵). در این نمودار سنگ‌های آتشفشانی منطقه ترکیبی از سنگ‌های آندزیت، بازالت و بازالت‌های ساب آکالن را شامل می‌شوند (شکل ۲-۵-الف)، که در انطباق با نتایج مطالعات سنگ‌نگاری می‌باشد. همچنین بر اساس نسبت SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 سنگ‌های آتشفشانی منطقه تنوع ترکیبی از آندزیت، ریوداسیت و داسیت را نشان می‌دهند (شکل ۲-۵-ب). این طبقه‌بندی بر اساس نسبت Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y و با مقیاس لگاریتمی طراحی شده است. از ویژگی‌های این نمودار می‌توان به استفاده از عناصر کمیاب در جدا کردن مرز بین ترکیبات سنگی اشاره کرد. با توجه به اینکه عناصر به کار گرفته در این نمودار جزو عناصر HFS بوده و غیرمتحرک‌اند، طبقه‌بندی انجام گرفته در این نمودار می‌تواند بیشتر از نمودارهایی که از اکسیدهای اصلی در طبقه‌بندی استفاده می‌کنند، مورد اطمینان باشد.



شکل ۲-۵. طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه با استفاده از نمودار (Middlemost, 1994). الف) سنگ‌های آتشفشانی. ب) سنگ‌های نفوذی.

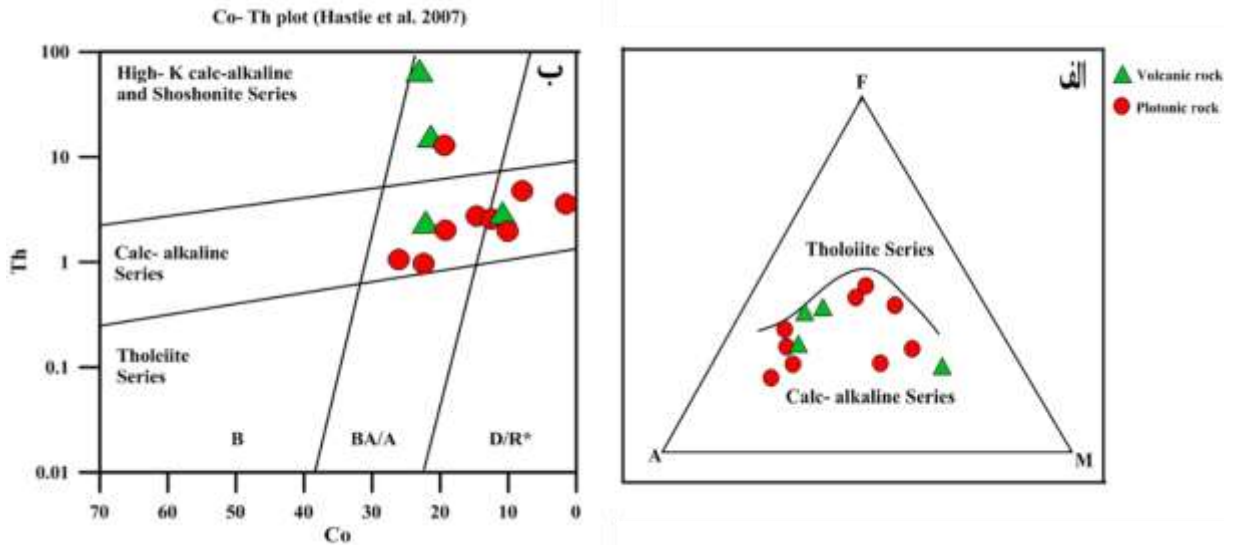


شکل ۵-۲. طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی منطقه با استفاده از نمودارهای (Winchester and Floyd, 1977).

۵-۲-۲-۲- تعیین سری ماگمایی براساس عناصر اصلی

روند تغییرات تدریجی شیمیایی و کانی‌شناسی در واحدهای سنگی یک منطقه می‌تواند نشان‌دهنده سرشت مشترک آنها از یک منبع واحد باشد.

برای تعیین میزان آلکالینیته نمونه‌ها از نمودار ابروین و بارگارا (Irvine and Baragar, 1971) یا نمودار AFM استفاده شده است. این نمودار برای جدایش سری کالک‌آلکان از سری تولییتی کاربرد دارد. براساس نتایج حاصل از این نمودار، نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در محدوده ماگماهای کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳-الف). ماگماهای کالک‌آلکان حاصل اختلاط ماگماهای منشاء گرفته از گوشته و پوسته‌اند (Tatsumi and Takahashi, 2006). همچنین براساس نمودار دو متغیره هاستی و همکاران (Hastie et al., 2007) که براساس مقادیر Co و Th ارائه شده است، اغلب سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی منطقه در محدوده کالک‌آلکان معمولی و بندرت در محدوده کالک‌آلکان پتاسیک واقع می‌شوند (شکل ۵-۳-ب).



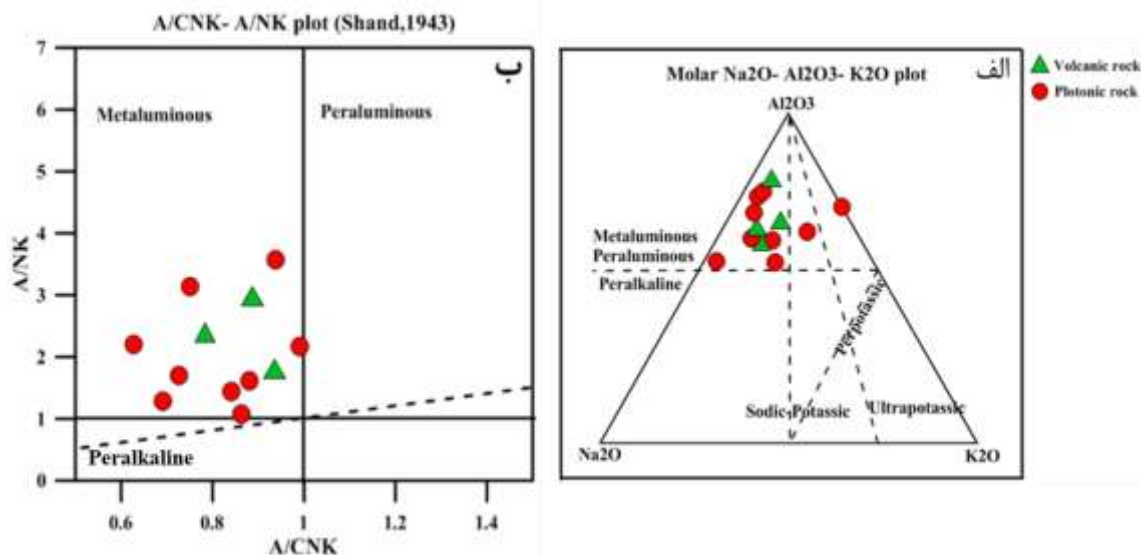
شکل ۵-۳. تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی با استفاده از نمودارهای ارائه شده AFM (Irvin and Baragar, 1971) و (Hastie et al, 2007)

۵-۲-۲-۳-درجه اشباع از آلومین

سنگ‌های آذرین براساس شاخص اشباع از آلومنیوم به گروه‌های پرآلومین، متآلومین و پرآلکالین تقسیم شده‌اند. این طبقه‌بندی براساس مقادیر مولکولی Al_2O_3 ، Na_2O ، K_2O و CaO استوار است و به شرح زیر می‌باشد:

- پرآلومین $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + CaO$
- متآلومین $(Na_2O + K_2O) > Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O)$
- پرآلکالین $(Al_2O_3) = (Na_2O + K_2O)$
- سبب آلومین $(Al_2O_3) < (Na_2O + K_2O)$

دیاگرام سه‌تایی Al_2O_3 - Na_2O - K_2O براساس نسبت مولکولی Al_2O_3 - Na_2O - K_2O برای تعیین میزان آلومین کاربرد دارد. توده‌های نفوذی منطقه در این دیاگرام در محدوده متآلومین و پرآلومین کم‌پتاسیک قرار دارند (شکل ۵-۴-الف). همچنین طبق نمودار شاند (Shand, 1943) که براساس نسبت A/CNK در مقابل A/NK است، اغلب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده متآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۵-۴-ب).



شکل ۴-۵. موقعیت توده‌های نفوذی منطقه بر روی: الف) دیاگرام سه‌تایی Al_2O_3 - Na_2O - K_2O و ب) نمودار نسبت مولی A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز سنگ‌های پرآلومین، متآلومین و پرآلکالین (Shand, 1943).

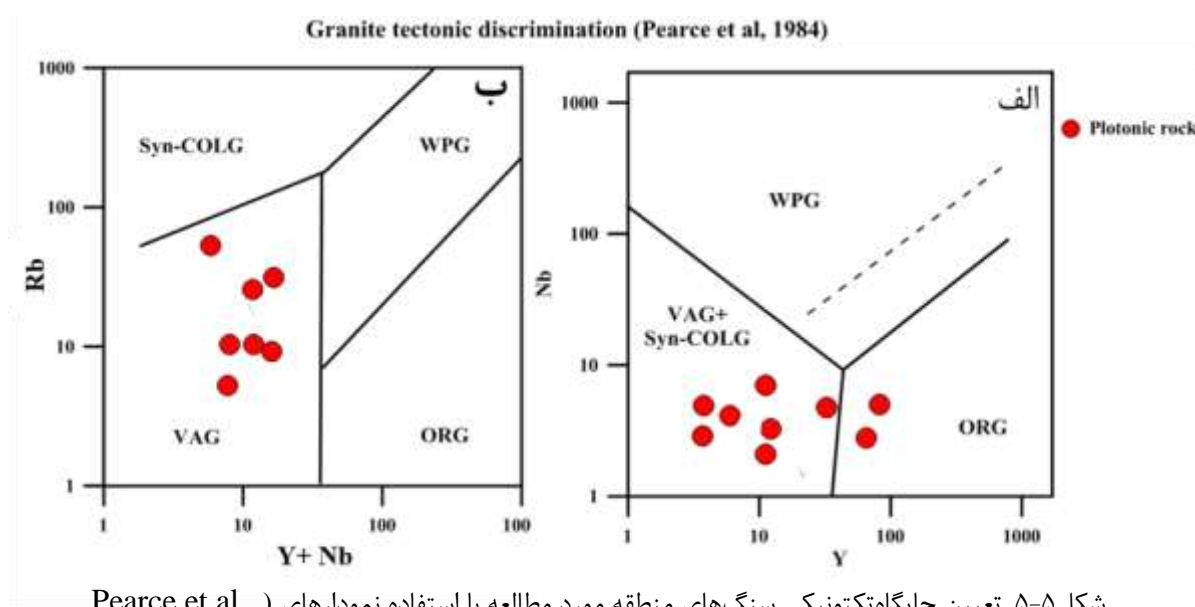
۵-۲-۴- تقسیم‌بندی ژنتیکی و موقعیت تکتونیکی توده‌نفوذی

یکی از عوامل مهمی که در تعیین انواع مختلف کانسارها از اهمیت خاصی برخوردار است، سری‌های ماگمایی می‌باشد و با توجه به اینکه موقعیت تکتونیکی در تعیین نوع و سری ماگمایی دخالت ویژه‌ای دارد، لذا شناخت محیط تکتونیکی، از اهداف اصلی در هر منطقه‌ای به شمار می‌رود. کانسارهای پورفیری در جایگاه‌های تکتونیکی متنوعی رخ می‌دهند. به طور کلی کانسارهای پورفیری در زون‌های استراتوولکان پورفیری در مناطق فرورانش جزایر کمانی و کمان‌های قاره‌ای بوجود می‌آیند (Mitchell and Garson, 1972; Sillitoe, 1973, 1988a; Sillitoe and Bonham, 1984; Sillitoe, 2010). در این بخش به منظور تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، از نمودارهای تمایز تکتونیکی استفاده شده است. این نمودارها عمدتاً بر پایه عناصر کمیاب نامتحرک (HFS) ترسیم شده‌اند زیرا عناصر مذکور در فازهای سیال در طول هوازدگی و دگرگونی انتقال نمی‌یابند (Willson, 1989).

الف- نمودارهای $Ta-Yb$ و $Rb-(Ta+Yb)$ ، $Nb-Y$ ، $Rb-(Y+Nb)$

پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) رابطه بین ترکیب شیمیایی و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها را مورد بررسی قرار داده و آن‌ها را از لحاظ جایگاه تکتونیکی به چهارگروه به شرح زیر تقسیم نموده‌اند:

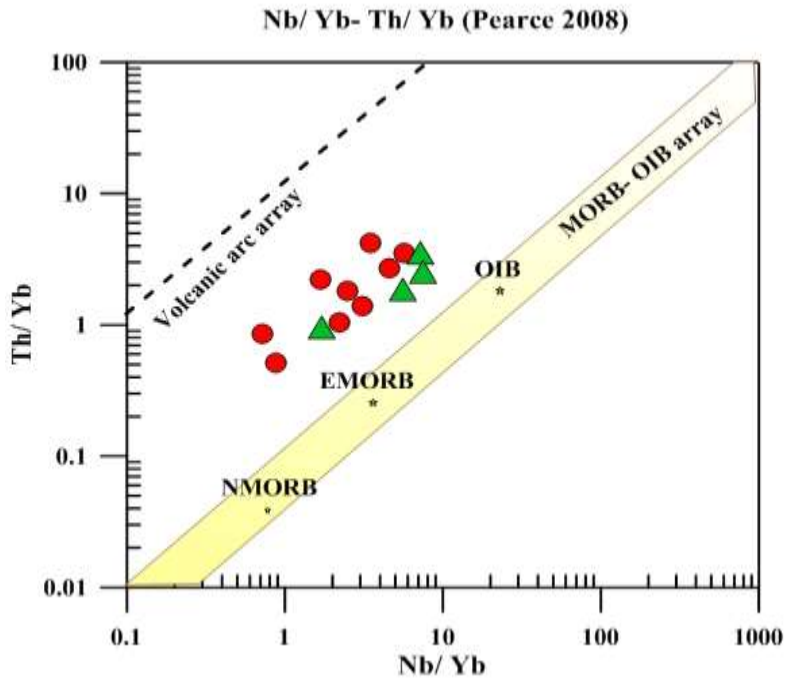
گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی (ORG)، گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای (WAG)، گرانیتوئیدهای برخوردی (COLG). در این رده‌بندی از عناصر مختلفی چون Y, Yb, Nb، Rb و Ta استفاده شده است. Rb عنصری ناسازگار و متحرک است که مقدار آن در پوسته قاره‌ای بیشتر از گوشته می باشد. Nb عنصری ناسازگار و Y عنصری غیرمتحرک می باشد. باتوجه به اینکه بیشتر سنگ‌های منطقه دچار دگرسانی شده و عناصر متحرک در آن جابه‌جا شده‌اند به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی آن از این نمودارها استفاده شده است. همانطور که در شکل (۵-۵) ملاحظه می‌شود. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی واقع شده‌اند.



شکل ۵-۵. تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده نمودارهای (Pearce et al.,)

ب- نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb

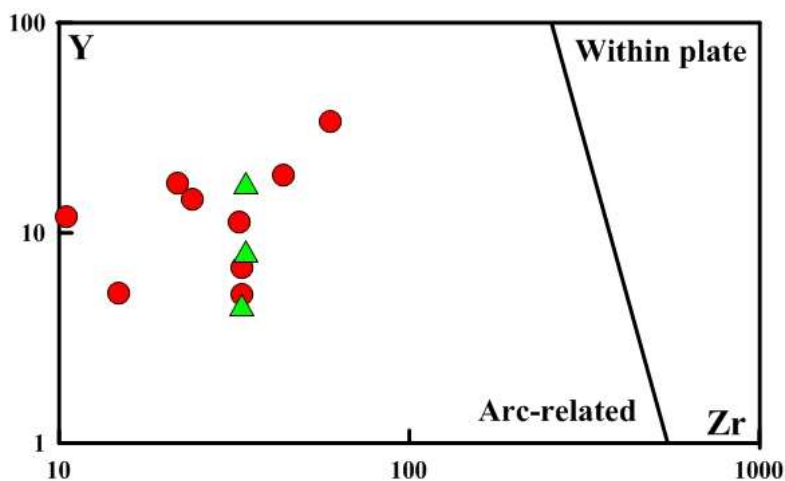
نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb که برای تعیین ویژگی‌های محل منشأ طراحی شده است. معمولاً نسبت‌های Th/Yb و Nb/Yb تحت تأثیر تبلور تفریقی یا ذوب بخشی قرار نمی‌گیرند. بنابراین فراوانی این عناصر می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب سنگ منشأ ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته به وسیله ماگما باشد. نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت بالایی از Th/Yb می‌باشند و در محدوده کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶. تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار (Pearce, 2008).

ج- نمودار Zr در برابر Y

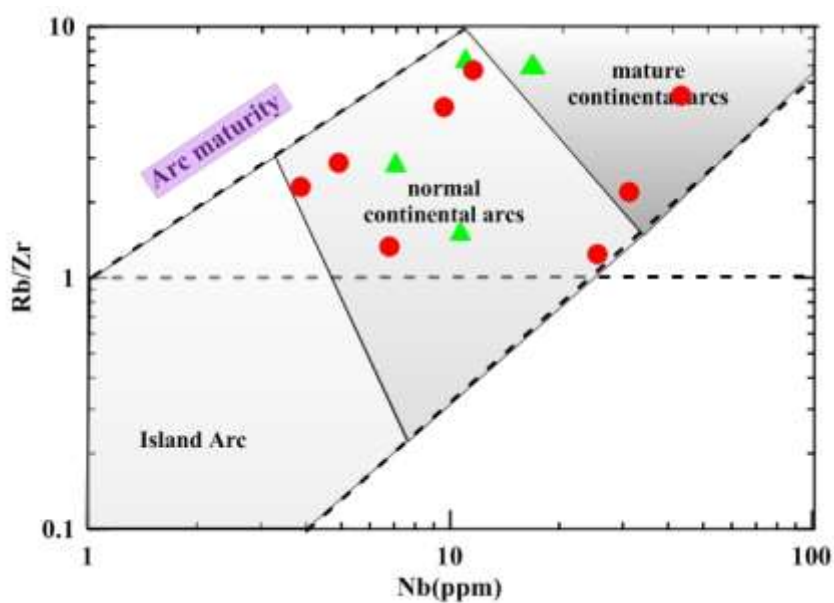
نمودار تمایز محیط تکتونیکی Zr در مقابل Y که محیط‌های زمین‌ساختی کمان را از درون صفحه‌ای جدا می‌کند (Muller et al., 2001). همانطور که در شکل (۵-۷) مشاهده می‌شود، همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مربوط به کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند.



شکل ۵-۷. تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار (Muller et al, 2001)

د- نمودار Rb/Zr در برابر Nb

براساس نمودار براون و همکاران (Brown et al, 1984) که در آن نسبت لگاریتمی Rb/Zr نسبت به لگاریتم Nb آورده شده است، سنگ‌های منطقه در گستره کمان‌های آتشفشانی جوان و نابالغ (immature arc) یا مراحل آغازین کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.



شکل ۵-۸. تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار (Brown et al., 1984).

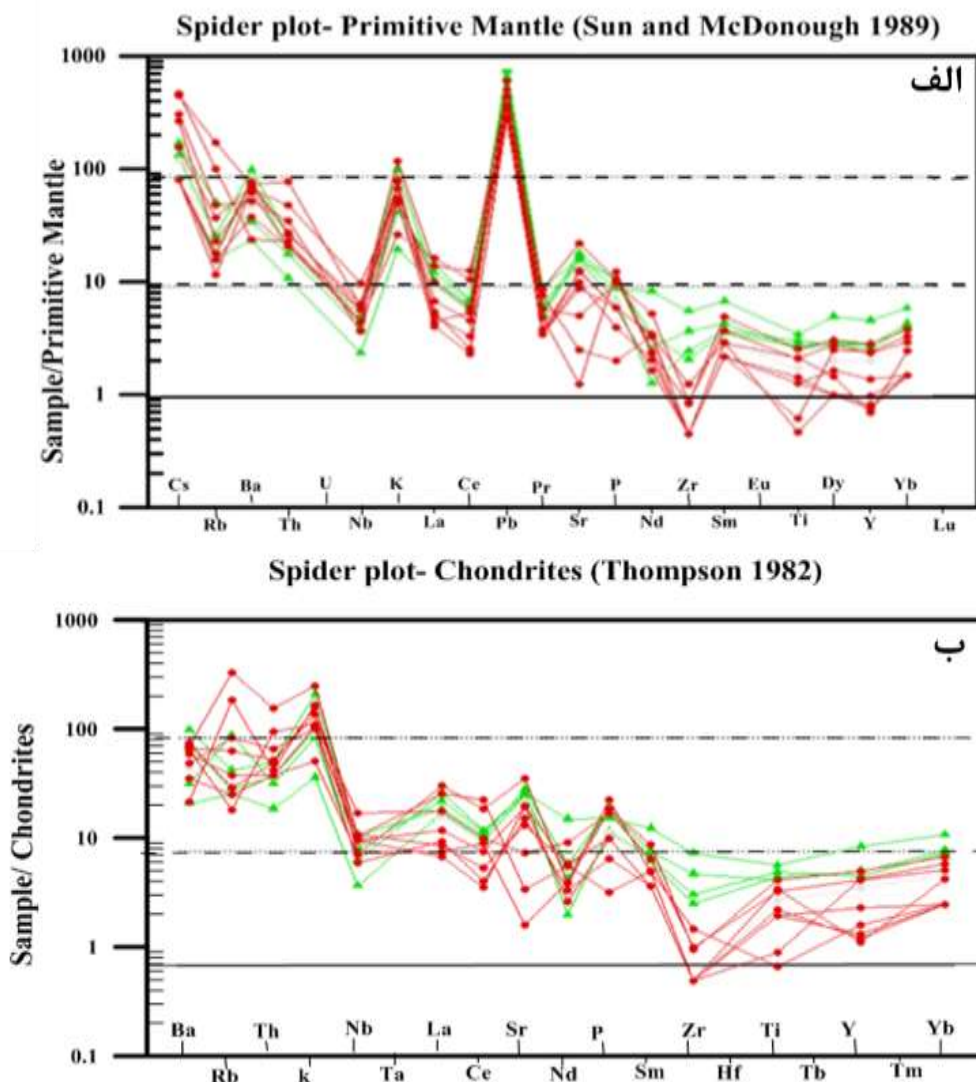
۵-۲-۳- نمودارهای عنکبوتی

این نمودارها براساس مقادیر عناصر کمیاب نسبت به ترکیب گوشته اولیه یا شهاب‌سنگ کندریتی تعدیل می‌شوند و براساس آنها می‌توان درجه تفریق یا ذوب بخشی هر سنگ را از یک الگوی توزیع اولیه (یا نرم اولیه) مطرح کرد. به طور کلی جهت به‌هنجار کردن داده‌های عناصر کمیاب از ترکیب تخمینی گوشته اولیه و متئوریت-های کندریتی استفاده می‌شوند (Rollinson, 1993). به نظر بسیاری از محققین، به‌هنجارسازی عناصر با مقادیر گوشته اولیه مبتنی بر ارقام تخمینی است نه ارقام حقیقی. لذا هنجار کردن با مقادیر کندریتی بر مقادیر گوشته اولیه ارجحیت دارد. با استفاده از این نمودارها می‌توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرایندهای ذوب بخشی یا تفریق بلوری تعیین کرد. در همه‌ی نمودارها الگوی عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه جز در موارد نادر، با یکدیگر هماهنگ و موازی می‌باشند. به عقیده رولینسون (Rollinson, 1989) اگر یک مجموعه از سنگ‌های آذرین در اثر تحمل فرایندهای تبلور

تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، در نتیجه باید مقادیر عناصر کمیاب و خاکی کمیاب آنها و نسبت آنها در یک سری سنگی، بطور ثابت و پیوسته تغییر کند. موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های منطقه نیز تأییدکننده‌ی این امر و نیز نتایج بدست آمده در بخش‌های قبلی بر منشاء واحد این سنگ‌ها دلالت دارد و تبلور تفریقی، ساز و کار اصلی در تشکیل و تحول آنها است. سنگ‌های منطقه از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) یک غنی‌شدگی یکنواختی را نشان می‌دهند که از خصوصیات سنگ‌های کالک‌آلکان کمان‌آتشفشانی است (Willson, 1989). بطور کلی غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای و یا آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد.

به‌منظور بررسی الگوی عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه از نمودارهای سان و مک دونوف (Sun and McDonough, 1989-1994) و برای بررسی الگوی عناصر کمیاب و عناصر خاکی کمیاب به‌هنگار شده نسبت به کندریت از نمودار تامپسون (Thompson, 1982) استفاده شده است. برطبق این نمودارها (شکل‌های ۵-۹ الف و ب)، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از عناصر Pb، Cs، K، U و Sr غنی-شدگی و از Nb، Ce، Ti و Zr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عناصر K، Sr و Pb شاهد خوبی برای آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده است. کاهش قابل‌ملاحظه در عنصر نئوبیوم و نیز افزایش سرب که از ویژگی‌های سنگ‌های قاره‌ای و شاخص‌های محیط‌های فرورانش پوسته قاره‌ای است، ممکن است معرف آرایش ماگمایی توسط سنگ‌های پوسته‌ای (بخش زیرین پوسته قاره‌ای) باشد (Rollinson, 1993, Nagodi et al., 2003). آنومالی منفی Nb به شکل بارزی در همه نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده ماگماهای مربوط به محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای بوده و می‌تواند در اثر آلودگی پوسته و سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده بوجود آمده باشد (Aldanmaz et al., 2000). تهی‌شدگی Ti و Nb از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکان مرتبط با کمان‌های آتشفشانی در مقایسه با ماگماهای داخل صفحات لیتوسفری می‌باشد. با توجه به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی و شکل‌گیری کمان

ماگمایی ارومیه- دختر، رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در سنگ‌های منطقه با آنچه که از کمان‌های آتشفشانی انتظار می‌رود، کاملاً سازگار می‌باشد.



شکل ۵-۹. الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه که الف) نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995).
 ب) نسبت به کندریت (Thompson, 1982) نرمالیزه شده‌اند.

۵-۳- ژئوشیمی محیط کانسنگ

هدف از اکتشافات ژئوشیمیایی به‌طور کلی، بررسی هاله‌های ژئوشیمی است. این امر در شناخت پتانسیل کانه‌زایی، تعیین مناسب‌ترین مکان‌ها برای عملیات حفاری، شناسایی و مشخص کردن نحوه‌ی پراکندگی عناصر در سطح و عمق، بررسی میزان همبستگی عناصر با هم و ... بسیار سودمند است. در محدوده باغ خشک اثرات

قابل ملاحظه‌ای از کانه‌سازی مس در سطح مشاهده نمی‌شود. بنابراین مطالعه ژئوشیمی بر روی عناصر معرف کانی‌سازی بر مبنای داده‌های لیتوژئوشیمیایی سطحی امکان‌پذیر نمی‌باشد. در چنین مکان‌هایی بررسی‌های لیتوژئوشیمیایی سطحی براساس عناصر ردیاب و نشانه به عنوان ابزاری برای تعیین موقعیت تمرکز عناصر کانساری در عمق استفاده می‌شود. در محدوده باغ‌خشک بررسی‌های ژئوشیمیایی کانسنگ بر پایه داده‌های شرکت مس که مربوط به دو گمانه اکتشافی بوده (جدول ۱ پیوست)، و همچنین تجزیه تعداد دو نمونه کانسنگ برای آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب‌خاکی به روش ICP-OES و ICP-MS و برای طلا به روش FireAssay استوار بوده است (جدول ۵-۳). در محدوده باغ‌خشک پارامترهای آماری (شامل مقادیر کمینه، بیشینه، میانگین و ...) عناصر مس، مولیبدنیوم، روی و آهن بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی ۴۹۱ نمونه سنگ از دو گمانه اکتشافی محاسبه شده و در جدول (۴-۵) داده شده است. شکل (۵-۱۰) نیز مقادیر متوسط و حداکثر عیار عناصر کانه‌ساز در نمونه‌های لیتوژئوشیمیایی مغزه‌های حفاری را نشان می‌دهد.

جدول ۵-۳. مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و نادرخاکی (ppm) در ۲ نمونه کانسنگ به روش ICP-OES و ICP-MS و طلا

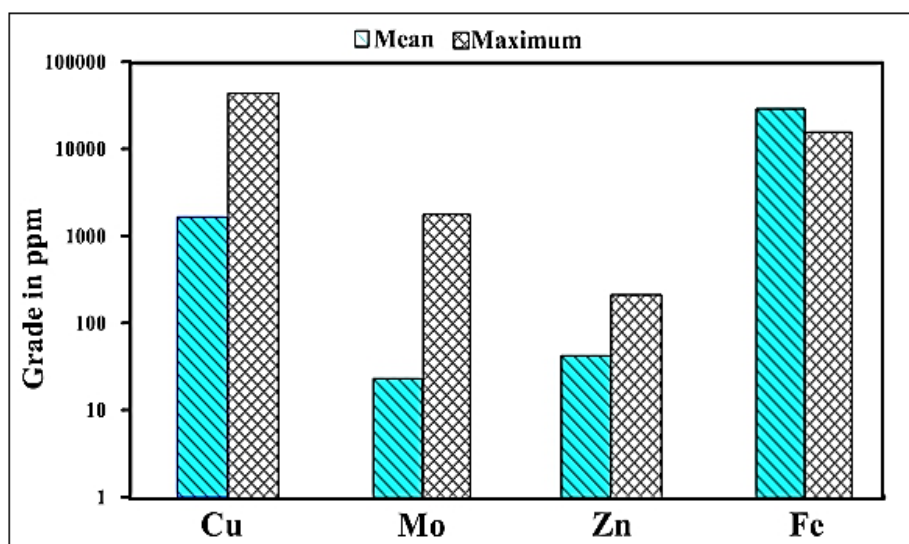
(ppb) به روش FireAssay .

Element	BK-G10	BK-G14	Element	BK-G10	BK-G14	Element	BK-G10	BK-G14
Ag	۱۴/۵	۱/۳	In	۰/۰۲۵	۰/۰۲۵	Se	۸/۵۶	۱/۰۷
Al	۳/۲۲۶۸	۷/۱۱	K	۱۴۵۵۳	۱۵۲۷۴	Si	۳۱/۱۴	۳۲/۲۶
As	۱۳/۴	۵/۴	La	۹	۱۵	Sm	۲/۴۱	۲/۸
Au	۱۲/۰۰	۲۷/۰۰	Li	۱۲	۱۱	Sn	۱/۳	۱
Be	۰/۹	۱/۳	Lu	۰/۱۸	۰/۲	Sr	۳۱/۸	۳۶۲/۵
Bi	۱	۰/۰۸	Mg	۱۷۶۷	۰/۰۱۱	Ta	۰/۲۳	۰/۴۷
Ca	۱/۰۳	۲/۸۲	Mn	۲۳۲	۲۹۴	Tb	۰/۳۴	۰/۳۳
Cd	۰/۵	۰/۲	Mo	۹,۱۷	۰/۹	Te	۱/۴۷	۰/۴۱
Ce	۱۴	۲۷	Na	۸۹۱	۲۴۰۳۵	Th	۲/۹۱	۵/۹۲
Co	۴۸	۵/۶	Nb	۲/۴	۵/۲	Ti	۱۱۵۰	۲۰۵۲
Cr	۲۱	۱۶	Nd	۱۳	۱۴/۷	Tl	۰/۸۹	۰/۴۲

Cs	۴/۱	۲/۵	Ni	۹	۶	Tm	۰/۱۷	۰/۱۷
Cu	۳۶۶۰۰	۲۱۳۹	P	۷۱۴	۴۹۶	U	۱/۳	۱/۴
Dy	۲/۵۵	۲/۴۴	Pb	۱۱	۸	V	۶۱	۵۹
Er	۱/۲۲	۱/۱۶	Pr	۲/۰۷	۲/۸۴	W	۴	۱
Eu	۰/۶۲	۰/۸۹	Rb	۸۴	۶۵	Y	۱۱/۴	۱۱/۸
Fe	۹/۳۷	۲/۰۳	S	۰/۰۷۱۹	۲۴۶۵	Yb	۰/۸	۰/۹
Gd	۱/۸۴	۱/۸۱	Sb	۲/۸	<۰/۵	Zn	۱۰۹	۳۵
Hf	۰/۰۲۵	۰/۰۲۵	Sc	۹/۲	۷/۱	Zr	۵	۵

جدول ۴-۵. پارامترهای آماری عناصر بر پایه داده های ژئوشیمیایی ۴۹۱ نمونه سنگ از ۲ عدد گمانه اکتشافی.

Statistics		Cu (%)	Mo (ppm)	Zn (ppm)	Fe (%)
N	Valid	۴۹۱	۴۹۱	۴۹۱	۴۹۱
	Missing
Mean		۰/۱۹	۲۴/۸۵	۴۹/۸۸	۳/۴۰
Median		۰/۱۶	۶	۴۶	۲/۷۸
Mode		۰/۲۲	۳	۴۳	۱/۸۱
Variance		۰/۰۷	۹۳۹۶/۳۹	۳۸۳/۸۱	۳
Skewness		۱۲/۲۴	۱۵/۱۱	۴/۲۱	۱/۱۰
Kurtosis		۲۱۳/۲۴	۲۸۴/۰۶	۳۶/۳۸	۰/۵۶
Minimum		۰/۰۰۷۲	۰/۴۲	۱	۰/۶
Maximum		۵/۰۵	۱۸۸۵/۹	۲۴۷	۱۰/۷۹
Percentiles	۲۵	۰/۰۵	۲/۲۴	۴۰	۲/۱۷
	۵۰	۰/۱۶	۶	۴۶	۲/۷۵
	۷۵	۰/۲۷	۱۵	۵۶	۴/۹۶



شکل ۵-۱۰. متوسط و حداکثر عیار عناصر کانه‌ساز در نمونه‌های لیتوژئوشیمیایی مغزه‌های حفاری.

