

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

رشته زمین‌شناسی گرایش اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس کلوت‌بلند، جنوب دامغان

نگارنده:

یونس سرنخشی

استاد راهنما:

دکتر فرج‌ا... فردوست

دکتر مهدی رضائی کهخانی

شهریور ۱۳۹۸

تقدیم به:

روح پدر مرحوم و مادر مهربانم

از خانواده گرامی ام به خصوص پدر فداکارم که دیگر جسمش کنارم نیست اما روحش همیشه کنارم بوده و آرامش بخشم هست، مادر مهربانم که در تمامی مراحل حامی ام بوده، نهایت تشکر را دارم و امیدوارم همیشه قدر دان محبتش باشم.

همسر عزیزم

به پاس قدردانی از قلبی آکنده از عشق و معرفت که محیطی سرشار از سلامت و امنیت و آرامش و آسایش را برای

من فراهم آورد و سایه مهربانش سایه ساز زندگی ام هست، او که اسوه‌ی صبر و تحمل بوده و مشکلات را برایم تسهیل

نمود و در تک تک لحظات سخت مریاری کرده و از هیچ کجی دریغ نکرده است.

الهی:

مرا به نعمت بی کرانت توان شکر نیست، چرا که نعمت های تو فراتر از آن است که شمارندگان بشمارند و اندیشه وران بدانند، ای هستی بخش وجود مراد دکن تا دانش اندکم نه ز بهانی باشد برای خونی تکبر و غرور، نه حلقه ای برای اسارت و ز دست یاری برای تجارت، بلکه گامی باشد برای رسیدن به تو متعالی ساختن خود و دیگران.

از قیلید سبز نیابت بوده است و با زبان مردم بهشت سخن می گوید جاده ای از ابریشم ایمان بر سر دارد و قلبش به عرش خدای ماند که به اندازه حقیقت خدا بزرگ است، بی آنکه کسی بداند خدا در خاندی ما بوده است بی آنکه کسی بداند آفتاب از مشرق صدای او در من طلوع می کرد. من صدای خدا را از صدای قلب او می شنوم، پدر و مادرم ساکت دارم و همسر عزیز به خاطر وجودتان خدا را شکر کنم.

اکنون که بیاری خدای متعال موفق به اتمام این منقطع تحصیل شده ام، بر خود لازم می دانم از زحمات استادان بزرگوارم جناب آقایان دکتر فرج... فرودست و دکتر مهدی رضایی کهنائی که مرا از خوان بی دریغ اندوخته های خویش محروم نگذاشته اند و من انجام این رساله را مدیون دانش و فضل این بزرگواران، بسم شکر نمایم.

از اساتید نیابت؛ جناب آقای دکتر صادقان، دکتر علی پور و دکتر موسوند که در کمال سه صدر با حسن خلق و فروتنی، از پیچگی در این عرصه بر من دریغ ننمودند؛ کمال شکر و قدر دانی را دارم، باشد که این پایان نامه بخشی از زحمات آنان را پاس گوید.

با ائمه یکران از مساعدت های بی شائبه ی جناب آقای دکتر قاسمی و دکتر موسوند که قبول زحمت نموده و داوری این پایان نامه را بر عهده گرفتند کمال شکر را دارم.

شکر از تمامی دوستان و سوز و بزرگوارم که وجودشان باید دلگرمی در این مسیر بوده؛ که در سختی ها همراه و بحکم بودند و از خداوند متعال آرزوی سلامتی و توفیق روز افزون را دارم.

یونس سرتمشی

شهر پور

تعهد نامه

اینجانب **یونس سرنخشی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی گرایش زمین شناسی اقتصادی از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد با عنوان **کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس کلوت بلند، جنوب دامغان تحت راهنمایی آقای دکتر فرج... فردوست، مهدی رضایی کهخانی** 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 تا کنون 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 تاثیرگذار بوده اند، در مقالات مستخرج از این پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت های آنها) 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 اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده) مربوط 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 کلوت‌بلند در استان سمنان، در ۱۲۰ کیلومتری جنوب دامغان و در داخل مجموعه آتشفشانی-رسوبی ائوسن نوار ترود-چاه‌شیرین در حاشیه شمالی پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی قرار دارد. فعالیت‌های آتشفشانی و ماگمایی در این نوار از ائوسن تا میوسن باعث دگرسانی و کانی‌زایی‌های گرمابی گسترده و متعددی شده است که عمدتاً در ارتباط با رویدادهای فرورانش در این پهنه می‌باشند. در نوار ترود-چاه‌شیرین، فعالیت‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن و کانه‌زایی‌های مرتبط با آن بیشتر در ارتباط با غسل‌های چپ‌گرد انجیلو در شمال و ترود در جنوب با راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب رخ داده است. بررسی‌های انجام شده در خصوص سنگ میزبان کانسار بیانگر وجود گدازه‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی و بازالت به همراه سنگ‌های آذرآواری است که طی فعالیت آتشفشانی ائوسن میانی-بالایی تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها با انواع دگرسانی‌های آرژیلیتی، سربستی، سیلیسی، کربناتی، کلریتی و اکسیدهای آهن در اطراف رگه‌ها و در بخش‌هایی از منطقه همراه هستند. به‌علاوه، دارای ماهیت کالک‌آلکالن غنی از پتاسیم تا شوشونیتی می‌باشند. کانه‌زایی در منطقه کلوت‌بلند، به‌صورت رگه‌ای در طول صفحات گسلی در مجموعه گدازه‌ای تشکیل شده که شکستگی‌های حاصل از عملکرد این غسل‌ها در سنگ‌های منطقه، محل مناسبی را برای نفوذ محلول‌های گرمابی ایجاد کرده‌اند. در حقیقت این غسل‌ها و شکستگی‌ها کنترل‌کننده اصلی کانی‌سازی محسوب می‌شوند. براساس مشاهدات صحرائی و مطالعات کانه‌نگاری، کانه‌زایی در دو مرحله درونزاد(هیپوژن) و برونزاد(سوپرژن و هوازدگی) صورت گرفته که کانه‌های پهنه درونزاد(هیپوژن) را عموماً پیریت، کالکوسیت و مس طبیعی تشکیل می‌دهند. به‌علاوه، بخش اعظم کانه‌های فاز اصلی کانه‌زایی به دلیل قرار گرفتن در پهنه اکسیدان-سوپرژن از بین رفته و کانی‌های ثانویه مس نظیر کولیت، کوپریت، ملاکیت و کریزوکولا به جای آنها تشکیل شده‌اند. بافت ماده معدنی نیز به صورت دانه‌پراکنده، رگه-رگچه-ای، جانشین، پرکننده فضاهای خالی و کلوفرمی دیده می‌شود. بررسی داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های

آتشفشانی منطقه، غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای نسبت به عناصر K، Th، U، Sr و Pb و تهی‌شدگی از عناصر Nb و Ti نشان می‌دهند. بر این اساس می‌توان منشأ ماگمای آنها را به گوه گوشته‌ای مرتبط با پهنه فرورانش نسبت داد. همچنین، این سنگ‌ها نسبت به Cs نیز غنی‌شدگی نشان می‌دهند که بیانگر متاسوماتیسم منشأ در اثر سیال‌های آزاد شده از لیتوسفر اقیانوسی در حال فرورانش است. بنابراین، آرایش ماگمایی و متاسوماتیسم گوشته بر ترکیب ماگمای مادر سنگهای آتشفشانی کلوت‌بلند تأثیرگذار بوده‌اند. در نمودارهای تغییرات نیز روند تقریباً پیوسته‌ای بین سنگ‌های مذکور مشاهده می‌شود که بیانگر تحول آنها از طریق تبلور تفریقی است. بر پایه مطالعات زمین‌شیمیایی، مس با عناصر Ag، As، Mo، Ar و S دارای همبستگی معنی‌داری است که این همبستگی‌ها با شواهد کانه‌نگاری (پاراژنز و توالی همبود کانی‌ها) همخوانی دارد. در مجموع با توجه به بررسی کلیه خصوصیات سنگ‌شناسی، کنترل ساختاری کانی‌سازی، نوع دگرسانی و گسترش آن، کانی‌شناسی ساده، مطالعات زمین‌شیمیایی، و همچنین مقایسه آنها با کانسارهای مشابه اپی‌ترمال، کانسار مس کلوت‌بلند را می‌توان در دسته کانسارهای مس تیپ رگه‌ای گرمایی در نظر گرفت.

کلید واژه‌ها: کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، مس تیپ رگه‌ای، ائوسن میانی-بالایی، کلوت‌بلند، تروود-چاه‌شیرین.

فهرست مقالات مستخرج شده از پایان نامه

-سرنخشی ی.، فردوست ف.ا و رضایی کههخائی م (۱۳۹۶) " کانی شناسی، ساخت و بافت و دگرسانی در کانسار مس کلوت، جنوب دامغان " سی و ششمین گردهمایی و سومین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-سرنخشی ی.، فردوست ف.ا و رضایی کههخائی م (۱۳۹۷) " رابطه کانه زایی با ساختار گسل های منطقه " دهمین همایش ملی انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه اصفهان.

-سرنخشی ی.، فردوست ف.ا و رضایی کههخائی م (۱۳۹۷) " زمین شناسی، سنگ شناسی و الگوی تشکیل کانسار مس کلوت بلند، جنوب دامغان " یازدهمین همایش ملی تخصصی زمین شناسی دانشگاه پیام نور و بیست و یکمین همایش زمین شناسی ایران، دانشگاه پیام نور استان قم.

-سرنخشی ی. و فردوست ف.ا و رضایی کههخائی م (۱۳۹۷) " زمین شناسی، کانی شناسی و دگرسانی، کانسار مس کلوت بلند، غرب ترود ، استان سمنان " فصلنامه زمین شناسی کاربردی پیشرفته.

فهرست مطالب

صفحه

عنوان

فصل اول: کلیات

- ۱-۱- مقدمه ۲
- ۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه ۲
- ۳-۱- وضعیت آب و هوایی، اقلیمی و پوشش گیاهی ۳
- ۴-۱- وضعیت معیشتی و اجتماعی مردم منطقه ۵
- ۵-۱- زمین‌ریخت‌شناسی (ژئومورفولوژی) ۵
- ۶-۱- مطالعات انجام شده قبلی در منطقه ۷
- ۷-۱- اهداف و طرح مسئله ۱۰
- ۸-۱- روش مطالعه ۱۱
- ۱-۸-۱- گردآوری اطلاعات و منابع ۱۱
- ۲-۸-۱- مطالعات صحرائی ۱۱
- ۳-۸-۱- مطالعات آزمایشگاهی و دستگاہی ۱۲
- ۴-۸-۱- مطالعه دفتری، پردازش و تفسیر داده‌ها ۱۳

فصل دوم: زمین‌شناسی ناحیه‌ای

- ۱-۲- مقدمه ۱۶
- ۲-۲- ویژگی‌های عمومی پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی ۱۷
- ۳-۲- نوار ترود-چاه‌شیرین ۱۸

۱۹	۲-۳-۱- زمین‌شناسی
۲۲	۲-۳-۲- ماگماتیسم
۲۳	۲-۴- ویژگی‌های زمین‌ساختی نوار ترود-چاه‌شیرین
۲۶	۲-۵- پتانسیل معدنی در ورقه کلاته‌رشم
۲۷	۲-۵-۱- کانی‌سازی فلزی
۲۹	۲-۵-۲- کانی‌سازی غیر فلزی
۲۹	۲-۶- زمین‌شناسی منطقه‌ای
۳۰	۲-۷- چینه‌شناسی منطقه‌ای
۳۵	۲-۸- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

فصل سوم: زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی

۴۰	۳-۱- مقدمه
۴۰	۳-۲- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی مورد مطالعه
۴۲	۳-۲-۱- ائوسن
۵۰	۳-۳- تکتونیک منطقه مورد مطالعه

فصل چهارم: کانه‌زایی و دگرسانی

۵۴	۴-۱- مقدمه
۵۴	۴-۲- کانه‌زایی در توالی گدازه‌های زیردریایی و سنگ‌های آذرآواری ائوسن
۵۶	۴-۳- ویژگی‌های کانه‌زایی مس در کانسار کلوت‌بلند
۵۷	۴-۳-۱- کانه‌زایی رگه‌ای

- ۵۹..... ۲-۳-۴- کانه‌زایی پرکننده حفره‌ها و فضاهاى خالى
- ۶۱..... ۴-۴- دگرسانی‌هاى موجود در منطقه مورد مطالعه
- ۶۲..... ۱-۴-۴- دگرسانی سريسيلى
- ۶۳..... ۲-۴-۴- دگرسانی سيليسى
- ۶۴..... ۳-۴-۴- دگرسانی آرژيليتى
- ۶۶..... ۴-۴-۴- دگرسانی كربناتى
- ۶۸..... ۵-۴-۴- دگرسانی كلريتى
- ۷۰..... ۶-۴-۴- اكسيدهاى آهن (هماتيتى شدن و ليمونيتى شدن)
- ۷۱..... ۵-۴- اهميت و كابرء مطالعات پهنه‌هاى دگرسانى

فصل پنجم: كانى‌شناسى، ساخت، بافت و توالى پاراژنتيك

- ۷۴..... ۱-۵- مقدمه
- ۷۵..... ۲-۵- كانى‌شناسى
- ۷۵..... ۱-۲-۵- كانى‌هاى گروه سولفيدي
- ۷۷..... ۲-۲-۵- كانى‌هاى گروه كربناتى و سيليكاتى مس
- ۸۰..... ۳-۲-۵- كانيه‌اى اكسيدي و هيدروكسيدي آهن
- ۸۳..... ۴-۲-۵- كانى‌هاى باطله
- ۸۴..... ۳-۵- ساخت و بافت كانى‌ها
- ۸۵..... ۱-۳-۵- ساخت
- ۸۷..... ۲-۳-۵- بافت

۹۲-۴-۵- پاراژنز و توالی پاراژنتیک کانی ها.....

فصل ششم: ژئوشیمی

۹۶-۱-۶- مقدمه

۹۷-۲-۶- زمین‌شیمی مس

۹۹-۳-۶- نمونه برداری و آنالیز نمونه‌ها.....

۹۹-۴-۶- ژئوشیمی سنگ میزبان

۹۹-۱-۴-۶- نام‌گذاری و طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های میزبان.....

۱۰۲-۲-۴-۶- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های میزبان کانسار

۱۰۴-۳-۴-۶- جایگاه تکتونیکی سنگ‌های میزبان کانسار

۱۰۵-۵-۶- عناصر نادر و نادر خاکی در منطقه مورد مطالعه

۱۰۵-۱-۵-۶- الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های میزبان و کانسنگ ماده معدنی

۱۰۸-۶-۶- ژئوشیمی کانسنگ

۱۰۸-۱-۶-۶- ضریب همبستگی

۱۱۱-۷-۶- آنالیز نقطه‌ای الکترون میکروپروپ (EPMA)

فصل هفتم: تیپ کانه‌زایی، الگوی تشکیل، نتیجه گیری و پیشنهادات

۱۱۶-۱-۷- مقدمه

۱۱۷-۲-۷- برخی از شواهد ژنتیکی مهم در ارتباط با کانسار کلوت‌بلند

۱۱۷-۱-۲-۷- جایگاه زمین‌شناسی و محیط تکتونیکی.....