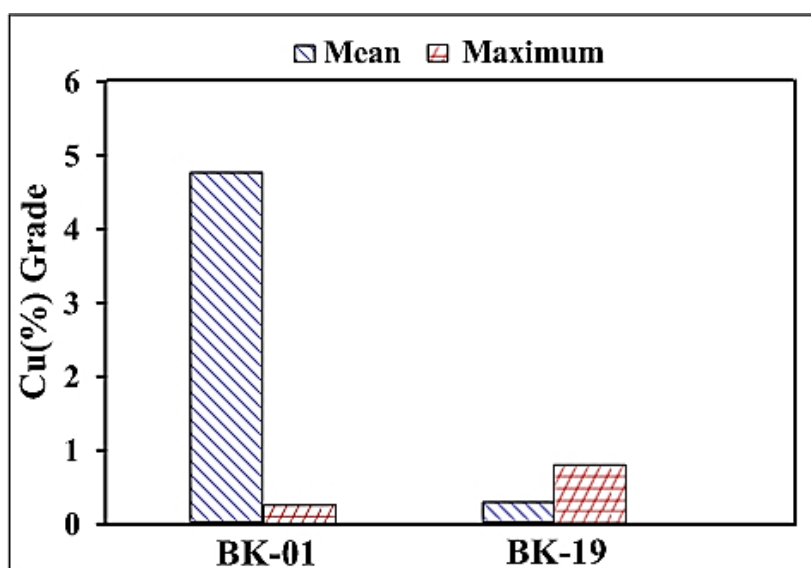
۵-۳-۱- تحلیل های ژئوشیمیایی تک متغیره

در این بخش به توصیف جداگانه ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر مهم مانند مس، مولیبدن، آهن و روی در گمانه‌های اکتشافی و بر پایه داده‌های لیتوژئوشیمیایی خام ۴۹۱ نمونه پرداخته شده است.

➤ عنصر مس (Cu)

بررسی آماری عنصر مس به عنوان اصلی‌ترین عنصر در کانسارهای مس پورفیری حائز اهمیت می‌باشد. در کانسار باغ‌خشک مس مهمترین عنصر کانسارساز است که به صورت کانه‌های کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت دیده می‌شود. پارامترهای آماری مس برای گمانه‌های اکتشافی محاسبه شده، و در قالب جدول (۵-۳) ارائه شده است. بر اساس داده‌های لیتوژئوشیمیایی ۴۹۱ نمونه از دو گمانه اکتشافی مقادیر کمینه، متوسط و بیشینه مس به ترتیب ۰/۰۰۷، ۰/۱۹ و ۵/۰۵ درصد است. مقادیر غلظت‌های معادل ۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد فراوانی تجمعی این عنصر به ترتیب ۰/۰۶۷، ۰/۱۶ و ۰/۲۷ درصد می‌باشد. مقایسه تغییرات عیار مس در دو گمانه اکتشافی نشان می‌دهد که مقدار متوسط عیار مس در گمانه‌های BK-01 و BK-19 به ترتیب ۰/۲۵ و ۰/۱۵۷ درصد است (شکل ۵-۱۱). نمودار هیستوگرام فراوانی مقادیر غلظت مس بر پایه‌ی داده‌های ژئوشیمیایی دو گمانه اکتشافی در شکل (۵-۱۲-الف) نشان داده شده است. توزیع فراوانی عیار مس در این نمودار ماهیت

لاگ نرمال با چولگی مثبت دارد که بیان از نمونه‌های عیار بالا با فراوانی اندک می‌باشد این به این مفهوم است که در مکان‌های محدودی از امتداد گمانه‌های اکتشافی کانه‌زایی مس عیار بالا صورت گرفته است.



شکل ۵-۱۱. مقدار متوسط و حداکثر عیار مس در هر یک از گمانه‌های حفاری.

➤ عنصر مولیبدن (Mo)

مولیبدنوم عنصر جانبی کانی‌سازی مس در کانسار باغ‌خشک است و به صورت مولیبدنیت در نمونه‌ها دیده می‌شود. پارامترهای آماری مولیبدن برای گمانه‌های اکتشافی محاسبه شده، و در قالب جدول (۳-۵) ارائه شده است. بر اساس داده‌های لیتوژئوشیمیایی ۴۹۱ نمونه از دو گمانه اکتشافی مقادیر کمینه، متوسط و بیشینه مولیبدن به ترتیب ۰/۴۲، ۲۴/۸ و ۱۸۸۵/۹ گرم در تن است. مقادیر غلظت‌های معادل ۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد فراوانی تجمعی این عنصر به ترتیب ۲/۲۴، ۶ و ۱۵ گرم در تن می‌باشد (جدول ۳-۵). مقایسه تغییرات عیار مولیبدن در دو گمانه اکتشافی نشان می‌دهد که مقدار متوسط عیار مولیبدن در گمانه‌های BK-01 و BK-19 به ترتیب ۵ و ۶/۴ گرم در تن است. نمودار هیستوگرام فراوانی مقادیر غلظت مولیبدن بر پایه‌ی داده‌های ژئوشیمیایی دو گمانه اکتشافی در شکل (۵-۱۰-ب) نشان داده شده است. توزیع فراوانی عیار مولیبدن در این نمودار ماهیت لاگ نرمال با چولگی مثبت دارد که بیان از نمونه‌های عیار بالا با فراوانی اندک می‌باشد.

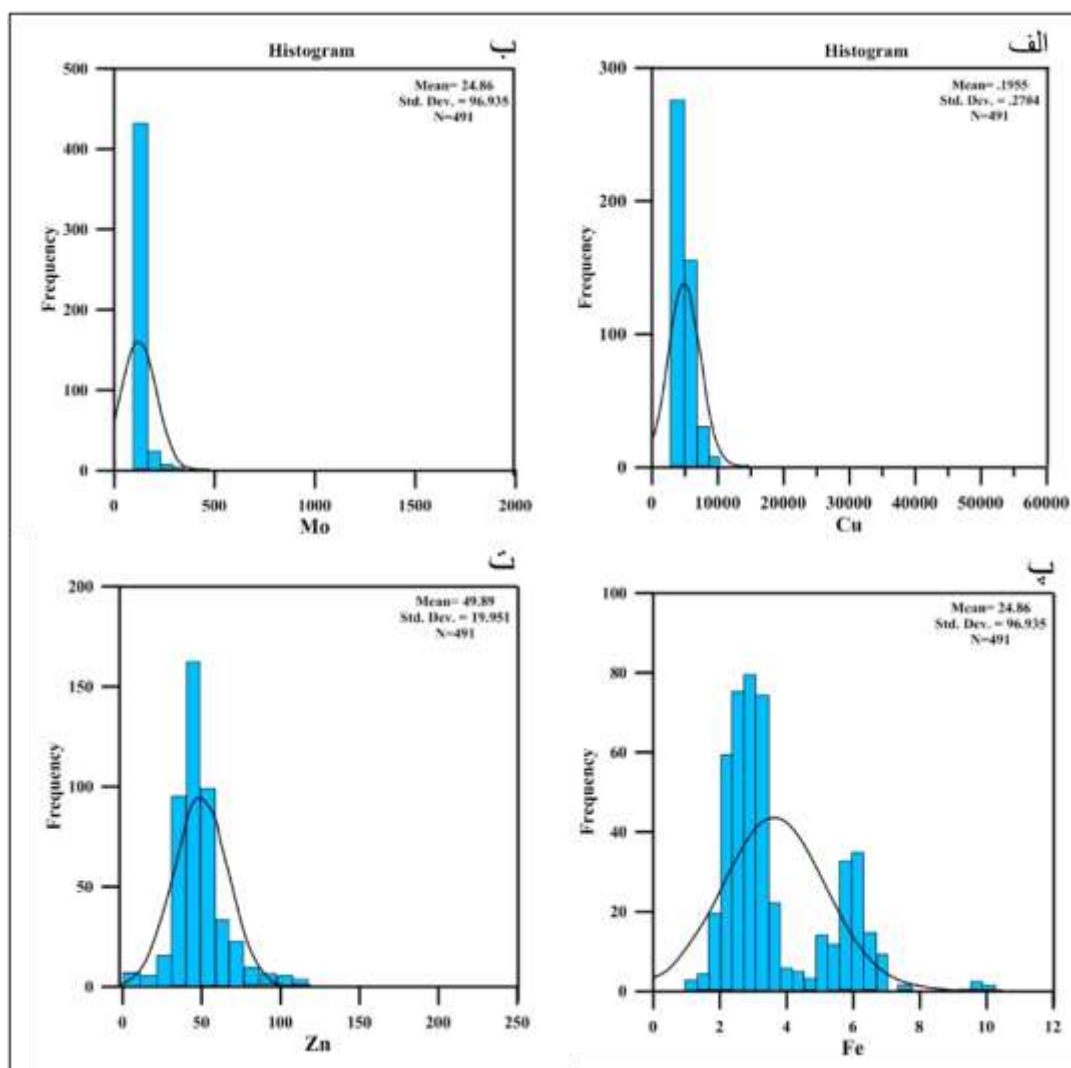
➤ عنصر آهن (Fe)

آهن از عناصر همراه مس در کانسارهای مس پورفیری است. پارامترهای آماری آهن در محدوده باغ خشک برای گمانه‌های اکتشافی محاسبه شده و در قالب جدول (۳-۵) ارائه شده است. براساس داده‌های لیتوژئوشیمیایی ۴۹۱ نمونه از دوگمانه اکتشافی مقادیر کمینه، متوسط و بیشینه آهن به ترتیب ۰/۶۰، ۳/۴۰ و ۱۰/۷۹ درصد است. مقادیر غلظت‌های معادل ۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد فراوانی تجمعی این عنصر به ترتیب ۲/۱۷، ۲/۷۸ و ۴/۹ درصد می‌باشد (جدول ۳-۵). مقایسه تغییرات عیار آهن در امتداد دو گمانه‌ی اکتشافی نشان می‌دهد که مقدار متوسط عیار آهن در گمانه‌های BK-01 و BK-19 به ترتیب ۲/۳۶ و ۴/۰۷ درصد است. نمودار هیستوگرام فراوانی مقادیر غلظت آهن بر پایه‌ی داده‌های ژئوشیمیایی دو گمانه اکتشافی در شکل (۵-۱۰-پ) نشان داده شده است. توزیع فراوانی عیار آهن در این نمودار حالت دو جامعه‌ای دارد و دلیل اصلی آن به این خاطر است که عنصر آهن به صورت کانی‌های سیلیکاته آهن‌دار (هورنبلند، بیوتیت، کلریت و اپیدوت) و نیز بصورت مگنتیت در استوک پورفیری باغ خشک وجود دارد. در مکان‌هایی از استوک که مگنتیت به صورت‌های پراکنده و رگه-رگچه‌ای کانه‌زایی مس را همراهی می‌کند، عیار آهن بیشتر می‌گردد و همانند توزیع عیار مس فراوانی این نمونه‌ها در گمانه‌ها کمتر می‌باشد ولی مقدار آهن در بخش‌های سیلیکاتی دارای عیار کم ولی فراوانی بیشتر می‌باشد.

➤ عنصر روی (Zn)

روی یکی دیگر از عناصر نشانه و ردیاب در کانسارهای مس پورفیری است. پارامترهای آماری روی در محدوده باغ خشک برای گمانه‌های اکتشافی محاسبه شده، و در قالب جدول (۳-۵) ارائه شده است. براساس داده‌های لیتوژئوشیمیایی ۴۹۱ نمونه از دوگمانه اکتشافی مقادیر کمینه، متوسط و بیشینه روی به ترتیب ۱، ۴۹/۸ و ۲۴۷ گرم در تن است. مقادیر غلظت‌های معادل ۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد فراوانی تجمعی این عنصر به ترتیب ۴۰، ۴۶ و ۵۶ گرم در تن می‌باشد (جدول ۳-۵). مقایسه تغییرات عیار روی در امتداد دو گمانه‌ی اکتشافی نشان می‌دهد که مقدار متوسط عیار روی در گمانه‌های BK-01 و BK-19 به ترتیب ۴۶/۱۸ و ۵۲/۳ گرم در تن است. نمودار هیستوگرام فراوانی مقادیر غلظت روی بر پایه‌ی داده‌های ژئوشیمیایی دو گمانه اکتشافی در

شکل (۵-۱۰-ت) نشان داده شده است. توزیع فراوانی عیار روی در این نمودار ماهیت نرمال دارد که بیان از عدم کانه‌زایی روی در منطقه می‌باشد.



شکل ۵-۱۲. نمودارهای توزیع فراوانی مقادیر مطلق داده‌های عنصر مس (ppm)، مولیبدن (ppm)، روی (ppm) و آهن (%).

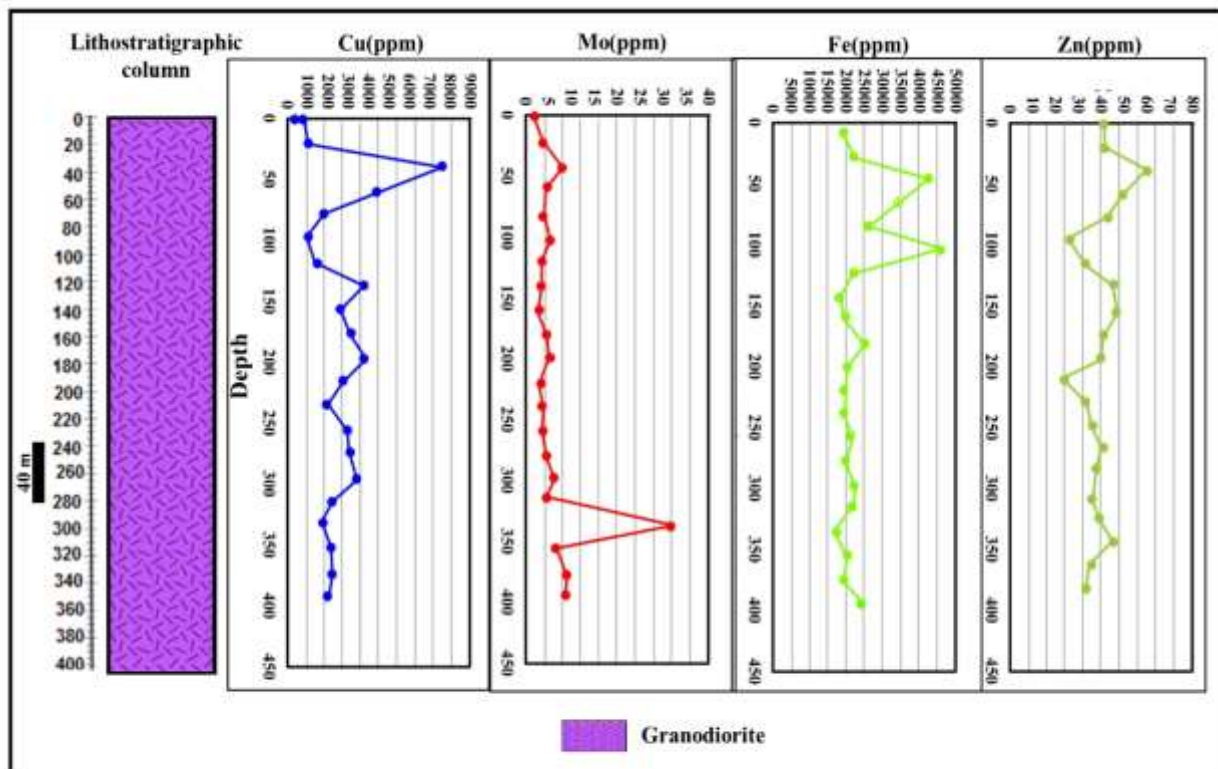
۵-۳-۲- بررسی تغییرات غلظت عناصر کانه‌ساز در گمانه‌های اکتشافی

در محدوده‌ی مس باغ‌خشک جهت انجام مطالعات زیرسطحی، تعدادی زیادی گمانه حفر شده است که در این میان اطلاعات دو عدد از گمانه‌های اکتشافی آورده شده است.

گمانه‌ی شماره ۱: گمانه شماره ۱ با مختصات مکانی $40^{\circ}24'47''E$ و $33^{\circ}00'52''N$ ، شیب ۷۰ درجه و آزیموت ۱۹۰ درجه تا عمق ۴۰۰ متری حفر شده است. این گمانه تغییرات سنگ‌شناسی مشهودی را از خود نشان

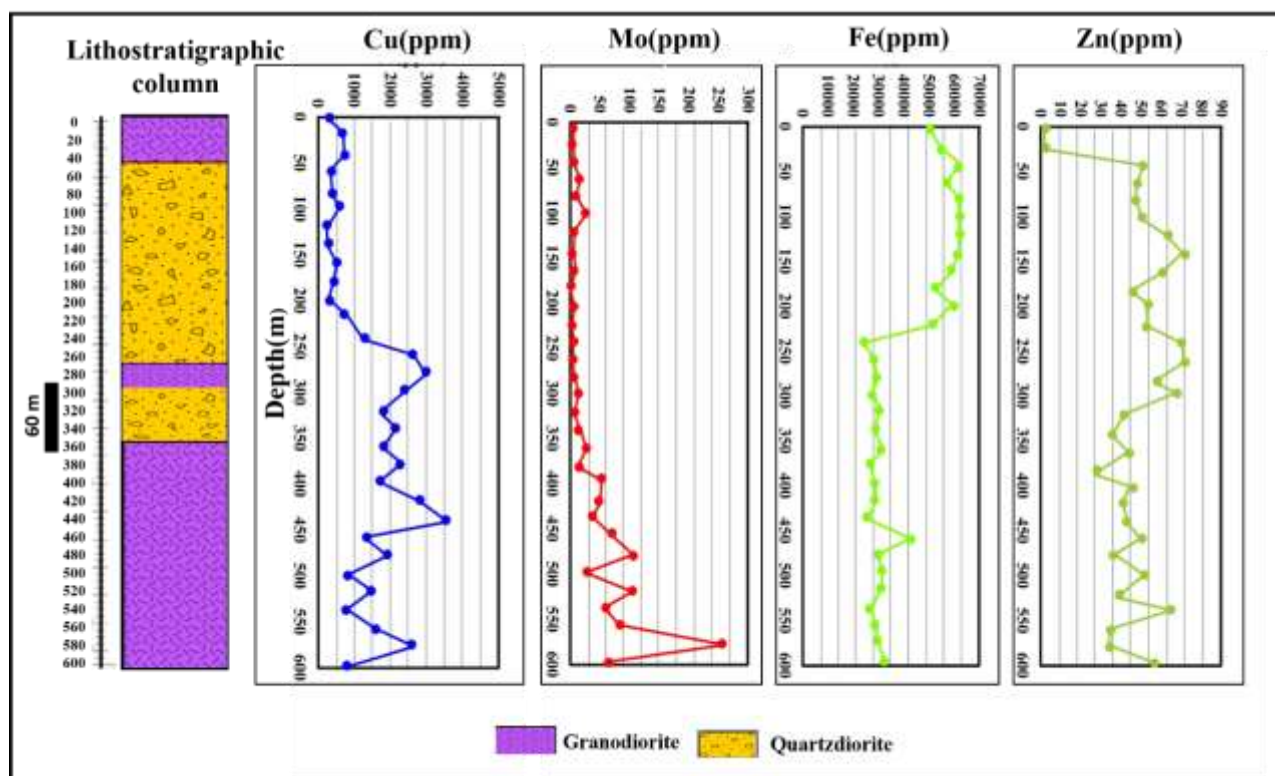
نداده و تنها از یک واحد سنگی گرانودیوریتی تشکیل شده است. دگرسانی مشاهده شده در این گمانه عمدتاً فیلیک، پتاسیک می‌باشد. کانی‌سازی پیریت، کالکوپیریت و به ندرت مولیبدنیت به صورت دانه پراکنده، رگه-رگچه و برشی وجود دارد. در این گمانه کانی‌های ثانویه مس مانند مالاکیت نیز با شدت کم به صورت پراکنده مشاهده می‌شود. کانی‌های مشاهده شده شامل کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، اپیدوت، کلسیت و اکسیدهای آهن (مگنتیت، هماتیت، اولیژیست، گوتیت و لیمونیت) هستند. تغییرات عیار مس در این گمانه از ۳۰۰ تا ۷۸۰۰ گرم در تن متغیر است. بیشترین عیار مس در عمق‌های بین ۳۶ و ۴۰ متر به ترتیب ۷۸۰۰ و ۴۲۸۰ گرم در تن و کمترین آن در متراژ ۱۰ و ۲۵ متری دارای عیار ۳۰۰ و ۶۰۰ گرم در تن می‌باشد. مقدار متوسط مولیبدن ۶/۵۶ گرم در تن است. بیشترین عیار عنصر مولیبدن مربوط به عمق ۳۴۰ متری و کمترین عیار مربوط به سطح گمانه است که به ترتیب برابر ۳۶/۲ و ۲ گرم در تن می‌باشد. با توجه به اینکه مقدار مولیبدن در کانسارهای مس پورفیری دنیا از ۵۰ تا ۳۰۰ گرم در تن تغییر می‌کند و مقدار متوسط آن در حدود ۱۷۱ گرم در تن است (Sillitoe, 2010)، می‌توان گفت میزان متوسط عیار مولیبدن در کانسار باغ‌خشک پایین‌تر از میزان متوسط عیار جهانی کانسارهای مس پورفیری است. مقدار متوسط آهن و روی به ترتیب ۲۳۸۵۲ و ۴۵/۶۷ گرم در تن است. بیشترین عیار عناصر آهن و روی در اعماق ۱۰۰ و ۴۰ متری به ترتیب برابر با ۴۷۳۶۶ و ۷۱/۲ گرم در تن است. آهن با افزایش عمق روند کاهشی و روی تقریباً روند ثابتی را هم در بخش سطحی و هم در عمق داشته است. علت بالا بودن میزان آهن در بخش‌های سطحی را می‌توان تبدیل کانی‌های سولفیدی به اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن و حضور مگنتیت نسبت داد. به‌طور کلی نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی گمانه-اکتشافی شماره ۱ نشانگر حضور زون سوپرژن در ۳۴ متر ابتدایی این گمانه است. از این متراژ به سمت اعماق بیشتر شاهد حضور زون هیپوژن در سنگ‌های منطقه هستیم.

مقادیر ذکر شده مربوط به میانگین هر ۲۰ متر به ۲۰ متر از گمانه‌ها می‌باشد. لذا مقدار حداکثر، حداقل و میانگین برای عناصر نمایش داده شده در تصاویر از آنچه در شکل می‌بینید بیشتر است. مقادیر بیشینه، کمینه و مقادیر مطلق مربوط به هر متراژ در پیوست ذکر گردید.



شکل ۵-۱۳. نمودار تغییرات میزان عیار عناصر نسبت به عمق در گمانه شماره BK-01. (مقادیر ذکر شده مربوط به میانگین هر ۲۰ متر به ۲۰ متر از گمانه‌ها می‌باشد).

گمانه ۱۹: گمانه شماره ۱۹ با مختصات مکانی $40^{\circ}26'17''E$ و $33^{\circ}05'11''N$ ، شیب ۷۵ درجه و آزمون ۹۰ درجه تا عمق ۶۰۰ متری حفر شده است. واحد سنگی مشاهده شده در این گمانه واحد گرانودیوریتی و کوارتزیدیوریتی است. تنها دگرسانی مشخص شده در این مقطع پتاسیک می‌باشد. در این گمانه کانی‌سازی سولفیدی به صورت پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت، بورنیت و کولیت بصورت دانه‌پراکنده و رگه - رگچه‌ای دیده می‌شود. کانی‌های مشاهده شده شامل کوارتز، بیوتیت، کلسیت و اکسیدهای آهن (مگنتیت، هماتیت، اولیژیست، گوتیت و لیمونیت) هستند. تغییرات عیار مس در این گمانه از $4368/2$ تا 268 گرم در تن متغیر است. بیشترین عیار مس مربوط به عمق ۴۴۰ متری و کمترین آن در مترای ۱۲۰ با عیار 268 گرم در تن می‌باشد. عیار مولیبدن در این گمانه بین $255/2$ تا $0/56$ گرم در تن متغیر است که به ترتیب مربوط به اعماق ۵۸۰ و ۱۸۰ متری می‌باشد. مقدار متوسط آهن و روی 39800 گرم در تن و $54/89$ گرم در تن است. براساس شواهد کانی‌شناسی زون سوپرژن در بخش‌های سطحی این گمانه گسترش چندانی ندارد.



شکل ۵-۱۴. نمودار تغییرات میزان عیار عناصر نسبت به عمق در گمانه شماره BK-19. (مقادیر ذکر شده مربوط به میانگین هر ۲۰ متر به ۲۰ متر از گمانه‌ها می‌باشد).

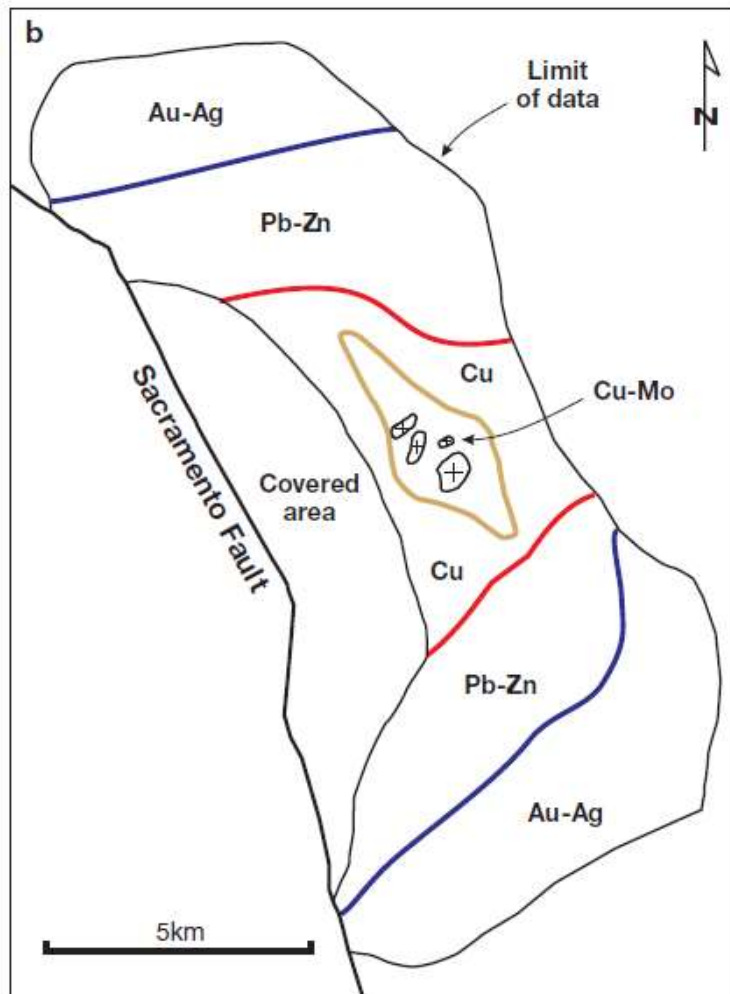
۵-۳-۳- ضریب همبستگی و ارتباط ژئوشیمیایی بین عناصر

وضعیت توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی یک کانسار و بررسی ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، از مهمترین موارد در بررسی‌های ژئوشیمیایی جهت تشخیص فرایندهای مؤثر در تشکیل کانسار است (Barnes, 1997). شناخت ارتباط متقابل بین عناصر می‌تواند در درک شرایط محیطی، تفسیر دقیق از محیط‌های ژئوشیمیایی، درک بهتر کانه‌زایی منطقه و حتی در معرفی مناطق نهایی کمک شایانی بنماید. در این بخش به منظور دستیابی به خصوصیات ژئوشیمیایی کانسار از داده‌های شرکت مس که مربوط به دو گمانه اکتشافی بوده استفاده شده است. نتایج به دست آمده مورد تجزیه و تحلیل آماری قرار گرفته و تعبیر و تفسیر داده‌ها با استفاده از نرم افزار SPSS انجام شد. به منظور بررسی همبستگی آماری بین متغیرهای کانه‌ساز با یکدیگر در منطقه مورد مطالعه از ماتریس همبستگی رتبه‌ای- پیرسون استفاده شده است. ضریب همبستگی بین دو عدد ۱- و ۱+ متغیر است. وجود همبستگی مثبت بیشتر از ۰/۵+ نشان‌دهنده خروج یا ورود دو عنصر از یک محیط و یا معرف منشاء یکسان دو عنصر است. همبستگی منفی بیشتر از ۰/۵- نشان‌دهنده

ارتباط معکوس دو عنصر با یکدیگر می‌باشد. به این معنی که ورود یک عنصر به یک محیط، همزمان با خروج دیگری صورت می‌پذیرد و یا دو عنصر از دو منبع جدا از یکدیگر مشتق شده‌اند. اعداد $+0/5$ تا $-0/5$ تا صفر نشان از همبستگی ضعیف یا عدم همبستگی بین زوج عناصر دارد.

۵-۳-۱- ضریب همبستگی بین عناصر در منطقه باغ خشک

برای محاسبه مقادیر ضرایب همبستگی میان عناصر و بررسی تغییرات آن در اکتشافات ژئوشیمیایی منطقه باغ خشک از تابع ضریب همبستگی پیرسون که تابع توزیع نرمال می‌باشد، استفاده شده است، که نتایج آن به صورت ماتریس ضرایب همبستگی در جدول (۵-۵) آورده شده است. این ماتریس با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی ۴۹۱ نمونه لیتوژئوشیمیایی (بدون تفکیک نمونه‌ها براساس منطقه‌بندی ژئوشیمیایی و دگرسانی) از دو گمانه اکتشافی باغ خشک محاسبه گردیده است. همان‌گونه که از داده‌های جدول پیداست مس با مولیبدن (بعنوان عناصر معرف کانسارهای پورفیری) دارای همبستگی مثبت و روی به عنوان عنصر ردیاب کانسارهای پورفیری با مس همبستگی منفی و با آهن همبستگی مثبت نشان می‌دهد. چنین همبستگی عنصری از کانسارهای مس پورفیری انتظار می‌رود، بطور مثال شکل (۵-۱۵) زون‌بندی عناصر را در کانسار مس پورفیری مینرال پارک (Mineral Park) در آریزونا نشان می‌دهد (Lang and Eastoe, 1988; Sillitoe, 2010). این پهنه‌بندی از مرکز به حاشیه‌ی سیستم شامل مس-مولیبدنیوم، مس، سرب-روی و طلا-نقره می‌باشد.



شکل ۵-۱۵. مثالی از پهنه‌های فلزی خوب گسترده شده در کانسار مس پورفیری Mineral Park در آریزونا، جایی که سیستم رگه ای با امتداد شمالی- غربی در کانسارهای Cu-Mo پورفیری در مرکز قرار گرفته و از سمت مرکز به خارج از Cu به Pb-Zn تا Au-Ag پهنه بندی شده است (after Lang and Eastoe, 1988; Sillitoe, 2010).

جدول ۵-۵. مقادیر ضرایب همبستگی به روش پیرسن بر پایه لگاریتم داده‌های ژئوشیمیایی ۴۹۱ نمونه سنگ از ۲ گمانه

اکتشافی.

Cu	۱			
Mo	۰/۳۹۹	۱		
Zn	-۰/۰۴۷	-۰/۰۹۵	۱	
Fe	-۰/۴۹۲	-۰/۳۹۵	۰/۳۴	۱
Element	Cu	Mo	Zn	Fe

۵-۳-۴- مقایسه غلظت عناصر کانه‌ساز منطقه باغ خشک با کانسارهای پورفیری

در کانسارهای مس پورفیری میزان عیار مس از ۰/۲ تا بیش از ۱ درصد تغییر می‌کند. مقدار عیار مولیبدن در این کانسارها بطور عمده بین ۰/۰۰۵ تا حدود ۰/۰۳ درصد و عیار طلا بین ۰/۰۰۴ تا ۰/۳ گرم در تن است و مقدار نقره از ۰/۲ تا ۵ گرم در تن تغییر می‌کند (Mitchell and Garson, 1972; Sillitoe, 1973, 1988a; Sillitoe and Bonham, 1984; Sillitoe, 2010). محدوده عیار مس، طلا، مولیبدن و نقره در کانسار مس باغ خشک با عیار این عناصر در کانسارهای مس پورفیری مطابقت دارد. در مقایسه عیارهای عناصر فوق الذکر در کانسار مورد مطالعه با کانسارهای مس پورفیری، مس-طلا پورفیری و مس-مولیبدن پورفیری، کانسار مس باغ خشک عیارهایی متناسب با کانسارهای مس پورفیری نشان می‌دهد (جدول ۵-۶). همان‌طور که قبلاً ذکر شد مقادیر متوسط مس و مولیبدن براساس داده‌های لیتوژئوشیمیایی ۴۹۱ نمونه از دو گمانه‌اکتشافی به ترتیب برابر با ۰/۱۹ درصد و ۲۴/۸ گرم در تن است. در اینجا برای محاسبه میزان عیار عناصر مس و مولیبدن در کانسار مس باغ خشک، از ۴۹۱ نمونه، نمونه‌هایی که عیار حد مس و مولیبدن آنها به ترتیب ۰/۴ و ۰/۰۰۵ درصد بودند در نظر گرفته شدند و مقادیر پایین این عیارها حذف شدند. در نمونه‌های گمانه‌های اکتشافی (۴۹۱ نمونه) عنصر نقره تجزیه نشده است بنابراین در این مقایسه عیار نقره با در نظر گرفتن میانگین عیار ۲ نمونه کانسنگ باغ خشک (۸ گرم در تن) که در راستای تحقیق حاضر بدست آمده است، ارزیابی شده است. این احتمال وجود دارد با کثرت تعداد نمونه‌های کانسنگ عیار نقره در دامنه کانسارهای مس پورفیری قرار گیرد.

جدول ۵-۶. مقایسه عیار عناصر Cu، Au، Mo و Ag کانسار باغ خشک با انواع کانسارهای پورفیری.

Element	کانسارهای Cu پورفیری	کانسارهای Cu-Au پورفیری	کانسارهای Cu-Mo پورفیری	کانسار Cu باغ خشک
Cu (%)	۰/۲ - >۱	۰/۱	۰/۱ - ۰/۷	۰/۶۷
Mo (%)	۰/۰۰۵ - ۰/۰۳	-	۰/۰۴ - ۰/۱۴	۰/۰۱۶
Au (ppm)	۰/۰۰۴ - ۰/۳۵	۰/۲ - ۲	-	۰/۰۰۱
Ag (ppm)	۰/۲ - ۵	-	-	۸

۵-۳-۵- مقایسه الگوی ژئوشیمیایی عناصر خاکی کمیاب کانسار مس باغ خشک با کانسارهای

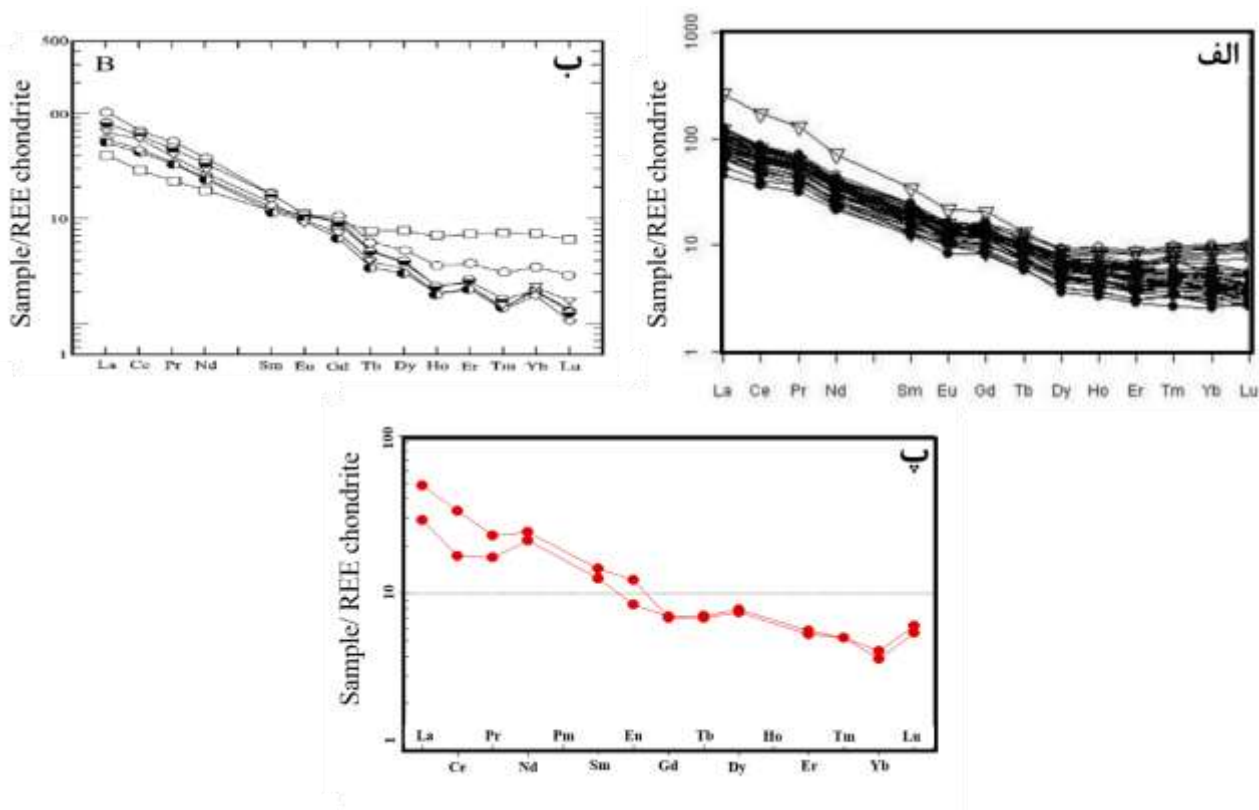
مس پورفیری

۵-۳-۵-۱- بررسی تغییرات عناصر خاکی کمیاب

عناصر خاکی کمیاب (REE)، از مفیدترین عناصر کمیاب بوده و مطالعه آن‌ها کاربردهای مهمی در پترولوژی آذرین، رسوبی و دگرگونی دارد. REEها شامل یکسری از فلزات با عدد اتمی (۷۱ تا ۷۲ و La to Lu) می‌باشند. عنصر Y نیز بدلیل شباهت‌های ژئوشیمیایی با REEها طبقه‌بندی می‌شود. به طور معمول، اعضای با عدد اتمی پایین در این سری LREE و عناصر با عدد اتمی بالاتر HREE نامیده می‌شوند. عناصر خاکی کمیاب دارای خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خیلی نزدیک به هم هستند که به دلیل تشکیل یون‌های ۳+ پایدار با اندازه برابر است. تفاوت‌های مشاهده شده در رفتار شیمیایی این عناصر ناشی از کاهش کم ولی پیوسته اعضای یونی با افزایش عدد اتمی است. این تفاوت‌های کوچک باعث تفریق سری عناصر REE نسبت به یکدیگر می‌شود. از این پدیده در ژئوشیمی به منظور بررسی منشأ مجموعه‌های سنگی و تعیین فرایندهای پترولوژیکی استفاده می‌گردد (Rollinson, 1993). REEها از جمله عناصر ردیاب با حداقل حلالیت‌اند که طی دگرگونی‌های درجه پایین، هوازدگی و دگرسانی هیدروترمالی، به نسبت غیرمتحرک هستند (Michard, 1989). با این وجود، مطالعات بعدی نشان داده که این عناصر تحت تأثیر سیالات هیدروترمال غنی از Cl، F، CO₂ و واکنش با سنگ میزبان، تمرکز یافته و انتقال مجدد می‌یابند (Lottermoser, 1992). در این میان، عناصر خاکی کمیاب سبک یا LREE نسبت به انواع سنگین یا HREE در مقابل دگرسانی هیدروترمال ثانویه حساسیت بیشتری نشان می‌دهد (Kerich and Wyman, 1996). تمرکز عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌ها معمولاً با استانداردهای مرجع نرمالیزه می‌شوند. از معمول‌ترین این استانداردها متئوریت کندریتی است. REEها با عدد اتمی زوج، پایدارتر و در نتیجه فراوانتر از REEها با عدد اتمی فردتر هستند که منجر به تشکیل الگوی زیگزاگی در دیاگرام فراوانی ترکیب می‌شوند. نرمالیزه کردن نسبت به کندریت دو نقش ایفا می‌کند. اول اینکه تغییرات فراوانی بین عناصر با عدد اتمی زوج و فرد را کاهش می‌دهد و دوم اینکه هرگونه تفریق نسبت به شخانه کندریتی را آشکار می‌سازد (Rollinson, 1993).

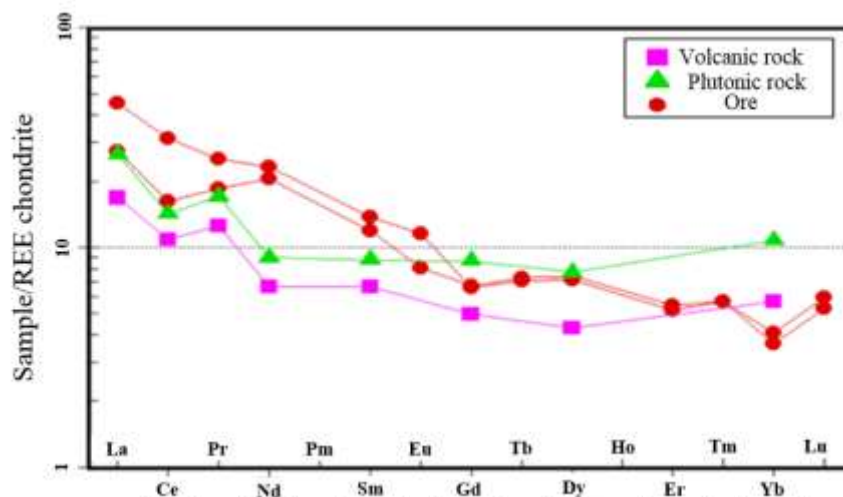
۵-۳-۲- نمودار به‌هنجار شده نسبت به کندریت

برای بررسی رفتار ژئوشیمی عناصر خاکی کمیاب در کانسار مس باغ‌خشک تعداد ۲ نمونه برای این عناصر تجزیه شده است. این ۲ نمونه براساس نتایج مطالعات کانی‌شناسی و نیز داده‌های ژئوشیمیایی گمانه‌های اکتشافی انتخاب شده‌اند و از نمونه‌های شاخص کانه‌زایی مس در کانسار باغ‌خشک هستند. در نمودار به‌هنجار شده‌ی مقادیر غلظت عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های باغ‌خشک به کندریت (Nakamura, 1974) تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند (شکل ۵-۱۶). رفتار عناصر خاکی کمیاب بدلیل تغییرات بسیار کم شعاع یونی بیانگر فرایندهای مختلف آذرین از جمله تفریق ماگمایی می‌باشند. بررسی الگوی به‌هنجار شده‌ی عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که هر دو نمونه به طور نسبی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی می‌باشند (شکل ۵-۱۶-پ). یکی از ویژگی‌های مهم نمونه‌های منطقه، روند تدریجی تهی‌شدگی از سمت عناصر خاکی کمیاب سبک به انواع سنگین و عدم وجود تغییرات ناگهانی در شیب نمودارها است، که ویژگی شاخص ماگماهای مرزهای صفحات همگرا (Goe et al., 2006) و از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی کالک آلکالن کمان حاشیه قاره‌ها است. در طی تفریق ماگمایی بعلت ناسازگاری عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به انواع سنگین، این عناصر در مذاب باقیمانده، غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند. در شکل (۵-۱۶) الگوی عناصر خاکی کمیاب در کانسار باغ‌خشک (۵-۱۶-پ) با کانسارهای مس پورفیری میدوک (Aliani et al., 2009) (۵-۶-الف) و کانسار گانگدز (Gangdese) در جنوب فلات تبت (Xioaming et al., 2007) (۵-۶-ب) مقایسه شده است که بیانگر تطابق الگوی REE این کانسار با کانسارهای مذکور است. در این نمودار عنصر Yb تا حدودی نسبت به سایر عناصر خاکی کمیاب سنگین تهی‌شدگی نشان می‌دهد که به احتمال زیاد ناشی از خطای آنالیز است برای اینکه عناصر خاکی کمیاب سنگین عمدتاً رفتار همسانی در طول فرایندهای زمین‌شناسی دارا هستند.



شکل ۵-۱۶. الگوی به‌هنگار شده عناصر خاکی کمیاب کانسارهای مس‌پورفیری به کندریت (Nakamura, 1974): الف) کانسار مس‌پورفیری میدوک (Aliani et al., 2009)، ب) کانسار مس‌پورفیری گانگدز در تبت چین (Xioaming et al., 2007)، و پ) کانسار مس‌پورفیری باغ‌خشک.

در محدوده اکتشافی کانسار مس باغ‌خشک برای بررسی روابط ژنتیکی میان کانه‌زایی با سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی از رفتار ژئوشیمیایی عناصر خاکی کمیاب استفاده شده است. مقادیر میانگین عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی و مقادیر عناصر خاکی کمیاب دو نمونه کانسنگ به کندریت به‌هنگار شده است (شکل ۵-۱۷). به‌طوریکه از این نمودار پیدا است الگوی مشابه رفتار این عناصر در سه محیط سنگی بیان از ارتباط ژنتیکی کانه‌زایی مس و عناصر همراه با سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی منطقه می‌باشد، و همه‌ی آنها حاصل فرایند ماگمایی، آتشفشانی و گرمابی واحدی هستند. اختلاف جزئی در مقادیر عناصر خاکی کمیاب سنگین میان نمونه‌های سنگ و کانسنگ به دلیل عدم وجود داده‌های عناصر خاکی کمیاب سنگین در نمونه‌های سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی منطقه می‌باشد.



شکل ۵-۱۷. مقایسه رفتار و تغییرات عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های سنگ و کانسنگ کانسار باغ خشک.

۵-۳-۶- ماهیت ماگماتیسیم آداکیتی کانسار مس باغ خشک

ماگماهای آداکیتی توسط دفانت و دروموند (Defant and Drummond, 1990) نامگذاری و معرفی شدند. آداکیت‌ها ماگماهایی با ترکیب اسیدی تا حدواسط هستند که از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده تولید می‌شوند (Defant and Drummond, 1990; Sen and Dum, 1994). توده‌های نفوذی که دارای گرایش آداکیتی هستند، به طور مکانی و زمانی ارتباط ژنتیکی با کانه‌زایی Cu-Au و Cu-Mo پورفیری و رگه‌های اپی‌ترمال طلا دارند (Sajona and Maury, 1998). اغلب پورفیری‌های آداکیتی در نمودار (Irvine and Baragar, 1971) از نظر سری ماگمایی، کالک‌آلکان هستند (شکل ۵-۳). از دیگر ویژگی‌های شاخص ماگماهای آداکیتی می‌توان به غنی‌شدگی در عناصر گروه LREE و تهی‌شدگی در Y و عناصر گروه HREE و نسبت پایین $Yb < 1.9 \text{ ppm}$ ، $MgO < 3\%$ ، $Y < 18 \text{ ppm}$ ، نسبت‌های بالای $Sr/Y > 50$ ، $La/Yb > 9$ ، $Al_2O_3 > 15\%$ ، $Sr > 400 \text{ ppm}$ اشاره کرد (Defant and Drummond, 1990). در مورد منشاء ماگمای آداکیتی، نظریه‌های مختلفی به شرح زیر وجود دارد:

۱- ذوب تیغه‌فرورونده در محیط فرورانش (Defant and Drummond, 1990).

۲- ذوب بخشی تیغه فرورونده در رخساره اکلوزیتی که با ذوب رسوبات قاره‌ای همراه با تیغه فرورونده و گوه گوشته‌ای در محیط فرورانش رخ می‌دهد (Yogodzinski et al., 1995; Martin, 1999; Sajona et al., 2000; Kelemen et al., 2003).

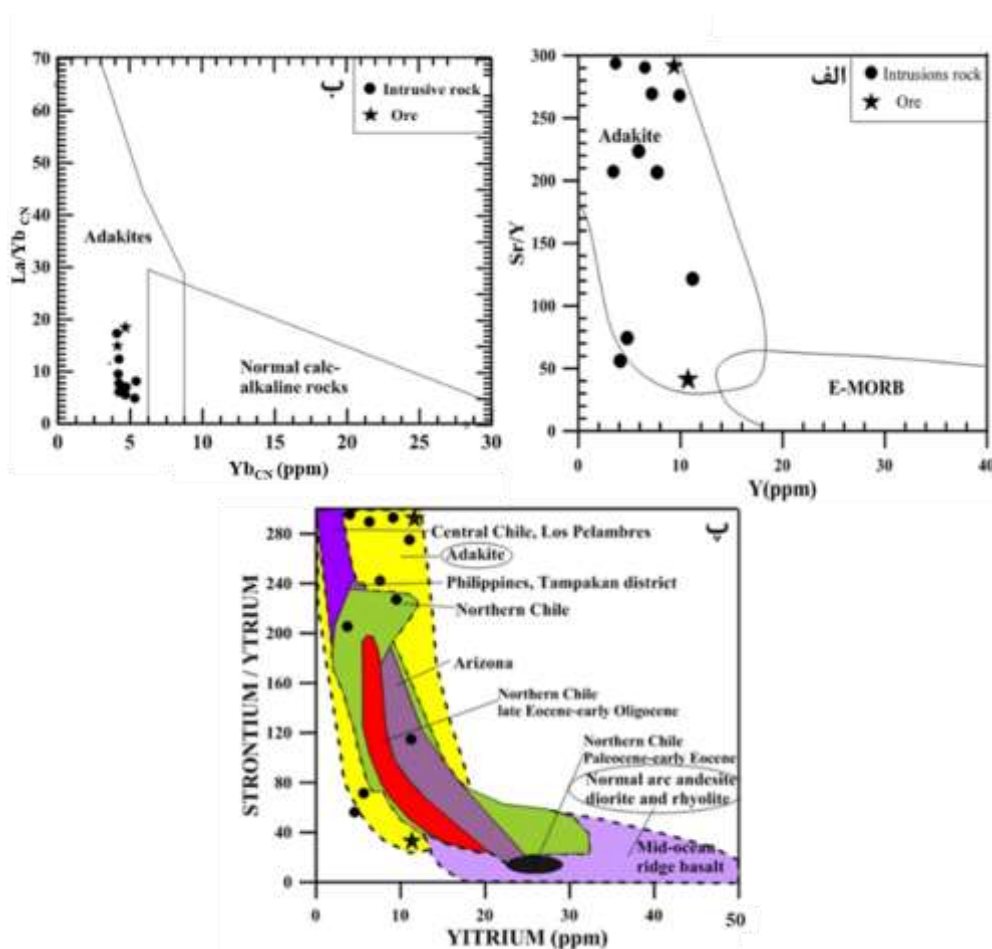
۳- ذوب ماگمایی گوشته آبدار به همراه حضور سیالات و مذاب برخاسته از تیغه فرورونده و رسوبات همراه آن (Grove et al., 2003). این نظریه تحت عنوان ذوب گوه گوشته‌ای متأثر از متاسوماتیسم عنوان شده است که تحت تأثیر سیالات و مذاب‌های برخاسته از واکنش‌های آب‌زایی در پوسته فرورونده و رسوبات همراه آن بوده است.

۴- ذوب پوسته‌زیرین در بخش‌هایی از کمان‌های قاره‌ای که با ضخیم‌شدگی پوسته همراه است (Atherton and Petford, 1993).

در جدول (۷-۵) داده‌های مربوط به گرانودیوریت‌های منطقه مورد مطالعه با پارامترهای تعریف شده توسط (Richards and Kerrich, 2007) و (Martin et al., 2005) برای آداکیت‌ها مقایسه شده است. براساس این جدول، مشخصات مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه، با پارامترهای تعریف شده برای آداکیت‌ها مطابقت دارند. جدول ۷-۵. مقایسه پارامترهای تعریف شده برای آداکیت‌ها با مقادیر مشاهده شده در گرانودیوریت‌های منطقه.

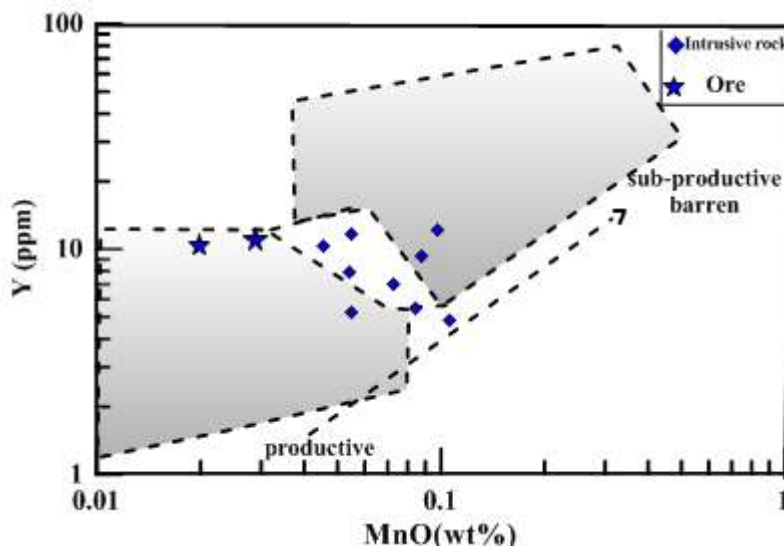
Parameter	(Martin et al., 2005)	(Richards and Kerrich, 2007)	Baghkhoshk deposit
SiO ₂ (wt.%)	>۵۶	≥ ۵۶	۶۲-۸۴
Al ₂ O ₃ (wt.%)	-	≥ ۱۵	۷-۱۳/۹۳
MgO (wt.%)	-	Normally <۳	<۳/۱
Na ₂ O (wt.%)	۳/۷-۷/۵	≥ ۳/۵	۰/۱۶-۳/۱
K ₂ O (wt.%)	-	≤ ۳	۰/۹-۴/۱۶
K ₂ O/Na ₂ O	~۰/۴۲	~۰/۴۲	~۱/۴۳
Rb (ppm)	-	≤ ۶۵	۵/۱۶-۱۱۳
Sr (ppm)	-	≥ ۴۰۰	۵۵-۵۱۵
Y (ppm)	≤ ۱۸	≤ ۱۸	۳-۱۳
Yb (ppm)	≤ ۱/۸	≤ ۱/۹	۰/۷۵-۲
Cr (ppm)	۳۶	≥ ۳۰	۲۱-۱۱۶
Sr/Y (ppm)	-	≥ ۲۰	۲-۷۸
La/Yb (ppm)	≥~۱۵	≥ ۲۰	۲-۱۶

نمودار شکل (۵-۱۸-الف) تغییرات میزان Sr/Y در مقابل Y را نشان می‌دهد، برپایه استفاده از این نمودار و همچنین نمودار La/Yb در مقابل Yb (شکل ۵-۱۸-ب)، نمونه‌های کانسار باغ‌خشک در محدوده ماگماهای آداکیتی واقع می‌گردد. نمودار شکل (۵-۱۸-پ) ماهیت ماگماتیسم چندین کانسار پورفیری در دنیا را نشان می‌دهد. برپایه استفاده از این نمودار کانسار مس باغ‌خشک همانند نفوذی‌های مرکز شیلی (Reich and others, 2003)، فیلیپین (Rohrlach and Loucks, 2005)، شمال شیلی (compilation by Han and Baldwin and Pearce, 1982; others, 2006)، نفوذی‌های ائوسن پسین- الیگوسن و ائوسن پسین- پالتوسن (Baldwin and Pearce, 1982; others, 2006)، و منطقه آریزونا (Maksaev, 1990; Williams, 1992)، (Anthony and Titley, 1988; Lang and Titley, 1998) در محدوده ماگماهای آداکیتی قرار می‌گیرند. سنگ‌میزبان کانسارهای پورفیری در منطقه کرمان اکثراً در محدوده سنگ‌های آداکیتی قرار دارد (Shafiei et al., 2008). درگاهی (۱۳۸۶) و اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014) نیز پورفیری‌ها را در منطقه سرچشمه- شهربابک را در ارتباط با ماگماتیسم آداکیتی در نظر گرفته‌اند.



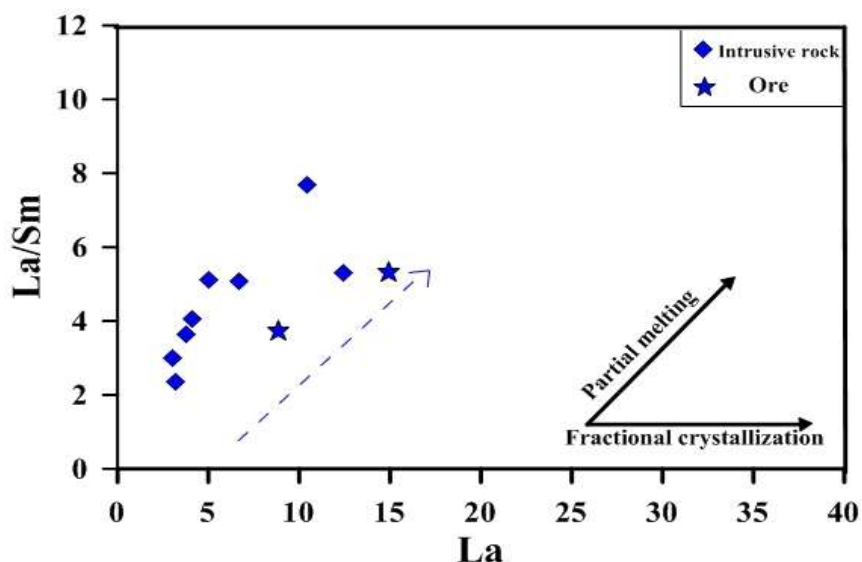
شکل ۵-۱۸. نمودار تفکیک سنگ‌های کالک‌آلکان معمولی از آداکیت‌ها برای سنگ‌های منطقه الف) میزان Y در مقابل Sr/Y (Defant and Drummond, 1993 2001)، ب) نمودار Yb در مقابل La/Yb (Reich et al., 2003)، پ) موقعیت سنگ‌های نفوذی و کانسنگ‌های کانسار مس باغ‌خشک، و برخی از کانسارهای مس پورفیری جهان (نمودار پایه از Oyarzun et al., 1993 2001).

دیاگرام شکل (۵-۱۹) تغییرات میزان Y در مقابل MnO (Baldwin and Pearce, 1982)، باروری، نیمه-باروری و غیرباروری کانسارهای پورفیری را نشان می‌دهد. بر طبق این نمودار بر طبق گفته هاسچکه و پیرس (Haschke and Pearce, 2006) مقدار کم Y در یک ماگما بارور ممکن است نشان دهنده‌ی دخالت فازهای آبگین در طی تکامل اولیه ماگما باشد، در حالیکه مقدار کم MnO ممکن است نشان‌دهنده‌ی عدم گسترش سیالات ماگمایی از ماگما باشد، بنابراین غلظت Y ممکن است به طور مستقیم مربوط به رویداد کانه‌زایی باشد. براساس این پارامترها نمونه‌های منطقه باغ‌خشک در محدوده کانسارهای نیمه‌بارور تا بارور قرار گرفت.



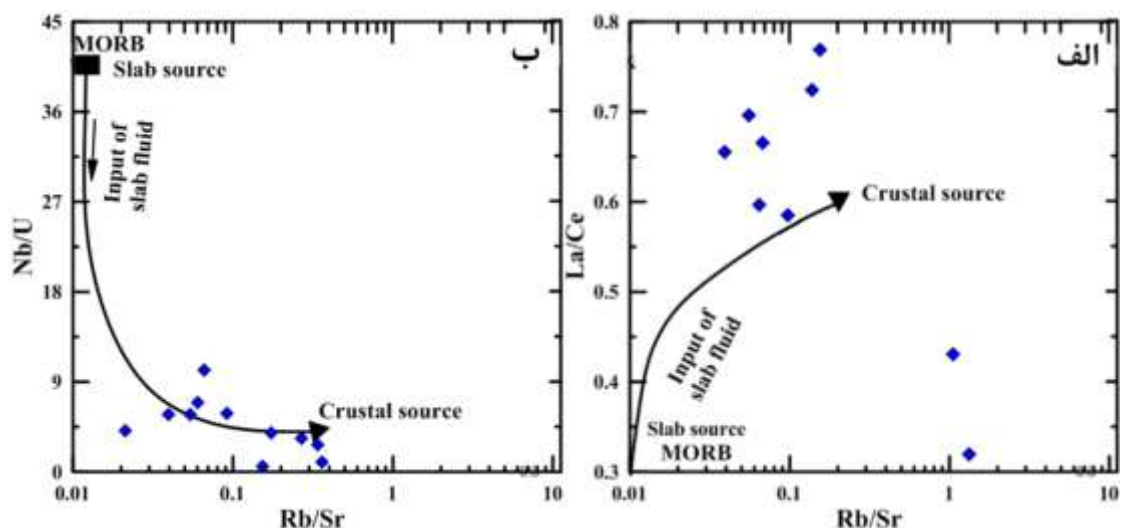
شکل ۵-۱۹. نمودار MnO در مقابل Y (Baldwin and Pearce, 1982)، که نمونه‌های کانه‌زایی باغ‌خشک در محدوده‌ی کانه‌زایی‌های مس پورفیری نیمه‌بارور تا بارور قرار می‌گیرد.

همچنین بر طبق نمودار La/Sm در مقابل La فرایند مؤثر در تشکیل ماگما در کانسار باغ‌خشک از روند ذوب بخشی تبعیت می‌کند (شکل ۵-۲۰).



شکل ۵-۲۰. نمودار La/Sm در مقابل La روند ذوب بخشی و تبلور بخشی را نشان می‌دهد.

بر طبق نمودارهای هافمن، هو و همکاران (Hofmann et al. 1986; Hou et al. 2004)، که براساس تغییرات Rb/Sr در مقابل La/Ce و Nb/U می‌باشد. ماگماتیسمی که سبب تولید ماگمای اولیه کانسار باغ‌خشک شده است حاصل ترکیبی از ذوب پوسته اقیانوسی با مذاب ناشی از ذوب پوسته قاره‌ای زیرین بوده ولی در این میان سهم پوسته قاره‌ای زیرین بیشتر از پوسته اقیانوسی می‌باشد (شکل ۵-۲۱).



شکل ۵-۲۱. نمودارهای Rb/Sr در مقابل La/Ce و Nb/U (Hofmann et al. 1986; Hou et al. 2004) نشان می‌دهد که نقش پوسته‌ی قاره‌ای در تشکیل کانسار باغ‌خشک بیشتر است.

فصل هشتم:

مطالعه میانبارهای سیال

مطالعه میانبارهای سیال در چندین سال اخیر بیش از سایر روش‌های موجود در تعیین دمای تهنشینی کانه‌ها مورد توجه بوده و صحت این‌گونه نتایج نیز به اثبات رسیده است. از این رو، بیش از پیش مورد استفاده قرار می‌گیرد. با مطالعه میانبارهای سیال، علاوه بردست‌یافتن به شرایط دمایی نهشت کانه‌ها، می‌توان به شرایط فشار و همچنین تا حدود بسیار زیادی به ویژگی‌های شیمیایی سیال کانه‌زا نیز پی برد. فشار و دمای که کانسنگ‌ها در آن تشکیل می‌شوند، از دماهای بسیار بالا در عمق زیاد تا دماهای بسیار کم در سطح زمین متغیر است. بنابراین آگاهی یافتن از شرایط تشکیل و نهشت کانه‌ها، فقط با مطالعات آزمایشگاهی کانه‌ها و کانی‌های غیر سولفیدی همراه میسر است. البته در بعضی موارد از اسفالریت نیز استفاده می‌شود. مطالعه سیالات‌درگیر اولیه ثابت کرده است که یکی از بهترین روش‌ها جهت تعیین دمای تهنشست کانه‌ها می‌باشد، بویژه اگر با مطالعه ایزوتوپی همراه باشد. بهترین کانی‌ها برای مطالعه سیالات‌درگیر با توجه به نظر شفرد و همکاران (Shepherd et al., 1985) شامل: ۱- کوارتز ۲- فلوئوریت ۳- هالیت ۴- کلسیت ۵- آپاتیت ۶- دولومیت ۷- اسفالریت ۸- باریت ۹- توپاز ۱۰- کاسیتريت می‌باشند. سیالات‌درگیر در کانی‌هایی که سختی کمی دارند و با رخ آسان هستند، بسیار مستعد برای تراوش هستند و بنابراین در مطالعه آنها باید دقت بسیار داشت.








۶-۲- نحوه تشکیل سیالات‌درگیر

بلورها در طی رشد ممکن است مقداری از گازها و یا مایعاتی را که از آنها متبلور می‌شوند، در خود حبس کنند. اگر ضمن رشد یک بلور کوارتز یا اسفالریت، یک نقص ساختمانی یا جابجایی ایجاد شود، حفره‌ای به وجود می‌آید که سرانجام با ادامه رشد بلور، به همان شکل محصور می‌ماند. اگر بلور در سیال غرق باشد، همچنان که این حفره بسته می‌شود، مقداری هر چند ناچیز از آن سیال به دام می‌افتد. اگر به دام افتادن در دماهای بالا صورت گرفته باشد در دماهای پایین‌تر که سیال منقبض می‌شود و آرام می‌گیرد، یا از آن رفع فشار می‌شود سیال به یک فاز مایع و یک فاز گاز تفکیک می‌گردد (Walshe, 1999).