۱۱۸-۲-۲-۷- سنگ میزبان و سنگ‌های همراه

- ۱۱۸-۳-۲-۷- کانی‌شناسی، شکل هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی
- ۱۱۹-۴-۲-۷- شواهد دگرسانی‌ها.....
- ۱۲۰-۵-۲-۷- شواهد زمین‌شیمیایی.....
- ۱۲۱-۳-۷- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس کلوت‌بلند با کانسارهای شاخص جهان و ایران.....
- ۱۲۱-۱-۳-۷- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس کلوت‌بلند با کانسارهای شاخص جهان.....
- ۱۲۶-۱-۱-۳-۷- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس کلوت‌بلند با کانسارهای گرمابی رگه‌ای (اپیترمال).....
- ۱۳۲-۲-۳-۷- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس کلوت‌بلند با کانسارهای شاخص ایران.....
- ۱۳۶-۴-۷- منشاء و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه.....
- ۱۴۰-۵-۷- الگوی تشکیل کانسار و نتیجه‌گیری.....
- ۱۴۴-۶-۷- عوامل مؤثر بر کانه‌زایی منطقه.....
- ۱۴۴-۱-۶-۷- موقعیت تکتونیکی منطقه.....
- ۱۴۴-۲-۶-۷- سنگ میزبان.....
- ۱۴۵-۳-۶-۷- ساختارهای زمین‌شناسی منطقه.....
- ۱۴۵-۴-۶-۷- منبع حرارتی.....
- ۱۴۶-۵-۶-۷- منشاء عناصر کانه‌ساز.....
- ۱۴۶-۷-۷- پیشنهادات اکتشافی و تحقیقاتی.....

فهرست اشکال

صفحه

عنوان

فصل اول: کلیات

شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار مس کلوت‌بلند (جنوب دامغان، استان سمنان)..... ۳

شکل ۱-۲: پوشش گیاهی پراکنده و کم‌تراکم در اطراف کانسار (دید به سمت جنوب)..... ۴

شکل ۱-۳: بخشی از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۳۵) و وضعیت ریخت‌شناسی

کانسار کلوت‌بلند..... ۶

شکل ۱-۴- تصویر صحرایی از زمین‌ریخت‌شناسی کانسار مس کلوت‌بلند، جنوب دامغان (دید به سمت جنوب)..... ۷

فصل دوم: زمین‌شناسی ناحیه‌ای

شکل ۲-۱: پراکندگی سنگ‌های ماگمایی سنوزوییک در ایران (حقی‌پور و آقاناتی، ۱۹۸۵)، موقعیت نوار ترود -

چاه‌شیرین در بخش خاوری کمان ماگمایی البرز (کادر مربع)..... ۱۷

شکل ۲-۲: نقشه متالوژنی ناحیه ترود (Ghorbani, 2013)..... ۱۸

شکل ۲-۳: نقشه گسل‌های شمال منطقه ترود-معلمان و وضعیت شکستگی‌های محلی در مناطق مختلف

آن (کی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۹)..... ۲۴

شکل ۲-۴: نقشه زمین‌شناسی ساده شده مربوط به رشته کوه آتشفشانی رسوبی ترود چاه شیرین و نمایش

موقعیت قرارگیری تعدادی از کانسارهای فلزی بر روی آن (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷)..... ۲۶

شکل ۲-۵: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته‌رشم (جعفریان، ۱۳۷۳) و تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث). این نقشه نشان‌دهنده واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه و موقعیت کانسار مس کلوت‌بلند می‌باشد. ۳۱

فصل سوم: زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی

شکل ۳-۱ نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس محدوده اکتشافی کلوت‌بلند (براساس تصاویر ماهواره‌ای Google Earth و برداشت‌های صحرایی). ۴۲

شکل ۳-۲ ستون چینه‌شناسی منطقه معدنی براساس نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس ۴۲

شکل ۳-۳: الف- تصویر نمونه دستی از آندزیت پورفیری که حفرات توسط کانی‌های کلسیت و کوارتز پر شده است. ب- بلور هورنبلند در مرکز تصویر که از اطراف به اکسید آهن تبدیل شده است. پ- پلاژیوکلاز با بلورهای خودشکل و بافت گلومروپورفیری که شکستگی‌های آن توسط اکسید آهن پر شده است. ت- تصویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت در متن سنگ آندزیت. ج- بلورهای کلسیت در سمت چپ، زئولیت در مرکز و اکسید آهن در سمت راست که تشکیل بافت کلوفرمی را داده‌اند. د- بلورهای پیروکسن به صورت تجمعی در مرکز تصویر قرار دارند و تشکیل بافت گلومروپورفیری را داده‌اند. ۴۵

شکل ۳-۴: الف- پلاژیوکلازهای سریسیتی شده در متن سنگ همراه با آمفیبول‌های اکسیدی در مرکز که داخل آن کلریتی شده است. ب- حفرات پر شده توسط کلسیت که بافت آمیگدالوئیدال را نشان می‌دهد. پ- پیروکسن کلریتی شده در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز. ت- الیوین کلریتی شده که شکستگی‌های آن توسط اکسیدهای آهن پر شده است. ۴۶

شکل ۳-۵: الف- الیوین ادینگزیتی شده که به رنگ قهوه‌ای در شکل دیده می‌شود. ب- پیروکسن کلریتی که در بین پلاژیوکلازهای ریز دانه قرار گرفته و بافت پورفیری را نشان می‌دهد. پ و ت- سمت چپ تصویر کلسیت، در مرکز زئولیت و سمت راست اکسید آهن دیده می‌شود که بافت کلوفرمی را تشکیل داده‌اند. ۴۸

شکل ۳-۶: الف- تصویر نمونه دستی از توف. ب- قطعات آتشفشانی که درون سیمانی از جنس سیلیس قرار گرفته‌اند. پ- خرده سنگ که از بلورهای الیوین، پیروکسن در سیمانی از جنس کلسیتی تشکیل شده است. ت- بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن های دگرسان شده که بافت پورفیری را ایجاد کرده اند.....۴۹

شکل ۳-۷: موقعیت تکتونیکی ناحیه رشم و پراکندگی گسل‌های با روند شمال شرقی - جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی در بین دو گسل اصلی ترود و انجیلو (هوشمندزاده و همکاران، ۱۹۶۴).....۵۱

شکل ۳-۸: الف- نمودار گل سرخی گسل‌های منطقه و ب- نمودار گل سرخی رگه‌های کانه‌زایی منطقه.....۵۱

فصل چهارم: کانه‌زایی و دگرسانی

شکل ۴-۱: پروفیل منطقه معدنی کلوت بلند بر اساس نقشه بزرگ مقیاس.....۵۷

شکل ۴-۲- تصویر صحرایی از زون گسلی که بصورت قائم و کانه‌زایی رگه‌ای مس.....۵۸

شکل ۴-۳- الف- ب- تصویر صحرایی کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها به طور وسیعی ادامه یافته خلل و فرج سنگ‌ها، درزه و شکاف‌ها را پر کرده است. پ- تصویر میکروسکوپی از رگچه‌های کانه‌دار که به فضای کانی هماتیت وارد شده است.....۵۹

شکل ۴-۴- الف- تصویر صحرایی کانه‌زایی به صورت پرکننده فضاهای خالی و پرکننده شکستگی‌ها در واحد آذرآواری. ب- تصویر نمونه دستی از نمونه سنگ بازالت که حفرات آن توسط مالاکیت پر شده است و بافت آمیگدالونید را نشان می‌دهد. ت- تصویر میکروسکوپی از ساخت پرکننده حفرات توسط مالاکیت و هماتیت.....۶۰

شکل ۴-۵- الف- تصویر نمونه دستی از دگرسانی سربسیتی و لیمونیتی ب- تصویر میکروسکوپی از دگرسانی سربسیتی که بصورت دانه ریز در متن سنگ دیده می‌شود.....۶۳

شکل ۴-۶: الف- نمونه دستی حاوی کوارتز که نشان دهنده دگرسانی سیلیسی در منطقه است ب- رگه سیلیسی که حفرات پر شده توسط کلسیت را احاطه کرده است.....۶۴

شکل ۴-۷: تصویر صحرایی که نشان دهنده دگرسانی آرژیلیتی، لیمونیتی و کلریتی در منطقه می‌باشد.....۶۵

شکل ۴-۸- طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه آندزیت، شناسایی کانی‌های کوارتز، کلسیت، آلبیت، مسکوویت، هماتیت، موسکوویت و کائولینیت که بیانگر دگرسانی سیلیسی و آرژیلیتی می‌باشد. ۶۶.....

شکل ۴-۹ الف- عکس نمونه دستی از کلسیت ثانویه بصورت پرکننده فضای خالی در کانسار مورد مطالعه و ب: تصویر میکروسکوپی که نشان‌دهنده کلسیت‌هایی هستند که بصورت پرکننده حفرات قابل مشاهده است. ۶۷.....

شکل ۴-۱۰- طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه آندزیت، شناسایی کانی‌های کوارتز، کلسیت، آلبیت و مسکوویت که بیانگر دگرسانی کربناتی می‌باشد. ۶۸.....

شکل ۴-۱۱: الف و ب- تصویر میکروسکوپی کانی پیروکسن که دگرسانی کلریتی را نشان می‌دهد. ۶۹.....

شکل ۴-۱۲- طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه توف، مربوط به شناسایی کانی‌های کوارتز، کلسیت، آلبیت، کلریت، دولومیت که بیانگر دگرسانی سریسیتی، سیلیسی، کربناتی و کلریتی می‌باشد. ۶۹.....

شکل ۴-۱۳ الف- تصویر صحرایی از دگرسانی لیمونیتی و هماتیتی موجود در کانسار مس کلوت‌بلند ب- نمونه دستی از دگرسانی هماتیتی که با رنگ قرمز مشاهده می‌شود پ- تصویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت که تبدیل به اکسید آهن شده است. ۷۰.....

شکل ۴-۱۴: تصویر صحرایی از پهنه‌بندی دگرسانی‌ها در مجاور رگه‌های کانه‌دار. ۷۲.....

فصل پنجم: کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنتیک

شکل ۵-۱ الف- تصویر میکروسکوپی از کانی پیریت در متن سنگ آندزیتی ب- تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیت و کوولیت بصورت بافت پرکننده حفرات و کالکوسیت بصورت دانه پراکنده. ۷۷.....

شکل ۵-۲ الف- تصویر میکروسکوپی از کانی کربناتی مالاکیت بصورت بافت رگه رگچه‌ای که در پلاژیوکلازها تزریق شده است. ب- تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیت بصورت رگچه در کنار کالکوسیت را نشان می‌دهد. ۷۸.....

شکل ۵-۳ الف: بلور کریزوکلا که نشان‌دهنده بافت پرکننده حفرات می‌باشد. ب- بلور مس خالص که توسط مالاکیت و هماتیت احاطه شده است. ۷۹.....

شکل ۵-۴- الف: تصویر نمونه دستی از هماتیت و لیمونیت. ب: رگچه‌های مالاکیت همراه با هماتیت و مگنتیت و حفرات پر شده توسط کوپریت. پ: بلور پلاژیوکلاز که شکستگی‌های آن توسط مالاکیت و لیمونیت پر شده است. ت: تصویر میکروسکوپی از کانی گوتیت و مالاکیت که بصورت حفره پرکن مشاهده می‌شود..... ۸۳

شکل ۵-۵- الف: تصویر میکروسکوپی از کانی کلسیت و زئولیت که بصورت حفره پرکن قابل مشاهده هستند. ب: حفرات پر شده توسط کلسیت که توسط رگه سیلیسی احاطه شده است..... ۸۴

شکل ۵-۶- تصویر صحرایی از کانی‌سازی مالاکیت در امتداد شکستگی‌ها و نمایش ساخت رگه -رگچه‌ای..... ۸۶

شکل ۵-۷- تصویر نمونه دستی که درزه‌ها و شکستگی‌ها توسط مالاکیت و لیمونیت پر شده و نشان دهنده ساخت رگه-رگچه‌ای می‌باشد..... ۸۶

شکل ۵-۸- نمایی از کانی مالاکیت و گوتیت که بصورت حفره پرکن در میزبان آندزیتی قابل مشاهده است..... ۸۷

شکل ۵-۹- الف: عکس از نمونه دستی که کلسیت در زمینه پلاژیوکلاز قرار گرفته است. ب: تصویر میکروسکوپی از کانی کالکوسیت، مالاکیت و هماتیت که به ترتیب بافت دانه پراکنده، رگه-رگچه‌ای و پرکننده حفرات را نشان می‌دهند..... ۸۸

شکل ۵-۱۰- تصویر میکروسکوپی مقطع صیقلی کانی مالاکیت بصورت رگه -رگچه‌ای..... ۸۹

شکل ۵-۱۱- الف: تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیت(بافت رگه-رگچه‌ای)، گوتیت و مگنتیت(بافت پرکننده حفرات). ب: کانی کالکوسیت که نشان دهنده بافت پرکننده فضای خالی می‌باشد..... ۹۰

شکل ۵-۱۲- الف: تصویر میکروسکوپی که نشان دهنده جانشینی کانی هماتیت به جای مگنتیت می‌باشد. ب: تصویر میکروسکوپی که در آن جانشینی کالکوسیت توسط مالاکیت به خوبی قابل مشاهده است..... ۹۱

شکل ۵-۱۳- بافت کلوفرمی در کالکوسیت‌های منطقه مورد مطالعه..... ۹۱

فصل ششم: ژئوشیمی

شکل ۶-۱- الف: موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه کلوت‌بلند در نمودار (Cox et al, 1979)، در محدوده بازالت و تراکی‌بازالت واقع شده‌اند، ب: موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه کلوت‌بلند در نمودار Na_2O +

K2O در مقابل SiO2 TAS (Le Bas et al, 1986) که در عمدتا در محدوده بازالت و تراکی بازالت قرار گرفته‌اند..... ۱۰۱

شکل ۶-۲- در نمودار (Middlemost, 1994) که مقادیر درصد وزنی آلکالن Na2O + K2O در مقابل درصدوزنی SiO2 می‌باشد، نیز سنگ‌های منطقه کلویت‌بلند در محدوده بازالت و تراکی بازالت قرار می‌گیرند..... ۱۰۱

شکل ۶-۳- الف: موقعیت نمونه‌های سنگی کلویت‌بلند بر روی نمودار (Winchester and Floyd, 1977)، در محدوده ساب‌آلکالی بازالت و آلکالی بازالت قرار می‌گیرند، ب: موقعیت نمونه‌های سنگی بر روی نمودار (Pearce, 1996)، که سنگ‌های میزبان کلویت‌بلند در محدوده بازالت و آلکالی بازالت قرار می‌گیرند..... ۱۰۲

شکل ۶-۴- الف: نمودار K2O در مقابل SiO2 (Peccerillo et al, 1976)، سنگ‌های میزبان منطقه کلویت‌بلند کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند. ب: در نمودار Th در مقابل Co (Hastie, 2007)، محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند. پ: در نمودار Na2O+K2O در مقابل درصد وزنی SiO2، تماما نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن قرار گرفته‌اند..... ۱۰۳

شکل ۶-۵- نمایش موقعیت قرارگیری نمونه‌های کلویت‌بلند در نمودارهای مثلثی (Hf/3-Th-Ta)، (Hf/3-Th-) Nb/16 (Wood, 1980)..... ۱۰۴

شکل ۶-۶- نمودارهای عنکبوتی عناصر جزئی و کمیاب بهنجار شده الف: نسبت به گوشته اولیه ب: نسبت به کندریت (Sun et al, 1980; McDonough and Sun, 1989)..... ۱۰۷

شکل ۶-۷- نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده، الف: نسبت به کندریت و ب: نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995; Nakamura, 1974)..... ۱۰۷