۶-۳- طبقه‌بندی میانبارهای سیال

تاکنون تقسیم‌بندی‌های زیادی در مورد میانبارهای سیال ارائه شده است. عواملی چون زمان تشکیل میانبارها، نوع و تعداد فازهای موجود در میانبارهای سیال اساس این تقسیم‌بندی‌ها قرار گرفته‌اند (Roedder, 1984). براساس زمان تشکیل، میانبارهای سیال را می‌توان به سه گروه اولیه (P)، ثانویه (S) و ثانویه کاذب (PS) تقسیم‌بندی کرد. زمان تشکیل میانبارهای سیال نسبت به زمان تشکیل بلور سنجیده می‌شود. میانبارهای سیال اولیه در طی رشد بلور کانی تشکیل شده‌اند و معمولاً دارای شکل هندسی منظم می‌باشند و در امتداد سطوح رشد بلور با فاصله از یکدیگر قرار می‌گیرند و اندازه آنها در مقایسه با نوع ثانویه بزرگتر می‌باشد در حالی که نوع ثانویه پس از اتمام شکل‌گیری بلور در فضای شکستگی و درزه‌هایی که در اثر فرایندهای حرارتی یا مکانیکی ایجاد شده است، به دام می‌افتند این سیالات در امتداد درزه‌ها قرار می‌گیرند و معمولاً بی‌شکل و یا کشیده هستند و یا حالت صفحه‌ای دارند. چنانچه در حین رشد بلور، درزه‌هایی در بلور ایجاد شود و سیال در فضای این شکستگی‌ها قرار گیرد، به گونه‌ای که این درزه‌ها در مراحل بعدی رشد بلور پوشیده شود، میانبارهای سیالی که در این فضاها قرار می‌گیرند به عنوان ثانویه کاذب شناخته می‌شوند. این گونه انکلوژیون‌ها ترکیب شیمیایی و دماسنجی مشابه انکلوژیون‌های اولیه را از خود نشان می‌دهند. با توجه به اینکه هدف از مطالعه میانبارهای سیال بازسازی شرایط زمان تشکیل کانی از جمله فشار، دما و شوری سیال می‌باشد، سعی بر آن شده که میانبارهای سیال جهت مطالعه همگی از میانبارهای سیال اولیه انتخاب شوند و از مطالعه میانبارهایی که دچار دم‌بریدگی و نشت شده‌اند، اجتناب شود. تقسیم‌بندی میانبارهای سیال بر اساس ترکیب و نسبت فازهای درونی شامل فازهای جامد، مایع و بخار نیز صورت می‌گیرد که بر این اساس (Shepherd et al., 1985) میانبارهای سیال را به چند گروه میانبارهای سیال تک فاز مایع (L)، میانبارهای سیال دو فاز غنی از مایع (L+V)، میانبارهای سیال دو فاز غنی از بخار (V+L)، میانبارهای سیال تک‌فاز بخار (V)، میانبارهای سیال چندفازی جامد و چند جامدی (V±S+L) و میانبارهای سیال حاوی مایع نامیژاک (L1+L2±V) تقسیم کردند. میانبارهای مطالعه شده بر پایه فازهای درونی جزء میانبارهای دو فاز غنی از مایع (L+V)، دو فاز غنی از بخار (V+L) و سه فاز غنی از حالت‌دار (L+V+H) محسوب می‌شوند. در تقسیم‌بندی

دیگر میانبارها بر اساس نوع سیال، به دو دسته سیال همگن و غیرهمگن تقسیم می‌شوند که سیالات به دام افتاده در میانبارهای مطالعه شده، همگی از نوع همگن به حساب می‌آیند.

Inclusion type	Essential phase	Typical example	Abbreviation
Monophase liquid	L=100%		L
Liquid-rich Two phases	L>50%		L + V
Vapour-rich Two phases	V=50 to 80%		V + L
Monophase vapour	V=100%		V
Multiphase solid	L=variable S<50%		S + L ± V
Multisolid	S>50% L, V variable		S + L ± V
Immiscible liquid	L ₁ , L ₂		L ₁ + L ₂ ± V
Galss	GL>50%	-----	GL ± V ± S

شکل ۶-۱- طبقه‌بندی شماتیک میانبارهای سیال بر اساس فازهای مشاهده شده در دمای اتاق (Shepherd et al., 1985).

۶-۴- تاریخچه مطالعات میانبارهای سیال بر روی کانسارهای مس پورفیری

مطالعات میانبارهای سیال به ابزار بسیار مهمی برای تشخیص شرایط فیزیکوشیمیایی محلول‌های هیدروترمال در کانسارهای مس پورفیری تبدیل شده است. تاکنون در مقیاس جهانی مطالعات زیادی بر روی میانبارهای سیال به منظور شناسایی این دسته از کانسارهای پر اهمیت انجام شده است که از جمله می‌توان به موارد زیر اشاره کرد. رودر (Roedder, 1971) با استفاده از مطالعات میکروترمومتری پی به پورفیری بودن کانسار بیگنهام در یوتا برد. انجام مطالعات میکروترمومتری، پورفیری بودن کانسار مس سرچشمه را تأیید می‌کند (Etminan, 1978). بودنار (Bodnar, 1979) روش جدیدی را در مطالعات میکروترمومتری معرفی کرد که مبنای آن تزریق جریان گاز برای منجمد کردن سریع‌تر سیالات بود. انجام مطالعات میانبارهای سیال در معدن مس پورفیری گرانیل نشان داد که روند جدا شدن نمک از سیال با کاهش دما و فشار است (Quan, 1978).

1987) ژانگ و فرانتز (Zhang and Frantz, 1987) با استفاده از سیال درگیر مصنوعی به تعیین دانسیته از روی دمای همگن شدن پرداختند. بررسی حلالیت NaCl در محیط NaCl - KCl - H₂O در شرایط اشباع از بخار توسط استرنز (Sterner, 1988) انجام شده است. بون (Brown, 1989) نرم افزار Flincor را برای انجام محاسبات پارامترهای سیال درگیر در سیستم‌های مختلف نوشت. اکس و بودنر (Ockes and Bodnar, 1990) شرایط ذوب کامل یخ را در سیستم CaCl₂ - H₂O - NaCl بررسی کردند. بودنار (Bodnar, 1992) به تعیین ایزوگرهای سیستم NaCl - H₂O با شوری NaCl 40wt% با استفاده از سیال درگیر مصنوعی پرداخت. سپس در سال 1995 با بررسی میانبرهای سیال مهاجرت فلزات در سیستم پورفیری با منشاء ماگمایی را نشان داد. هزارخانی و ویلیامز جونز (Hezarkhani & Williams-Jone, 1998) نقش کنترل‌کننده‌های دگرسانی در کانی‌سازی را با استفاده از مطالعات سیال درگیر و ایزوتوپ‌های پایدار تعیین کردند. ویلکینسون (Wilkinson, 2004) نهشت کانسار در محیط‌های هیدروترمال را با استفاده از مطالعات میانبرهای سیال مورد بررسی قرار داد. شرایط غیر اقتصادی بودن اندیس مس ریگان بم براساس مطالعات میانبرهای سیال توسط هزارخانی (Hezarkhani, 2006) بررسی شده است.

۶-۵- انتخاب و آماده‌سازی نمونه برای مطالعه میانبرهای سیال

با توجه به بررسی‌های انجام شده در محدوده کانسار باغ‌خشک، تنها کانی‌شفاف و مناسب برای مطالعه میکروترموتری میانبرهای سیال، کوارتز می‌باشد. بنابراین پس از مطالعه کانی‌شناسی مقاطع نازک و نازک صیقلی تعداد ۴ عدد نمونه کانسنگ از مغزه‌های حفاری جهت مطالعه میانبرهای سیال انتخاب شد. در این مطالعه نمونه‌ها تا ضخامت ۲۰۰ میکرون نازک شده و سپس دو بر صیقل شده‌اند. پس از جدا کردن نمونه‌ها از روی لام و شستشوی آن‌ها، مورد مطالعه قرار گرفتند. مطالعات حرارت سنجی میانبرهای سیال بر روی ۴ نمونه دو بر صیقل (BK-TP-13، BK-TP-21، BK-TP-17 و BK-TP-23) در آزمایشگاه شرکت مطالعات و پژوهش آذین‌زمین پویا با استفاده از یک دستگاه میکروسکوپ ستی ماگتکس (Ceti Magtex) و به وسیله دستگاه Linkam مدل THMSG600 با کنترل‌کننده‌های گرمایش TP94 و سرمایش LNP که بر روی میکروسکوپ ستی ماگتکس نصب شده است انجام پذیرفت. مطالعات حرارت‌سنجی براساس مشاهده دقیق و

تشخیص تغییرات فازی میانبارهای سیال، طی مراحل سرمایش (Freezing) و گرمایش (Heating) بنا شده است.

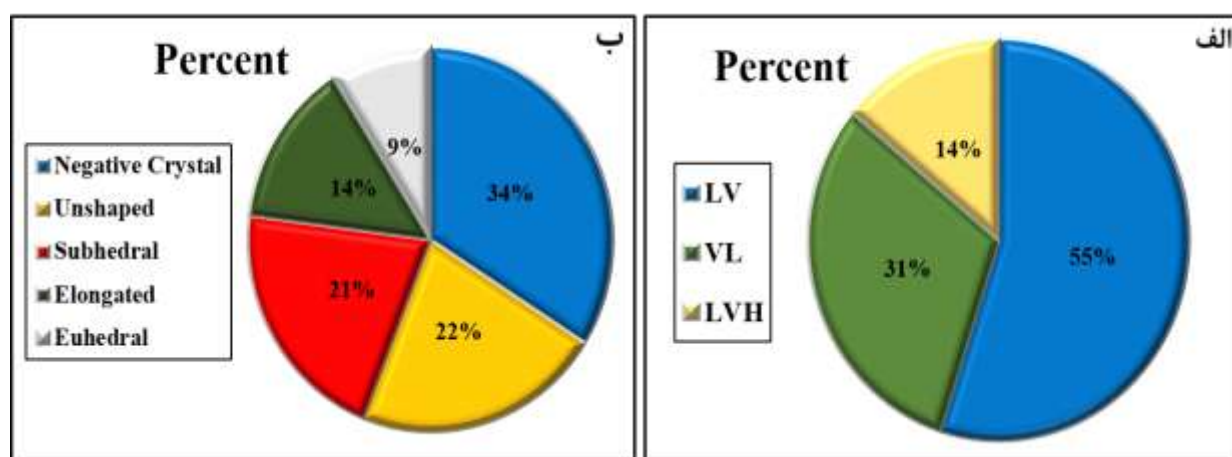
جدول ۶-۱. مختصات مکانی و ویژگی‌های کانی‌شناسی نمونه‌های انتخاب شده برای مطالعه‌ی میانبارهای سیال.

شماره نمونه	انواع کانی‌ها	انواع کانه‌های معدنی	مختصات UTM		محل نمونه برداری
			عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	
BK-TP13	کوارتز- پلاژیوکلاز- کلریت- مسکوویت	کالکوپیریت-مگنتیت هماتیت- گوتیت	۴۰۲۶۷۱	۳۳۰۰۵۱۱	گمانه
BK-TP17	کوارتز- پلاژیوکلاز- بیوتیت	کالکوپیریت- پیریت مگنتیت- هماتیت	۴۰۲۶۷۱	۳۳۰۰۵۱۱	گمانه
BK-TP21	کوارتز- کلسیت- باریت	پیریت- کالکوپیریت	۴۰۲۴۴۷	۳۳۰۰۵۲۴	گمانه
BK-TP23	کوارتز- فلدسپات- کلسیت- مسکوویت	پیریت- مولیبدنیت مگنتیت- هماتیت	۴۰۲۴۴۷	۳۳۰۰۵۲۴	گمانه

۶-۶- پتروگرافی میانبارهای سیال

مطالعات پتروگرافی اولین و مهمترین بخش مطالعه میانبارهای سیال می‌باشد زیرا که در این مرحله، علاوه بر تعیین انواع و مشخصات هر یک از آنها، میانبارهای سیال مناسب از نظر اندازه و نوع (اولیه یا ثانویه کاذب) برای مرحله بعدی (مطالعات میکروترمومتری) انتخاب می‌شوند. همچنین با دقت و مطالعه دقیق در این مرحله می‌توان اطلاعات مهمی در رابطه با ویژگی‌های سیال کانه‌دار، سیر تکاملی آنها و نیز فرآیندهای ژئوشیمیایی مؤثر در تنه‌نشست میانبارهای سیال، مانند پدیده‌های جوشش، اختلاط و جدایش فازی را تا حدودی شناسایی نمود. به طور کلی در مطالعات پتروگرافی میانبارهای سیال، مشخصات نوری از قبیل شکل و اندازه میانبارهای سیال (شکل میانبارهای سیال تا حدودی به وسیله ساختمان بلوری کانسنگ میزبان کانی میزبان کنترل می‌شود)، تعیین و تفکیک میانبارهای سیال از نظر ژنتیکی (اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب)، تعیین نوع و فازهای

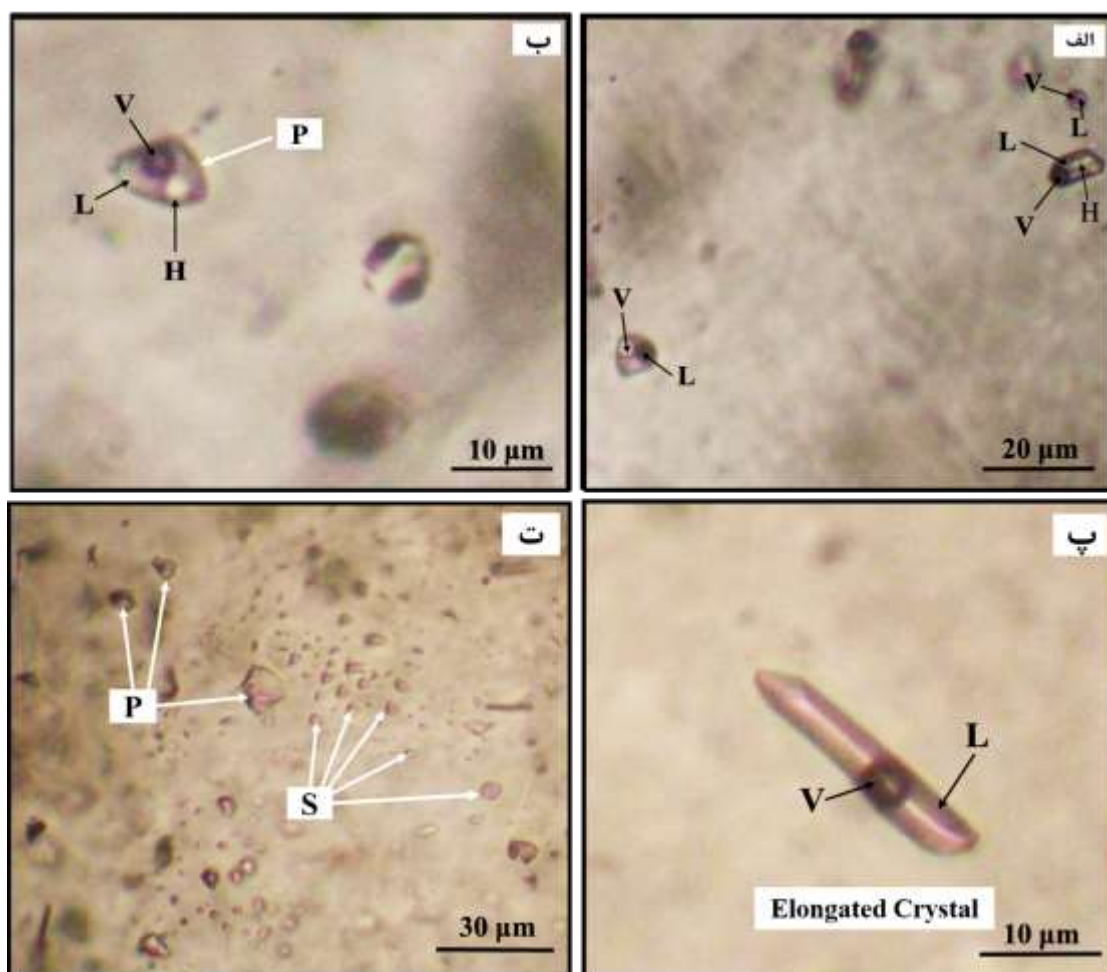
موجود (L, V, S)، تعیین پاراژنز میانبرهای سیال براساس تعیین روابط بافتی میان آنها، نوع کانی دختر (براساس شکل کریستالی و مورفولوژی ظاهری)، تعیین درصد فاز غالب در هر سیال، اندازه‌گیری درجه پرشدگی، نشان‌دهنده‌ی حجم نسبی فاز مایع نسبت به حجم کل سیال درگیر است و پدیده‌هایی مانند شکست و دم‌بریدگی مورد بررسی قرار می‌گیرد. با توجه به فراوانی رگه و رگچه‌های کوارتز در باغ خشک و همراهی این رگه و رگچه‌ها با کانی‌سازی، اکثر نمونه‌ها از رگه و رگچه‌های کوارتز دارای کانی‌سازی انتخاب شده‌اند. نبود رخ، شفافیت کانی و توانایی تبلور مجدد آسان، کانی کوارتز را به یک میزبان مناسب برای میانبرهای سیال تبدیل کرده است (Walshe and Hobbs, 1999). به‌طور کلی از لحاظ شکل ظاهری، میانبرهای سیال در نمونه‌های منطقه بیشتر به صورت اشکال منفی، بی‌شکل، نیمه‌شکل‌دار، تمام‌شکل‌دار و کشیده می‌باشند. نبود شکل خاص در میانبرها می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که فضاهای بین سطوح بلوری که باعث به تله‌افتادن میانبرها شده‌اند دارای شکل مشخصی نبوده‌اند. میانبرهای سیال کانسار باغ خشک از لحاظ اندازه، ابعادی از حداقل ۳ تا حداکثر ۳۰ میکرون دارند و بیش از ۷۰ درصد دارای اندازه بیش از ۵ میکرون هستند. کوچک بودن اندازه این میانبرهای سیال یکی از مشکلات مطالعه آنها است.



شکل ۶-۲. الف) نمودارهای دایره‌ای جهت تعیین درصد فراوانی میانبرهای سیال منطقه مورد مطالعه: الف) از نظر نوع شکل. ب) از نظر نوع فازهای موجود.

از نظر رده‌بندی ژنتیکی، توزیع میانبرهای سیال در نمونه‌های باغ خشک به صورت اولیه، ثانویه و ثانویه-کاذب مشاهده شد. براساس تعداد فازهای موجود در دمای اتاق، میانبرهای سیال در سه گروه متفاوت جای گرفته‌اند: ۱) انکلوژیون‌های دو فاز غنی از مایع (L+V) که از یک فاز مایع به همراه فاز بخار تشکیل شده

است. حباب بخار در این انکلوژیون‌ها بین ۵ تا ۴۵ درصد حجم انکلوژیون را در بر گرفته است. انکلوژیون‌های دو فازی غنی از بخار (V+L)، که از یک فاز بخار به همراه یک فاز مایع تشکیل شده‌اند و حباب بخار در آن‌ها از ۶۰ تا ۹۵ درصد حجم کل انکلوژیون‌ها را اشغال می‌کند. (۳) انکلوژیون‌های سه فازی حالت‌دار (H+V+L) که از یک فاز مایع به همراه یک فاز بخار و یک بلور حالت‌دار تشکیل شده‌اند که حجم بخار و حالت‌دار در این انکلوژیون‌ها به ترتیب از ۱۰ تا ۲۰ و ۱۰ تا ۱۵ درصد متغیر است. وجود فازهای جامد مثل حالت‌دار بیانگر این است که میزان شوری سیال کانه‌ساز در این منطقه نسبتاً زیاد است.



شکل ۳-۶. الف و ب) میانبرهای سیال دارای سه فاز مایع (L)، فاز گاز (V)، فاز حالت‌دار (H) و نوع اولیه (P)، پ) میانبرهای سیال دارای دو فاز مایع (L) و فاز گاز (V)، ت) میانبرهای سیال انواع اولیه (P) و ثانویه (S).

۶-۷- مطالعات میکروترمومتری میانبرهای سیال

بررسی میکروترمومتری عبارت است از مطالعه غیرمخرب مقطع مورد نظر برای تعیین دما، میزان شوری، وزن مخصوص (چگالی) و ترکیب سیالاتی که کانی میزبان از آنها ساخته شده است، که توسط عملیات سرد کردن (Freezing) و گرم کردن (Heating) انجام می‌پذیرد. در حقیقت، مبنای کار دماسنجی بر سرمایش و گرمایش میانبارهای سیال استوار است. هدف از سردکردن و منجمدکردن میانبارها، پی بردن به میزان املاح یا اصطلاحاً درجه شوری محلول می‌باشد. هدف از حرارت دادن آنها، همگن کردن فازهای تشکیل دهنده یک میانبار سیال می‌باشد. دمای همگن‌شدن، یعنی دمایی که تمامی فازهای جامد و مایع نمونه به صورت محلولی همگن درآید. این دما معرف حداقل درجه حرارت تشکیل کانسار خواهد بود. اصطلاح سردکردن (Freezing) به عملیاتی اطلاق می‌شود که در آن یک سیال درگیر سرد می‌شود تا تغییر فاز مایع به جامد مشاهده شود. جهت انجام عملیات انجماد، ابتدا سیال درگیر را تا دمای -100 درجه سانتی‌گراد منجمد می‌کنیم، سپس با یک روند آهسته حرارت اتاقک حاوی نمونه را افزایش می‌دهیم و سیال درگیر منجمد شده را زیر نظر می‌گیریم. پس از مدتی، سیال از حالت جامد خارج شده و یخ شروع به ذوب‌شدن می‌نماید. اولین قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارت دیگر، اولین دمای ذوبی که در آن یخ به آب تبدیل می‌شود، دمای یوتکتیک (TE) نامیده می‌شود و مقدار آن با نوع کاتیون‌های حل شده در مایع ارتباط دارد. با ادامه گرم کردن، بلورهای یخ بیشتر ذوب می‌شوند تا جایی که آخرین بلور یخ نیز از بین برود. دمایی که در آن آخرین بلور یخ ذوب می‌شود، دمای ذوب نهایی (Tmice) اطلاق می‌شود.

۶-۷-۱- دمای همگن‌شدگی و شوری سیالات

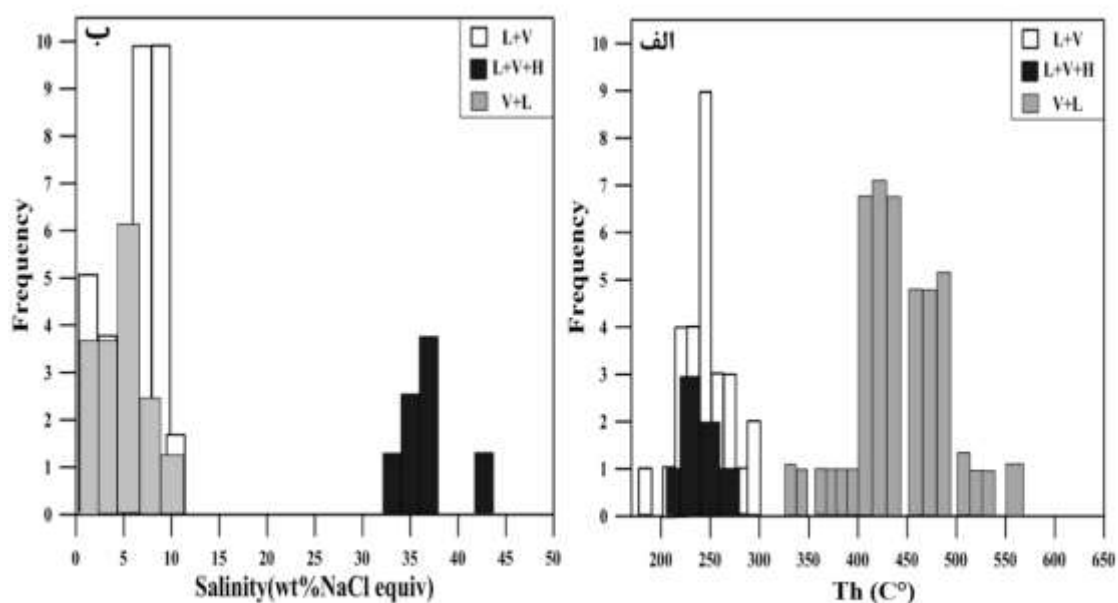
نتایج به دست آمده از اندازه‌گیری میزان دمای همگن‌شدگی و شوری میانبارهای سیال منطقه مورد مطالعه در جدول (۶-۲) آورده شده است. مقدار دما در محدوده بین 180 تا 565 (میانگین 306) درجه سانتی‌گراد و مقدار شوری $0/35$ تا $42/61$ (میانگین $9/99$) درصد وزنی معادل نمک‌طعام تغییر می‌کند که حاکی از شوری پایین تا متوسط است. نبود فاز دختر در این سیالات نیز تأکیدی بر شوری متوسط تا پایین است (Roedder, 1984) و می‌تواند ناشی از اختلاط با آب‌های جوی باشد (Barnes, 1997).

جدول ۶-۲. نتایج مطالعات میکروترمومتری میانبارهای سیال کوارتز در منطقه باغ‌خشک.

Sample	Size(μm)	Shape	Phases	Tm(ice)($^{\circ}\text{C}$)	Th($^{\circ}\text{C}$)	Salinity(wt% NaCl equiv)
BK-TP13						
BK-TP13-1	20	Negative crystal	L+V	-5/9	238/4	9/08
BK-TP13-2	9	Negative crystal	L+V	-5/6	235/8	8/68
BK-TP13-3	13	Negative crystal	L+V	-4/6	232/9	7/31
BK-TP13-4	11	Negative crystal	L+V	-4	245	6/45
BK-TP13-5	7	Unshaped	L+V	-5	264/7	7/86
BK-TP13-6	11	Negative crystal	L+V	-5/3	240/9	8/28
BK-TP13-7	15	Subhedral	L+V	-8/6	244/5	10/24
BK-TP13-8	13	Subhedral	L+V	-6/5	224/8	9/86
BK-TP13-9	23	Subhedral	L+V	-6	237/8	9/21
BK-TP13-10	8	Unshaped	V+L	-7/6	487/9	11/22
BK-TP13-11	8	Negative crystal	V+L	-2/5	422	4/18
BK-TP13-12	7	Subhedral	L+V+H	-	255/7	37/25
BK-TP13-13	9	Subhedral	L+V+H	-	233/6	36/39
BK-TP13-14	11	Euhedral	L+V+H	-	275/0.5	42/61
BK-TP13-15	21	Unshaped	V+L	-2/4	465/3	4/03
BK-TP13-16	10	Unshaped	V+L	-5	564/9	7/86
BK-TP13-17	7	Euhedral	V+L	-5/7	299/8	8/81
BK-TP17						
BK-TP17-1	10	Euhedral	V+L	-3/6	201/4	5/86
BK-TP17-2	10	Subhedral	L+V	-6/3	465/9	9/6
BK-TP17-3	7	Subhedral	L+V	-4/2	365/3	746
BK-TP17-4	13	Unshaped	V+L	-3/3	288	5/41
BK-TP17-5	22	Elongated	V+L	-0/9	236/9	1/57
BK-TP17-6	8	Unshaped	L+V	-2	288/7	3/39
BK-TP17-7	7	Unshaped	L+V	-0/8	245/95	1/4
BK-TP17-8	12	Negative crystal	L+V	-4/7	224/3	7/45
BK-TP17-9	7	Euhedral	L+V+H	-	206/25	36/68
BK-TP17-10	10	Subhedral	L+V+H	-	236/6	35/29

BK-TP17-11	9	Subhedral	L+V+H	-	345/9	34/5
BK-TP17-12	18	Unshaped	L+V	-1/7	251/2	2/9
BK-TP17-13	16	Unshaped	L+V	-0/5	252/4	0/18
BK-TP17-14	5	Negative crystal	L+V	-3/8	251/2	6/16
BK-TP17-15	9	Negative crystal	L+V	-2/6	252/4	3/34
BK-TP21						
BK-TP21-1	8	Negative crystal	L+V	-1/9	242/6	3/23
BK-TP21-2	20	Negative crystal	L+V	-3/7	230/9	6/01
BK-TP21-3	22	Elongated	L+V	-1	220/9	1/74
BK-TP21-4	13	Elongated	L+V	-2/5	179/8	4/18
BK-TP21-5	9	Subhedral	V+L	-3/1	413/3	5/11
BK-TP21-6	11	Elongated	V+L	-6/5	331/45	9/86
BK-TP21-7	6	Subhedral	V+L	-3/9	436/7	6/3
BK-TP21-8	15	Unshaped	V+L	-0/5	487/9	0/18
BK-TP21-9	13	Unshaped	V+L	-2/1	422	3/55
BK-TP21-10	20	Negative crystal	L+V	-0/2	245/2	0/35
BK-TP21-11	15	Negative crystal	L+V	-3/1	223/2	5/11
BK-TP21-12	20	Negative crystal	L+V	-1/7	250/9	2/9
BK-TP23						
BK-TP23-1	22	Elongated	L+V	-6/1	224/5	9/34
BK-TP23-2	18	Elongated	L+V	-4/5	242/5	7/17
BK-TP23-3	7	Unshaped	L+V	-5/1	238/5	8
BK-TP23-4	14	Negative crystal	V+L	-2	492/1	3/39
BK-TP23-5	7	Negative crystal	V+L	-3/2	437/9	5/26
BK-TP23-6	8	Unshaped	V+L	-0/9	547/5	1/57
BK-TP23-7	18	Elongated	V+L	-0/9	453/3	6/18
BK-TP23-8	9	Negative crystal	V+L	-2	436/3	3/39
BK-TP23-9	8	Elongated	V+L	-3/1	441/9	5/11
BK-TP23-10	15	Negative crystal	L+V	-0/5	279/3	0/18
BK-TP23-11	10	Negative crystal	L+V	-3/2	264/6	5/26

در شکل (۶-۴-الف و ب) نمودار مربوط به شوری و دمای همگن شدن فراوانی منطقه نشان داده شده است. نمودار (الف) نتایج مطالعات گرمایش سیالات را نشان می‌دهد که تغییرات دمای همگن شدن میانبارها به فاز مایع، در میانبارهای دو فازی مایع و بخار (L+V) در میزبان کوارتز بین ۱۸۰ تا ۲۸۹ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۲۳۴ °C)، در میانبارهای دو فازی بخار و مایع (V+L) در میزبان کوارتز بین ۳۳۱ تا ۵۶۵ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۴۴۸ °C) و همچنین در میانبارهای سه فازی حالت‌دار (L+V+H) در میزبان کوارتز، تغییرات دمای همگن‌شدگی بین ۲۰۷ تا ۲۷۶ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۲۴۱) می‌باشد (شکل ۶-۴-الف). نمودار (ب) نتایج مطالعات سرمایش را نشان می‌دهد که تغییرات درجه شوری میانبارهای سیال در میزبان کوارتز در میانبارهای دو فازی مایع و بخار (L+V) بین ۰/۳۵ تا ۱۰/۲۴ (میانگین ۶/۰۷) درصد وزنی معادل نمک طعام، در میانبارهای دو فازی بخار و مایع (V+L) در میزبان کوارتز بین ۰/۸۸ تا ۱۱/۲۲ (میانگین ۵/۱۰) درصد وزنی معادل نمک طعام و همچنین در میانبارهای سه فازی حالت‌دار (L+V+H) در میزبان کوارتز شوری بین ۳۳/۵۵ تا ۴۲/۶۶ (میانگین ۳۶/۶۱) درصد وزنی معادل نمک طعام در تغییر است (شکل ۶-۴-ب).



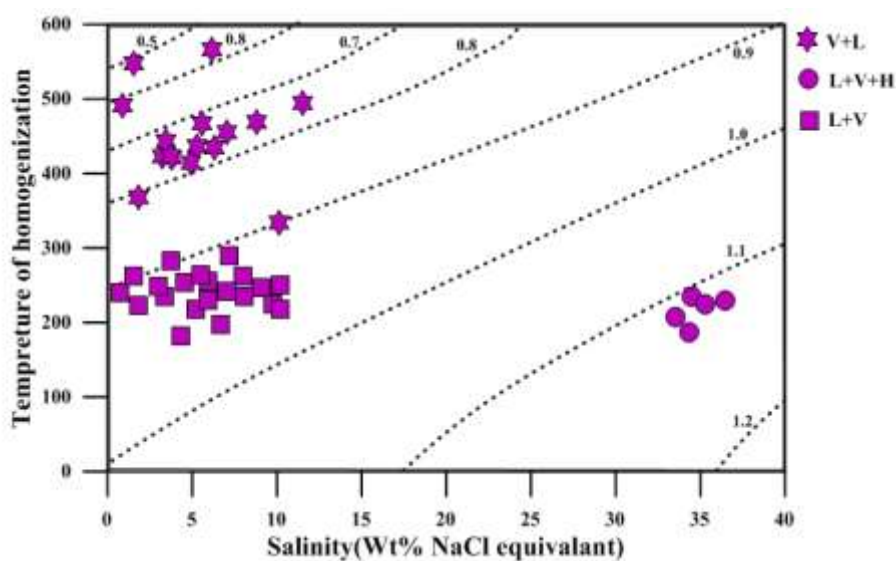
شکل ۶-۴. نمودار هیستوگرام درجه حرارت همگن‌شدگی و شوری میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آنها.

۶-۷-۲- فشار، چگالی و عمق میانبارهای سیال

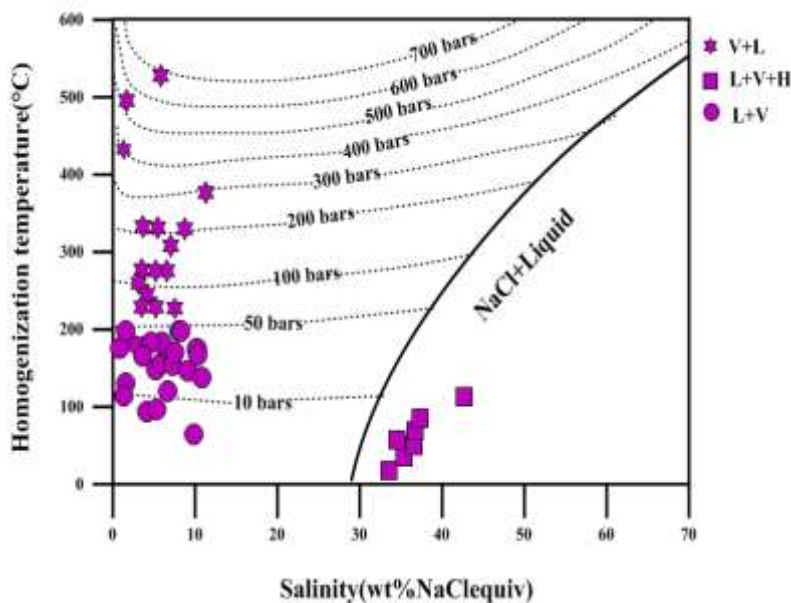
زمانی که اطلاعات به دست آمده در مورد دماهای همگن‌شدن میانبارهای سیال با اطلاعات داده‌های شوری

ترکیب می‌شوند، می‌توانند چگالی سیال را بدون توجه به شرایط به تله افتادن آن معین کرد. تغییرات چگالی به ویژه با توجه به مکانیسم‌های جریان سیال و تکامل تغییرات ویژه در چگالی سیال، بخصوص در سیستم‌هایی که می‌توانند وقفه‌هایی در فرآیند جریان سیال ایجاد کنند، مهم است.

با استفاده از نمودارهایی که بر اساس دمای همگن شدن و شوری سیالات برای محاسبه چگالی و فشار بخار طراحی شده است، چگالی سیالات در بازه ۰/۵ تا ۱/۱۵ (شکل ۶-۵) و فشار بخار با توجه به شکل در بازه کمتر از ۱۰ تا حداکثر ۷۰۰ بار قرار می‌گیرد (شکل ۶-۶).



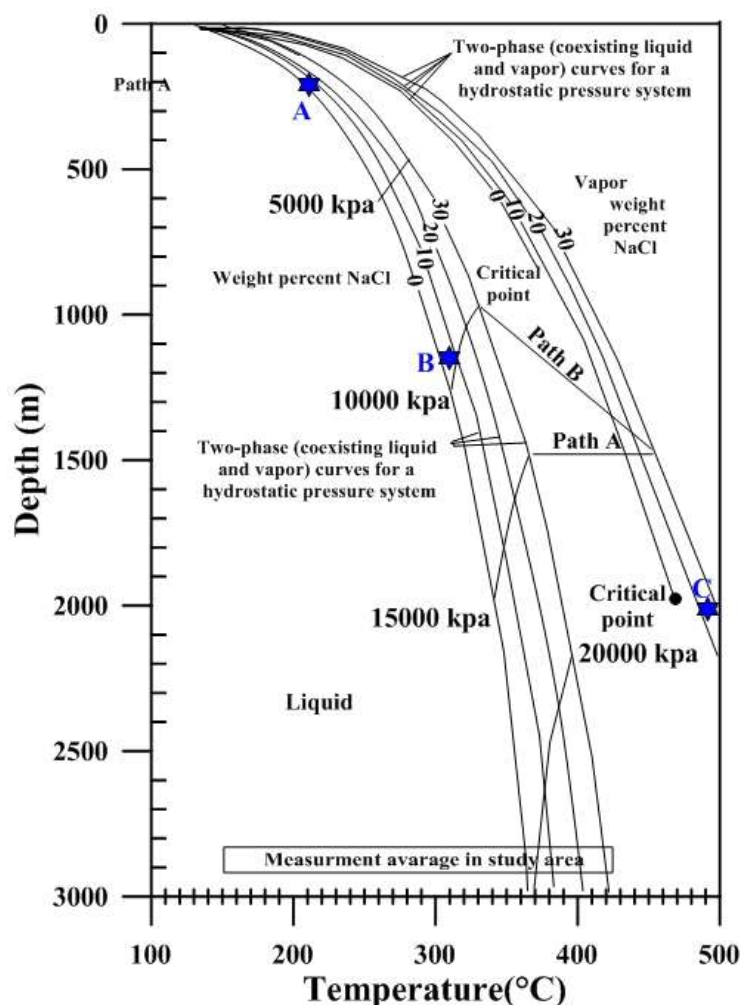
شکل ۶-۵. نمودار دما - شوری جهت تعیین چگالی محلول‌های NaCl-H₂O اشباع از بخار (Wilkinson, 2001).



شکل ۶-۶. نمودار تعیین فشار بخار محلول بر حسب دمای همگن شدن و شوری (Driesner and Heinrich, 2007).

نمودار دما- فشار- عمق (Haas, 1971, 1976; Sourirajan and Kennedy, 1962) در شکل (۶-۷) نشان

داده شده است. براساس مقادیر کمینه، بیشینه و میانگین دما همگن شدگی و شوری، عمق تقریبی کانی سازی تخمین زده شده است، که بین حداقل ۲۰۰ تا ۲۰۵۰ متر (بطور متوسط ۱۲۰۰) می باشد.

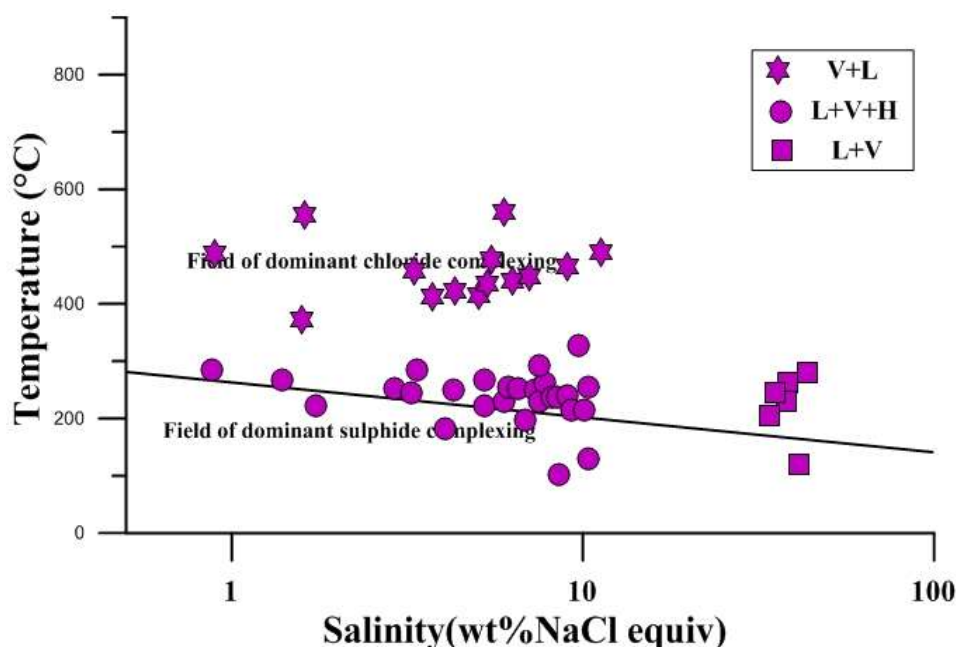


نمودار دما- فشار- عمق جهت تعیین عمق که در آن با استفاده از مقادیر کمینه، متوسط و بیشینه دمای همگن شدگی و شوری نقاط A, B, C مشخص گردید. ترتیب معرف کمترین، متوسط و بیشترین عمق تقریبی به دام افتادگی میانبارهای سیال (کانی سازی) هستند.

۶-۷-۳- تعیین نوع کمپلکس های احتمالی

با استفاده از نمودار پیراجنو (Pirajno, 2009) که براساس دمای همگن شدگی و درصد وزنی نمک طعام در میانبارهای سیال ارائه شده است می توان به کمپلکس مؤثر در حمل فلزات کانسار باغ خشک پی برد. همانطور

که در شکل (۶-۸) مشاهده می‌شود میانبرهای سیال مورد مطالعه، هم در محدوده‌ی مربوط به کمپلکس‌های سولفیدی و هم کلریدی قرار می‌گیرند و می‌توان نتیجه گرفت که SO_4^{2-} یا HS^- مهمترین آنیون‌های حمل کننده کاتیون‌ها به شکل کمپلکس‌های سولفیدی و $CuCl_2^-$ و $CuCl_3^{2-}$ مهمترین آنیون‌های حمل کننده به شکل کمپلکس‌های کلریدی بوده‌اند. مشاهده‌ی کانی‌های پیریت و کالکوپیریت در کانسار باغ خشک این مطلب را تأیید می‌کند. مس در درجه حرارت‌های پایین‌تر و محیط‌های غنی از H_2S به صورت کمپلکس‌های بی-سولفیدی (HS^-) ولی در حرارت‌های بالا به صورت کمپلکس‌های کلریدی ($CuCl_2^-$ و $CuCl_3^{2-}$) حمل می‌گردد. در محدوده باغ خشک با توجه به تنوع دمایی از رنج پایین تا بالا می‌توان گفت که عامل انتقال عناصر هر دو نوع کمپلکس‌های بی‌سولفیدی و کلریدی هستند.



شکل ۶-۸. نمودار دمای همگن‌شدگی- شوری سیالات به منظور تعیین کمپلکس (آنیون) مؤثر در حمل عناصر کانسار ساز.

۶-۷-۴- تعیین تیپ کانه‌زایی و منشأ سیالات براساس داده‌های میانبرهای سیال

مطالعات سیالات درگیر کانسارهای مس پورفیری نشان می‌دهد که در گستره حرارتی از ۲۰۰ تا ۸۰۰ درجه

سانتی‌گراد و شوری از ۱۰ تا بیش از ۸۰ درصد وزنی تشکیل می‌شوند (Wilkinson, 2001).

انواع سیالات درگیری که در ذخایر پورفیری تشکیل می‌شوند را می‌توان به چهار دسته تقسیم کرد:

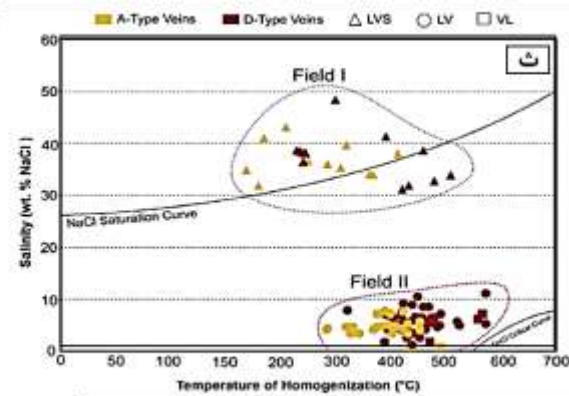
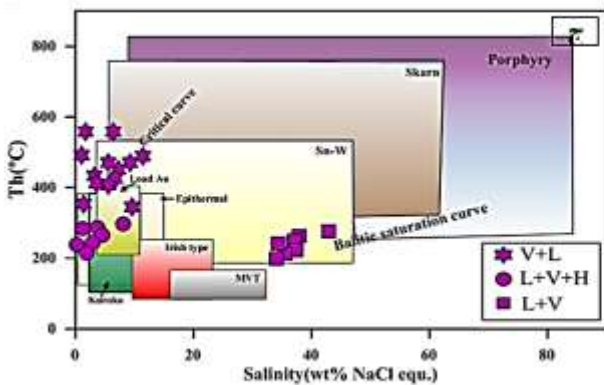
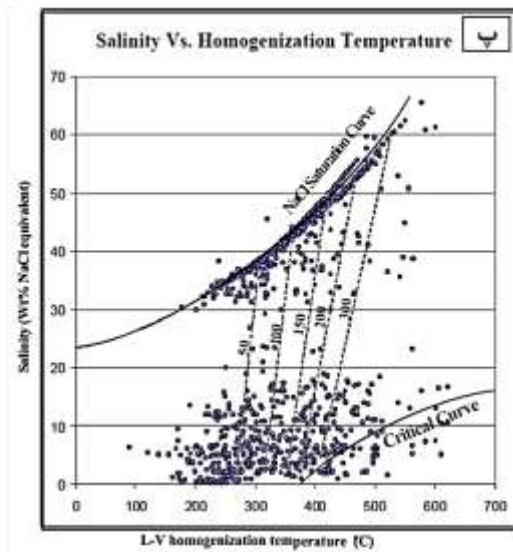
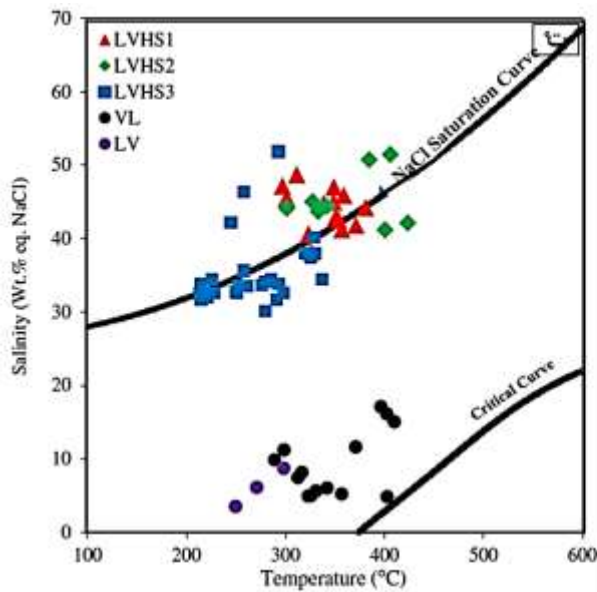
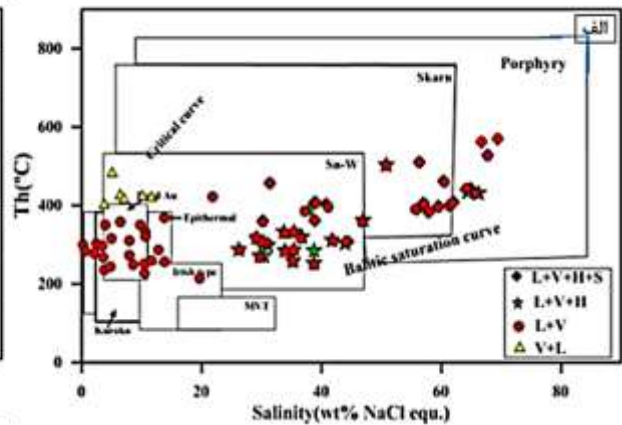
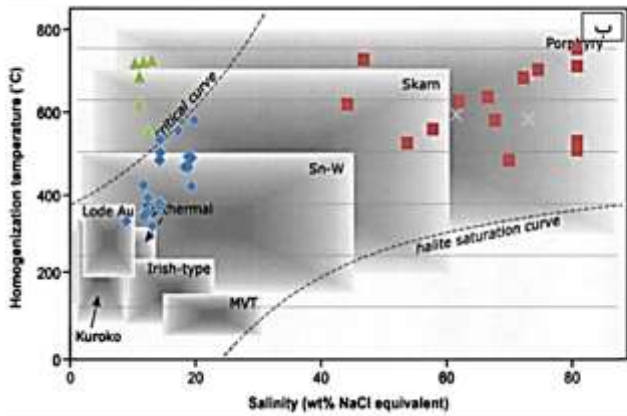
۱- سیالات درگیر فوق شور، با شوری ۴۰ تا بیش از ۶۰ درصد وزنی نمک طعام و دمای ۴۰۰ تا بیش از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد با دگرسانی پتاسیک.

۲- سیالات درگیر با شوری بالا بین ۲۰ تا ۴۰ درصد وزنی نمک و دمای بین ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد با زون فیلیک.

۳- سیالات درگیر با شوری کم، کمتر از ۲۰ درصد وزنی نمک طعام و دمای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد با زون آرژیلیک.

۴- سیالات درگیر غنی از بخار با شوری کم یا بالا.

در این تحقیق نمودار دما- شوری کانسار مس باغ خشک با نمودارهایی از کانسارهای مس پورفیری کوه پنچ (الله بخشی پور، ۱۳۹۶)، تخت‌گنبد (حسینی و همکاران، ۱۳۷۱)، سونگون (Asghari et al., 2008)، کهنک (Azadi et al., 2014) و هفت چشمه (Adeli et al., 2014) مقایسه شده است (شکل ۶-۹). همه‌ی این مستندات نشان می‌دهد که کانسارهای مس پورفیری در دامنه متغیری از دما و شوری تشکیل می‌گردند. برای اینکه در رخداد این تیپ کانه‌زایی‌ها ترکیبی از فرایندهای ماگمایی- گرمایی نقش ایفا می‌نمایند. بسته به سهم نسبی سیالات با منشأ ماگمایی و جوی و نیز عمق جایگزینی میزان دما و شوری سیال کانه‌ساز متفاوت خواهد بود. علاوه بر این سیستم‌های پورفیری در مقایسه با سیستم‌هایی مثل اپی‌ترمال‌ها خیلی گسترده و وسیع هستند، بنابراین امکان ثبت تمامی دامنه‌های تغییرات شوری و دما مستلزم برداشت نمونه‌های زیاد از بخش‌های مختلف کانسار و نیز مناطق مختلف دگرسانی می‌باشد. بنابراین نبود برخی دامنه‌های دما و شوری برای پاره‌ای از کانسارهای مس پورفیری که در اینجا آورده شده است، شاید بخاطر تعداد کم نمونه‌های مطالعه شده باشد. به‌طور کلی ویژگی‌های دما و شوری کانسار مس باغ خشک مشابه سایر کانسارهای مس پورفیری می‌باشد.



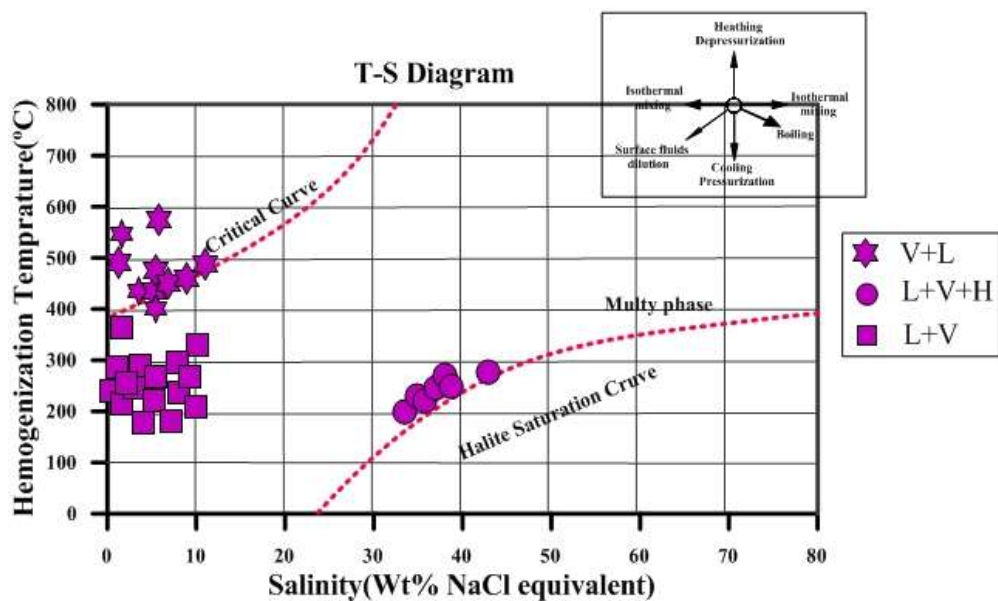
شکل ۶-۹. نمودار تعیین تپ کانه‌زایی براساس شوری و دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001): الف) محدوده قرارگیری میانبرهای سیال کانسار مس کوه‌پنچ، ب) کانسار مس تخت‌گنبد، پ) کانسار مس سونگون، ت) کانسار مس کهنک، ث) کانسار مس هفت‌چشمه و ج) کانسار مس باغ‌خشک.

۶-۷-۵- تعیین منشاء سیالات

براساس نمودار (شکل ۶-۱۰) که برپایه دمای همگن‌شدگی در مقابل شوری میانبرهای سیال طراحی شده

است (Wilkinson, 2001). در کانسار باغ‌خشک کمبود ساخت و بافت برشی و رگه-رگچه‌ای دال بر نبود

جوشش در منطقه مورد مطالعه است، بنابراین فرایند عادی سرد شدن سیال و اختلاط سیال ماگمایی با سیالات جوی مهمترین فرایندهای تهنشست هستند.



شکل ۶-۱۰. موقعیت قرارگیری نمونه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه در نمودار شوری در مقابل دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001).

۶-۸- مشخصات بارز میانبارهای سیال در انواع کانسارهای هیدروترمال

ویژگی میانبارهای سیال در انواع کانسارهای هیدروترمال در جدول (۶-۳) آورده شده است. بر طبق این جدول محدوده دمای همگن شدن در میانبارهای سیال در کانسارهای پورفیری از ۲۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و محدوده شوری از ۰ تا ۷۰ درصد وزنی نمک طعام تغییر می‌کنند. براین اساس، مقادیر شوری و دمای همگن شدن کانسار باغ خشک در محدوده کانسارهای مس پورفیری قرار می‌گیرد.

جدول ۶-۳. ویژگی‌های شاخص میانبارهای سیال در کانسارهای هیدروترمال (Wilkinson, 2001).

Deposit type	Host mineral	T (°C)	Salinity rang(wt%NaCl	Daughter minerals	Trapped phases	Commer
Missisipy Valley-type	Cc,dol,fluor,ba, qz, sph	50 - 180	15 - 30	-	Petroleum	CH ₄ may presen
Irish- type	Cc, dol, sph, qz, ba	150 - 240 - 80 -150	10 - 18 - 20 - 25	-	Calcite, K- mica	Mixing of fluids, hig fluid has l Co ₂

Volcanic associated massive sulfide	Qz, ba	80 - 340	8-1	-	-	Higher T, and S in stockwork zones
Granitoid-associated veins	Qz, wolf, fluor, cc	150 - 500	0 - 45	Ha, syl, chlor, bor, anh, cc, Hem, mt, sulph	Tourn, Ksp	Co ₂ , often present common effervescence
Porphyry-copper	Qz	200 - 700	0 - 70	Ha, syl, chlor, cpy, Hem	-	Effervescence common, Co ₂ in deep systems
Epithermal	Qz, cc, sph	100 - 200	0 - 12	Dw	-	Sometimes low Co ₂ common effervescence
Mesothermal gold	Qz, cc	200 - 400	10-2	daw	-	High Co ₂ + CH ₄ or N ₂

Cc: کالکوسیت، dol: دولومیت، fluor: فلئوریت، ba: باریت، qz: کوارتز، sph: اسفالریت، wolf: ولفرامیت.

در جدول (۴-۶) ویژگی‌های سیال کانه‌ساز کانسار باغ‌خشک با چند کانسار مس پورفیری دیگر در ایران مقایسه شده است. محدوده درجه‌حرارت یوتکتیک و درجه‌حرارت همگن‌شدگی در کانسار باغ‌خشک با کانسارهای سرچشمه، میدوک و چاه فیروزه هم‌پوشانی دارد.

جدول ۴-۶. مقایسه سیال کانه‌ساز در باغ‌خشک با چند کانسار مس پورفیری در ایران.

کانسار	نفوذی میزبان	حرارت یوتکتیک (C°)	آخرین حرارت ذوب یخ (C°)	حرارت همگن شدن (C°)	شوری (درصد وزنی نمک طعام)	فشار (بار)	منبع
سرچشمه	دیوریت - گرانودیوریت	-۶۵ تا -۱۷	-۱۶/۱ تا ۰/۴	۵۲۰ تا ۲۱۰	۹ تا ۶۱٪	۵۰۰ تا ۴۰۰	Hezarkhani, (2006)
میدوک	کوارتز دیوریت- کوارتز مونزونیت	-۱۵/۳ تا -۸	-۱ تا -۱۵/۳	۵۴۰ تا ۱۸۰	۱ تا ۶۰/۷٪	۴۰۰ تا ۵۰۰	Hezarkhani, (2008)
چاه فیروزه	دیوریت- گرانودیوریت کوارتز مونزونیت	-۶۵ تا -۱۴/۲	-۱۶/۱ تا ۰/۱	۵۰۰ تا ۲۲۰	۰/۲ تا ۶۰٪	۵۲۰ تا ۴۵۰	Hezarkhani, (2009)
باغ خشک	دیوریت- گرانودیوریت	-۵۲/۳ تا -۳۰	-۷/۶ تا -۰/۲	۵۶۵ تا ۱۸۰	۰/۳۵ تا ۴۲/۶۱٪	غالباً ۱۵۰-۱۰۰	تحقیق حاضر

فصل ہفتم:

تیپ و الگوی تشکیل کانسار، نتیجہ گیری

و پمشادہ

یکی از نکات مهم در مطالعه هر کانساری، توجه به عوامل کنترل کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی آن کانسار می باشد، بنابراین، بررسی و تحلیل فاکتورهایی که در تشکیل و تمرکز ماده معدنی نقش داشته اند، جهت شناسایی فرآیندهای مؤثر در کانه زایی، حائز اهمیت می باشد، در این رابطه، نوع و ماهیت سنگ میزبان، ماهیت فیزیکیوشیمیایی سیالات کانه ساز، تأثیر متقابل سیالات کانه ساز و سنگ های دیواره، دگرسانی، ماگماتیسم، ساختارهای تکتونیکی و همچنین نحوه پراکندگی و توزیع ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، از جمله فاکتورهای اساسی هستند.

در این فصل، ابتدا خلاصه ای از شواهد مهم زمین شناسی، سنگ شناسی، کانی شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و میانبارهای سیال مرتبط با کانه زایی مس در کانسار باغ خشک آورده شده است، سپس بر مبنای اطلاعات و شواهد موجود، ویژگی های کانه زایی باغ خشک با تیپ های کانه زایی مشابه در ایران و دنیا پرداخته شده و در پایان مدل احتمالی برای کانه زایی مس در محدوده باغ خشک ارائه می گردد.

۷-۲- خلاصه ای از خصوصیات کانه زایی مس در محدوده مورد مطالعه

نتایج حاصل از مشاهدات صحرایی، بررسی های میکروسکوپی (پتروگرافی و کانه نگاری)، آنالیزهای ژئوشیمیایی و همچنین نتایج و شواهد به دست آمده از مطالعات میانبارهای سیال در کانسار مس باغ خشک را می توان به صورت زیر خلاصه نمود:

- منطقه مورد مطالعه جزئی از واحد ساختمانی ایران مرکزی است که به طور ویژه در قسمت جنوبی کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر (منطقه فلز زایی دهج - ساردوئیه) واقع شده است.
- سنگ های آتشفشانی ائوسن زیرین گسترده ترین واحدهای سنگ شناختی در منطقه هستند، که شامل گدازه های آندزیتی، بازالتی، توف های سبز با ترکیب بازالتی تا آندزیت بازالتی می باشد. توده ها و استوک های دیوریت، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و دایک های آپلیتی به سن الیگومیوسن به درون مجموعه های آتشفشانی ائوسن زیرین تزریق شده است. بافت غالب در سنگ های آذرین، پورفیری است، که درشت بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول

و به ندرت پیروکسن در زمینه‌ی میکرولیتی قرار دارند. همچنین بافت‌های اینترگرانولار، گرانولار در گرانودیوریت و گلوپورفیری در بازالت‌ها نیز دیده می‌شود.

- براساس شواهد صحرایی و بررسی مغزه‌های حفاری، کانه‌زایی مس در منطقه باغ‌خشک عمدتاً به صورت دانه پراکنده، پرکننده فضاهای بین برش‌ها و رگه-رگچه‌ای است.

- با توجه به مطالعات میکروسکوپی و نتایج آنالیز XRD دگرسانی‌های موجود در منطقه شامل پتاسیک، پروپیلیتیک، فیلیک، آرژیلیک، سیلیسی، سریسیتی و کلریتی شدن می‌باشد.

- کانی‌های اصلی سازنده کانسار شامل: سولفیدها (پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت و مولیبدنیت)، کربنات‌ها (مالاکیت)، اکسیدهای آهن (مگنتیت، هماتیت، اولیژیست، لیمونیت و گوتیت) و کانی‌های باطله (کلسیت، کوارتز و کانی‌های رسی) می‌باشند.

- بافت‌های دانه پراکنده، رگه-رگچه‌ای، برشی، جانشینی، جانشینی باقیمانده و جانشینی اسکلتی وجود دارد، که انواع دانه پراکنده و رگه-رگچه‌ای غالب هستند. ساخت‌های منطقه شامل رگه-رگچه‌ای و برشی می‌باشد.

- مطالعات ژئوشیمی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده واحدهای اصلی منطقه در قلمرو ماگماهای کالک آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا و از نظر درجه اشباع از آلومینیم، مت‌آلومین و پرآلومین کم پتاسیک قرار می‌گیرند. همچنین از نظر موقعیت زمین‌ساختی اغلب در محیط‌های مربوط به کمان‌های آتشفشانی می‌باشند. نمودارهای عنکبوتی چندعنصری بی‌هنجاری منفی Ti و Nb را نشان می‌دهند که از ویژگی‌های ماگماهای کالک آلکالن مرتبط با کمان‌های آتشفشانی می‌باشد.

- بر پایه‌ی تجزیه‌های شیمیایی ۴۹۱ نمونه مغزه حفاری از دو گمانه اکتشافی مقادیر کمینه، بیشینه و متوسط مس به ترتیب برابر با ۰/۰۰۷، ۵/۰۵ و ۰/۱۹ درصد بوده است. تجزیه دو نمونه انتخابی از مغزه‌های حفاری برای عنصر طلا ۱۲ و ۲۷ میلی‌گرم در تن است. مس با مولیبدن دارای همبستگی مثبت و عنصر روی به عنوان عناصر ردیاب کانسارهای پورفیری با مس همبستگی منفی و با آهن همبستگی مثبت نشان می‌دهند.

- براساس مطالعات سیال‌درگیر انجام شده بر روی نمونه‌ها، دمای همگن‌شدگی از ۱۸۰ تا ۵۶۴/۹ (بطور متوسط ۳۰۶/۴۱) درجه سانتی‌گراد و میزان شوری نیز از ۰/۳۵ تا ۴۲/۶۱ (بطور متوسط ۹/۹۹) درصد وزنی معادل

نمک طعام تغییر می‌کند. براساس مطالعات انجام شده بر روی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه فرایند عادی سرد شدن سیال و اختلاط سیال ماگمایی با سیالات جوی مهمترین فرایندهای ته‌نشست هستند. براساس دمای همگن‌شدگی و شوری، کانی‌سازی مس در فشار غالباً ۱۰۰ تا ۱۵۰ بار و عمق جایگیری بطور متوسط ۱۲۰۰ متر رخ داده است.

- عامل اصلی کنترل‌کننده کانی‌زایی در منطق تزریق یک توده نفوذی با ترکیب گرانودیوریت به درون واحدهای ولکانیکی شامل گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت تا بازالت و توف‌های آندزیت تا آندزیت‌بازالتی به سن ائوسن، فعالیت هیدروترمالی توده‌های نفوذی، عمق جایگیری توده‌ها و وجود خطواره‌های تکتونیکی می‌باشد.

جدول ۷-۱. ویژگی‌های زمین‌شناسی و معدنی کانسار مس باغ خشک.

ردیف	مشخصات	توضیحات
1	موقعیت جغرافیایی و زمین ساختی	بخش جنوبی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، استان کرمان، ۳۵ کیلومتری شمال شرق سیرجان.
2	سنگ میزبان	اغلب گرانودیوریت.
3	سن احتمالی کانی سازی	الیگومیوسن؟
4	کانه‌ها	پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مولیبدنیت، مالاکیت، مگنتیت، هماتیت، اولیژیست، لیمونیت و گوتیت.
5	کانی‌های باطله	کوارتز، پلاژیوکلاز، کلسیت، کلریت، سریسیت، اپیدوت، پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت.
6	عیار مس و مولیبدن	Cu: 0.007-5.05% (Av= 0.19%); Mo: 0.42-1885.9 ppm (Av= 24.8 ppm).
7	انواع بافت	دانه‌پراکنده، رگه- رگچه‌ای، برشی، جانشین، باقیمانده و اسکلتی.
8	انواع دگرسانی	پتاسیک، پروپیلیتیک، فیلیک، آرژیلیک، سیلیسی، سریسیتی و کلریتی شدن.
9	سیال‌درگیر	متوسط دما °C ۳۰۶/۴۱، متوسط شوری (wt% NaCl equiv) ۹/۹۹، فشار غالباً ۱۰۰ تا ۱۵۰ بار، عمق تشکیل متوسط ۱۲۰۰ متر.
10	محیط تکتونیکی	محیط‌های مربوط به کمان‌های آتشفشانی.

11	عوامل کنترل کننده	خطواره‌های تکتونیکی، تزریق توده نفوذی با ترکیب گرانودیوریت، فعالیت هیدروترمالی توده‌های نفوذی، عمق جایگیری توده‌ها و جنس سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان.
12	راهنمایی‌های ژئوشیمیایی	Cu و Mo عناصر معرف کانه‌زایی، Zn و ... عناصر ردیاب ژئوشیمیایی.

۷-۳- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس باغ خشک با انواع کانسارهای مس پورفیری

با توجه به مطالعات انجام شده در این تحقیق و همچنین مقایسه ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی و مطالعات ژئوشیمی در منطقه مورد مطالعه با چندین کانسار پورفیری، نتیجه‌گیری می‌شود که کانه‌زایی در منطقه باغ خشک از نوع کانسارهای مس پورفیری نوع مونزونیتی می‌باشد.

جدول ۷-۲- مقایسه ویژگی‌های کانسار باغ خشک با کانسارهای مس پورفیری مدل مونزونیتی و دیوریتی

(Gilbert and Park, 1977).