شکل ۶-۸- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۵-۱..... ۱۱۲

شکل ۶-۹- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۵-۱..... ۱۱۲

شکل ۶-۱۰- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۵-۱..... ۱۱۳

شکل ۶-۱۱- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۷-۱..... ۱۱۳

شکل ۶-۱۲- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۷-۱..... ۱۱۴

شکل ۶-۱۳- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۷-۱..... ۱۱۴

فصل هفتم: تیپ کانه‌زایی، الگوی تشکیل، نتیجه‌گیری و پیشنهادات

شکل ۷-۱- موقعیت و پراکندگی انواع کانسارهای مس در جهان (برگرفته از صالحی‌نسب، ۱۳۹۴)..... ۱۲۲

شکل ۷-۲- الف: بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در نتیجه حرکت رو به شمال خرد قاره ایران مرکزی در زمان پرمین-تریاس، ب: حرکت رو به شمال ورقه عربی و فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی در زمان

تریاس- ژوراسیک (Ahmadian et al., 2014)..... ۱۳۷

شکل ۷-۳- ایجاد حوضه‌های کششی پشت کمانی نابالغ اولیه (تریاس بالایی-ژوراسیک) در بخش‌های درونی و شمالی ایران مرکزی تحت تأثیر فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی..... ۱۳۸

شکل ۷-۴- الگوی تحولات زمین‌ساختی-ماگمایی منطقه مورد مطالعه (شمال پهنه ساختاری-رسوبی ایران-

مرکزی). (a) حاکم شدن محیط تکتونیکی فشارشی و ادامه فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس در اواخر کرتاسه، (b) باز شدن حوضه رسوبی-آتشفشانی با حاکم شدن رژیم کششی (اواخر پالئوسن-اوایل ائوسن) و (c) ادامه

فرورانش و تشکیل واحدهای سنگی منطقه طی فعالیت‌های شدید ماگمایی در ائوسن میانی-بالایی (یوسفی ،

۱۳۹۶)..... ۱۴۰

شکل ۷-۵- مدل شماتیکی از تشکیل کانسار مس کلوت‌بلند..... ۱۴۳

فهرست جداول

صفحه

عنوان

فصل دوم: زمین‌شناسی ناحیه‌ای

جدول ۱-۲- ویژگی‌های چینه‌شناسی و سنی واحدهای رخنمون یافته در گستره ورقه کلاته رشم..... ۳۲

فصل پنجم: کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنتیک

جدول ۱-۵- مراحل تشکیل و تکوین کانه‌زایی و توالی همبود (پاراژنتیک) کانه‌ها و کانی‌ها و بافت آنها در کانسار

مس کلوت‌بلند..... ۹۳

فصل ششم: ژئوشیمی

جدول ۱-۶- ضریب همبستگی پیرسون (Pearson) بین عناصر فلزات پایه و برخی عناصر دیگر در کانسار مس

کلوت‌بلند..... ۱۱۰

فصل هفتم: تیپ کانه‌زایی، الگوی تشکیل، نتیجه‌گیری و پیشنهادات

جدول ۱-۷- تیپ کانه‌زایی کانسار مس کلوت‌بلند در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای تیپ مانتو، لایه-

های سرخ آتشفشانی، میشیگان و گرمابی رگه‌ای (اپیترمال) در سایر نقاط جهان..... ۱۲۵

جدول ۲-۷- برخی از مشخصات مهم کانسارهای اپی‌ترمال در جهان (Sillitoe and Hedenquist, 2003)..... ۱۲۸

جدول ۳-۷- تیپ کانه‌زایی کانسار مس کلوت‌بلند در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال با

سولفیداسیون بالا، حدواسط و پایین در سایر نقاط جهان..... ۱۳۰

جدول ۴-۷- مقایسه بعضی از ویژگی‌های شاخص کانسار مس کلوت‌بلند با برخی کانسارهای هیدروترمال رگه‌ای (

اپی‌ترمال) واقع در رشته کوه تروود- چاه‌شیرین و سایر نقاط ایران..... ۱۳۳

فصل اول

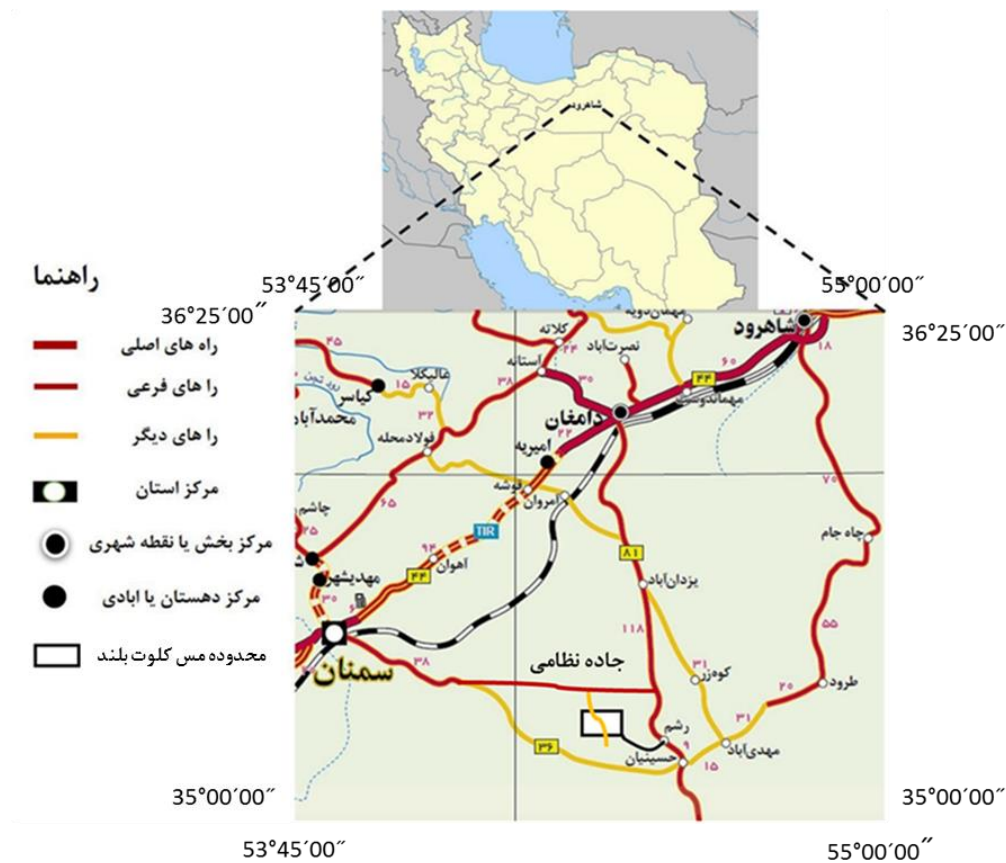
کلیات

۱-۱- مقدمه

مس یکی از قدیمی‌ترین، مفیدترین و پرمصرف‌ترین عناصر فلزی است که توسط بشر کشف گردیده است. مس به سبب ویژگی‌های خاص شیمیایی و فیزیکی در شمار نخستین فلزات غیرآهنی است که توسط آدمی شناخته و به کار گرفته شده است. در رده‌بندی مصرف جهانی پس از آهن و آلومینیوم در جایگاه سوم قرار می‌گیرد. از آنجایی که ذخایر معدنی به شکل‌های بسیار متفاوتی یافت می‌شوند، انتخاب روش محاسبه ذخیره، تابع وضعیت، کانی‌های تشکیل‌دهنده و شکل ماده معدنی از مشخصات کارهای اکتشافی است. عبور کمربند جهانی مس از ایران با طولی در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر، باعث تشکیل اندیس‌ها و معادن متعددی در طول مسیر خود شده است (خوئی و همکاران، ۱۳۷۸). بر این اساس، منطقه کلوت‌بلند در استان سمنان به عنوان بخشی از مناطق معدنی به سبب اینکه مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی بر روی آن صورت نگرفته است، موضوع تحقیق و پژوهش این پایان‌نامه قرار گرفته است.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

کانسار مس کلوت‌بلند در ۱۲۰ کیلومتری جنوب دامغان، ۳۰ کیلومتری شمال غرب معلمان، در بخش شمالی پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی و در محدوده بین طول‌های جغرافیایی $54^{\circ}16'48''$ تا $54^{\circ}18'05''$ طول شرقی و $35^{\circ}19'51''$ تا $35^{\circ}18'00''$ عرض شمالی واقع شده است. راه دسترسی به منطقه از طریق جاده آسفالت‌ده دامغان-معلمان با فاصله ۱۲۲ کیلومتری از دامغان و ادامه مسیر به سمت غرب در جاده نظامی آسفالت‌ده به طول ۲۰ کیلومتر سپس طول یک راه خاکی با مسافت ۱۶ کیلومتری از مبدأ دهستان رشم می‌باشد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار مس کلوت بلند (جنوب دامغان، استان سمنان).

۱-۳- وضعیت آب و هوایی، اقلیمی و پوشش گیاهی

منطقه مورد مطالعه به دلیل قرار گرفتن در اراضی حاشیه کویر مرکزی ایران، تحت تاثیر جریان هوای گرم و خشک کویری است. قابل ذکر است که قرار گرفتن منطقه در حاشیه شمالی کویر بزرگ ایران و وجود کوه‌های نسبتاً مرتفع، باعث ایجاد تغییرات فشار، جابه‌جایی هوا و وزش باد در منطقه شده‌اند. علاوه بر بادهای محلی، بادهای غربی و کویری (بادهای غربی، مرطوب و باران‌زا هستند و یادهای کویری موجب افزایش دما و خشکی هوا می‌شوند) نیز بر آب و هوای این منطقه تاثیر می‌گذارند. شرایط کویری و گسترش ناهماهنگ بلدی‌ها نسبت به دشت، شرایط اقلیمی سخت و طاقت فرسایی را در این ناحیه فراهم کرده‌اند، به گونه‌ای

که شاهد تابستان‌های بسیار گرم و خشک و زمستان‌های سرد و طاقت‌فرسا هستیم. به علاوه اختلاف درجه حرارت سالیانه در منطقه زیاد است، به طوری که در روزهای گرم تابستان دمای هوا بالاتر از ۵۰ درجه سانتی‌گراد و در شب‌های سرد زمستان به چند درجه زیر صفر می‌رسد. این اختلاف زیاد دمای شب و روز سبب شدت گرفتن فرآیند هوازدگی می‌شود. بیشترین میزان بارندگی سالانه نیز به طور معمول کمتر از ۱۳۰ میلی‌متر بوده و میانگین سالیانه آن از ۹۰ میلی‌متر تجاوز نمی‌کند. این بارندگی‌ها کوتاه و اغلب به صورت رگبارهای تند و پراکنده هستند، که سبب ایجاد جریان‌های سیلابی و فصلی به سمت کویر می‌شوند (بیانی، ۱۳۹۵). با توجه به قرار گرفتن محدوده در حاشیه دشت کویر، فراوانی املاح در آب‌های زیرزمینی و نبود جریان‌ات سطحی، منطقه دارای پوشش گیاهی ضعیف و منحصر به بوته‌های مقاوم، کوتاه و پراکنده می‌باشد. به‌علاوه عدم وجود خاک کافی جهت رشد گیاه، نیز این کاهش پوشش گیاهی را تشدید نموده است (شکل ۱-۲). از طرفی، در مناطقی که خاک و آب مناسب وجود دارد، رشد درختان میوه و اراضی کشاورزی محدودی را شاهد هستیم. این درحالی است که در حاشیه ارتفاعات، پوشش گیاهی اندک است و شاهد رشد گیاهانی نظیر درمنه، بنه و پسته کوهی می‌باشیم (مه‌بادی، ۱۳۹۷).



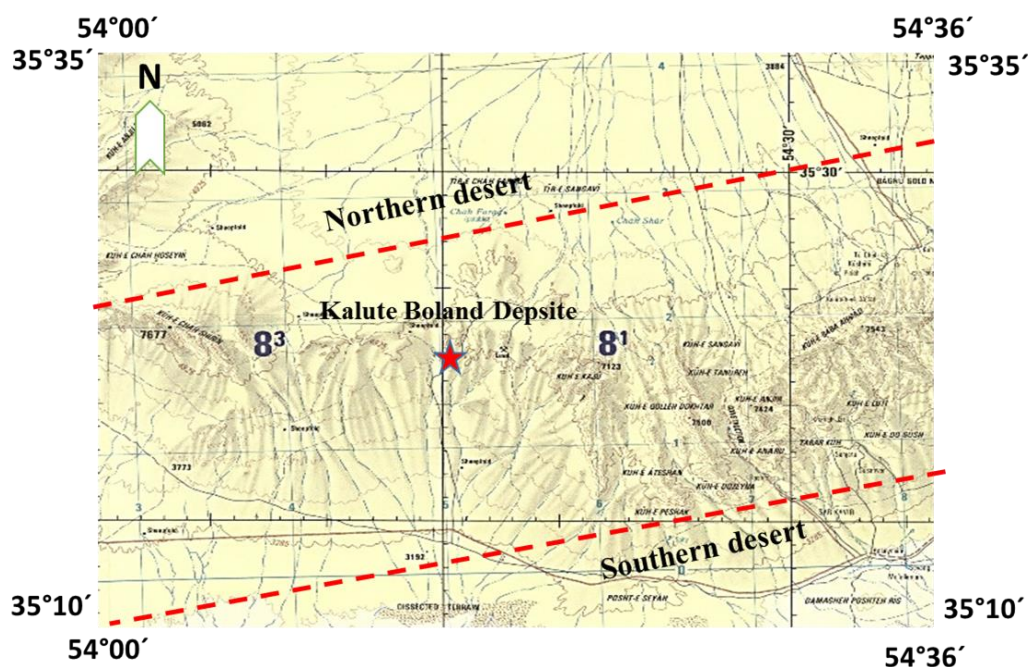
شکل ۱-۲: پوشش گیاهی پراکنده و کم‌تراکم در اطراف کانسار مس کلوت‌بلند در استان سمنان (دید به سمت جنوب)

۱-۴- وضعیت معیشتی و اجتماعی مردم منطقه

از نزدیک‌ترین مراکز جمعیتی به منطقه مورد مطالعه، می‌توان به روستاهای ترود، رشم و کوه‌زر اشاره نمود که در مجموع جمعیتی در حدود ۳۲۰۰ نفر را در خود جای داده‌اند. کلاته رشم، نزدیک‌ترین مرکز جمعیتی به محدوده مورد مطالعه محسوب می‌شود که در حال حاضر حدود ۶۰۰ نفر جمعیت دارد. از روستاهای نزدیک‌تر دیگر می‌توان شیمی، کلو و توچاهی را نام برد. قابل ذکر است که کلیه روستاهای فوق دارای شبکه برق رسانی، آب آشامیدنی بهداشتی، راه ارتباطی مناسب و تلفن هستند. بدون شک شرایط سخت زندگی، آب و هوای گرم کویری، طوفان‌های ماسه‌ای، کمبود نزولات جوی و کمبود زمین‌های قابل کشت، همگی باعث شده‌اند که این ناحیه تمرکز جمعیت پایینی داشته باشد. بزرگترین مرکز جمعیتی در این ناحیه، مربوط به دهستان ترود است که ساکنان آن به دامداری، کشاورزی و قالی‌بافی اشتغال دارند. قابل ذکر است که پرورش و نگهداری گوسفند و شتر از مهمترین فعالیت دامداری مردم این ناحیه به‌شمار می‌آید. همچنین به دلیل حضور معادن فراوان در منطقه اغلب مردم با کار معدن کاری آشنایی دارند و تعدادی از آنها در این زمینه مشغول به کار هستند (مه‌بادی، ۱۳۹۷).