خصوصیات	مدل لوول و گیلبرت	مدل دیوریتی	کانسار باغ خشک
موقعیت تکتونیکی	عمدتاً کمان حاشیه قاره	عمدتاً در جزایر کمانی	کمان حاشیه قاره
توده نفوذی معمولی	آداملیت، گرانودیوریت، تونالیت	سینیت، مونزونیت	گرانودیوریت
توده نفوذی کمیاب	کوارتز دیوریت	دیوریت	کوارتز دیوریت
دایک‌های همزمان یا بعد از کانه‌سازی	دایک‌های بازیک به تعداد محدود	دایک‌های بازیک قطور به تعداد زیاد	دایک‌های فلسیک تا حدواسط به تعداد زیاد و دایک‌های بازیک به تعداد محدود
مناطق دگرسانی به طرف خارج	پتاسیک، فیلیک، رسی، پروپیلیتیک	پتاسیک، پروپیلیتیک	پتاسیک، فیلیک، رسی، پروپیلیتیک
مشخص بودن مناطق دگرسانی	مشخص	نامشخص و دارای همپوشانی	مشخص
بافت داربستی	مهم	مهم	کم تا متوسط (بافت غالب افشان)
کوارتز در رگچه‌ها	معمول	کم	معمول
پیریت در شکستگی‌ها	معمول	معمول	معمول

جزئی	معمول	جزئی	آلبیت
استوانه ای	تخت	استوانه ای	فرم توده معدنی
٪۶۵	>۵۰٪	٪۷۰	درصد پراکندگی ماده معدنی در توده نفوذی
وجود دارد	مهم است	وجود دارد	بافت انتشاری کالکوپیریت
-	۰/۴۶	۰/۴۵	عیار مس در منطقه درونزاد
فرعی	۰/۳ گرم در تن	فرعی	طلا
۰/۰۰۲	۰/۰۰۷	۰/۰۱۵	عیار مولیبدن (٪)
معمولی (به مقدار کم)	معمولی (بیشتر است)	معمولی (به مقدار فرعی)	انیدریت یا ژپس
معمولی	کم	معمولی	غنی سازی برونزاد
متوسط	پایین	بالا	غلظت گوگرد در سیال گرمایی
ممکن است	نادر است	ممکن است	برشی

جدول ۷-۳. مقایسه برخی خصوصیات کانسار مس با چند کانسار مس پورفیری در ایران.

موارد مقایسه	تخت گنبد	دره زار	دالی	سونگون	میدوک	باغ خشک
موقعیت تکتونیکی	کمان حاشیه قاره، همزمان تا پس از برخورد	کمان حاشیه قاره	کمان حاشیه قاره	کمان حاشیه قاره	کمان حاشیه قاره- جزایر قوسی	کمان حاشیه قاره
توده نفوذی منشاء	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت، دایک بازالتی	مونزونیت، کوارتز مونزونیت	گرانیت- دیوریت گرانودیوریت	گرانودیوریت
سری ماگمایی	کالک آلکان، شوشونیتی	کالک آلکان	کالک آلکان	کالک آلکان پتاسیم، بالا تا متوسط	کالک آلکان، پتاسیم متوسط	کالک آلکان، پتاسیم، بالا تا متوسط

پتاسیک- سدیک پتاسیک- سدیک- فیلیک- پروپیلیتیک، پتاسیک، آرژیلیک، فیلیک	پتاسیک- سدیک پتاسیک- سدیک- فیلیک- آرژیلیک، پروپیلیتیک	پتاسیک- پتاسیک فیلیک- فیلیک- پروپیلیتیک	پتاسیک-فیلیک- آرژیلیک	پتاسیک-فیلیک- آرژیلیک پروپیلیتیک	فیلیک- آرژیلیک- پروپیلیتیک-سیلیسی	زون های دگرسانی
Cu (Mo)	Cu(Au)	Cu-Mo (Au+ Ag)	Cu-Au	Cu-Mo	Cu-Mo	عناصر مهم فلزی
پیریت- کالکوپیریت- مولیبیدنیت- مگنتیت	کالکوپیریت، پیریت، اسفالریت، بورنیت، مولیبیدنیت	پیریت- کالکوپیریت مولیبیدنیت	کالکوپیریت- بورنیت- مگنتیت-طلا خالص	کالکوپیریت- پیریت- مولیبیدنیت- دیژنیت- اسفالریت- گالن- مگنتیت- پیروتیت- انارژیت	کالکوپیریت- پیریت- بورنیت، مگنتیت- مولیبیدنیت	کانی های هیپوزن
کم	کم	زیاد	متوسط	زیاد	کم	گسترش زون اکسیدان و سوپرژن
۰/۱۹	۰/۸۶	۰/۴	۰/۵	۰/۷	~۰/۵۵	عیار متوسط Cu (%)
۰/۰۰۲	۰/۰۰۷	۰/۰۱	-	۰/۰۰۴	-	عیار متوسط Mo (%)
مطالعات این پایانامه	Alirezaei et al ., 2017	Hezarkhani, 2006	زرآسوندی و همکاران، ۱۳۹۵	Derakhshani et al., 2009	Hosseini et al., 2017	منابع

جدول ۷-۴. مقایسه برخی خصوصیات کانسار مس باغ خشک با چند کانسار پورفیری در جهان.

موارد مقایسه	کانسار Cu	کانسار Cu	کانسار Cu-Mo	کانسار Cu
	پورفیری باغ خشک	پورفیری Yandong	پورفیری Dabu	پورفیری Fuxing
موقعیت جغرافیایی	استان کرمان	مرکز Tianshan شرقی واقع در چین	جنوب شرق فلات تبت	شرق Tianshan واقع در چین
پهنه ساختاری	کمر بند کوهزایی ارومیه دختر	کمر بند کوهزایی مرکزی Asian	کمر بند کوهزایی Gangdes	کمر بند کوهزایی مرکزی Asian

گرانودیوریت کوارتز دیوریت	گرانودیوریت- پلاژیوگرانیت دیوریت- مونزوگرانیت سینوگرانیت- گرانیت	گرانودیوریت- مونزوگرانیت پورفیری	پلاژیوگرانیت مونزوگرانیت	توده نفوذی منشاء
Cu (Mo)	Cu	Cu-Mo	Cu	فلزات اصلی
پیریت- کالکوپیریت- مولیبدنیت- مگنتیت	کالکوپیریت- پیریت مگنتیت	پیریت- کالکوپیریت مولیبدنیت	پیریت- کالکوپیریت مولیبدنیت- آتاکامیت هماتیت- لیمونیت- آزوریت	کانی های اصلی
پراکنده- رگه و رگچه ای	-	رگه-رگچه ای - پراکنده	رگه-رگچه ای	ساخت و بافت
پروپیلیتیک-پتاسیک- آرژیلیک- فلیک	پتاسیک-کلریتی سریسیتی فلیک- پروپیلیتیک	پتاسیک- پروپیلیتیک فلیک- آرژیلیک متوسط	پتاسیک- کلریت فلیک- پروپیلیتیک	دگرسانی
۱۸۰ - ۵۶۴/۹	۲۷۰ - ۴۹۴	۲۴۴ - ۴۸۶	۲۳۴ - ۵۱۸	دمای همگن شدگی (°C) سیال
۰/۳۵- ۴۲/۶۱	۹/۹ - ۱/۶	۱/۱ - ۵۵/۸	۱/۴ - ۱۱/۶	میزان شوری سیال (wt.% NaCl)
پورفیری	پورفیری	پورفیری	پورفیری	ژنز
تحقیق حاضر	Wang et al., 2017	Wu et al., 2017	Wang et al., 2016	منابع

۷-۴- الگوی تشکیل کانسار مس باغ خشک

براساس نتایج بدست آمده از مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، روابط پاراژنتیکی کانی‌ها و کانه‌ها، دگرسانی‌ها، بررسی‌های ژئوشیمیایی و میانبارهای سیال مراحل تکوین و تکامل کانسار مس باغ خشک را میتوان طی چند مرحله به شرح زیر خلاصه کرد:

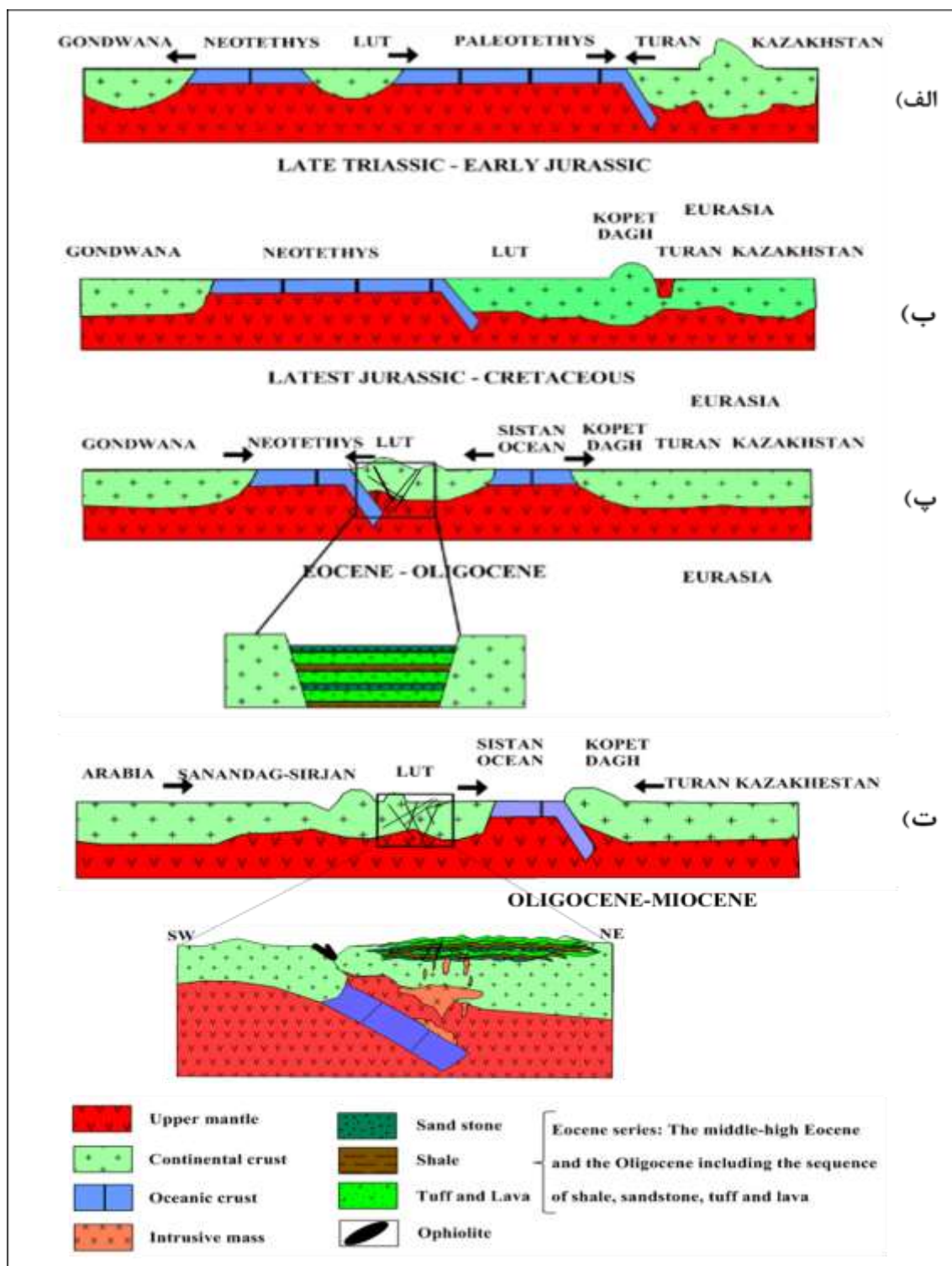
۱) همزمان یا کمی پس از بسته شدن دریای پالئوتتیس (در اواخر پالئوزوئیک یا تریاس) زمینه برای جدایی ایران از گندوانا فراهم می‌شود. پوسته ایران تحت‌تأثیر نیروهای کششی مهم در این زمان بوده است، با این حرکت، شکستگی‌های عمیقی در پوسته ایران بوجود آمده که علاوه بر خروج مواد آتشفشانی فراوان از آن‌ها، پلاتفرم ایران به خرد قاره‌هایی تقسیم شده و رفته‌رفته از هم فاصله گرفته‌اند. شکاف عمیقی در امتداد روران‌دگی اصلی زاگرس در پلاتفرم و پوشش آن در جنوب پدید آمد که با گسترش آن زاگرس و بخشی از عربستان به زیر آب فرو رفت، اقیانوسی که بر اثر جدایی ایران از عربستان در تریاس به‌وجود آمد نئوتتیس نامیده شد. در اواخر تریاس نئوتتیس به حداکثر گسترش خود رسید (شکل ۷-۱-الف).

۲) در خلال دوره ژوراسیک با حرکت رو به شمال صفحه‌هند، مرکز و مشرق ایران تحت‌تأثیر حرکات فشاری قرار می‌گیرند، با این حرکات موقعیت زمین‌ساختی ایران تغییر می‌کند و به صورت مرز همگرایی در می‌آید. از یک سو فعالیت آتشفشانی گسترش می‌یابد و از سوی دیگر نئوتتیس شروع به بسته شدن می‌کند. فعالیت‌های دگرگونی در پوسته ایران از نتایج دیگر این حرکت بوده است. مثلاً دگرگونی سنگ‌های سنندج-سیرجان نتیجه این حرکت بوده است. در اواخر کرتاسه- اوایل پالئوسن اقیانوس نئوتتیس کاملاً بسته شد و خرد قاره ایران به صفحه عربستان می‌پیوندد. گسل اصلی زاگرس در محل این جوش‌خوردگی قرار دارد. مجموعه افیولیتی و رادیولاریتی اطراف این گسل از شواهد این جوش‌خوردگی می‌باشد. در این مرحله پوسته ایران یکپارچه شده و رسوب‌های سنندج-سیرجان مجدداً دگرگون می‌شوند (شکل ۷-۱-ب).

۳) در ائوسن تا میوسن، با حرکت هرچه بیشتر پلاتفرم عربستان به سوی ایران فرورانش پوسته اقیانوس عربی به زیر پوسته قاره‌ای ایران ادامه می‌یابد و پوسته‌ی قاره‌ای ایران در موقعیت کمان ارومیه- دختر دچار بالاآمدگی شده و فرایندهای کشش پوسته‌ای زمینه را برای پیدایش محیط‌ها و حوضه‌های کششی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی فراهم می‌نماید. در زمان ائوسن- الیگوسن در این حوضه‌های کششی تناوبی از سنگ‌های رسوبی- آتشفشانی (آذرآواری‌ها، گدازه، شیل، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک) نهشته شده است (شکل ۷-۱-پ).

۴) در زمان الیگوسن- میوسن سری آتشفشانی- رسوبی بوسیله‌ی نفوذ توده‌های آذرین با ترکیب فلسیک تا

حدواسط (گرانیت تا دیوریت) مورد تهاجم قرار گرفته و فعالیت ماگمایی- هیدروترمالی توده‌های نفوذی مذکور سبب تشکیل کانسارهای پورفیری، اسکارن و رگه‌ای در این کمربند شده است (Golonka, 2002). که کانسار مس باغ‌خشک از جمله کانسارهای پورفیری در کمان ماگمایی ارومیه- دختر می‌باشد که در طول این تحولات زمین‌شناسی تشکیل شده است (شکل ۷-۱-ت).

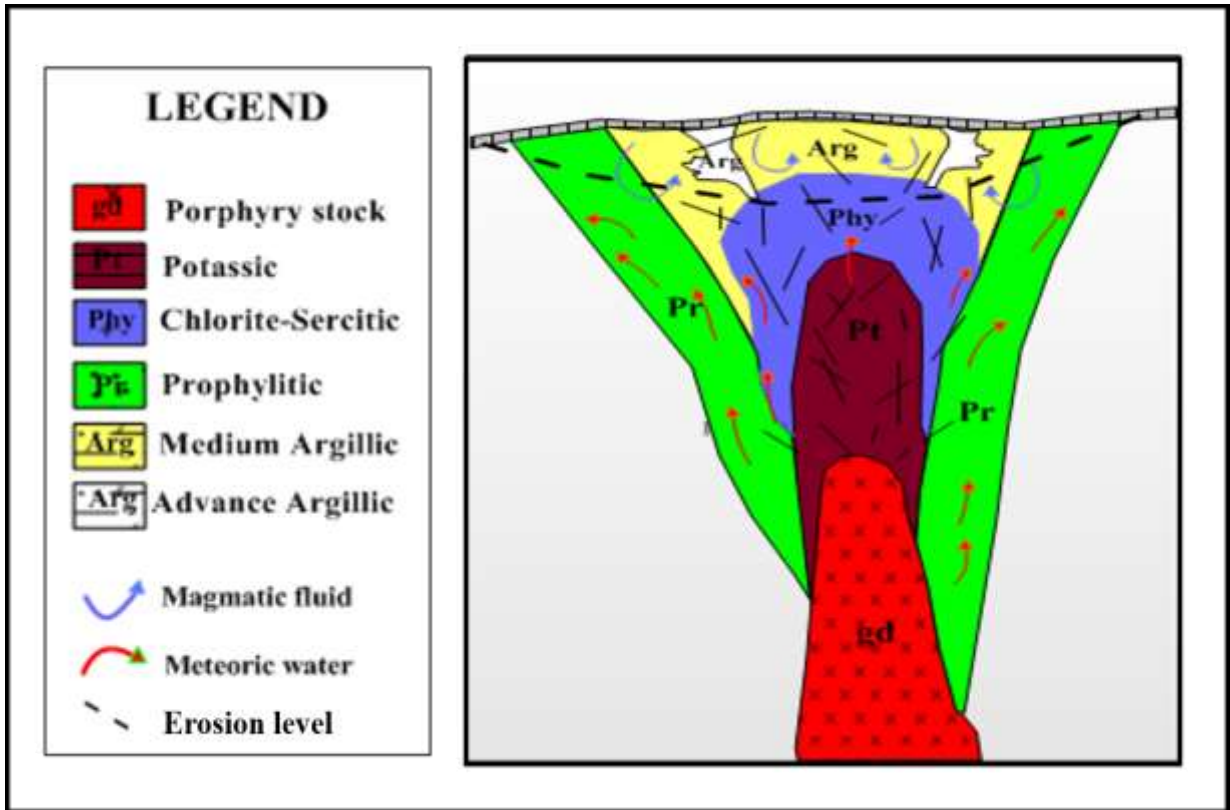


شکل ۷-۱. مقطع عرضی که نشان‌دهنده چگونگی تشکیل کمان ماگمایی ارومیه-دختر می‌باشد (Golonka, 2002):
الف) گسترش نئوتتیس در اواخر تریاس. ب) فرورانش نئوتتیس به زیر ورقه ایران در طی کرتاسه پسین. پ) بسته شدن نئوتتیس در اواخر کرتاسه تا پالئوسن. ت) شکل‌گیری کمان ماگمایی ارومیه-دختر در زمان الیگوسن-میوسن و سری آتشفشانی-رسوبی بوسیله‌ی نفوذ توده‌های آذرین با ترکیب فلسیک تا حدواسط (گرانیت تا دیوریت) مورد تهاجم قرار گرفته و فعالیت ماگمایی-هیدروترمالی توده‌های نفوذی مذکور سبب تشکیل کانسارهای پورفیری، اسکارن و رگه‌ای در این کمربند از جمله کانسار مس پورفیری باغ‌خشک شده است.

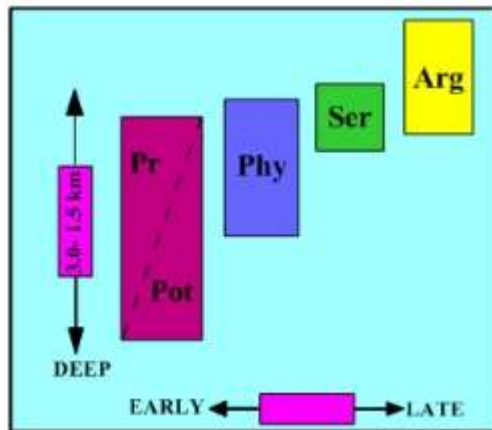
برای تکوین و تکامل مناطق دگرسانی و کانه‌زایی در کانسار مس باغ‌خشک شکل نمادین (۷-۲) ترسیم شده است: ماگمای کالک‌آلکالن مولد کانسار باغ‌خشک پس از حرکت از اتاقک ماگمایی ضمن بالا آمدن، در دمای خاصی شروع به تبلور کرده و همزمان با آن تفریق ماگمایی شروع شده است. پس از جای‌گیری در عمق متوسط ۱۲۰۰ متری در حین تماس با سنگ‌های مجاور به مرور دچار کاهش دما و سردشدگی شده است. این فرایند در اطراف توده با سرعت بیشتر و در مرکز با سرعت کمتری اتفاق افتاده است. محلول‌های گرمابی غنی از کاتیون‌های سدیم، پتاسیم و کمپلکس‌های کلرور مس، سرب و روی و ... در بخش فوقانی سیستم متمرکز شده اند. سردشدن ماگما باعث تشکیل کانی‌های با درجه حرارت تشکیل بالاتر و بی‌آب مانند پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز و ... گردیده و محیط ماگما با گذشت زمان از عناصر فرار و آب اشباع گشته است. این مواد فرار و آب به دلیل داشتن چگالی کمتر نسبت به سایر مواد تشکیل‌دهنده ماگما، در بالای اتاقک ماگمایی جمع شده است. به مرور با افزایش سردشدن و تشکیل کانی‌های بی‌آب بیشتر بر مقدار این عناصر در سیالات باقیمانده و در نتیجه فشار سیال فلزدار افزود می‌شود. تا زمانی که فشار سیال فلزدار (فشار هیدرواستاتیک) کمتر از فشار سنگ‌های بالای خود (فشار لیتواستاتیک) است، فشار سیال افزایش می‌یابد. در نهایت افزایش بیش از حد فشار سیال باعث شکسته شدن سنگ‌های روی اتاقک ماگمایی شده و درز و شکستگی‌های زیادی را ایجاد می‌کند. این درز و شکاف‌ها، محلی برای حرکت مواد فرار و آب از مکان‌های پر فشار به مکان‌های کم فشار مهیا می‌کنند. سیال داغ و اسیدی منشأ گرفته از ماگما اسیدی تا حدواسط از طریق درز و شکاف‌های ایجاد شده به درون سنگ‌های منطقه نفوذ کرده و باعث ایجاد تغییر در سنگ‌های درونگیر می‌شود. سنگ‌های درونگیر بسته به عمق جای‌گیری می‌توانند توده و استوک‌های سنگ‌های آذرین و نیز سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی باشند. درحالتیکه عمق جای‌گیری ماگما کمتر است سنگ درونگیر سیال

فلزدار بیشتر توده و استوک‌های نفوذی هستند ولی درحالی‌که عمق جای‌گیری ماگما زیاد است (۵ کیلومتر و بیشتر) سنگ‌درونگیر سیال توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی اطراف هستند. بسته به عمق جای‌گیری، حجم، دما، pH، این سیال می‌توان تغییرات زیادی در سنگ میزبان خود اعمال کند. اثر سیالات موجود در منطقه باغ‌خشک باعث ایجاد تغییراتی بر روی واحدهای سنگی منطقه، بسته به نوع و شدت آن‌ها و نوع سنگ میزبان شده است. بیشترین سنگ‌های میزبان در منطقه باغ‌خشک از نوع گرانودیوریتی می‌باشد. سیالی با دما متوسط 306°C و شوری متوسط ۹/۹ (wt% NaCl equiv) از یک توده نفوذی منشأ گرفته است، با واکنش با سنگ‌های درونگیر باعث ایجاد تغییر در شرایط ژئوشیمیایی محیط سنگ می‌شود. این عوض شدن محیط منجر به وجود آمدن فلدسپارپتاسیم از تجزیه بلورهای پلاژیوکلاز و اپیدوت، و کلریت و اکسید آهن از تجزیه کانی‌های فرومنیزیم و به وجود آمدن کانه‌های پیریت و مگنتیت شده است و دگرسانی پتاسیک را بوجود می‌آورد. به موازات تشکیل و توسعه دگرسانی پتاسیک سیالات با منشأ ماگمایی به سنگ‌های اطراف نفوذ کرده و بعضاً با آب‌های جوی اختلاط می‌یابند. این سیالات در طی واکنش‌های شیمیایی با سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی دگرسانی پروپیلیتیک را بوجود می‌آورند. تغییرات کانی‌شناسی در تشکیل این دگرسانی شامل تبدیل پلاژیوکلازها به مجموعه‌ی آلبیت، اپیدوت و کربنات‌ها، جایگزینی کانی‌های کلریت، اپیدوت، اکسیدهای آهن، کوارتز و کانی‌های تیره به جای کانی‌های فرومنیزیم (پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت) است. با حرکت سیال به سمت بالا از طریق درز و شکستگی‌ها از مقدار دما و همچنین مقدار pH سیال کاسته می‌شود ولی این تغییرات زیاد نیست و لیگاندها هنوز توانایی حمل عناصر به سمت‌های بالا را دارا هستند. در اعماق بالاتر سیالات ماگمایی با دما و pH بالا با سیالات جوی با دما و pH پایین برخورد کرده و حاصل این برخورد باعث بوجود آمدن سیالی با دما و pH متفاوت می‌شود. این تغییرات باعث ناپایداری لیگاندها شده و عناصر همراه خود را در این محدوده عمقی ته‌نشست می‌دهند. جایگزین شدن کانی فلدسپار با سربسیت و کانی‌های رسی، تشکیل کوارتزهای ریزدانه، پیریت و اکسیدهای آهن و جایگزینی کانی‌های فرومنیزیم‌دار بوسیله کلریت باعث بوجود آمدن دگرسانی فیلیک می‌شود. همچنین همزمان با تشکیل دگرسانی‌های پتاسیک و فیلیک این تغییرات به همراه تشکیل کانه‌های کالکوپیریت، پیریت، مگنتیت و مولیبدنیت، باعث تشکیل ساخت و بافت

دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای و برشی می‌شوند. آب‌های جوی تحت‌تأثیر حرارت توده‌های نفوذی و اختلاط با آب‌های ماگمایی گرم شده، و به چرخش در می‌آیند. این آب‌ها سولفیدها و بطور ویژه پیریت را در خود حل می‌کند و باعث افزایش خاصیت اسیدی آن‌ها می‌شود و این موجب هیدرولیز سیلیکات‌ها به ویژه فلدسپارها می‌گردد (کریم‌پور، ۱۳۸۵). در نتیجه تأثیر محلول‌های اسیدی بر سنگ اولیه به طور وسیعی کاتیون‌های قلیایی از سنگ‌ها شسته شده، با این وجود مقادیر کمی از عناصر پتاسیم، کلسیم، منیزیم و سدیم در سنگ باقی می‌ماند که صرف تشکیل کانی‌های از جمله مونتموریلونیت، آلبیت، سریسیت و کلریت می‌شود که دگرسانی آرژیلیک نامیده می‌شود. ترکیب کانیایی منطقه دگرسانی آرژیلیک به شدت تابع هیدرولیز، درجه-حرارت محلول و ترکیب شیمیایی سنگ اولیه است، بطوریکه افزایش مقدار آب و سیلیس و کاهش پیوسته پتاسیم موجب تبدیل سریسیت به ایلیت، مونتموریلونیت و در نهایت به کائولینیت می‌شود. این تغییرات باعث تشکیل کانی‌های کوارتز، کانی‌های رسی، سریسیت و کلریت در سنگ‌های منطقه شده است. در روند تشکیل و توسعه دگرسانی آرژیلیک بسته به شیمی و دمای سیال، عمق و جنس سنگ‌های میزبان ابتدا دگرسانی آرژیلیک حدواسط با ترکیب کانیایی دیکیت، کائولینیت، هالوئیزیت، آلفان، مونت موریلونیت و مقادیر جزئی سریسیت و سپس با کاهش درجه حرارت و عمق، دگرسانی آرژیلیک پیشرفته با ترکیب کانیایی کائولینیت، دیکیت، دیاسپور، پیروفیلیت، و در موارد سریسیت، کوارتز، آلونیت، پیریت، تورمالین و توپاز تشکیل می‌گردد (شکل ۷-۲). پس از تکامل سیستم پورفیری در منطقه باغ‌خشک در زمان الیگومیوسن (?)، هوازدگی و فرسایش سبب از بین رفتن بخش‌های فوقانی سیستم گشته بطوریکه امروزه مناطق دگرسانی پروپیلیتیک، آرژیلیک حدواسط و پیشرفته و فیلیک در سطح فرسایش نمایان هستند. دگرسانی پتاسیک در حال حاضر در سطح رخنمون ندارد ولی در گمانه‌های اکتشافی شماره ۱۹ از عمق حدود ۲۰ متر و گمانه شماره ۱ از عمق حدود ۲۰۰ متر به بعد نمایان می‌شود.



شکل ۷-۲. تصویر شماتیکی از نحوه تشکیل دگرسانی و کانی‌زایی‌ها در کانسار مس پورفیری باغ‌خشک.



شکل ۷-۳. روابط زمان- عمق شماتیک پهنه‌های دگرسانی اصلی در سیستم‌های مس پورفیری (پس از Sillitoe, 1993).

۷-۵- نتیجه گیری

- سنگ‌های کانسار مس باغ‌خشک متعلق به دوره سنوزویک و شامل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی مربوط به ائوسن، سنگ‌های نفوذی با سن الیگومیوسن و دیگر واحدهای سنگی نئوژن هستند.
- دگرسانی‌های موجود در منطقه شامل پتاسیک، پروپیلیتیک، فیلیک، آرژلیک می‌باشد، که بیشترین گسترش کانه‌زایی در دگرسانی پتاسیک است.
- ساخت و بافت غالب دانه‌پراکنده است و رگه-رگچه‌ای و برشی بصورت جانبی وجود دارد.
- مطالعات ژئوشیمی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده واحدهای اصلی منطقه در قلمرو ماگماهای کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا و از نظر درجه اشباع از آلومینیم، مت‌آلومین و پرآلومین کم پتاسیک قرار می‌گیرند. همچنین از نظر موقعیت زمین‌ساختی اغلب در محیط‌های مربوط به کمان‌های آتشفشانی می‌باشند.
- مقدار بیشینه مس و مولیبدن به ترتیب برابر با ۵/۰۵ درصد و ۲۴/۸ گرم در تن می‌باشد. مس عنصر اصلی کانسار باغ‌خشک محسوب می‌شود که همبستگی مثبتی را با مولیبدن دارد. روی به عنوان عنصر ردیاب کانسارهای پورفیری با مس همبستگی منفی و با آهن همبستگی مثبت نشان می‌دهد.
- براساس مطالعات سیال‌درگیر انجام شده بر روی نمونه‌ها، متوسط دمای همگن‌شدگی ۳۰۶/۴۱ درجه سانتی-گراد و متوسط میزان شوری ۹/۹۹ درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می‌کند که فرایند عادی سرد شدن سیال و اختلاط سیال ماگمایی با سیالات جوی مهمترین فرایندهای تهنشست هستند. براساس دمای همگن‌شدگی و شوری، کانی‌سازی مس در فشار غالباً ۱۰۰ تا ۱۵۰ بار و عمق جایگیری بطور متوسط ۱۲۰۰ متر رخ داده است.
- براساس مشاهدات صحرایی، مطالعات زمین‌شناسی، پتروگرافی، دگرسانی و کانی‌زایی، کانه‌نگاری، ژئوشیمی، مطالعات میانبارهای سیال و همچنین پس از مقایسه کانسار مس باغ‌خشک با تعدادی کانسارهای مس پورفیری موجود در ایران و سایر نقاط جهان، کانسار مس باغ‌خشک یک کانسار مس پورفیری معرفی می‌گردد.

۷-۶-پیشنهادها

- ۱- ترسیم منطقه‌بندی دگرسانی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی (عناصر Cu, Mo, Fe, pb, Zn) براساس اطلاعات کل گمانه‌های اکتشافی کانسار باغ‌خشک.
- ۲- مطالعه میانبارهای سیال بر روی تعداد محدودی از نمونه‌ها از دو گمانه اکتشافی انجام شده است، برای تکمیل اطلاعات توصیه می‌گردد که برپایه داده‌های کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمیایی مغزه‌های حفاری نمونه‌هایی که معرف کل کانسار باغ‌خشک باشند برای میانبارهای سیال مطالعه شود.
- ۳- انجام مطالعات ریز تجزیه نقطه‌ای بر روی کانی‌های پیریت و کالکوپیریت.
- ۴- تجزیه شیمیایی میانبارهای سیال به کمک اسپکتروسکوپی رامان و اسپکترومتری جرمی- لیزرسایی برای پی بردن به شیمی سیال کانه‌ساز و اثبات باروری و ناباروری پورفیری باغ‌خشک.
- ۵- مطالعه ایزوتوپی گوگرد بروی جفت‌های پیریت و کالکوپیریت و اکسیژن بر روی مگنتیت برای پی بردن به منشأ سیال کانه‌ساز، درجه حرارت و عمق تشکیل کانه‌زایی.
- ۶- مقایسه نتایج مطالعه تخمین و ارزیابی عیار و ذخیره کانسار باغ‌خشک با شواهد دگرسانی، کانی‌شناسی و میانبارهای سیال تحقیق حاضر در تصمیم‌گیری برای تکمیل اطلاعات اکتشافی، مطالعات فرآوری و در نهایت معدن‌کاری.