۱-۵- زمین‌ریخت‌شناسی (ژئومورفولوژی)

منطقه مورد مطالعه بخشی از ارتفاعات نوار ترود-چاه‌شیرین با روند عمومی شمال‌شرقی-جنوب‌غربی به شمار می‌رود. ریخت‌شناسی منطقه تحت تاثیر عملکرد دو گسل اصلی و بزرگ ترود در جنوب و انجیلو در شمال و تعداد زیادی گسل‌های فرعی وابسته به آنها قرار گرفته است (شکل ۱-۳). از ارتفاعات مهم آن می‌توان به کوه‌های چاه‌شیرین در غرب، کوه‌های ترود-رشم در مرکز و کوه شتر در شرق آن اشاره نمود که در آنها بلندی‌های بالای ۲۰۰۰ متر فراوان دیده می‌شود. در جنوب ارتفاعات نوار ترود-چاه‌شیرین، کویر بزرگ یا کویر نمک و در شمال آن کویر حاج‌علی‌قلی و کویر چاه‌جم نمود دارد.



شکل ۱-۳: بخشی از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۳۵) و وضعیت ریخت‌شناسی

کانسار کلوت‌بلند.

بخش‌های شمالی محدوده معدنی به طور عمده توسط آبرفت‌های عهد حاضر پوشیده شده‌اند که در نتیجه فرسایش و هوازدگی واحدهای قدیمی‌تر بوجود آمده‌اند. این آبرفت‌های جوان قسمت عمده دشت را به خصوص در قسمت شمالی منطقه تشکیل داده‌اند. شبکه‌های ابراه‌های موجود در منطقه نیز دارای شکل و گودی متفاوت و از نوع فصلی می‌باشند. این دره‌ها و ابراه‌ها، منطبق شکستگی‌ها و گسل‌های فرعی منطقه می‌باشند. سایر بخش‌های منطقه نیز دارای توپوگرافی ملایم تا مرتفع هستند. در این راستا بسته به جنس و نوع سنگ‌های آتشفشانی، هرچه از جانب کوهپایه‌ها در می‌شویم، ارتفاعات به نسبت پست و با شیب ملایم در جوانب آنها پدید آمده است که در بعضی نقاط اشکال تپه ماهوری شکل گرفته‌اند (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۴- تصویر صحرایی از زمین‌ریخت‌شناسی کانسار مس کلوت‌بلند، جنوب دامغان (دید به سمت جنوب).

۱-۶- پیشینه پژوهش

با توجه به این که رشته کوه آتشفشانی- رسوبی ترود-چاه شیرین دارای پتانسیل معدنی قابل توجهی از جمله مس، سرب، روی، طلا، آهن، منگنز و غیره می‌باشد، مطالعات زمین‌شناسی و اکتشافی متعددی در منطقه صورت گرفته است که در زیر به تعدادی از مهم‌ترین آن‌ها اشاره می‌شود:

-ناهدی‌فر (۱۳۹۳)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد بر روی کانسار مس دیان، مطالعه کرده‌اند که تیپ آن را هیدروترمال رگه‌ای معرفی نموده‌اند.

-بادوزاده کانرش (۱۳۹۰)، کانه‌زائی کانسار آهن رباعی (بخش اسکارنی) را براساس پتروگرافی و ژئوشیمی در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد بررسی کرده و آن را یک کانسار آهن اسکارن کلسیمی کم‌دما معرفی نموده‌اند.

-پورشعبان و همکاران (۱۳۸۹)، مطالعات کانه‌نگاری و لیتوژئوشیمیایی بر روی کانسار مس رگه‌ای کلاته-مهران سمنان، انجام داده‌اند، و این کانسار را تیپ رگه‌ای دانسته‌اند.

-قاسمی سیانی و مهرابی (۱۳۸۹)، با مطالعات کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی بر روی کانسار پلی‌متال چشمه‌حافظ، استان سمنان، این کانسار را از نوع اپی‌ترمال سولفید متوسط معرفی کرده‌اند.

-خواجehزاده (۱۳۸۸)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، با مقایسه ویژگی‌های سنگ‌های منطقه، آن‌ها را در زمره آداکیت‌های غنی از سیلیس مشتق شده از ورقه اقیانوسی فرورانده شده می‌داند که از توانایی زیاد برای داشتن کانسارهای مس و طلا برخوردارند.

-مهری و همکاران (۱۳۸۷)، با بررسی کانسار سرب-نقره (روی) خانجار، آن را یکی از کانسارهای لایه‌کران (استراتاباند) توالی کربناتی کرتاسه بالایی در ایران مرکزی معرفی نموده است.

-امام‌جمعه، و همکاران (۱۳۸۷)، سامانه واحد کانی‌زایی افشان-رگچه‌ای و رگه‌ای مس (سرب، روی) در محدوده معدنی چاه موسی-قله کفتران، بخش خاوری کمان ماگمایی ترود-چاه شیرین را معرفی کرده‌اند.

خادمی (۱۳۸۶)، در رساله دکتری خود، علت حرکت نوساختی منطقه ترود را گسل ترود معرفی کرده است.

-قربانی (۱۳۸۴)، سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان را در قالب رساله دکتری پترولوژی مطالعه کرده و آن‌ها را نوع آلکالن و کالک‌آلکالن دانسته که در محیط‌های کششی تشکیل شده‌اند.

-شمعانیان (۱۳۸۱) در رساله دکتری خود با مطالعه ژنز کانسارهای طلای گندی و ابولحسنی (شمال معلمان)، سنگ‌های نیمه عمیق منطقه را به کمان ماگمایی درون قاره‌ای نسبت داده که این کمان همزمان با فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی، پدید آمده است.

-کهنسال (۱۳۷۷)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را بصورت تناوبی از گدازه‌هایی با ترکیب آندزیت، بازالت، داسیت-آندزیت و تراکی-آندزیت همراه با سنگ‌های آذرآواری شامل انواع توف با ترکیب آندزیت و تراکی-آندزیت معرفی نموده است. به نظر این محقق،

ماگمای بازالتی آلکالن اولیه، در حین صعود و تفریق تحت تأثیر آغشتگی با مواد پوسته‌ای به سنگ‌های حدواسط تبدیل شده است.

-رشیدنژاد عمران (۱۳۷۱)، با بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانی‌سازی طلا در منطقه باغو (جنوب شرق دامغان)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ارتباط کانه‌سازی طلا با سیالات سیلیسی تأخیری مرتبط با نفوذی‌های نیمه‌عمیق (با ترکیب اسیدی تا حدواسط) عنوان کرده‌اند.

-اشتوکلین (۱۹۵۶) و هوپر (۱۹۵۷)، مشخصات زمین‌شناسی و توالی لیتولوژیکی و سنی واحدهای مختلف ترود-معلمان را معرفی کرده‌اند که توسط علوی (۱۹۷۰) مورد تجدید نظر واقع شد.

-جعفریان (۱۳۶۸)، سنگ‌های آذرین محور ترود-کوه‌زر (باغو) را مورد مطالعه قرار داده و حجم اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را آندزیت، ماهیت ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه را کالک‌آلکالن و جایگاه تکتونیکی تشکیل آن‌ها را به کمان آتشفشانی قاره‌ای نسبت داده‌است.

-پورحسینی (۱۳۶۲)، ضمن مطالعه سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی ایران، احتمال ارتباط توده‌های نفوذی منطقه ترود با فاز ماگمایی ائوسن پسین-الیگوسن را بحث نمود.

-موحد اول (۱۳۴۷)، درباره معدن فیروزه باغو در منطقه تحقیقاتی انجام داده است. ایشان احتمال وجود مس پورفیری را در ناحیه یادآور شده است.

-دیچل (۱۹۴۴)، درباره ذخایر طلا، عیار و خاستگاه آن مطالعاتی انجام داده است. وی به این نتیجه رسید که پیدایش طلا با رگه‌های سیلیسی موجود در منطقه و توده‌های گرانیتی شرق کوه‌زر مرتبط است.

-نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ترود(علوی و همکاران، ۱۳۵۵)، ۱/۱۰۰۰۰۰ کللاته رشم (جعفریان، ۱۳۷۳) و ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان(اشراقی، ۱۳۸۵) که مربوط به رشته کوه ولکانیکی-رسوبی ترود-چاه‌شیرین می‌شوند، تهیه شده است. در این نقشه‌ها واحدهای پالئوزوئیک تا کواترنری را می‌توان مشاهده نمود که میزبان انواع مختلف کانه‌زایی هستند.

-هلمهاکر (۱۸۹۸) و هنمک (۱۸۹۹)، اولین محققانی هستند که با هدف پی‌جویی طلا زمین‌شناسی منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

۱-۷- اهداف و طرح مسئله

نظر به اینکه در رابطه با کانسار کلوت‌بلند، هیچ گونه مطالعه‌ای در زمینه زمین‌شناسی اقتصادی صورت نگرفته است، انجام بررسی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و تعیین الگوی تشکیل این کانسار می‌تواند به عنوان راهنمایی در شناسایی و اکتشاف ذخایر دیگر از این نوع کانه‌زایی در منطقه مؤثر باشد. در این تحقیق سعی خواهد شد که جهت تعیین الگوی تشکیل و کنترل‌کننده‌های اصلی کانه‌زایی، مطالعات دقیقی صورت گیرد. بدین منظور انجام مطالعات دقیق زمین‌شناسی و ساختاری، چینه‌شناسی، پتروگرافی و سنگ‌شناسی، مطالعات دقیق شکل هندسی و کانی‌شناسی مواد معدنی، ساخت و بافت، تشخیص پهنه‌های کانه‌دار احتمالی و مطالعه تأثیرات هوازدگی و سوپرژن در این کانه‌زایی ضروری می‌باشد. سؤالات بنیادی که در رابطه با کانه‌زایی مس کلوت‌بلند وجود دارد و این تحقیق به آن‌ها پاسخ خواهد داد، عبارت‌اند از:

- ۱- توالی چینه‌ای، موقعیت رخداد کانه‌زایی نسبت به سنگ‌های میزبان، توالی پاراژنزی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت در کانسار مس کلوت‌بلند چگونه است؟
- ۲- کنترل‌کننده‌های اصلی در کانه‌زایی مس کلوت‌بلند چیست؟
- ۳- ویژگی‌های ژئوشیمی کانسار چگونه است؟
- ۴- نوع و الگوی پهنه‌های دگرسانی در کانسار چگونه است؟
- ۵- الگوی تشکیل در کانسار مورد مطالعه چیست؟
- ۶- کانه‌زایی با کدام یک از تیپ‌های کانه‌زایی مس و آهن در جهان بیشترین شباهت را دارد؟

۷- سرانجام، کلیدهای اکتشافی جهت یافتن کنسارهایی مشابه و اقتصادی از این تیپ کانه‌زایی‌ها در مقیاس محلی و در مقیاس نوار آتشفشان-رسوبی ترود-چاه شیرین کدامند؟

۱-۸- روش مطالعه

انجام این تحقیق طی چند مرحله شامل؛ مطالعات دفتری، مطالعات صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی، پردازش و در انتها مطالعات دفتری و تفسیر داده‌ها صورت گرفته است؛ در این بخش به طور مختصر معرفی می‌شوند.

۱-۸-۱- گردآوری اطلاعات و منابع

- تهیه و مطالعه کتب و مقالات مرتبط با موضوع پایان‌نامه و منطقه مورد مطالعه از طریق ارتباط با سایت‌های اینترنتی و منابع کتابخانه‌ای.
- استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ترود، ۱/۱۰۰۰۰۰ کلاته‌رشم و ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان، تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی به منظور یافتن دید کلی نسبت به منطقه و همچنین تهیه و مطالعه گزارش‌ها و مقالاتی که در رابطه با منطقه مورد مطالعه و نواحی اطراف منتشر شده‌اند.
- برقراری ارتباط با زمین‌شناسان صاحب‌نظر داخلی جهت تأمین منابع به‌روز و دستیابی به اهداف تعیین‌شده.

۱-۸-۲- مطالعات صحرایی

مطالعات صحرایی و بازدید از منطقه طی چند مرحله به شرح زیر صورت گرفته است:

- بازدیدهای مقدماتی به منظور آشنایی با محدوده مورد مطالعه و ارزیابی کلی از وضعیت زمین‌شناسی منطقه.
- شناسایی و تفکیک دقیق واحدهای سنگی و چگونگی ارتباط آن‌ها با یکدیگر.
- نمونه‌برداری لیتوژئوشیمیایی از رخنمون‌های سطحی برمبنای تغییرات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، بافت، دگرسانی و رنگ.
- مطالعه شکل هندسی و ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس‌های مختلف نمونه‌دستی و میکروسکوپی.
- تهیه نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس از محدوده معدنی.
- بازدید نهایی از منطقه به منظور کنترل نتایج و اطلاعات به دست آمده.

۱-۸-۳- مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی

- تهیه و مطالعه تعداد ۳۰ مقطع نازک از نمونه‌های سنگی مختلف و انجام مطالعات پتروگرافی.
- تهیه و مطالعه تعداد ۱۵ مقطع صیقلی و نازک-صیقلی، جهت مطالعات کانی‌شناسی، بافت و توالی پاراژنتیکی کانه‌ها و سنگ‌درونگیر.
- تجزیه شیمیایی نمونه‌ها توسط مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران (IMIDRO) صورت گرفته است.
- تجزیه ۱۲ نمونه به منظور تعیین میزان عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی به روش‌های طیف‌سنجی جرمی- پلاسمای جفت شده القایی (ICP- MS)^۱.

^۱ Inductively coupled plasma mass spectrometry

- تجزیه ۶ نمونه به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF)^۲، به منظور تعیین میزان اکسیدهای عناصر اصلی در سنگ‌های موجود در منطقه.
- تجزیه ۹ نمونه به روش پراش اشعه ایکس (XRD)^۳، به منظور تعیین کانی‌های با فراوانی کم اصلی و فرعی در سنگ‌های موجود در منطقه.
- تهیه مقاطع صیقلی از نمونه‌ها جهت مطالعات الکترون میکرو پروپ (EPMA)^۴.

۱-۸-۴- مطالعه دفتری، پردازش و تفسیر داده‌ها

- مطالعه پایان‌نامه‌ها، مقالات و کتب مرتبط با موضوع تحقیق.
- ترسیم نقشه‌های زمین‌شناسی و نقشه راه‌ها با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS، Corel.
- تجزیه و تحلیل و پردازش داده‌های حاصل از آنالیز نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای آماری مانند؛ SPSS، Excel و نرم‌افزار GCDkit.
- جمع‌بندی، تنظیم پایان‌نامه و نگارش مقالات.