منابع فارسی:

- آقنابتی س ع، (۱۳۷۹)، "پهنه‌های رسوبی - ساختاری عمده ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقنابتی س ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۸ صفحه.
- اسماعیلی زینلی م، کریم‌پور م ح و ملک‌زاده سفارودی آ، (۱۳۹۳)، "سنگ‌نگاری، دگرسانی، کانی‌سازی و پی‌جویی‌های ژئوشیمیایی در منطقه‌ی شمال غرب ارغش نیشابور"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲۲، شماره ۱، ص ۶۳ تا ۷۴.
- الله‌بخشی‌پور ع، علی‌پور م، (۱۳۹۷)، "کانه‌زایی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال کانسار مس کوه‌پنج"، اولین همایش ماگماتیسیم سنوزوئیک فلات ایران.
- تقی‌پور ن، (۱۳۸۶)، "کاربرد ژئوشیمی سیال‌های درگیر و ایزوتوپی به عنوان راهبردهای اکتشافی دگرسانی و کانه‌زایی در کانسار مس پورفیری میدوک": شهرباک، کرمان، پروژه شرکت ملی صنایع مس ایران، رساله دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- تقی‌زاده زانوقی ح، (۱۳۷۵)، "بررسی ارتباط کانه‌زایی و تکتونیک در شمال خاور پاریز (شمال خاور سیرجان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، صفحه ۲۵۷.
- درگاهی س، (۱۳۸۸)، "پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی زئولیت‌دار ائوسن در منطقه رفسنجان - بردسیر، با تأکیدی بر نحوه توسعه زئولیت‌ها" پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- زراسوندی ع، دانشجو م، پورکاسب ه، رضایی م، اسدی‌هارونی ه، (۱۳۹۵)، "بررسی عوامل مؤثر بر کانه‌زایی در کانسار مس - طلای پورفیری دالی، استان مرکزی: بر پایه بررسی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی" مجله پترولوژی، سال ۷، شماره ۲۸، صفحه ۷۳-۹۴.
- سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۵۰)، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش پاریز"، سری ۱/۱۰۰۰۰۰، شماره ۷۱۴۹، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سهیلی م، (۱۳۷۴)، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سیرجان"، سری ۱/۲۵۰۰۰۰، شماره I11، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شرکت ملی صنایع مس ایران، (۱۳۸۹)، "مطالعات زمین‌شناسی و دگرسانی محدوده باغ‌خشک در مقیاس ۱/۵۰۰"، ۴۱ صفحه.

- شعبان ش، (۱۳۸۱)، "بررسی زمین شناسی اقتصادی کانسار مس باغ خشک (شمال خاور سیرجان)، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال.
- شفیع بی، (۱۳۸۷)، "الگوی فلز زائی کمربند مس پورفیری کرمان و رهیافت اکتشافی آن"، رساله دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۵۷ صفحه، ۱۹۶-۱۱۰.
- شهاب پور ج، (۱۳۹۰)، "زمین شناسی اقتصادی"، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ویرایش اول، ص ۵۴۷.
- قربانی م، (۱۳۸۳)، "دیباجه ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران"، پایگاه داده های علوم زمین.
- قربانی م، رسا ا و پروین پور ف، (۱۳۸۵)، "مقایسه زون های مهم مس دار ایران از دیدگاه ذخایر پورفیری با نگرشی بر محور آبدر- دهج"، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- قربانی م، (۱۳۹۳)، "زمین شناسی ساختاری و تکتونیک ایران"، انتشارات آری زمین، چاپ اول.
- کریم پور م ح، سعادت س، (۱۳۸۸)، "زمین شناسی اقتصادی کاربردی"، انتشارات نشر مشهد، چاپ چهارم.
- محمدزاده ز، (۱۳۸۷)، "زمین شناسی، دگرسانی و کانی سازی مس در منطقه چاه فیروزه"، شهر بابک، استان کرمان، پایان نامه ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۸۸ صفحه.
- ملک قاسمی ف، (۱۳۷۸)، "اصول مینرالوگرافی"، انتشارات دانشگاه تبریز، ص ۱۰۹.
- هزارخانی ا، (۱۳۸۲)، "شرایط شیمیایی- فیزیکی تشکیل یک سیستم پورفیری غیر اقتصادی (ریگان بم- کرمان)"، نشریه علمی- پژوهشی امیر کبیر، سال پانزدهم.
- همام م، (۱۳۸۴)، "سنگ شناسی آذرین"، انتشارات ارسلان مشهد، چاپ اول، صفحه ۵۹.

References:

- Adeli Z., Rasa I., Darvishzadeh A. (2014). "Fluid inclusion study of the ore-quartz veins at Haftcheshmeh porphyry copper (Mo) deposit, Ahar-Arasbaran Magmatic Belt, NW Iran", *Ore Geology Reviews*; 65; pp.502-511.
- Aghanabati A. (1990). "Distribution of Magmatic Rocks in Iran (Scale: 1: 2,500,000)". Geological Survey of Iran.
- Alavi M. (1994). "Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations." *Tectonophysics*, 229, pp. 211-238.

- Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M and Mitchell J. G. (2000). "Petrogenetic evolution late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 102, pp. 67-95.
- Aliani F., Alirezaei A., Moradian A and Abbasloo Z. (2009). "Geochemistry and Petrography of the Meiduk porphyry copper deposit, Kerman, Iran". *Australian Journal of Basic and Applied Sciences*, 3(4), pp. 3786-3800.
- Alirezaei A., Arvin M., Dargahi S. (2017). "Adakite-like signature of porphyry granitoid stocks in the Meiduk and Parkam porphyry copper deposits, NE of Shahr-e-Babak, Kerman, Iran": constrains on geochemistry, *Ore Geology Reviews*.
- Amidi S.M., Emami M.H. (1984). "Alkaline character of Eocene Volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic Situation": *Geol. Rundsch*, v. 35, pp. 917-932.
- Amidi S.M. (1977). "Étude géologique de la région de Natanz-Surk (Iran, Central) ", Thèse Ph.D., Univ. Grenoble, France, 316pp.
- Anthony E.Y., and Titley S.R. (1988). "Progressive mixing of isotopic reservoirs during magma genesis at the Sierrita porphyry copper deposit", *Arizona—Inverse solutions: Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, pp. 2235–2249.
- Asadi S., Moor F., Zarasavandi A. (2014). "Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: A review", *Earth-Science Reviews*, pp.25-46.
- Asghari O., Hezarkhani A. (2008). "Applying Discriminant Analysis to Separate the Alteration Zones Within the Sungun Porphyry Copper Deposit", *Journal of Applied Sciences* 8 (24), pp. 4472- 4486.
- Atherton M.P., Petford N. (1993). "Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust". *Nature*, v. 362, pp. 144-146.
- Azadi M., Mirmohammadi M. (2014). "Aspects of magmatic–hydrothermal evolution of Kahang porphyry copper deposit, Central Iran", *Arabian Journal of Geosciences* 8 (7), pp. 4873-4893.
- Beane R. E., Titly S. R. (1981), "Prophyry copper deposits; part II: Hydrothermal alteration and mineralization"; *Econ. Geol.* 75 th Anniv. vol., pp. 214-269.
- Bean R.E., Bodnar R.J., (1995). "Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits". In: Pierce, F.W., and Bohm, J.G. (Eds), *Porphyry copper deposits of the American Cordillera*, *Arizona Geological Society Digest* 20, Tuscon, AZ: pp.235-269.

- Barnes H.L. (1997). "Geochemistry of hydrothermal ore deposits". John Wiley & Sons, New York, 972 p.
- Barnes H. L. (1979). "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", John Wiley & Sons, pp.420-583.
- Baldwin J.A., and Pearce J.A. (1982), "Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes": *Economic Geology*, v. 77, pp. 664–674.
- Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R. J., Berberian M. (1982). "Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran". *J Geol Soc Lond.*, v. 139, pp. 605–614.
- Bodnar R. J. (1995). "Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposit". *Miner. Assoc. Canada Short Course 23*, pp. 139-152.
- Brown, G.C., Thorpe, R., Webb, P.C. (1984). "The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources". *J. Geol. Soc.* 141, pp. 413–426.
- Burnham C.W. (1979)." Magmas and hydrothermal fluids". In: Barnes, H.L. (Ed). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed., 71-136. New York: John Wiley and Sons, 798 p.
- Defant M. J., Drummond M.S. (1993). "Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc". *Geology*, v. 21, pp. 547–550.
- Defant M.J., and Drummond M.S. (1990). "Derivation of some modern arc magmas by melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc": *Geology*, v. 21, pp. 547–550.
- Derakhshani R., Abdolzade M. (2009). "Geochemistry, mineralization and alteration zones of Darrehzar porphyry copper deposit, Kerman, Iran", *Journal of applied science* 9(9), pp.1628- 1646.
- Dercourt J., Zonenshain L., Ricou L.E., Kazmin G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbertshikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin, J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Bijou-Duval B. (1986). "Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias". *Tectonophysics* 123, pp. 241–315.
- Dimitrijevic M.D. (1973), "Geology of Kerman region: Institute for geological and mining exploration and institution of nuclear and other mineral raw materials", Beograd-Yugoslavia, *Geol. Survey Iran. Rept Yu/52*.

- Driesner T and Heinrich C.A. (2007). "The System H₂O-NaCl. I. Correlation Formulae for Phase Relations in Temperature-Pressure-Composition Space from 0 to 1000°C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 X_{NaCl}". *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71.pp. 4880-4901.
- Eastoe C, J. (1978). "A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit", Bougainville, Papua New Guinea, *Economic Geology*, 73, pp.721-748.
- Etminan H. (1978). "fluid inclusion study of the porphyry copper orebodies at Sar-Cheshmeh, Darre Zar and Miduk (Kerman region, southeastern Iran) "[abc]: International Association of the Genesis of Ore Deposits, 5th Symposium, Snowbird, Utah abstract volume, 88.
- Emami M.H., Mir Mohammad Sadeghi M., Omrani S.J., (1993). "Magmatic map of Iran": 1:2,500,000 scale. Geol. Surv. Tehran, Iran.
- Evans A. M. (1997) "An Introduction to Economic Geology and Its Environmental Impacts" Black well Science, p. 364.
- Galley A.G., Hannington M.D., Jonasson I., (2007). "Volcanogenic massive sulphide deposits", *Journal of Mineral Deposits of Canada*, 5,pp 141-161.
- Grove T.L., Elkins-Tanton L.T., Parman S.W., Chatterjee N., Müntener O., and Gaetani G.A. (2003), "Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends". *Contribution to journal*, pp. 515-533.
- Golonka j. (2002). "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic", *Tectonophysics* 381 (2004), pp. 235– 273.
- Guo F., Fan W., Li C. (2006). "Geochemistry of late Mesozoic adakites from the Sulu belt", eastern China: Magma genesis and implications for crustal recycling beneath continental collisional orogens. *Geological Magazine*143, pp. 1–13.
- Guilbert H. M. and Park. C. F. (1997) "The geology of ore deposits", W. H. Freeman., pp. 983.
- Halicz L. (2007), "Copper isotope fractionation in sedimentary copper mineralization" (Timna Valley, Israel). *Chemical Geology*, v. 243, n. 3–4, pp. 238–254.
- Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A. & Mitchell S. F. (2007). "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements": development of the ThCo discrimination diagram. *Journal of Petrology*. 48 pp, 2341-2357.
- Haschke M., Pearce J.A. (2006). "Lithochemical exploration tools revisited": MnO and REE. *GSA Abstracts with Programs, Speciality Meeting, Mendoza, Argentina, No. 2, p. 116.*

- Haas J.L. (1971) "The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure" *Econ. Geology*, 66, 6, pp. 940-946.
- Haas J.L.(1976). "Thermodynamic properties of the coexisting phases and thermodynamic properties of the NaCl component in boiling NaCl solutions" *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1421-B, pp 71.
- Hassanzadeh J. (1993). "Metallogenic and tectonics-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr e Babak area, Kerman province)." Unpublished Ph. D. thesis, University of California, Los Angeles, 204pp.
- Hezarkhani A. (2008). "Hydrothermal evolution of the Miduk porphyry copper system, Kerman, Iran": A fluid inclusions investigation, *International Geology Review*, 50p.
- Hezarkhani A. (2009). "Hydrothermal fluid geochemistry at the Chah-Firuzeh porphyry copper deposit, Iran;" Evidence from fluid inclusions, *Journal of geochemical exploration* 101, pp. 54-264.
- Hezarkhani A. (2006). "Hydrothermal evolution of The Sar-Cheshmeh porphyry Cu- Mo deposit, Iran": Evidence from fluid inclusions, *Journal of Asian Earth Science*, 28, pp. 409-422.
- Hezarkhani A. (2006). "Petrogeochemistry of the Sungun Porphyry Copper Intrusive Rocks", Azerbaijan, Iran, *Amirkabir Journal of Science and Technology*, v. 15, No. 59-D, pp. 91-111.
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M. (1986). "Nb and Pb in oceanic basalts": new constrains on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 79, pp. 33–45.
- Hosseini M.R., Ghaderi M., Alirezaei S., Sun W. (2017). "Geological characteristics and geochronology of the Takht-e-Gonbad copper deposit", SE Iran: a variant of porphyry type deposits, *Ore Geology Reviews* 03.003.
- Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M., Rui Z.Y., Mo X.X. (2004). "Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east–west extension in southern Tibet". *Earth Planet. Sci. Lett.* 220, pp.139–155.
- Irvine T. N. J., Baragar W. R. A. F. (1971). "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), pp. 523-548.
- James A.H. (1971). "Hypothetical diagrams of several porphyry copper deposits". *Economic Geology* 66, pp. 43-47.
- Jung D., Kursten M., Tarkian M. (1976). "Post mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate". In: pilger, A., and Rosler,

A., (eds) "Afar between continental and oceanic rifting" I.G.C. scient. Report, 116(2), pp. 175-181.

- Kelemen P.B., Hanghøj K., and Greene A.R. (2003). "One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust": *Treatise on Geochemistry*, v. 3, pp. 593–659.
- Kerrich R. and Wyman D.A. (1996). "The trace element systematics of igneous rocks in mineral exploration": an overview, in Wyman, D.A., ed., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*: Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 12, pp. 1-50.
- Khadem N., and Nedimovic R. (1971). "Copper mineral occurrences report on exploration BaghKhoshk", Report Yu 26, Iran, 16 P.
- Lang, J.R., and Eastoe, C.J., (1988). "Relationships between a porphyry Cu-Mo deposit, base and precious metal veins, and Laramide intrusions, Mineral Park, Arizona": *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 83, pp. 551–567.
- Lang J.R., and Titley S.R. (1998). "Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits": *Economic Geology*, v. 93, pp.138–170.
- Lentz D. R. (1994) "Exchange reactions in hydrothermally altered rocks: examples from biotite-bearing assemblages" In Lentz, D.R., ed., *Alteration and Alteration Processes* Hvi hhhNotes, 11, pp. 69-99.
- Lottermoser B.G. (1992), "Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes": *Ore geology Reviews*, pp. 24-41.
- Lowell J. D. and Guilbert J. M. (1970). "Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry ore deposits". *Econ Geol.*, v. 65, pp. 373-408.
- Maksaev V. (1990). "Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21.1 and 21 south and the origin of major porphyry copper deposits": Halifax, Canada, Dalhousie University, Ph.D. thesis, 553 p.
- Martin H. (1999). "The adakitic magmas modern analogues of Arohaean granitoids", *Lithos* 46, pp. 411-429.
- Martin H, Smithies R.H., Rapp, R., Moyen, J., and Champion, D. (2005). "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid—Relationships and some implications for crustal evolution": *Lithos*, v. 79, pp. 1–24.
- Meinert L.D. (1992). "Skarns and skarn deposits", *Geosciences Canada*, 19(4), pp. 145-162.

- Meinert L., Dipple G and Nicolescu S. (2005). "World skarn deposits, in Hedenquist", J.W., et al., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: Littleton, Colorado, Society of Economic Geologists, pp. 299-336.
- Michard A. (1989). "Rare earth element systematic in hydrothermal fluid". *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 745.
- Middlemost E.A. K. (1994) "Naming materials in the magma and igneous rock system" *Science Reviews.*, 37, pp. 215-224.
- Mitchell A.H. and Garson M.S. (1972). "Relationship of porphyry copper and circum-Pacific tin deposits to palaeo-Benioff zones": *Transaction of Institute of Mining and Metallurgy*, v. 81, pp. B10-25.
- Moor W.J. (1974). "Alteration and fluid inclusion studies of the porphyry copper orebody at Bingham", Utah, *Economic Geology*, 69, pp. 631-645.
- Nakamura N. (1974). "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), pp. 757-775.
- Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G & Jolivet L. (2008). "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences". *Lithos* 106, pp. 380–98.
- Oyarzun R., Marquez A., Lillo J., Lopez I., Rivera S. (2001). "Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile": adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Min Deposit.*, v. 36, pp. 794–798.
- Parsons A.B. (1933). "The porphyry coppers. New York": AIME, 581 p.
- Parsons A.B. (1957). "The porphyry coppers in 1956. New York": AIME, 270 p.
- Pearce J.A. (2008). "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust" *Lithos*, 100, pp.14–48.
- Pearce J.A., Baker P.E., Harvey P.K. and Luff I.W. (1995) "Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich arc" *Journal of Petrology*, 36, pp. 1073–1109.
- Pearce J.A. Harris N.B.W. Tindle A.G. (1984) "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks" *Journal of petrology*, 25, pp. 956- 983.
- Pirajno F. (1992) "Hydrothermal mineral deposits" Springer-Verlag Berlin Heidelberg., pp.709.
- Pirajno F. (2009) "Hydrothermal Mineral Deposits, Principle and Fundamental Concept for the Exploration Geologist", Springer pp.706.

- Pirajno F. (2009) "Hydrothermal processes and mineral systems" Springer, New York., pp.1273.
- Porter T.M. (Ed.). (1988). "Porphyry and Hydrothermal Copper and Gold Deposits: A Global Perspective". Conference Proceedings, Perth, pp. 135–158.
- Quan R. A., Cloke P. L., and Kesler S. E. (1987). "Chemical analysis of halite trend inclusions from the Granisle porphyry copper deposit", *British Columbia: Economic Geology*, 82, pp.1912-1930.
- Reich M, Parada M.A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F., and Lehman, B. (2003). "Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of Central Chile—Metallogenic implications": *Mineralium Deposita*, v. 38, pp. 876–885.
- Richards J.P., Kerrich R., (2007). "Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis". *Economic Geology* 102, pp. 537-576.
- Rio Tinto Ltd. (2001). "Structural interpretation of the Kerman belt, Iran." Unpublished Report of National Iranian Copper Industries Company, 15 pp.
- Roedder E. (1971). "Fluid inclusion studies on the porphyry type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Motana, and Climax, Clorado", *Economic Geology*, 66, pp. 98-120.
- Roedder E. (1984). "Fluid inclusions" *Reviews in Mineralogy*, Mineral Society of America., pp 12, 644.
- Rohrlach B.D., and Loucks R.R. (2005). "Multi-million-year cyclic ramp-up of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines", *in* Porter, T.M., ed., *Super porphyry copper and gold deposits—A global perspective: Adelaide*, Porter GeoConsultancy Publishing, v. 2, pp. 369–407.
- Rollinson H.R. (1993) "Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation" Longman Scientific and Technical, pp 352.
- Rose A.W. (1970). "Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits". *Economic Geology* 65, pp. 920-936.
- Sajona F.G., Maury R.C., Prouteau G., Cotten J., Schiano P., Bellon H., Fontaine L., (2000). "Slab melt as metasomatic agent in island arc magma mantle sources, Negros and Batan (Philippines)": *Island Arc*, v. 9, pp. 472-486.
- Saric V., Mijalkovic N. (1971). "Metallogenic map of Kerman region, 1:500000 scale". In: *Exploration for ore deposits in Kerman region. Geol Surv Iran Rep* 53:247.

- Samani B. (1998). "Distribution, setting and metallogenesis of copper deposits in Iran." In: Australian Mineral Foundation, pp. 135-158.
- Shahabpour J. (1982). "Aspects of alteration and mineralization at the Sar Cheshmeh copper-molybdenum Deposit, Kerman, Iran": Unpub Ph.D. thesis Leeds University, 342 pp.
- Shahabpour, J. (1994) Post—Mineralization Breccia Dike from the Sar Cheshmeh Porphyry Copper Deposit, Kerman, Iran. *Exploration and Mining Geology*, 3, pp. 39-43.
- Shafiei B. (2010). "Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications", *Ore Geology Reviews*, v. 38, pp. 27-36.
- Shafiei B., Shahabpour J., Haschke M. (2008). "Transition from Paleogene normal calcalkaline to neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman porphyry copper belt": response to neogene crustal thickening. *J. Sci. Islam.* 19, pp. 67–84.
- Shafiei B., Haschke M., Shahabpour J. (2008). "Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry copper mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks", *southeastern Iran: Mineralium Deposita*, v. 44, pp. 265–283.
- Shafiei B., Haschke M., Shahabpour J. (2009). "Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran". *Miner. Deposita*. 44, pp. 265–283.
- 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.
- Shelley D. (1993). "Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations". (No. 552.3/. 4 SHE).
- Shepherd T., Rankin A. H and Alderton D. H. M. (1985). "A Practical guide to fluid inclusion studies. Blackie", USA Chapman and Hall New York, 239 p.
- Sikka D.G and Nehru C.E. (1999). "Review of Precambrian porphyry Cu±Mo±Au deposits with special reference to Malanjhand porphyry copper deposit, Madhya Pradesh, India". *Journal of the Geological Society of India* 49, pp. 239-288.
- Sillitoe R.H. and Bonham H.F., Jr. (1984). "Volcanic landforms and ore deposits": *Economic Geology*, v. 79, pp.1286-1298.
- Sillitoe R.H. (1973). "The tops and bottoms of porphyry copper deposits": *Economic Geology*, v. 68, pp.700-815.

- Sillitoe R.H. (1988a). "Ores in volcanoes; in Zachrisson", E., ed., Proceedings of the Seventh Quadrennial IAGOD Symposium: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp.1-10.
- Sillitoe R.H. (1993). "Gold-rich porphyry copper deposits": Geological model and exploration implications. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., (eds.), Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40, pp. 465-478.
- Sillitoe R.H. (2010). "Porphyry Copper Systems". 27 West Hill Park, Highgate Village, London N6 6ND, England. Economic Geology, v. 105, pp. 3–41.
- Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. (2008). "Porphyry copper deposits of the world": Database and grade and tonnage models. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1155, 45 p.
- Siivola J., Schmid R. (2007). "List of Mineral Abbreviations", Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.
- Sourirajan S. and Kennedy G. C. (1962) "The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures" Am. Jour. Sci., 260, pp. 115-141.
- Sterner S, M., Hall D. L., and Bodnar R. j. (1988). "Synthetic fluid inclusion". V. solubility of the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions, Geochimica et Cosmochimica, 55, pp. 989-1005.
- Stöcklin J. (1968). "Structural history and tectonics of Iran": a review. American Association of Petrology and Geology Bulletin 52, pp.1229–1258.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989). "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts": implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) Magmatism in ocean basins: Geol Soc Lond Spec Pub., v. 42, pp. 313–345.
- Tatsumi Y., Takahashi T. (2006). "Operation of subduction factory and production of andesite". Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 101(3), pp. 145-153.
- Thompson R. N. (1982). "Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology", 18(1), pp. 49-107.
- Tittley S. R., and Hicks C. L. (1966). eds., "Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America": Tucson, University of Arizona Press, pp. 51-74.
- Tunini L., Jiménez-Munt I, Fernández M., Vergés J., Bird P. (2017.) "ATIZA: The nature of lithospheric-mantle beneath Alpine orogenic belts. A comparison between Atlas, Zagros

and Tibet from numerical approaches", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, pp. 9461–9484.

- USGS (US Geological Survey). (2016). "Mineral Commodity Summaries", January.
- Vialon P., Houchmand-zadeh A., Sabzehei M. (1972). "Proposition d'un modèle de l'évolution pétrostructurale de quelques montagnes iraniennes, une conséquence de la tectonique des plaques": *Proc. 24th Int. Geol. Congress* 3, pp. 196-208.
- Walker, R.T. (2006). "A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran". *Journal of Structural Geology* 25, pp. 654-668.
- Walshe J.L., and Hobbs B. E. (1999). "Hydrothermal systems, giant ore deposits and a new paradigm for predictive mineral exploration". *CSIRO Exploration and Mining Research Reviews*, pp. 30-31.
- Wang Y., Zhang F., Liu J, Que C. (2016). "Genesis of the Fuxing porphyry Cu deposit in Eastern Tianshan, China": Evidence from fluid inclusions and C–H–O–S–Pb isotope systematics, *Ore Geology Reviews* 79, pp. 46–61.
- Wang Y., Zhang F, Li B. (2017). "Genesis of the Yandong porphyry Cu deposit in eastern Tianshan, NW China": Evidence from geology, fluid inclusions and isotope systematics, *Ore Geology Reviews*.
- Whitney J.A. (1977). "A synthetic model for vapor generation in tonalite magmas and its economic ramifications". *Economic Geology* 72, pp. 686-690.
- Williams W.C. (1992). "Magmatic and structural controls in mineralization in the Paleocene magmatic arc between 22°40' and 23°45' south latitude, Antofagasta, II region, Chile": Tucson, University of Arizona, Ph.D. thesis, 182 p.
- Williams I.S., Collins W.J. (1990). "Granite-greenstone terranes in the Pilbara Block, Australia, as coeval volcanoplutonic complexes": Evidence from U-Pb zircon dating of the Mount Edgar Batholith. *Earth and Planetary Science Letters* 97, pp.41-53.
- Wilkinson J.J. (2001). "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits": *Lithos*, 55, pp. 229-272.
- Wilson M. (1989). "Igneous Petrology: A global tectonic approach" Unwin Hyman Ltd., pp. 46.
- Winchester J. A. & Floyd P. A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical geology*, 20, pp .249-284.

- Wu S., Zheng Y., Geng R., Jin L., Bao B., Tan M., Guo F. (2017). "Geology, fluid inclusion and isotope constraints on ore genesis of the post-collisional Dabu porphyry Cu–Mo deposit, Southern Tibet". *Ore Geology Reviews*.
- Xiaoming Qu., Hou Z., Zaw K., Youguo L. (2007). "Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan Plateau: Preliminary geochemical and geochronological results". *Ore Geology Reviews* 31, pp. 205-223.
- Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M. (1995). "Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region": Implications for slab melting and processes in the mantle wedge: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, pp. 505- 519.
- Zhou Y. Wang Z. (1999). "Altered ductile shear zone host type of gold deposits from south China" a case study. *J. Geoscience of China*, 1, pp 23-38.

داده‌های ۲ گمانه اکتشافی از شرکت مس

BHID	Sample No	From	To	Cu (%)	Mo(ppm)	Pb(ppm)	Zn(ppm)	Fe (%)
BAK-01	BAK01001	0	2	0.03	2	31	48	1.89
BAK-01	BAK01002	2	4	0.05	3	32	43	2
BAK-01	BAK01003	4	6	0.03	2	37	46	2.14
BAK-01	BAK01004	6	8	0.06	1	32	46	1.94
BAK-01	BAK01005	8	10	0.04	1	32	40	2.05
BAK-01	BAK01006	10	12	0.02	3	35	44	2.04
BAK-01	BAK01007	12	14	0.03	14	37	38	2.38
BAK-01	BAK01008	14	16	0.32	2	25	48	2.03
BAK-01	BAK01009	16	18	0.02	2	24	44	1.45
BAK-01	BAK01010	18	20	0.02	3	26	50	1.51
BAK-01	BAK01011	20	22	0.04	9	78	94	4.69
BAK-01	BAK01012	22	24	0.03	6	60	79	3.64
BAK-01	BAK01013	24	26	0.04	6	72	99	4.37
BAK-01	BAK01014	26	28	0.05	5	61	70	3.69
BAK-01	BAK01015	28	30	0.04	10	56	67	3.57
BAK-01	BAK01016	30	32	0.02	10	37	43	2.27
BAK-01	BAK01017	32	34	0.04	9	59	66	3.65
BAK-01	BAK01018	34	36	0.45	8	50	56	3.28
BAK-01	BAK01019	36	38	5.05	12	5	100	10.24
BAK-01	BAK01021	38	40	1.51	21	23	65	4.26
BAK-01	BAK01022	40	42	0.57	4	60	67	4.84
BAK-01	BAK01023	42	44	1.04	5	74	86	5.74
BAK-01	BAK01024	44	46	0.48	6	53	74	4.05
BAK-01	BAK01025	46	48	0.76	10	48	59	4.06
BAK-01	BAK01026	48	50	0.22	3	50	45	3.3
BAK-01	BAK01027	50	52	0.63	5	42	58	3.69
BAK-01	BAK01028	52	54	0.39	4	43	42	3.28
BAK-01	BAK01029	54	56	0.27	5	46	51	3.01
BAK-01	BAK01030	56	58	0.22	9	40	61	2.51
BAK-01	BAK01033	58	60	0.1	3	40	43	2.27
BAK-01	BAK01034	60	62	0.17	2	52	53	3.07
BAK-01	BAK01035	62	64	0.26	8	44	86	3.12
BAK-01	BAK01036	64	66	0.15	3	34	71	2.23
BAK-01	BAK01037	66	68	0.19	3	30	44	2.47
BAK-01	BAK01038	68	70	0.17	3	22	29	1.71
BAK-01	BAK01039	70	72	0.07	2	18	29	1.34
BAK-01	BAK01040	72	74	0.17	6	41	41	2.99
BAK-01	BAK01041	74	76	0.18	7	50	58	3.72
BAK-01	BAK01042	76	78	0.05	4	65	59	4.34
BAK-01	BAK01043	78	80	0.1	3	28	33	2.3
BAK-01	BAK01044	80	82	0.15	8	29	35	2.16
BAK-01	BAK01045	82	84.3	0.15	1	35	38	2.74
BAK-01	BAK01047	84.3	86.8	0.19	4	42	48	3.01
BAK-01	BAK01048	86.8	88	0.02	2	0	6	0.6
BAK-01	BAK01049	92	94	0.05	9	158	22	10.27
BAK-01	BAK01050	94	96	0.01	8	155	16	10.79
BAK-01	BAK01051	97	99.45	0.02	4	12	39	1.01
BAK-01	BAK01052	104	106	0.02	4	4	30	0.71
BAK-01	BAK01053	110	112	0.1	4	14	47	1.43
BAK-01	BAK01054	112	114	0.15	3	6	35	0.98
BAK-01	BAK01055	114	116	0.2	3	27	49	1.86
BAK-01	BAK01056	116	118	0.22	5	73	52	4.67
BAK-01	BAK01057	118	120	0.07	1	52	45	3.43
BAK-01	BAK01058	120	122	0.1	3	39	44	2.34
BAK-01	BAK01059	122	124	0.22	2	24	61	1.71
BAK-01	BAK01060	124	126	0.35	6	18	50	1.62
BAK-01	BAK01061	126	128	0.34	3	21	47	1.61
BAK-01	BAK01062	128	130	0.48	3	24	53	1.94
BAK-01	BAK01066	130	132	0.49	2	21	44	1.9
BAK-01	BAK01067	132	134	0.22	3	23	64	1.69
BAK-01	BAK01068	134	136	0.39	2	21	50	1.89
BAK-01	BAK01069	136	138	0.43	3	23	58	1.99
BAK-01	BAK01070	138	140	0.36	3	22	42	1.89
BAK-01	BAK01071	140	142	0.38	4	22	55	1.81
BAK-01	BAK01072	142	144	0.11	3	21	45	1.49
BAK-01	BAK01073	144	146	0.12	4	31	101	1.81
BAK-01	BAK01074	146	148	0.24	3	24	45	1.71
BAK-01	BAK01075	148	150	0.2	1	22	38	1.65
BAK-01	BAK01076	150	152	0.28	3	27	44	1.93
BAK-01	BAK01077	152	154	0.22	3	31	46	2.12
BAK-01	BAK01078	154	156	0.32	2	24	47	1.97
BAK-01	BAK01079	156	158	0.3	4	31	49	2.08