† X-Ray Diffraction
 † X-ray fluorescence
 † ELECTRON PROBE MICRO ANALYZER

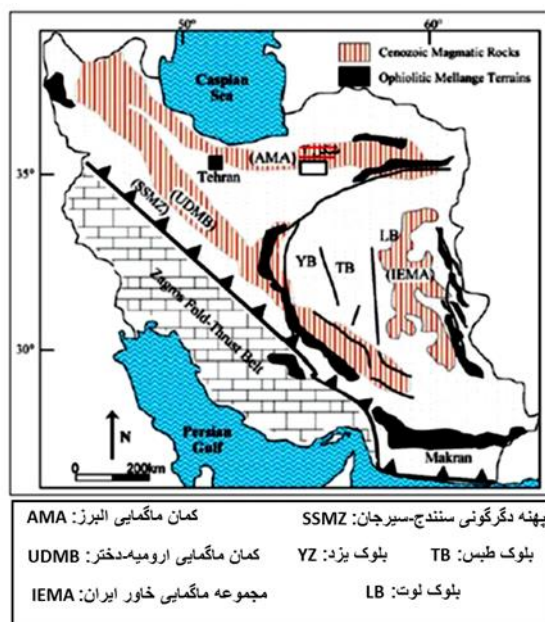
فصل دوم

زمین‌شناسی ناحیه ای

۲-۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمالی پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی واقع شده است. این پهنه در ترشیری شاهد فعالیت‌های ماگمایی بسیار گسترده‌ای بوده که در نتیجه آن، نوار آتشفشانی-رسوبی ترود-چاه شیرین با روند شمال شرقی-جنوب غربی در منطقه ترود شکل گرفته است (شکل ۲-۱).

این فعالیت‌ها در نوار ترود-چاه شیرین در دوران اول و دوم به فراخور حوادث تکتونیکی اندک‌اندک آغاز شده و در دوران سوم به اوج رسیده که حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های آذرین را بجای گذاشته است. ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها به طور چیره دارای طیف ترکیبی بازالت و آندزیت می‌باشند که به مرور زمان به حالت اسیدی و تراکیتی گرایش پیدا کرده‌اند. در نهایت دوباره این ماگما حالت بازیک‌تر به خود گرفته و گدازه‌ها، برش‌ها و توف‌های آندزیتی را تشکیل داده‌اند که احتمالاً تا پایان ائوسن این روند ادامه پیدا کرده است. از طرفی توده‌های نفوذی متعددی به سن ائوسن بالایی-الیگوسن این مجموعه سنگی را قطع نموده‌اند که به نوعی بیانگر تاثیر فاز زمین ساختی پیرینه بر روی این منطقه می‌باشد (رشیدنژادعمران، ۱۳۷۱). در این فصل سعی بر این است که ضمن شرح چینه‌شناسی، ماگماتیسم و تکتونیک نوار آتشفشانی-رسوبی ترود-چاه شیرین، خصوصیات و ویژگی‌های بارز منطقه مورد مطالعه نیز به طور اجمالی توضیح داده شود.



شکل ۱-۲: پراکندگی سنگ‌های ماگمایی سنوزویک در ایران (حق‌پور و آقناباتی، ۱۹۸۵). موقعیت نوار تروید -

چاه‌شیرین در بخش خاوری کمان ماگمایی البرز (کادر مربع).

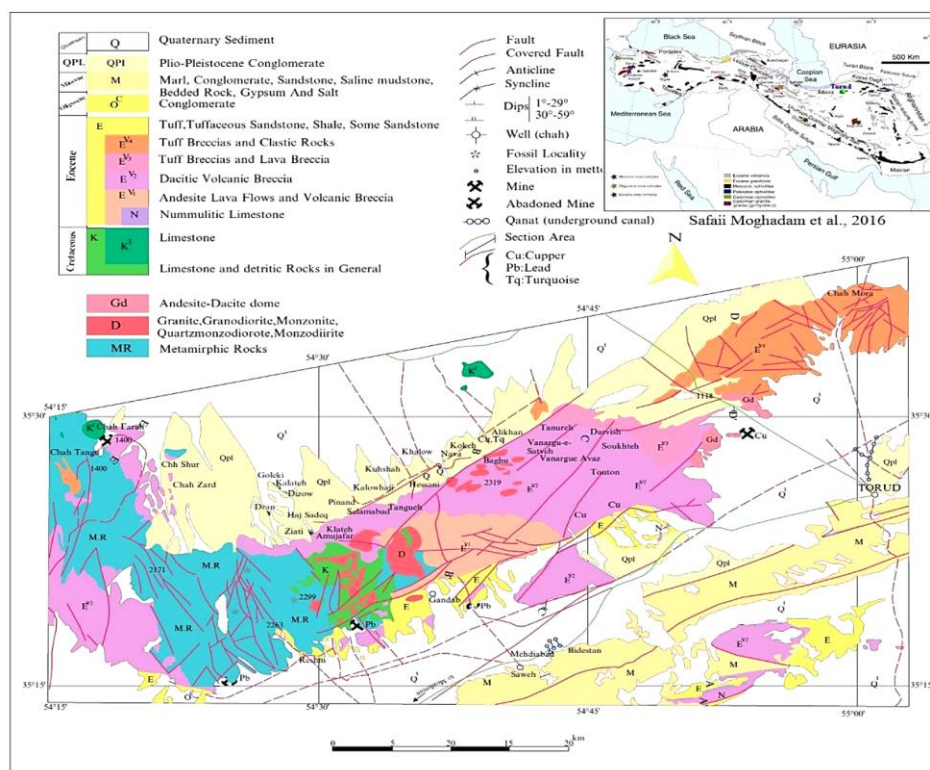
۲-۲- ویژگی‌های عمومی پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی

پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی به شکل یک مثلث از شرق به بلوک لوت، از شمال به رشته کوه‌های البرز و از جنوب به پهنه سنندج - سیرجان محدود می‌شود که پیکره اصلی و میانی فلات ایران را پدید آورده‌اند و نه تنها به عنوان یک واحد ساختاری مجزا به شمار می‌آید، بلکه در بردارنده چندین زیرمجموعه ساختاری از نظر تکتونیکی و متالورژی نیز می‌باشد. این پهنه توالی‌های بسیار ضخیمی از سنگ‌های دگرگونی، رسوبی آتشفشانی و رخساره‌های گوناگون سنگ‌های آذرین درونی از پرکامبرین پسین تا عهد حاضر را شامل می‌شود. به‌علاوه، این خردقاره توسط زمین درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل درونه و افیولیت-های کاشمر-سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های امتداد لغز راستگرد طویلی که به سمت غرب خمیدگی دارند، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت بادام و

بلوک یزد می‌باشد. همچنین در این ایالت شاهد کانی‌سازی‌های گسترده‌ای از سرب و روی، منگنز، طلا، مس، بوکسیت، باریت، فسفات، فلوریت و ... می‌باشیم که در چندین برهه زمانی رخ داده‌اند (قربانی، ۱۳۸۶).

۲-۳- نوار ترود-چاه شیرین

ناحیه ترود در شرق سمنان-جنوب دامغان و در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی قرار دارد. این ناحیه بیشتر از سرزمین‌های کوبیری و پست پوشیده شده است. قدیمی‌ترین سنگ‌های این ناحیه نیز مربوط به سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین می‌باشد که در شرکوه رخنمون دارند (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲: نقشه متالوژنی ناحیه ترود (Ghorbani, 2013)

۲-۳-۱- زمین‌شناسی

در منطقه معدنی ترود از پرکامبرین تا عهد حاضر، البته نه به طور پیوسته، سنگ‌هایی برونزد دارند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷)، که در زیر به‌طور مختصر به شرح آنها پرداخته می‌شود:

- پرکامبرین

در شمال و شرق دهکده سهل به مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی برمی‌خوریم که از نظر شدت دگرگونی، حدبالای رخساره امفیبولیت را نشان می‌دهد. این ناحیه بیشتر از گنایس، آمفیبولیت و شیست تشکیل شده است که به تدریج جای خود را به فیلیت-کوارتز-شیست و سربیسیت‌شیست می‌دهد. قابل ذکر است که این مجموعه از نظر سنگ‌شناسی به ترادف‌های پالئوزوئیک پسین تا مزوزوئیک شباهتی ندارند، بلکه مشابه مجموعه تاشک در ایران مرکزی (ناحیه ساغند) می‌باشد.

- پالئوزوئیک

سنگ‌های پالئوزوئیک پایینی تناوبی از طبقات دولومیت که در بالاتر، شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌ها همراه با آهک-های توده‌ای برونزد دارند. این سنگ‌ها در زیر تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل، دولومیت و گدازه‌های آندزیتی که قابل مقایسه با سازند نیور در شرق ایران است، قرار می‌گیرند. برروی سنگ‌های منسوب به سازند نیور، ماسه‌سنگ (سازند پادها)، سنگ‌های آهکی (سازند بهرام) و دولومیتی در بالا (سازند سبزار) دیده می‌شود. به‌علاوه، در شمال دهکده رشم یک ردیف سنگ‌های دگرگونی وجود دارد که از نظر چینه‌شناسی شبیه به این سازندها می‌باشند. به عقیده هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، رسوبات کربونیفر در این ناحیه یافت نمی‌شوند، ولی رسوبات کربناتی و فسیل‌دار پرمین با طبیعت به طور تقریبی آواری و کم عمق تشکیل می‌شوند که به طور مستقیم برروی سازند بهرام قرار می‌گیرند.

-تریاس بالایی-لیاس

رژیم رسوب گذاری پس از تریاس میانی ناگهان تغییر می کند و رسوبات کربناتی (سازند شتری) به طرف بالا به رسوباتی می پیوندد که بیشتر آواری است و حکایت از محیطی کم عمق دارد. ماسه سنگ های لیاس حاوی بلمنیت همراه با کنگلومرا، روی سنگ های دگرگونی پرکامبرین قرار می گیرند.

-ژوراسیک میانی-بالایی(دوگر)

به طور کلی در این ناحیه رسوبات آواری و خشکی زی تشکیل شده است که بیانگر خروج ناحیه از آب در اواخر ژوراسیک می باشد. در قسمت پایین، آهک های ماسه ای و کنگلومرای تشکیل شده که قابل مقایسه با سازند بادامو است. در ضمن، براکیوپودهای موجود در این آهک ها، سنی معادل دوگر را نشان می دهند. قابل ذکر است که کامل ترین مقطع این سازند در شمال دهکده وراب رخنمون دارد. در قسمت بالا نیز تناوبی از شیل های آهکی ماسه ای وجود دارد که می تواند معادل سازند بغمشاه در طبس باشد.

-کرتاسه

دریا پس از جنبش های تکتونیکی شدید که در جنوب گسل انجیلو به یک دگرگونی پیشرفته می انجامد، پیشروی خود را با رسوب های آواری قرمز شروع می کند و سپس با نشست کف آن و تغییر رژیم رسوب گذاری به تناوبی از آهک و شیل منجر می شود. در پایین ترین بخش این تناوب، فسیل های مربوط به آپسین و در بخش بالایی، فسیل های مربوط به سنونین و احتمالاً کامپانین موجود می باشد. سرانجام با پسروی دوباره دریا، رسوبات آواری قرمز رنگ به جا گذاشته شده که فرسایش های صورت گرفته در ترشیری، آثار آن را به جز در غرب معدن سرب خانجار، از بین برده است. از نظر سنگ شناسی و چینه شناسی، در این برهه زمانی، سراسر ناحیه به طور نسبی وضعیت یکسانی دارد که تمام سازندهای پیش از خود را با یک دگرشیبی زاویه ای می پوشاند.

-ترشیری

ترشیری با فعالیت‌های آتشفشانی آغاز می‌گردد و شاید این فعالیت‌ها مربوط به جنبش‌های کوهزایی لارامید باشد که در ناحیه تروود دامنه وسیعی دارد. زمان آغاز این فعالیت به طور دقیق مشخص نیست ولی زمان شروع آن نباید با ائوسن فاصله زیادی داشته باشد، زیرا رسوبات این دوره را ترادف‌های ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی همراهی می‌کنند. نهشته‌های آغازگر ترشیر در ناحیه تروود از ائوسن تا الیگوسن در محدوده‌هایی که توسط گسل‌های انجیلو و تروود بوجود آمده است با هم متفاوت می‌باشد. پس از این مدت، نهشته‌های ترشیر کم و بیش در سراسر ناحیه تروود یکسان و تناوبی از رژیم‌های دریایی و قاره‌ای را شامل می‌شوند. به‌علاوه، در اواخر ترشیر نهشته‌های ناحیه تروود بیشتر دارای تناوبی آواری-کولابی می‌باشد.

-**ائوسن:** واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن گسترش زیادی در منطقه دارند. این مجموعه به گونه دگرشیب، واحدهای قدیمی‌تر را می‌پوشاند. پی‌سنگ واحدهای ائوسن، تخریبی (ماسه‌سنگ، شیل، مارن، کنگلومرا و توفیت) اس که فسیل‌های این دوره در آن مشاهده می‌شود. واحدهای آتشفشانی ائوسن شامل تناوبی از گدازه، برش‌های آتشفشانی و توف‌های مختلف است که به‌صورت هم‌شیب بر روی بخش پی‌سنگ و سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار به شکل میان‌لایه در این مجموعه یافت می‌شوند.

-**الیگوسن-میوسن:** نهشته‌های این زمان بیشتر از نوع تخریبی-مارنی می‌باشند که به‌صورت سازندهای سرخ زیرین، قم و سرخ بالایی در بخش‌های جنوبی منطقه دیده می‌شوند. این نهشته‌ها به گونه چین‌خورده، تقادیس‌ها و ناودیس‌های متنوعی را پدید آورده‌اند و یا این که نفوذ گنبد‌های نمکی موجب بهم‌ریختگی آنها شده است. لایه‌های محدودی از توف و توفیت در بین واحدهای رسوبی این برهه زمانی وجود دارد که فعالیت‌های ماگمایی محدود در منطقه را نان می‌دهد.

- پلیوسن - کواترنر: نهشته‌های جوان منطقه به صورت کنگلومرا و مارن، به گونه دگرشیب واحدهای قدیمی - تر منطقه را می‌پوشاند. این نهشته‌ها به صورت چین خورده هستند و جوان‌ترین سازندی است که تحت تاثیر جنبش‌های کوهزایی قرار گرفته‌اند.

۲-۳-۲ - ماگماتیسزم

منطقه تروود از قدیمی‌ترین زمان‌های زمین‌شناسی، شاهد فعالیت‌های ماگمایی بوده است. در ترشیری همه پدیده‌های زمین‌شناسی تحت تاثیر فعالیت‌های ماگمایی قرار می‌گیرد. فعالیت‌های ماگمایی این دوران در لوتسین آغاز و در سرتاسر ائوسن میانی ادامه می‌یابد. در ائوسن پسین این فعالیت‌ها متوقف می‌شوند و سپس در اواخر ائوسن پسین تا الیگوسن پیشین دوباره از سر گرفته می‌شوند، ولی شدت آن در مقایسه با دوران اول چندان زیاد نیست و به زودی به خاموشی می‌گراید. از نظر ترکیب سنگ‌شناسی شامل: بازالت، آندزیت و داسیت هستند که در این میان آندزیت‌ها غلبه بیشتری دارند. قابل ذکر است که محدوده معدنی تروود - چاه شیرین بین دوگسل اصلی انجیلو و تروود محدود می‌شود که به طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن تشکیل شده‌اند. این واحدهای آتشفشانی - رسوبی ضخامت زیادی در منطقه دارند و سنگ‌های آتشفشانی همراه با سنگ‌های آواری درهم آمیخته‌اند. از طرفی این سنگ‌ها توسط توده‌های نفوذی حدواسط تا اسیدی قطع شده‌اند که به شکل گنبد، استوک و یا دایک در بین سنگ‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند. به جز توده گندی، تمام توده‌های نفوذی منطقه بافت میکروگرانولار و یا پورفیریتیک دارند و از نوع سنگ‌های نیمه عمیق به‌شمار می‌آیند. قابل ذکر است که سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تروود و توده‌های نفوذی همخوان با آنها، به‌طور عمده دارای ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی می‌باشند.

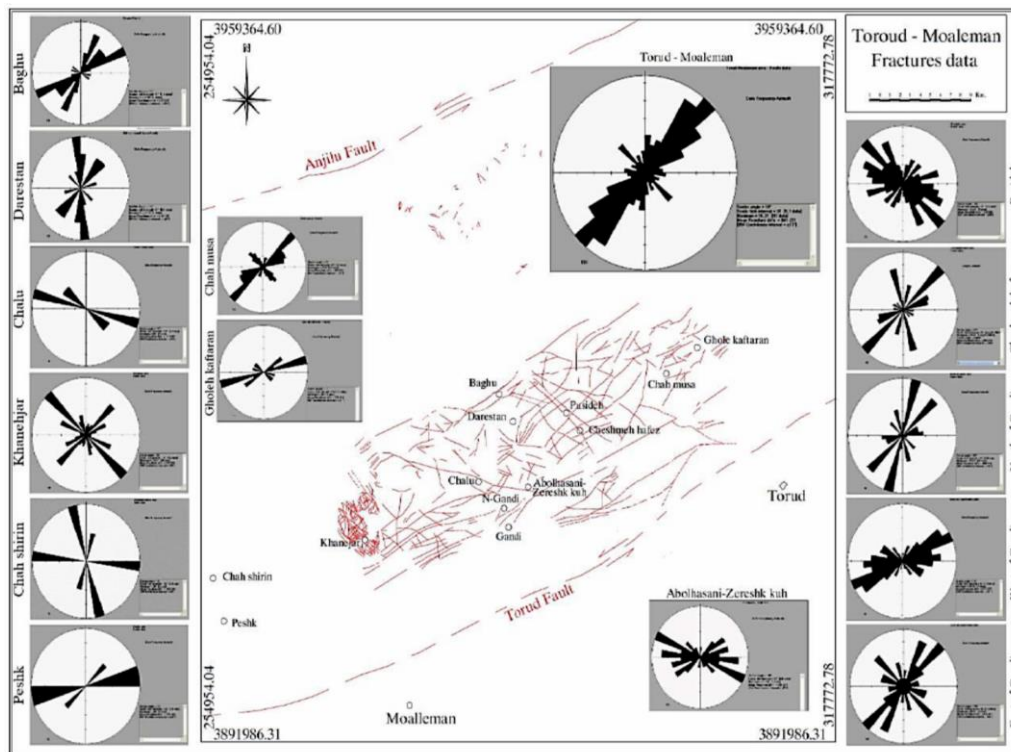
۲-۴- ویژگی‌های زمین‌ساختی نوار ترود-چاه‌شیرین

در ایران، فازهای گوناگون زمین‌ساختی شناخته شده‌است. ویژگی‌های کلی زمین‌شناسی آن مانند پیکره‌های آذرین، دگرگونی، گسل‌ها، سکانس‌های رسوبی و ...، نتیجه عملکرد این فازها می‌باشند. بنا به عقیده خادمی (۱۳۸۶)، تکوین ژئودینامیک منطقه ترود، متناسب با رویدادهای مختلف زمین‌ساختی ایران زمین دستخوش تغییر و تحولات فراوانی شده است. با این حال در تمام مراحل تکوینی و در همه فازهای دگرریختی، یک سیمای ساختاری مهم و اصلی، یعنی گسل امتدادلغز ترود عامل اصلی تعیین ویژگی‌های ساختاری آن بوده است. نقش این گسل در همه سرگذشت ساختاری منطقه چه مستقیم و چه غیرمستقیم بارز و مشهود است. یا توجه به این که شکل‌گیری و جایگیری بسیاری از کانسارها متأثر از فرآیندهای زمین‌ساختی می‌باشد، لذا مطالعه و بررسی تکتونیک و ارتباط آن با مواد معدنی مورد توجه خواهد بود.

- مولفه‌های دینامیکی ناحیه

استرس‌های وارد بر نوار آتشفشانس-رسوبی ترود-چاه‌شیرین به علت همگرایی ورق عربستان به سمت ورقه ایران، روند تقریباً شمال شرقی-جنوب غربی (روند کالدونی) دارند و محدوده آن بین گسل‌های درونه (کویر بزرگ) و میامی ممکن است به گسل عطاری یا سمنان پیوسته باشد. گسل عطاری به عنوان جداکننده پهنه البرز از پهنه ایران مرکزی معرفی شده است. به نظر می‌رسد گسل عطاری و گسل میامی در اصل یکی بوده باشند و در شمال آنها، یک پهنه تدریجی بین ایران مرکزی و البرز قرار گرفته باشد. منطقه معدنی ترود در بین دو گسل ترود در جنوب و گسل انجیلو در شمال محصور شده است (شکل ۲-۳). این گسل‌ها هر یک به نوبه خود یک دسته گسلی می‌باشند که دارای روند شمال شرقی-جنوب غربی (N60-70E) هستند. به علاوه، هر دو دارای حرکت چپگرد بوده و حرکات آنها موجب بوجود آمدن روندهای شمالی-جنوبی در ناحیه بین دوگسل شده است. از آنجا که این گسله‌ها در زمان‌های طولانی به کرات فعال بوده‌اند، تعیین

دقیق نوع حرکت آنها ممکن نیست و تنها با شواهد زمین‌شناسی و چین‌خوردگی‌های مربوط به آنها می‌توان در این مورد قضاوت کرد. قابل ذکر است که آغاز فعالیت این گسل، اسکلت‌بندی منطقه ترود را تشکیل می‌دهد. روند این دو گسل همان روند کالدونی (پالئوزوئیک زیرین) می‌باشند، بنابراین احتمال دارد که از همان زمان، شروع بع فعالیت کرده باشند. با مطالعه خش‌لغزها، به این نکته پی می‌بریم که به طور کلی حرکت این گسله‌ها دارای یک مولفه افقی و چپگرد هستند که قسمت جنوبی گسل را به سمت شرق رانده و به مولفه عمودی که این قسمت را به طرف پایین رانده است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).



شکل ۲-۳: نقشه گسل‌های شمال منطقه ترود-معلمان و وضعیت شکستگی‌های محلی در مناطق مختلف آن (کی‌نژاد

و همکاران، ۱۳۸۹).

این ناحیه در طول فعالیت خود تحت تاثیر حرکات کششی و فشارشی زیادی قرار گرفته، ولی جالب است که هیچ‌گاه از روند N20-30E و S20-30W خارج نشده است. در پهنه تروود-چاهشیرین ساختمان‌های چین خورده به دلیل ناهمگن بودن نهشته‌های ائوسن و همچنین نفوذ توده‌های کم عمق و دایک‌های فراوان، متحمل شکست‌های زیادی شده که روند این چین‌خوردگی‌ها در زمان‌های مختلف متفاوت است. روند چین‌خوردگی‌های مربوط به اواخر تریاس (فاز سیمیرین پیشین) به سبب ضعف آن و تاثیر فازهای جوان‌تر، مشخص و قابل شناسایی نیست. چین‌خوردگی‌های ژوراسیک پیشین-کرتاسه پیشین (فاز سیمیرین پسین) نیز دارای روند شمال غربی-جنوب شرقی است که از N40W در غرب تا N20W در مرکز و شمال (کوه‌های دولتیار) و در جنوب و جنوب شرق تا N40W تغییر می‌نماید و به چین‌ها حالت مارپیچی می‌دهد. قابل ذکر است که عملکرد گسل‌های چپگرد تروود و انجیلو موجب مایپچی شدن محور چین‌ها شده است. از طرفی، چین‌خوردگی‌های پس از کرتاسه و پیش از ائوسن (فاز لارامید) مشابه سیمیرین پسین می‌باشد. فازهای چین‌خورده پس از ائوسن نیز روندهای مختلفی دارند و حتی در یک نوار از شمال تا شرق تغییر می‌کند که در این پهنه روند بیشتر چین‌ها N70E است.

واکنش‌های مختلف ناحیه نسبت به نیروی اصلی وارد بر آن، فضاهای کم انرژی با جهات مختلف را ایجاد کرده‌اند که می‌توانسته میزبان توده‌های نفوذی و یا راه خروجی برای خروج ماگما باشد. به طوری که، دایک-هایی با روند N40E از فضاهای کششی حاصل از حرکت چپ‌گرای گسل‌های اصلی و دایک‌هایی با روند N40W از حرکت راست‌گرد همین گسله‌ها (هنگام تاثیر نیروهای کششی)، بهره برده‌اند. دایک‌های ستبر و طویل با روند N70E از فضاهایی که در اثر حرکات قائم در طول گسل‌های اصلی به وجود آمده است، تبعیت می‌کنند. قابل ذکر است که نفوذ توده‌های نیمه عمیق ناحیه نیز از روندهای تکتونیکی بزرگ مقیاس بهره برده‌اند.

کوه شاخ (Cu)، کوه ونگ (Cu)، شرق پیرمردان (Cu-Ba)، کوه توتو (Cu)، جنوب سالاران (Ba)، قله سوخته (Cu)، چاه موسی (Cu)، شرق دره گز (Cu-Ba)، ابوالحسنی (Zn-Pb-Cu)، علیخان (Cu)، چاه فراخ (Cu)، قیصری (Cu)، لارستان (Pb)، قله کفتران (Pb-Zn)، دره بیدمحمد حسن (Au-Cu)، دیده بان (Au-Cu)، دامنه جنوبی گردنه پیه (Au-Cu)، معدن متروکه تنگه (Pb)، چهارسنگ (Pb) اشاره کرد (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).

۲-۵-۱- کانی سازی فلزی

از این گروه می توان به اندیس ها، معادن قدیمی و فعال فلزاتی مانند آهن، مس (طلا)، روی، سرب، منگنز و ... اشاره نمود. پیدایش کانسارهای یاد شده در رابطه با فعالیت های آذرین در پالئوزوئیک و ترشیری (اوسن و الیگوسن) می باشد. تیپ کانسارهایی که در نوار آتشفشانی-رسوبی، ترو-چاه شیرین مربوط به این کانی-سازی ها می شود شامل آهن و منگنز آتشفشانی-رسوبی، آهن اسکارنی یا اکسید آهن، مس و طلا (IOCG)، مس هیدروترمال رگه ای، طلای اپی ترمال سولفید متوسط، طلای پلاستی، سرب و روی تیپ (MVT)، کانسارهای مرتبط با توده های نفوذی و غیره می باشند. تاکنون شواهدی از کانی سازی مس پورفیری در این نوار دیده نشده است و شکل غالب کانسارهای فلزی از نوع رگه ای است (قربانی، ۱۳۸۱).

الف) کانی سازی آهن: در ناحیه خاوری ورقه کلاته در کوه های روباچ، بابا احمد، کم انجیر، سنگ کمر و هشده، آثاری از کانی سازی آهن دیده شده می شود. در ناحیه هشده آثاری از معدن کاری و استخراج قدیمی آن نیز دیده می شود. کانی سازی آهن در سنگ های کربناته تمرکز یافته است. نفوذ دایک های متفاوت با ترکیب آندزیت و دیوریت و یا نفوذ آپوفیزهای توده دیوریتی در ناحیه هشده به پیدایش این کانی سازی انجامیده است. لذا فعالیت های گرمایی در ارتباط با نفوذ توده های آذرین سبب کانی زایی فلزی در ناحیه شده است. دایک ها در اغلب شکستگی ها و گسل های کوه بابا احمد و در داخل مجموعه آهکی و دولومیت

سیلورین نفوذ کرده‌اند و در پیرامون آنها کانی‌سازی آهن (هماتیت) پدیدار شده است. همچنین کانسار آهن رباعی و آهن چالو در جنوب دامغان ولقع شده است.

ب) کانی‌سازی مس (طلا): در محدوده ورقه کلاته‌رشم کانی‌سازی مس نیز دیده می‌شود. اثری از معدن کاری قدیمی (شدادی) و سرباره‌های موجود نشانگر تاریخچه معدن کاری در منطقه است. این فعالیت‌ها در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در نیمه باختری ورقه نمودی بیشتر دارد. در سنگ‌های کربناته لیمویی رنگ (پرکامبرین-پالئوزوئیک زیرین) در مسیر کلوت به سپیدلو نیز آثاری از این کانی‌سازی دیده می‌شود. کانی-سازی به صورت رگچه‌هایی کوچک است که پراکندگی زیادی دارند. اکتشاف زیادی در این ناحیه پیرامون این ماده معدنی صورت پذیرفته و معدن معروف مس کلوت نیز در گذشته مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. کانسارهای مس دیان، چاه موسی، قله سوخته، چاه فراخ، رباعی و قیصری و کانسارهای طلای گندی چشمه حافظ و ابوالحسنی نیز نمونه‌هایی از کانی‌سازی‌ها در ناحیه می‌باشند.

پ) کانی‌سازی سرب و روی: در کوه انارو واقع در شمال خاوری روستای رشم کانی‌سازی روی دیده می‌شود. آثاری از کانی سرب نیز به همراه روی در این محل گزارش شده است. نفوذ یک دایک بزرگ با ترکیب متوسط (آندزیتی) در سنگ‌های کربناته کوه مذکور سبب کانه‌زایی روی شده که کانسار روی (کالامین) در اطراف دایک و در سطوح شکستگی‌ها و درزه‌ها نمایان شده است. آثاری از کانی‌سازی سرب و روی و همچنین باریت در کوه تنوره، روباچ و اطراف رباعی دیده می‌شود. در کوه تنوره سنگ میزبان آهک و آهک دولومیتی سیلورین استکانی‌زایی در واحد سنگی یاد شده در درز و شکاف‌ها رخ داده است. ماده معدنی در این ناحیه نیز از طریق محلول‌های گرمابی آورده شده است.

ت) کانی‌سازی منگنز: آثاری از معدن کاری منگنز (منگنز کوه بیری)، در دامنه خاوری کوه مهران به چشم می‌خورد که در حال حاضر به صورت معدن متروکه درآمده است. همچنین در محدوده مورد بررسی نیز آثار کانه‌زایی منگنز مشهود است که در حال حاضر در دست انجام عملیات اکتشافی است.

۲-۵-۲- کانی‌سازی غیر فلزی

الف) بنتونیت: در محدوده ورق کلاته، در چندین نقطه توف‌های سفیدرنگ دگرسان شده با ترکیب اسید در حد ریوداسیت و داسیت برون‌زد یافته‌اند. در نقاطی که شرایط دگرسان شدن مناسب بوده است، به صورت بنتونیت ظاهر شده‌اند که از آن میان می‌توان از معدن بنتونیت رشم، که در حال حاضر فعال است، نام برد. توف‌های آلت‌ره یاد شده در یک خط و با روند تقریبی شرقی-غربی از رشم تا مدخل ورودی دره کلوت به طور منقطع دیده می‌شود. یک افق از این نوع توف‌های دگرسان شده در شرق روستای دیان نیز وجود دارد.

ب) رگه‌های فلدسپات‌دار: در ناحیه شرقی چاه‌گیری رگه‌های فلدسپاتی در واحد سنگی با ترکیب داسیتی دیده می‌شود. رنگ عمومی آنها سفید است ولی در سطوح شکسته و سطوح درزه‌ها آثاری از ترکیبات آهن‌دار مشاهده می‌شود.

پ) سیلیس: در نقاطی که سنگ‌های شیستی پالئوزوئیک گسترش دارد، رگه‌های سیلیسی در آن دیده می‌شود. شیست‌های مذکور عمدتاً در دره رشم و نواحی چاه‌شیرین از گسترش زیادتری برخوردار هستند.