BAK-01	BAK01080	158	160	0.27	4	35	71	2.61
BAK-01	BAK01081	160	162	0.28	6	37	60	2.48
BAK-01	BAK01082	162	164	0.4	3	34	48	3.01
BAK-01	BAK01083	164	166	0.35	4	27	48	2.05
BAK-01	BAK01084	166	168	0.16	4	33	49	2.2
BAK-01	BAK01085	168	170	0.26	3	36	45	2.28
BAK-01	BAK01086	170	172	0.35	7	32	51	2.54
BAK-01	BAK01087	172	174	0.5	3	25	46	2.07
BAK-01	BAK01088	174	176	0.21	3	49	43	3.08
BAK-01	BAK01089	176	178	0.14	4	45	39	2.72
BAK-01	BAK01090	178	180	0.14	4	43	76	2.48
BAK-01	BAK01092	180	182	0.37	12	31	39	2.38
BAK-01	BAK01093	182	184	0.28	10	30	43	1.98
BAK-01	BAK01094	184	186	0.34	6	29	66	1.98
BAK-01	BAK01095	186	188	0.42	3	28	47	2.11
BAK-01	BAK01098	188	190	0.37	3	21	53	1.79
BAK-01	BAK01099	190	192	0.31	5	25	51	1.92
BAK-01	BAK01100	192	194	0.55	17	28	46	2.74
BAK-01	BAK01101	194	196	0.36	5	28	47	2.36
BAK-01	BAK01102	196	198	0.51	3	19	39	1.9
BAK-01	BAK01103	198	200	0.27	3	27	36	1.72
BAK-01	BAK01104	200	202	0.11	3	24	32	1.51
BAK-01	BAK01105	202	204	0.16	7	24	35	1.67
BAK-01	BAK01106	204	206	0.27	5	24	35	1.82
BAK-01	BAK01107	206	208	0.19	6	28	38	2.03
BAK-01	BAK01108	208	210	0.3	6	24	38	1.86
BAK-01	BAK01109	210	212	0.34	11	24	36	1.82
BAK-01	BAK01110	212	214	0.24	1	1	1	2.04
BAK-01	BAK01111	214	216	0.18	0	1	1	1.92
BAK-01	BAK01112	216	218	0.33	0	0	1	1.79
BAK-01	BAK01113	218	220	0.31	4	25	43	1.81
BAK-01	BAK01114	220	222	0.16	4	42	38	2.6
BAK-01	BAK01115	222	224	0.39	4	28	49	2.15
BAK-01	BAK01116	224	226	0.12	4	37	37	2.68
BAK-01	BAK01118	226	228	0.29	4	34	47	2.48
BAK-01	BAK01119	228	230	0.25	2	28	49	1.86
BAK-01	BAK01120	230	232	0.2	10	28	45	1.64
BAK-01	BAK01121	232	234	0.13	5	23	54	1.35
BAK-01	BAK01122	234	236	0.01	22	21	26	1.3
BAK-01	BAK01123	236	238	0.12	3	49	35	3.09
BAK-01	BAK01124	238	240	0.08	180	23	24	1.31
BAK-01	BAK01125	240	242	0.06	132	24	18	1.38
BAK-01	BAK01126	242	244	0.39	9	19	71	1.8
BAK-01	BAK01127	244	246	0.22	3	28	35	1.83
BAK-01	BAK01130	246	248	0.09	8	56	29	3.58
BAK-01	BAK01131	248	250	0.24	7	29	35	2.01
BAK-01	BAK01132	250	252	0.3	4	27	38	1.95
BAK-01	BAK01133	252	254	0.32	6	28	43	2.09
BAK-01	BAK01134	254	256	0.22	9	25	43	1.81
BAK-01	BAK01135	256	258	0.31	8	17	40	1.74
BAK-01	BAK01136	258	260	0.21	10	34	39	2.44
BAK-01	BAK01137	260	262	0.39	4	24	44	2
BAK-01	BAK01138	262	264	0.32	3	27	44	2.02
BAK-01	BAK01139	264	266	0.16	4	33	36	2.42
BAK-01	BAK01140	266	268	0.16	7	31	39	2.36
BAK-01	BAK01141	268	270	0.24	10	24	46	1.58
BAK-01	BAK01142	270	272	0.35	11	22	42	1.82
BAK-01	BAK01144	272	274	0.33	13	30	46	1.93
BAK-01	BAK01145	274	276	0.36	8	23	47	1.97
BAK-01	BAK01146	276	278	0.19	25	27	38	1.7
BAK-01	BAK01147	278	280	0.34	14	28	90	2.07
BAK-01	BAK01148	280	282	0.4	6	24	49	1.98
BAK-01	BAK01149	282	284	0.35	6	23	47	1.97
BAK-01	BAK01150	284	286	0.39	8	29	58	1.91
BAK-01	BAK01151	286	288	0.32	22	32	45	1.84
BAK-01	BAK01152	288	290	0.46	5	31	53	2.07
BAK-01	BAK01153	290	292	0.43	5	25	43	2.03
BAK-01	BAK01154	292	294	0.45	6	26	42	2.07
BAK-01	BAK01155	294	296	0.09	5	40	38	2.41
BAK-01	BAK01156	296	298	0.24	21	44	38	2.59
BAK-01	BAK01157	298	300	0.21	10	40	37	2.54
BAK-01	BAK01158	300	302	0.12	5	45	34	2.68
BAK-01	BAK01159	302	304	0.19	9	46	44	2.6
BAK-01	BAK01163	304	306	0.05	9	53	37	2.85
BAK-01	BAK01164	306	308	0.12	8	36	36	2.24
BAK-01	BAK01165	308	310	0.21	7	34	44	2.53
BAK-01	BAK01166	310	312	0.3	5	26	44	2.04
BAK-01	BAK01167	312	314	0.36	4	26	45	1.98
BAK-01	BAK01168	314	316	0.11	7	23	41	1.4
BAK-01	BAK01169	316	318	0.12	6	24	43	1.5
BAK-01	BAK01170	318	320	0.23	46	25	46	1.89

BAK-01	BAK01171	320	322	0.15	5	39	38	2.55
BAK-01	BAK01172	322	324	0.19	35	32	41	2.03
BAK-01	BAK01173	324	326	0.22	31	25	43	1.74
BAK-01	BAK01174	326	328	0.18	8	34	45	2.1
BAK-01	BAK01175	328	330	0.18	6	36	39	2.32
BAK-01	BAK01176	330	332	0.29	3	21	87	1.61
BAK-01	BAK01177	332	334	0.11	4	28	41	1.54
BAK-01	BAK01178	334	336	0.13	50	22	40	1.38
BAK-01	BAK01179	336	338	0	5	25	36	1.18
BAK-01	BAK01180	338	340	0.01	10	24	35	1.16
BAK-01	BAK01181	340	342	0.09	7	31	43	1.55
BAK-01	BAK01182	342	344	0.3	11	29	88	1.76
BAK-01	BAK01183	344	346	0.25	8	30	47	1.9
BAK-01	BAK01184	346	348	0.07	13	33	81	1.64
BAK-01	BAK01185	348	350	0.19	11	33	48	1.88
BAK-01	BAK01187	350	352	0.15	8	40	43	2.29
BAK-01	BAK01188	352	354	0.07	8	31	48	1.64
BAK-01	BAK01189	354	356	0.19	9	28	42	1.59
BAK-01	BAK01190	356	358	0.16	7	47	47	2.67
BAK-01	BAK01191	358	360	0.25	5	43	44	2.19
BAK-01	BAK01194	360	362	0.21	6	33	40	1.99
BAK-01	BAK01195	362	364	0.03	12	27	38	1.34
BAK-01	BAK01196	364	366	0.23	16	31	54	1.74
BAK-01	BAK01197	366	368	0.25	7	27	39	1.72
BAK-01	BAK01198	368	370	0.23	11	33	36	2.12
BAK-01	BAK01199	370	372	0.12	6	36	33	2.14
BAK-01	BAK01200	372	374	0.1	7	28	40	1.56
BAK-01	BAK01201	374	376	0.41	5	25	45	1.95
BAK-01	BAK01202	376	378	0.21	4	25	34	1.53
BAK-01	BAK01203	378	380	0.16	6	43	35	2.48
BAK-01	BAK01204	380	382	0.14	9	40	51	2.17
BAK-01	BAK01205	382	384	0.21	15	37	34	2.11
BAK-01	BAK01206	384	386	0.1	7	43	36	2.49
BAK-01	BAK01207	386	388	0.16	37	41	36	2.45
BAK-01	BAK01208	388	390	0.27	15	34	43	2.19
BAK-01	BAK01209	390	392	0.3	8	32	36	2.08
BAK-01	BAK01210	392	394	0.26	16	35	41	2.17
BAK-01	BAK01211	394	396	0.15	13	38	41	2.26
BAK-01	BAK01213	396	398	0.07	11	45	34	2.67
BAK-01	BAK01214	398	400	0.06	8	52	43	2.87
BAK-01	BAK01215	400	401.75	0.11	5	52	40	2.89
BAK-19	Sample No	From	To	Cu(%)	Mo(ppm)	Pb(ppm)	Zn(ppm)	Fe(%)
BAK-19	BAK19001	7	8	0.0295	0.58	-	71	5.1955
BAK-19	BAK19002	8	10	0.0264	0.58	-	117	4.795
BAK-19	BAK19003	10	12	0.0438	2.08	-	107	5.0001
BAK-19	BAK19004	12	14	0.0358	1.6	-	119	5.6105
BAK-19	BAK19005	14	16	0.0337	1.76	-	77	5.0328
BAK-19	BAK19006	16	18	0.0242	1.92	-	63	5.1425
BAK-19	BAK19008	18	20	0.0575	2.8	-	57	5.133
BAK-19	BAK19009	20	22	0.0193	3.12	-	53	4.8897
BAK-19	BAK19010	22	24	0.0162	2.56	-	50	4.9664
BAK-19	BAK19011	24	26	0.054	0.59	-	61	5.1389
BAK-19	BAK19012	26	28	0.1967	1.76	-	68	5.7638
BAK-19	BAK19013	28	30	0.0515	0.59	-	64	5.1484
BAK-19	BAK19014	30	32	0.0564	1.68	-	73	5.3799
BAK-19	BAK19015	32	34	0.0446	0.61	-	57	5.2892
BAK-19	BAK19016	34	36	0.0271	1.6	-	54	5.3301
BAK-19	BAK19017	36	38	0.1208	0.56	-	76	5.553
BAK-19	BAK19018	38	40	0.1595	1.36	-	78	5.9472
BAK-19	BAK19019	40	42	0.0587	0.62	-	71	5.6986
BAK-19	BAK19020	42	44	0.1047	2	-	72	5.8262
BAK-19	BAK19021	44	46	0.0352	0.58	-	54	6.0631
BAK-19	BAK19022	46	48	0.0491	1.52	-	50	5.8998
BAK-19	BAK19023	48	50	0.172	14.24	-	58	6.0142
BAK-19	BAK19024	50	52	0.1753	11.84	--	69	6.9764
BAK-19	BAK19025	52	54	0.0239	0.52	-	69	7.1587
BAK-19	BAK19026	54	56	0.1113	1.76	-	53	5.8879
BAK-19	BAK19027	56	58	0.0926	2.24	-	53	6.9273
BAK-19	BAK19028	58	60	0.0664	6.48	-	56	5.8479
BAK-19	BAK19029	60	62	0.0373	0.51	-	52	6.1864
BAK-19	BAK19032	62	64	0.0219	0.64	-	55	6.1155
BAK-19	BAK19033	64	66	0.0113	1.36	-	45	5.8665
BAK-19	BAK19034	66	68	0.0411	2.72	-	59	6.1307
BAK-19	BAK19035	68	70	0.0797	2.48	-	60	6.0665
BAK-19	BAK19037	70	72	0.032	1.84	-	52	6.001
BAK-19	BAK19038	72	74	0.0576	0.58	-	58	5.8349
BAK-19	BAK19039	74	76	0.0274	0.52	-	50	5.2585
BAK-19	BAK19040	76	78	0.0159	4.32	-	50	5.0978
BAK-19	BAK19041	78	80	0.0281	8.16	-	50	4.9313
BAK-19	BAK19042	80	82	0.0383	0.59	-	50	5.0674
BAK-19	BAK19043	82	84	0.0396	0.52	-	52	5.2444

BAK-19	BAK19044	84	86	0.0278	95.84	-	52	5.0678
BAK-19	BAK19045	86	88	0.0621	2.48	-	61	5.7331
BAK-19	BAK19046	88	90	0.0298	88.96	-	69	6.7408
BAK-19	BAK19047	90	92	0.0311	3.36	-	65	6.3846
BAK-19	BAK19048	92	94	0.0427	6.4	-	56	6.2273
BAK-19	BAK19049	94	96	0.0195	23.52	-	56	6.2849
BAK-19	BAK19050	96	98	0.0231	0.62	-	60	7.6823
BAK-19	BAK19051	98	100	0.0376	0.52	-	59	6.9094
BAK-19	BAK19052	100	102	0.0647	0.56	-	41	5.7237
BAK-19	BAK19053	102	104	0.0218	0.55	-	49	6.8984
BAK-19	BAK19054	104	106	0.0571	3.76	-	64	6.3329
BAK-19	BAK19055	106	108	0.0794	3.44	-	51	5.7622
BAK-19	BAK19056	108	110	0.1523	4.96	-	58	5.87
BAK-19	BAK19057	110	112	0.0187	0.55	-	53	6.3592
BAK-19	BAK19058	112	114	0.0306	13.44	-	41	6.0981
BAK-19	BAK19059	114	116	0.1212	0.51	-	51	5.9894
BAK-19	BAK19060	116	118	0.1589	2.16	-	55	5.8493
BAK-19	BAK19061	118	120	0.0344	1.84	-	47	6.1465
BAK-19	BAK19062	120	122	0.0351	0.57	-	41	6.3752
BAK-19	BAK19066	122	124	0.031	0.52	-	47	6.2695
BAK-19	BAK19067	124	126	0.032	0.6	-	57	6.1945
BAK-19	BAK19068	126	128	0.0158	0.51	-	55	6.5443
BAK-19	BAK19069	128	130	0.0158	1.36	-	51	6.2921
BAK-19	BAK19070	130	132	0.0207	3.36	-	44	6.2662
BAK-19	BAK19071	132	134	0.014	0.49	-	70	5.6634
BAK-19	BAK19072	134	136	0.0669	1.36	-	46	5.8944
BAK-19	BAK19073	136	138	0.0158	0.49	-	59	6.2975
BAK-19	BAK19074	138	140	0.0263	0.5	-	61	6.1898
BAK-19	BAK19075	140	142	0.0297	2.72	-	88	6.9592
BAK-19	BAK19076	142	144	0.0327	0.5	-	73	6.8735
BAK-19	BAK19077	144	146	0.0072	0.42	-	78	6.8742
BAK-19	BAK19078	146	148	0.0614	2.32	-	70	6.272
BAK-19	BAK19079	148	150	0.0121	0.56	-	75	6.2029
BAK-19	BAK19080	150	152	0.0434	0.48	-	80	6.0927
BAK-19	BAK19081	152	154	0.0158	0.49	-	70	6.1982
BAK-19	BAK19082	154	156	0.0232	0.58	-	80	6.1721
BAK-19	BAK19083	156	158	0.0193	0.6	-	92	6.9442
BAK-19	BAK19084	158	160	0.04	1.52	-	78	6.7628
BAK-19	BAK19085	160	162	0.047	0.47	-	64	5.8881
BAK-19	BAK19086	162	164	0.0371	0.5	-	64	6.0082
BAK-19	BAK19087	164	166	0.0441	0.48	-	89	6.3207
BAK-19	BAK19089	166	168	0.0367	0.56	-	78	5.9952
BAK-19	BAK19090	168	170	0.0527	0.57	-	62	5.8857
BAK-19	BAK19091	170	172	0.0443	0.54	-	69	6.0061
BAK-19	BAK19092	172	174	0.0874	2.48	-	36	5.0322
BAK-19	BAK19093	174	176	0.0697	0.5	-	33	5.3505
BAK-19	BAK19094	176	178	0.0392	0.51	-	55	6.1051
BAK-19	BAK19095	178	180	0.0374	3.36	-	50	5.7389
BAK-19	BAK19096	180	182	0.0312	0.46	-	66	6.4074
BAK-19	BAK19097	182	184	0.0356	0.56	-	68	6.2944
BAK-19	BAK19100	184	186	0.013	0.53	-	47	5.8732
BAK-19	BAK19101	186	188	0.0237	0.56	-	61	5.7893
BAK-19	BAK19102	188	190	0.0282	6.32	-	51	5.7915
BAK-19	BAK19103	190	192	0.0218	0.5	-	49	6.0345
BAK-19	BAK19104	192	194	0.0189	0.49	-	56	6.7806
BAK-19	BAK19105	194	196	0.0475	0.56	-	46	5.6908
BAK-19	BAK19106	196	198	0.05	0.46	-	41	5.8167
BAK-19	BAK19107	198	200	0.0297	2	-	43	5.4021
BAK-19	BAK19108	200	202	0.0336	0.5	-	60	6.2841
BAK-19	BAK19109	202	204	0.0329	5.8	-	79	5.9636
BAK-19	BAK19110	204	206	0.0877	0.53	-	67	5.5013
BAK-19	BAK19111	206	208	0.0593	0.69	-	44	5.4248
BAK-19	BAK19113	208	210	0.0724	0.66	-	46	5.7503
BAK-19	BAK19114	210	212	0.041	0.61	-	58	6.0148
BAK-19	BAK19115	212	214	0.0178	0.63	-	59	6.4367
BAK-19	BAK19116	214	216	0.0173	3.23	-	56	5.6477
BAK-19	BAK19117	216	217.6	0.0238	0.58	-	50	5.382
BAK-19	BAK19118	217.6	220	0.189	0.68	-	50	3.9646
BAK-19	BAK19119	220	222	0.2148	1.62	-	50	2.8597
BAK-19	BAK19120	222	223.8	0.203	5.04	-	53	3.2174
BAK-19	BAK19121	223.8	226	0.0239	1.62	-	40	5.6683
BAK-19	BAK19122	226	228	0.0287	0.58	-	43	5.8027
BAK-19	BAK19123	228	230	0.021	8.17	-	53	6.0538
BAK-19	BAK19124	230	232	0.0139	0.61	-	65	6.4951
BAK-19	BAK19125	232	234	0.0244	0.6	-	69	6.7573
BAK-19	BAK19126	234	236	0.0672	2	-	59	6.5869
BAK-19	BAK19127	236	238	0.0284	0.69	-	77	6.7668
BAK-19	BAK19128	238	240	0.1117	2.47	-	68	6.4152
BAK-19	BAK19129	240	242	0.0636	9.98	-	59	6.4601
BAK-19	BAK19130	242	244	0.0519	3.71	-	53	6.4803
BAK-19	BAK19131	244	246	0.0772	0.68	-	51	6.0326

BAK-19	BAK19135	246	248	0.1067	3.52	-	52	5.81
BAK-19	BAK19136	248	250	0.0618	6.18	-	35	5.4549
BAK-19	BAK19137	250	252	0.0545	3.33	-	56	6.4018
BAK-19	BAK19138	252	254	0.0222	0.67	-	61	6.8255
BAK-19	BAK19139	254	256.8	0.0642	1.52	-	80	6.6235
BAK-19	BAK19140	256.8	258	0.4046	6.84	-	59	2.9964
BAK-19	BAK19141	258	260	0.3357	3.42	-	52	2.2559
BAK-19	BAK19142	260	262	0.3354	7.13	-	50	2.1833
BAK-19	BAK19143	262	264	0.3439	13.68	-	51	2.2644
BAK-19	BAK19144	264	266	0.3761	3.52	-	53	2.3482
BAK-19	BAK19145	266	268	0.4514	15.96	-	59	2.8085
BAK-19	BAK19146	268	270	0.3324	7.32	-	49	2.0637
BAK-19	BAK19147	270	272	0.2003	6.75	-	42	1.8682
BAK-19	BAK19148	272	274	0.2363	16.25	-	45	2.0045
BAK-19	BAK19149	274	276	0.4487	21.76	-	63	2.5074
BAK-19	BAK19150	276	278	0.3039	16.91	-	50	2.4273
BAK-19	BAK19151	278	280	0.3308	17.77	-	63	2.5887
BAK-19	BAK19152	280	282	0.1632	3.04	-	45	2.1729
BAK-19	BAK19153	282	284	0.2211	3.42	-	45	2.2193
BAK-19	BAK19154	284	286	0.2184	43.89	-	43	2.9347
BAK-19	BAK19155	286	288	0.2953	5.13	-	49	2.3628
BAK-19	BAK19156	288	290	0.2673	2.85	-	58	2.2834
BAK-19	BAK19157	290	292	0.2786	0.71	-	50	2.3733
BAK-19	BAK19158	292	294	0.2202	1.9	-	50	2.2385
BAK-19	BAK19159	294	296	0.7535	0.65	-	76	3.5358
BAK-19	BAK19161	296	298	0.733	0.71	-	73	3.478
BAK-19	BAK19162	298	300	0.2728	0.6	-	48	3.1021
BAK-19	BAK19163	300	302	0.3474	2.28	-	44	2.5537
BAK-19	BAK19164	302	304	0.2148	12.73	-	36	2.5376
BAK-19	BAK19165	304	306	0.3175	0.76	-	44	2.3822
BAK-19	BAK19168	306	308	0.1913	8.46	-	40	2.534
BAK-19	BAK19169	308	310	0.3052	21.76	-	44	2.638
BAK-19	BAK19170	310	312	0.2117	13.21	-	40	3.044
BAK-19	BAK19171	312	314	0.2654	10.93	-	41	2.9173
BAK-19	BAK19172	314	316	0.2915	9.5	-	44	2.6522
BAK-19	BAK19173	316	318	0.3583	13.4	-	47	2.5866
BAK-19	BAK19174	318	320	0.3407	29.64	-	47	2.5955
BAK-19	BAK19175	320	322	0.346	10.45	-	45	2.462
BAK-19	BAK19176	322	324	0.3687	12.54	-	45	2.4507
BAK-19	BAK19177	324	326	0.2831	40	-	44	2.8564
BAK-19	BAK19178	326	328	0.2795	14.54	-	44	2.6815
BAK-19	BAK19179	328	330	0.2149	121.32	-	43	2.7174
BAK-19	BAK19180	330	332	0.1526	10.93	-	37	3.105
BAK-19	BAK19181	332	334	0.319	2.47	-	44	2.8007
BAK-19	BAK19182	334	336	0.2539	7.03	-	41	2.8638
BAK-19	BAK19183	336	338	0.0489	3.23	-	30	3.3162
BAK-19	BAK19184	338	340	0.0886	1.71	-	33	3.4388
BAK-19	BAK19185	340	342	0.1264	2.57	-	37	3.2934
BAK-19	BAK19186	342	344	0.1673	68.5	-	38	3.209
BAK-19	BAK19188	344	346	0.1867	28.88	-	40	2.9882
BAK-19	BAK19189	346	348	0.2802	39.71	-	43	2.8202
BAK-19	BAK19190	348	350	0.2827	6.56	-	44	2.6825
BAK-19	BAK19191	350	352	0.2645	0.65	-	46	2.8223
BAK-19	BAK19192	352	354	0.3507	0.55	-	48	2.7174
BAK-19	BAK19193	354	356	0.4342	0.63	-	58	2.921
BAK-19	BAK19194	356	358	0.2164	0.73	-	39	2.7974
BAK-19	BAK19195	358	360	0.2407	1.52	-	38	3.0509
BAK-19	BAK19196	360	362	0.1654	5.51	-	33	2.4988
BAK-19	BAK19199	362	364	0.1783	6.75	-	31	2.408
BAK-19	BAK19200	364	366	0.2196	7.6	-	39	3.1491
BAK-19	BAK19201	366	368	0.3254	24.61	-	46	2.9818
BAK-19	BAK19202	368	370	0.2606	9.12	-	40	2.813
BAK-19	BAK19203	370	372	0.0641	9.6	-	30	3.3318
BAK-19	BAK19204	372	374	0.0773	7.7	-	29	3.3532
BAK-19	BAK19205	374	376	0.1041	225.63	-	32	3.3202
BAK-19	BAK19206	376	378	0.1282	22.61	-	36	3.484
BAK-19	BAK19207	378	380	0.4496	55.2	-	50	2.6509
BAK-19	BAK19208	380	382	0.292	98.99	-	42	2.4171
BAK-19	BAK19209	382	384	0.3379	58.43	-	42	2.3087
BAK-19	BAK19210	384	386	0.3664	83.03	-	47	2.3101
BAK-19	BAK19211	386	388	0.2923	50.64	-	41	2.5319
BAK-19	BAK19212	388	390	0.238	46.36	-	38	2.3223
BAK-19	BAK19213	390	392	0.2467	43.04	-	42	2.3099
BAK-19	BAK19215	392	394	0.1954	26.32	-	234	3.2468
BAK-19	BAK19216	394	396	0.3065	39.05	-	46	2.8943
BAK-19	BAK19217	396	398	0.3244	38.37	-	56	2.445
BAK-19	BAK19218	398	400	0.2464	46.2	-	48	2.3924
BAK-19	BAK19219	400	402	0.2799	44.35	-	46	2.3384
BAK-19	BAK19220	402	404	0.1635	22.18	-	41	2.6436
BAK-19	BAK19221	404	406	0.1788	24.73	-	43	2.9543
BAK-19	BAK19222	406	408	0.1373	3.08	-	40	3.0142

BAK-19	BAK19223	408	410	0.1162	5.98	-	38	3.1508
BAK-19	BAK19224	410	412	0.1144	20.33	-	34	3.0396
BAK-19	BAK19225	412	414	0.1178	10.47	-	36	2.8544
BAK-19	BAK19226	414	416	0.1571	25.26	-	38	2.9912
BAK-19	BAK19227	416	418	0.3015	37.75	-	45	2.578
BAK-19	BAK19230	418	420	0.2772	75.5	-	44	2.5218
BAK-19	BAK19231	420	422	0.4361	72.51	-	52	2.5956
BAK-19	BAK19232	422	424	0.3932	156.82	-	51	2.3576
BAK-19	BAK19233	424	426	0.3713	84.22	-	50	2.7928
BAK-19	BAK19234	426	428	0.2808	44.7	-	45	2.9139
BAK-19	BAK19235	428	430	0.2481	48.05	-	40	2.7943
BAK-19	BAK19236	430	432	0.3472	37.66	-	47	2.3869
BAK-19	BAK19237	432	434	0.4346	75.59	-	51	2.5484
BAK-19	BAK19238	434	436	0.4714	61.07	-	51	2.3848
BAK-19	BAK19239	436	438	0.2653	21.91	-	43	2.9819
BAK-19	BAK19241	438	440	0.3054	34.67	-	46	2.8297
BAK-19	BAK19242	440	442	0.2653	104.98	-	45	3.3012
BAK-19	BAK19243	442	444	0.3716	130.68	-	50	2.8399
BAK-19	BAK19244	444	446	0.5445	208.21	-	59	2.5754
BAK-19	BAK19245	446	448	0.5491	123.29	-	59	2.4902
BAK-19	BAK19246	448	450	0.4611	365.02	-	52	2.1902
BAK-19	BAK19247	450	452	0.6112	25.43	-	60	2.4464
BAK-19	BAK19248	452	454	0.5368	5.19	-	56	2.3289
BAK-19	BAK19249	454	456	0.3476	55.7	-	45	2.144
BAK-19	BAK19250	456	458	0.3261	11.09	-	45	2.1801
BAK-19	BAK19251	458	460	0.3688	61.42	-	50	2.4709
BAK-19	BAK19252	460	462	0.2514	10.38	-	43	2.7145
BAK-19	BAK19253	462	464	0.1198	16.46	-	40	2.8508
BAK-19	BAK19254	464	466	0.1383	16.37	-	38	2.9896
BAK-19	BAK19255	466	468	0.1315	4.58	-	36	2.9235
BAK-19	BAK19256	468	470	0.24	7.74	-	42	3.1752
BAK-19	BAK19257	470	472	0.1688	23.67	-	40	2.6174
BAK-19	BAK19258	472	474	0.1435	49.19	-	37	2.761
BAK-19	BAK19259	474	476	0.1403	11.97	-	36	2.8491
BAK-19	BAK19260	476	478	0.1321	14.7	-	35	2.7065
BAK-19	BAK19261	478	480	0.1188	26.66	-	40	3.2999
BAK-19	BAK19262	480	482	0.2185	42.15	-	47	3.1649
BAK-19	BAK19266	482	484	0.4243	43.3	-	68	2.6213
BAK-19	BAK19267	484	486	0.1578	293.04	-	40	2.3427
BAK-19	BAK19268	486	488	0.392	215.34	-	57	2.7308
BAK-19	BAK19269	488	490	0.3838	50.42	-	52	2.5481
BAK-19	BAK19270	490	492	0.2401	36.08	-	46	3.1176
BAK-19	BAK19271	492	494	0.1902	17.37	-	39	3.0141
BAK-19	BAK19272	494	496	0.108	51.6	-	33	3.1117
BAK-19	BAK19273	496	498	0.1652	120.57	-	37	2.7655
BAK-19	BAK19274	498	500	0.168	141.64	-	37	2.8579
BAK-19	BAK19275	500	502	0.097	30.87	-	34	2.8231
BAK-19	BAK19276	502	504	0.0782	26.49	-	45	3.098
BAK-19	BAK19277	504	506	0.0609	56.93	-	29	3.0644
BAK-19	BAK19278	506	508	0.0506	23.99	-	29	3.2131
BAK-19	BAK19279	508	510	0.1277	126.33	-	44	2.8363
BAK-19	BAK19280	510	512	0.0961	66.39	-	62	2.7645
BAK-19	BAK19281	512	514	0.0917	97.35	-	36	3.0236
BAK-19	BAK19282	514	516	0.0862	24.68	-	37	3.031
BAK-19	BAK19283	516	518	0.0824	23.99	-	35	3.0702
BAK-19	BAK19284	518	520	0.132	70.86	-	42	2.9044
BAK-19	BAK19285	520	522	0.1071	32.68	-	36	3.2005
BAK-19	BAK19286	522	524	0.2119	7.22	-	42	2.7383
BAK-19	BAK19287	524	526	0.1023	2.84	-	37	3.1177
BAK-19	BAK19288	526	528	0.1224	8.26	-	45	3.2715
BAK-19	BAK19289	528	530	0.1745	21.5	-	59	3.1339
BAK-19	BAK19290	530	532	0.248	125.13	-	81	2.8049
BAK-19	BAK19291	532	534	0.171	530.62	-	48	2.9098
BAK-19	BAK19293	534	536	0.1756	17.37	-	71	2.4944
BAK-19	BAK19294	536	538	0.1357	16.25	-	42	2.7762
BAK-19	BAK19295	538	540	0.2001	33.97	-	41	3.0011
BAK-19	BAK19296	540	542	0.2299	29.41	-	43	2.6875
BAK-19	BAK19297	542	544	0.118	1.81	-	36	2.525
BAK-19	BAK19298	544	546	0.0641	0.59	-	32	2.4026
BAK-19	BAK19301	546	548	0.0553	1885.98	-	29	1.9996
BAK-19	BAK19302	548	550	0.0796	13.93	-	37	2.798
BAK-19	BAK19303	550	552	0.0857	297.39	-	32	2.4816
BAK-19	BAK19304	552	554	0.0605	141.9	-	29	2.6815
BAK-19	BAK19305	554	556	0.1384	30.1	-	46	2.546
BAK-19	BAK19306	556	558	0.1662	157.81	-	36	2.2748
BAK-19	BAK19307	558	560	0.1471	8.34	-	34	2.904
BAK-19	BAK19308	560	562	0.0754	14.79	-	33	3.1098
BAK-19	BAK19309	562	564	0.0444	6.11	-	29	2.8724
BAK-19	BAK19310	564	566	0.0261	2.58	-	26	2.9495
BAK-19	BAK19311	566	568	0.057	119.71	-	27	3.0436
BAK-19	BAK19312	568	570	0.0701	20.38	-	32	2.8536

BAK-19	BAK19313	570	572	0.0513	7.05	-	36	2.8939
BAK-19	BAK19314	572	574	0.0671	240.8	-	71	2.9316
BAK-19	BAK19315	574	576	0.0186	2.49	-	28	2.9607
BAK-19	BAK19316	576	578	0.0978	13.07	-	51	2.2317
BAK-19	BAK19317	578	580	0.1994	179.31	-	102	2.0038
BAK-19	BAK19318	580	582	0.1575	9.2	-	247	2.3796
BAK-19	BAK19319	582	584	0.1596	38.36	-	72	2.62
BAK-19	BAK19321	584	586	0.1931	37.93	-	37	2.5844
BAK-19	BAK19322	586	588	0.1976	203.13	-	37	2.4672
BAK-19	BAK19323	588	590	0.1389	96.41	-	32	2.7854
BAK-19	BAK19324	590	592	0.1036	38.79	-	30	2.9452
BAK-19	BAK19325	592	594	0.0579	59.86	-	38	2.8033
BAK-19	BAK19326	594	596	0.2142	134.85	-	50	2.8579
BAK-19	BAK19327	596	598	0.2629	93.83	-	54	3.1792
BAK-19	BAK19328	598	600	0.3781	32.94	-	63	2.843

Abstract

Baghkhoshk copper deposit is located in 35km northeast of Sirjan at Kerman province. This area is a part of the central Iran, in particular is situated in the southern part of the Orumieh-Dokhtar magmatic belt. The upper Eocene volcanic rocks is the most widespread lithological units in the area that including andesite - basaltic lava flows, andesite to andesitic-basaltic green tuffs. Diorite and granodiorite massives and quartz-feldspatic dykes intruded into the Eocene rock units in Oligomiocene. Copper mineralization in Baghkhoshk area is mainly observed as disseminated, vein- veinlets and breccia. The alterations include potassic, prophylic, phyllic, argillic, sericite, chloritic and silicic. The ore-forming minerals include sulfides (chalcopyrite, pyrite, bornite, molybdenite, chalcocite and covellite), carbonates (malachite), iron oxides (magnetite, hematite, goethite and limonite) and gangue minerals (calcite, quartz and clay minerals). The main textures of mineralization are disseminated and replacement, also structures include stockwork, vein-veinlets and brecciation. Geochemical studies show that igneous rocks originate from the medium-high potassium calc-alkaline and metaalumin-low potassium peralumin magma, and related to continental magmatic arcs. The multielements spider diagrams display that negative anomaly of Nb and Ti, which is main characteristics of continental arc- related cal-calkaline magma. The Cu is important element of Baghkhoshk, which has a positive correlation with molybdenum. The Zn, as a pathfinder element of porphyry deposits, have a negative and possitive correlations with Cu and Fe, respectively. Based on fluids inclusion study, the homogenization temperature vary from 180°C to 596°C (average 306.41°C) and the salinity range from 0.35% to 42.61% (average of 9.99%), that refers to fluid cooling and mixing magmatic and meteorice waters. Based on homogenization temperature and salinity, copper mineralization occurred at a pressure 10-700 bars (average 150 bars) and a depth of 200 to 2050 meters (average 1200m). According to the geological, mineralogical, alteration, geochemical, and fluids inclusion features, the Baghkhoshk mineralization introduce a porphyry copper deposit.

Keywords: Mineralogy, Alteration, Geochemistry, Fluid inclusion, Porphyry copper, Baghkhoshk.



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences
Department of Petrology and Economic Geology
MS thesis

**Mineralogy, geochemistry, alteration and genesis of Baghkhoshk
Copper deposit, North-East of Sirjan**

By: Faezeh Yahyazadeh

Supervisor:

Dr. Masoud Alipour Asll

September 2018