ت) نمک و گچ: در نیمه جنوبی ورقه چندین گنبد نمکی رخنمون یافته‌اند. چنانچه نتایج آنالیز بر روی آنها مثبت باشد ذخایر زیادی از نمک را تشکیل می‌دهند. به طور معمول در روی گنبد‌های نمکی ضخامتی از لایه‌های گچی دیده می‌شود که احتمال اقتصادی بودن آنها وجود دارد. (جعفریان، ۱۳۸۰).

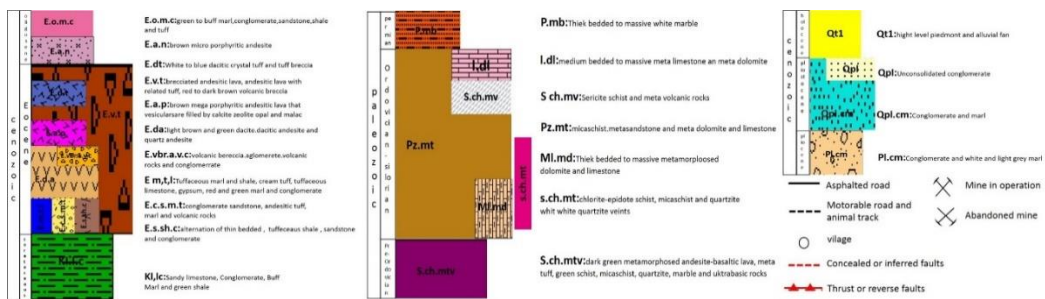
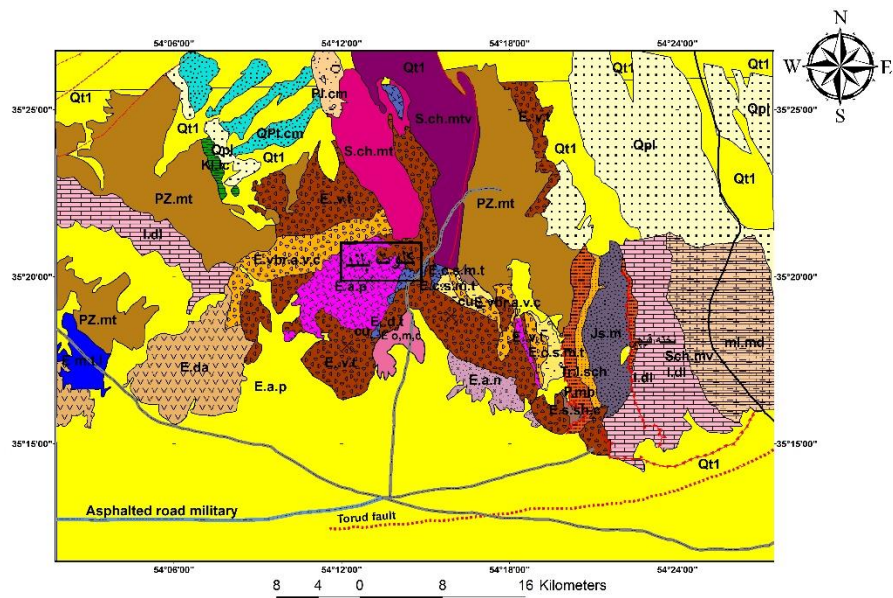
۲-۶- زمین‌شناسی منطقه‌ای

براساس تقسیم بندی اشتوکلین و روتنر (۱۹۶۸) محدود مورد مطالعه در بخش شمالی پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی، نقشه چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود و ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته-رشم قرار دارد

(شکل ...). از نظر سنگ‌شناسی و سنی واحدهای سازنده این نوار ر می‌توان به ۴ دسته تقسیم‌بندی کرد: ۱- سنگ‌های دگرگونی با سن پرکامبرین در شرق و شمال‌شرق آن ۲- مجموعه دگرگونی پالئوزوئیک در بخش غربی ۳- مجموعه آتشفشانی-رسوبی که گسترش قابل توجهی داشته و میزبان کانه‌زایی در منطقه نیز هستند ۴- توده‌های نفوذی نیمه عمیق با ترکیب داسیت و رانودیوریت به همراه دایک‌های داسیتی و دیابازی با سن الیگوسن - میوسن که نقش موتور حرارتی در ایجاد چرخه گرمایی داشته‌اند. سنوزوئیک در این نوار، بیشتر تناوبی از سنگ‌های آذرآواری طیفی از انواع توفبرش و آگلومرا با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و سنگ‌های گدازه گستره‌ای از آندزیت و آندزیت‌بازالت را شامل می‌شود. مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق تا عمیق، به داخل توالی آتشفشانی - رسوبی نفوذ کرده‌اند.

۲-۷- چینه‌شناسی منطقه‌ای

براساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته‌رشم، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده اکتشافی مربوط به پالئوزوئیک زیرین (اردویسین - سیلورین) بوده و جدیدترین واحدها نهشته‌های مربوط به پلیوسن و کواترنر می‌باشد (شکل ۲-۵). ویژگی‌های چینه‌شناسی و سنی هر یک از واحدهای رخنمون یافته در گستره ورقه کلاته‌رشم بصورت مختصر در جدول (۲-۱)، ارائه می‌گردد.



شکل ۲-۵: نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم (جعفریان، ۱۳۷۳) و تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث). این نقشه نشان دهنده واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه و موقعیت کانسار مس کلوت بلند می باشد.

جدول ۱-۲- ویژگی‌های چینه‌شناسی و سنی واحدهای رخنمون یافته در گستره ورقه کلاته‌رشم

ردیف	واحد	سن	لیتولوژی	ملاحظات
۱-	Sch ^{Mt}	اردوئین سیلورین	میکاشیست، کلریت، اپیدوت شیست و کوارتزیت	در ناحیه شمال دره کلوت رخنمون دارد.
۲-	PZ ^{Mt}		شیست، سنگ آهک و دولومیت، ماسه‌سنگ، توف و سنگ‌های ولکانیکی	در سرتاسر نیمه شمالی ورقه دارای بیشترین گسترش و ضخامت است.
۳-	ml,md		پینه‌های ضخیم تا توده‌ای: آهک، آهک دولومیتی، دولومیت آهکی و دولومیت	ارتفاعات کوه‌های بابا احمد و انارو را می‌سازد.
۴-	d ²		برروی شیست‌های این ناحیه، ضخامتی نزدیک به ۷۰ متر از دولومیت و آهک دولومیتی قهوه‌ای رنگ	واحدهای لیتولوژیکی در غرب دره رشم
۵-	Sch,mv		بخش زیرین این واحد به طور عمده شیست نقره‌ای رنگ و ماسه‌سنگ دگرگونه و بخش بالایی آن سنگ‌های ولکانیک دگرگونه را می‌توان از اندزیت تا بازالت در نظر گرفت.	واحد لیتولوژیکی در حدفاصل نوار تنوره و قله دختر
۶-	L.dl		دارای ضخامتی زیاد (در حدود بیش از یک کیلومتر ۹ از طبقات ضخیم تا توده‌ای آهک و آهک دولومیتی است.	کوه‌های قله دختر، دوزینا و کجو را تشکیل داده است.
۷-	P ^{mb}	پرمین	بخش‌های زیرین از طبقات نازک، متوسط و ضخیم آهکی و در بخش‌های بالایی از طبقات ضخیم تا توده‌ای سنگ آهک دگرگونه سفید رنگ و در برخی نقاط مرمر دولومیتی تیره تا قهوه‌ای رنگ	-

بخش کربناته از طبقات متوسط تا ضخیم آهک دولومیتی پدید آمده است.	واحد تخریبی (شیست و ماسه‌سنگ) و بر روی واحد تخریبی یادشده ضخامتی در حدود ۲۰۰ متر از مجموعه طبقات کربناته و شیستی قرار دارد.	تریاس	TR ^{sch}	-۸
سیلیس بصورت کوارتزیت رخنمون قابل توجهی در این واحد دارد	مجموعه طبقات ماسه‌سنگ دگرگونه به رنگ خاکستری تیره و شیست‌های تیره رنگ و سیاه	ژوراسیک زیرین	J ^m	-۹
در میان واحدهای ولکانیکی و توفی ائوسن، این واحد بیشترین گسترش و ضخامت را دارد.	مجموعه گدازه‌های آندزیتی زیردریایی، برش آندزیتی، برش توفی، آندزیت پورفیری و توف آندزیتی	ائوسن	E ^{v,t}	-۱۰
از طبقات ضخیم کنگلومرایی تشکیل شده است.	مجموعه گدازه‌های آندزیتی میکروپورفیری به رنگ قهوه‌ای تیره تا قرمز تیره و برش ولکانیکی قرمز رنگ	- الیگوسن	E ^{c,v}	-۱۱
این واحد لیتولوژیکی در دامنه جنوبی ارتفاعات چاه‌شیرین - بیل‌بن به گونه پراکنده دیده می‌شود.	تناوب طبقات کنگلومرایی سست و مارن روشن		EO ^{m,c}	-۱۲
این واحد لیتولوژیکی فرعی در محل روستای رشم و در نواحی باختر چشمه پشک رخنمون دارد، از گسترشی محدود برخوردار است	ترکیب عمومی این توف‌ها در حد ریولیت تا داسیت است که بخش‌هایی از توف بلورین، توف شیشه‌ای دگرسان شده، ماسه‌سنگی توفی و مارن نیز به همراه دارد.		t	-۱۳
این واحد در ناحیه چشمه پشمک گسترش اندکی دارد	تناوبی از لایه‌های کنگلومرا، ماسه‌سنگ کنگلومرایی قرمز تا مارن قرمز گچ‌دار		M ^{c,s,m}	-۱۴
این واحد نیز در محل آب پشک رخنمون دارد و از گسترش و ضخامتی محدود برخوردار است.	پایین به بالا از مارن به رنگ‌های مختلف، گچ، تناوب مارن آهکی، مارن قرمز گچ‌دار با پوسته‌های فراوان دوکفه‌ای های بزرگ، آهک مارنی به رنگ آبی روشن، مارن قرمز گچ-دار و سرانجام مارن آهکی	میوسن	M ^{m,ml}	-۱۵

این واحد در نیمه جنوبی ورقه در هسته ساختمان‌های تاق‌دیسی رخنمون یافته است.	مارن قرمز گچ‌دار، افق‌هایی از گچ، میان لایه‌های نازک ماسه‌سنگ میکادار قرمز		M ^{ml}	-۱۶
این واحد نیز در بخش جنوبی ورقه رخنمون دارد.	مجموعه مارن گچ‌دار به رنگ‌های سبز و قرمز آجری با میان لایه‌های ماسه‌سنگی به رنگ خاکستری تا سبز تیره.		M ^{m,s}	-۱۷
-	تناوب بخش‌های توفی، مارن توفی، ماسه‌سنگ قهوه‌ای		ts,tm,t	-۱۸
-	تناوب آهک ماسه‌ای، آهک توفی، آهک مارنی، ماسه‌سنگ نازک لایه و مارن		sl,s,m	-۱۹
رسوبات محیط کم عمق کواترنر زیرین در محدوده ورقه از گسترش بسیار کمی برخوردار است	مجموعه‌ای از کنگلومرای بدون سیمان و یا با سیمان ضعیف و مارن	پلیوسن و کواترنر	QPL	-۲۰
نهشته‌های آبرفتی قدیمی‌تر که به صورت زمین‌های نسبتاً مسطح و بلند درآمده‌اند.	کنگلومرای دانه درشت و فاقد سیمان		Q ^{t1}	-۲۱
رسوبات آبرفتی جدید که زمین‌های مسطح پست را به وجود آورده‌اند.	کنگلومرای دانه ریزتر و فاقد سیمان و رسوبات نرم گل سفید رنگ (سیلت و رس)		Q ^{t2}	-۲۲
جدیدترین رسوبات ناحیه که نهشته‌های آبرفتی بستر دره‌ها را می‌سازند.	مجموعه شن و ماسه و قلوه‌سنگ بدون سیمان		Q ^{al}	-۲۳

۲-۸- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

در حد فاصل اواخر ائوسن تا میوسن، ماگماهایی با ترکیب بازیک تا حدواسط و به مقدار کمتر اسیدی با ماهیت کالک‌آلکالن به درون مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن تزریق شده‌اند و پیامدهای متعددی از جمله دگرگونی، دگرسانی و کانه‌زایی را را به همراه داشته‌اند. در میوسن دوباره در اثر عملکرد رژیم‌های کششی، هورست، گرابن و حوضه‌های رسوبی کم‌عمق در منطقه ایجاد شده که شاهد آن حضور سنگ‌های مارنی و ماسه‌سنگی میوسن در جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه در حدفاصل ترود - معلمان می‌باشد. سپس در طی پلیوسن - پلیوستوسن، رسوبات آواری تخریبی حاصل از فرسایش سنگ‌های قدیمی‌تر به صورت مخروط افکنه‌های بزرگ و نهشته‌های کنگلومرایی پلیوسن - پلیوستوسن رخمون پیدا کرده‌اند. بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط هوشمدزاده و همکاران (۱۳۵۷)، کهنسال (۱۳۷۷)، قربانی (۱۳۸۴)، مشخص گردید که سنگ‌های نفوذی و نیمه نفوذی مورد نظر در پهنه‌های کششی مرتبط با عملکرد گسل‌های بزرگ منطقه جایگزین شده‌اند.

-گسل‌ها

با توجه به فعال بودن نوار ترود - چاه‌شیرین از لحاظ تکتونیک، گسل‌های مختلفی در این نوار ایجاد شده است. همانطور که می‌دانیم یکی از فاکتورهای اساسی کنترل‌کننده کانه‌زایی، گسل‌ها می‌باشد که به همین خاطر در این قسمت بعضی از گسل‌های مهم این نوار شرح داده می‌شود.

به عقیده زراسوندی و همکاران (۱۳۸۹)، گسل‌های منطقه عموماً بر سه دسته‌اند:

گسل‌های بزرگ: با امتداد عمومی شمال غربی - جنوب شرقی که عمدتاً از نوع گسل معکوس و رورانده بوده و عملکرد آنها موجب پیدایش ساختار فلسی گشته است. گسل‌های ترود و انجیلو، گسل کویر گسل

دیگری به موازات گسل ترود است و از مناطق جنوبی معلمان تا کوه کاهوان گسترش آن دیده می‌شود. گسل باغو، گسل رشم-پیرمردان.

در پهنه مورد مطالعه دسته گسل‌هایی شکل گرفته است که راستای نزدیک به (N60-70E) دارند و با شیب ۸۰ درجه به سمت جنوب شرقی با سازوکار غالب امتداد لغز چپ‌بر می‌باشند. هوشمندزاده و همکاران، (۱۳۵۷). مهمترین آنها گسل ترود و انجیلو است که اصلی و کهن است. این گسل از زمان کامبرین تا کنون چندین بار فعال شده است که بلوک جنوبی را به سمت خاور می‌راند و دیگری مولفه عمودی است که در بسیاری نقاط با پایین افتادن بلوک جنوبی همراه بوده است. این گسل‌ها در تکوین زمین‌شناختی منطقه ترود و نواحی اطراف آن از زمان‌های گذشته زمین‌شناسی تا به امروز نقش اساسی و موثری داشته است (خادمی، م. شهریاری، س. ۱۳۸۶). زمین لرزه‌های تاریخی و نیز زمین لرزه ویرانگر سال ۱۳۲۱ به حرکت این گسل‌ها نسبت داده شده است (بربریان، ۱۹۷۶).

گسل‌های فرعی وابسته: در نوار ترود - چاه شیرین پدید آمده‌اند که نهشته‌های کرتاسه و ائوسن را جابجا کرده‌اند و نشان دهنده آن است که منطقه در زمان انجام این حرکات تحت اثر نیروهای کششی قرار داشته است. بجز راستای N70-90E که همسو با گسل اصلی ترود است گسل‌های دیگری با راستای (-N40 50E و N40-50W) بصورت دوسری شکستگی دیده می‌شوند که بصورت مزدوج عمل کرده‌اند. پس از آن پاره‌ای شکستگی‌ها امتداد کلی نزدیک به شمالی - جنوبی دارند که در آنها کانه‌زایی نیز صورت گرفته است. (گسل چالو، گسل چشمه بیل‌بن و گسل سیاه‌پشته).

گسل‌های نرمال یا گرابن‌ساز: این گسل‌ها بصورت تقریباً قائم دیده می‌شوند. شکستگی‌های فراوانی که در کوه بابا احمد، انارو و کم‌انجیر وجود دارد به دو دسته تقسیم می‌شوند که یک سیستم دارای روند شمال-غربی - جنوب شرقی و گروه یگر برعکس می‌باشند. در این سیستم‌های گسلی بطور معمول دایک‌های

گونه‌ها نغوذ کرده‌اند که کانی‌زایی آهن در اطراف آنها صورت گرفته است. در نیمه جنوبی ورقه نیز گسل- های مختلفی وجود دارند که نامگذاری نگردیده‌اند، ولی از اهمیت فراوان برخوردارند و در چندین مورد گنبد‌های نمکی از سطوح سست این گسل‌ها به بیرون راه یافته‌اند.

فصل سوم

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی

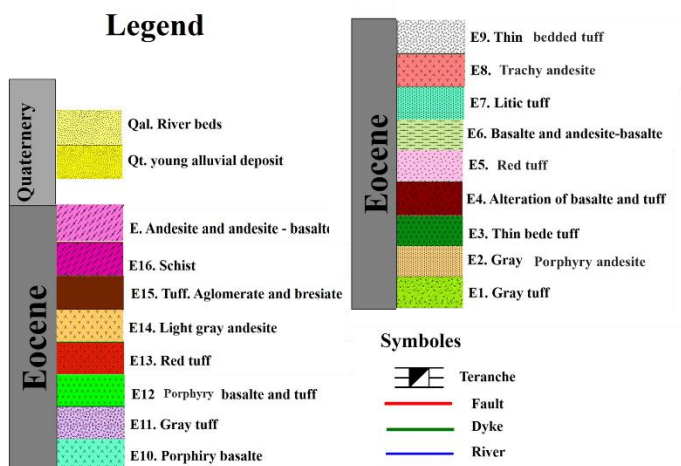
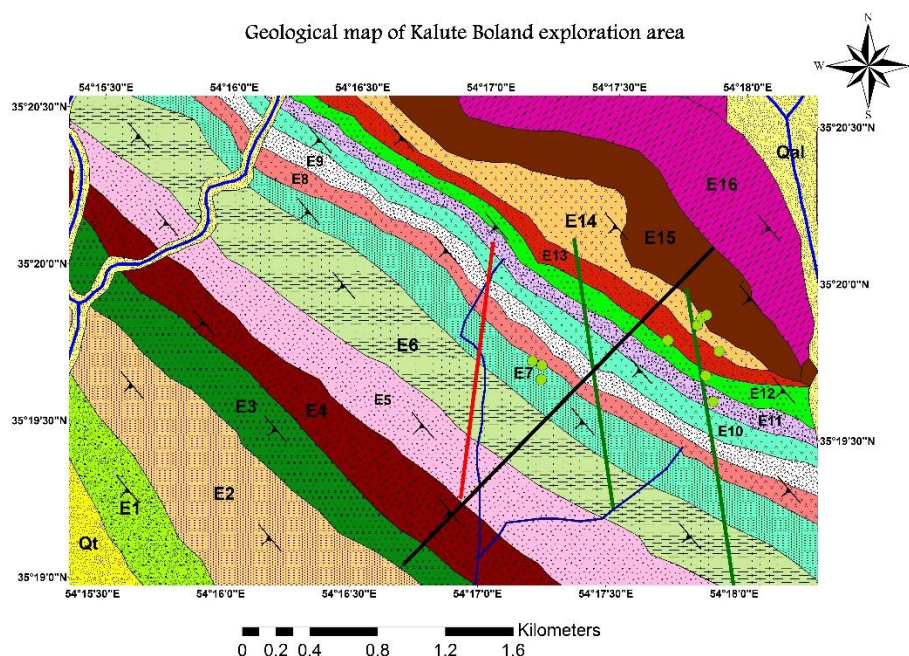
۳-۱- مقدمه

هدف از بررسی زمین‌شناسی یک محدوده معدنی، مطالعه واحدهای سنگی، روابط آن‌ها، زمین‌ساخت و ارتباط هر یک از این پدیده‌ها با کانه‌زایی می‌باشد. بررسی این پدیده‌ها و ویژگی‌ها، کمک بسیار زیادی به شناخت موقعیت زمانی و مکانی کانه‌زایی و پی‌جویی آن در دیگر نقاط مشابه خواهد کرد. همچنین به منظور شناخت دقیق این واحدهای سنگی و تشخیص منشاء و نحوه تحول ماگما، مطالعات پتروگرافی جهت بررسی، ساخت و بافت و ترکیب کانیایی سنگ‌ها صورت گرفته است. از آنجا که توالی آتشفشان- رسوبی ائوسن در منطقه میزبان کانی‌زایی مس می‌باشد، لذا سعی گردید تا با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ترود ۱/۲۵۰۰۰۰، کلاته رشم ۱/۱۰۰۰۰۰، تصاویر ماهواره‌ای Google Earth و عملیات صحرایی صورت گرفته در محدوده معدنی، ستون چین‌شناسی و نقشه زمین‌شناسی و ساختاری از محدوده مورد مطالعه تهیه شود. نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از محدوده کلوت‌بلند هریک از واحدهای سنگی به ترتیب سن در زیر توضیح داده می‌شود.

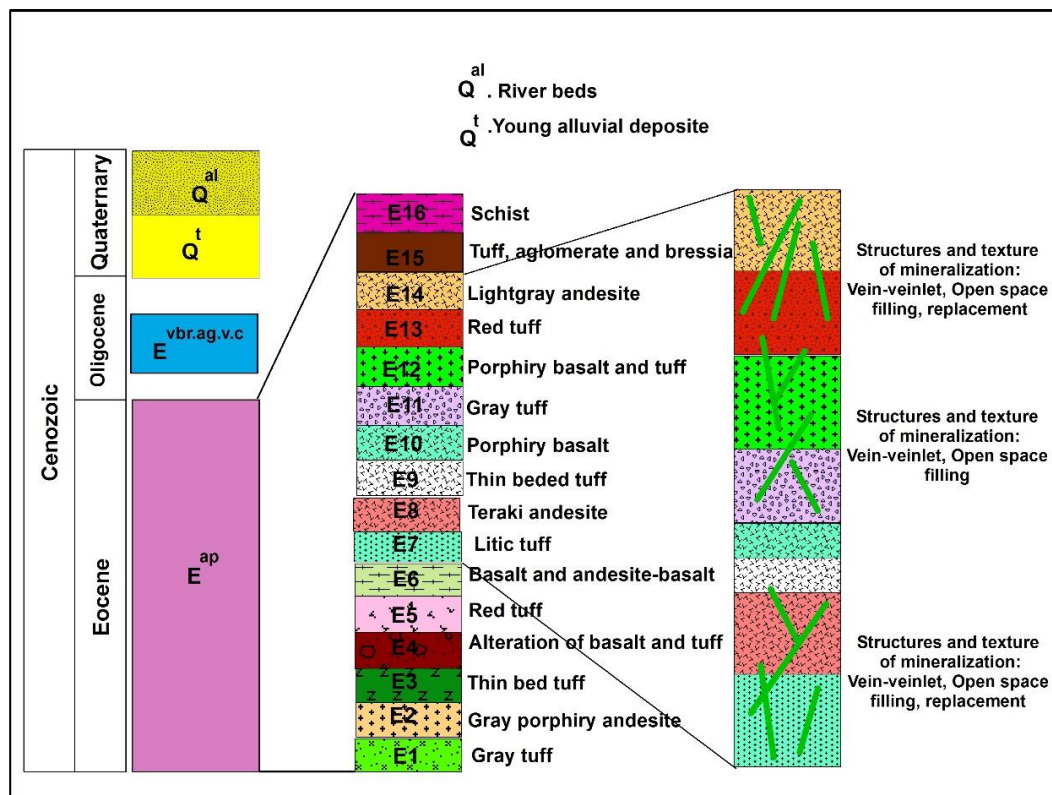
۳-۲- چین‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی مورد مطالعه

برپایه مطالعات پیشین و مشاهدات صحرایی، گستره مورد مطالعه از واحدهای سنگی متفاوت و گوناگون تشکیل شده است. در یک نگاه کلی، محدوده مس کلوت بلند از نظر سنگ‌شناسی جوان بوده و شامل گستره‌ای از گدازه‌های زیر دریایی با طیف ترکیبی بازیک (بازالت) و حدواسط (آندزیت و آندزیت بازالتی)، به‌همراه رخنمون‌هایی از سنگ‌های آذرآواری (کریستال توف) می‌باشد. به‌علاوه، این سنگ‌ها در مناطق هموار با رسوبات عهد حاضر پوشیده شده‌اند. از آنجایی که مطالعه و بررسی دقیقی برای تعیین سن این واحدهای سنگی صورت نگرفته است، از این‌رو، براساس تشابه وقایع زمین‌شناسی صورت گرفته در این محل با مناطق پیرامون محدوده مورد مطالعه و همچنین براساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم، محدوده سنی

اوسن میانی تا بالایی برای آنها در نظر گرفته شد. قابل ذکر است که این واحدهای سنگی به صورت همروند و همشیب نسبت به یکدیگر با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی قرار گرفته‌اند. بنابراین به منظور مطالعه و تفکیک این واحدها و بررسی ارتباط آنها با کانه‌زایی و شناسایی رگه‌های معدنی، نقشه زمین‌شناسی-معدنی و ستون چینه‌شناسی بزرگ مقیاس از منطقه کلوت بلند ترسیم گردید (شکل ۳-۱).



شکل ۳-۱ نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس محدوده اکتشافی کلوت‌بلند (براساس تصاویر ماهواره‌ای Google Earth و برداشت‌های صحرائی).



شکل ۳-۲- ستون چین‌شناسی منطقه معدنی براساس نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس.

۳-۲-۱- ائوسن

واحدهای ولکانیکی ائوسن

براساس مطالعات صحرائی و آزمایشگاهی انجام گرفته، سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی این واحد را در منطقه کلوت‌بلند می‌توان به دو دسته زیر تقسیم بندی نمود.

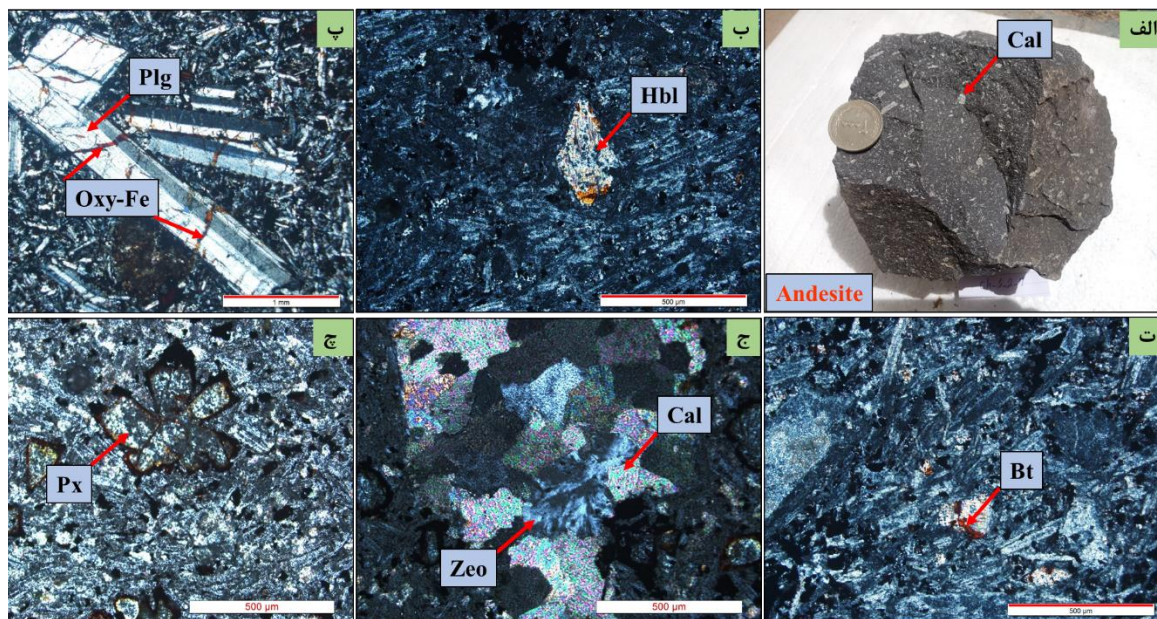
الف: سنگ‌های ولکانیکی

واحد آندزیت و تراکی آندزیت (E2-E8-E14): آندزیت یک سنگ آذرین بیرونی و معادل دیوریت است که نسبت به دیوریت بسیار فراوان‌تر است. این زیر واحد در مشاهده صحرایی با مورفولوژی برجسته، رنگ خاکستری تیره گاهی متمایل به قهوه‌ای تا قرمز مشاهده می‌شود.

در منطقه کلوت‌بلند این واحد با گسترش محدود رخنمون دارند. گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی در سطح هوازده به رنگ خاکستری متمایل به قهوه‌ای و در سطح تازه خاکستری تیره و در برخی نقاط به دلیل آغشتگی اکسیدهای آهن به رنگ قرمز مشاهده می‌شود. مورفولوژی برجسته، رنگ خاکستری تیره متمایل به قهوه‌ای تا قرمز و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و بافت بادامکی که توسط کلسیت پرشده‌اند، از خصوصیات صحرایی آن است (شکل ۳-۳ الف). بنا به نظر گیل^۱ (۱۹۸۱)، ماگمای آندزیتی در فشارهای نزدیک به سطح زمین از بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن غنی است و احتمالاً دارای ۲ درصد آب می‌باشد و دمای تشکیل آن در مخزن ماگمایی بین ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد است. در مطالعات میکروسکوپی کانی‌های اصلی شامل؛ پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت و هورنبلند است. بلورهای پلاژیوکلاز بیش از ۷۰-۶۵ درصد حجم این سنگ‌ها را تشکیل داده (شکل ۳-۳ پ) و بعضاً آثار چرخش محلول‌های آهن‌دار در شکستگی‌های آنها مشاهده می‌شود. سرسیتی شدن به مقدار نسبتاً فراوان بلورهای این کانی را تحت تأثیر قرار داده است. پیروکسن‌ها بصورت فنوکریست‌های بی‌شکل و یا بصورت ریز بلور در زمینه سنگ وجود دارند و بشدت دچار انحلال و خوردگی شده‌اند (شکل ۳-۳ چ) هورنبلند به شکل لوزی مشاهده می‌شود که از حاشیه به یک شبه کانی قرمز حاوی اکسیدهای آهن سه‌ظرفیتی با چندرنگی ضعیف تبدیل شده است (یوسفی، ۱۳۹۶) به این پدیده آپاسیتی شدن گفته می‌شود، و ناشی از کاهش فشار آب در حین صعود ماگما

^۱ Gill

و افزایش دما در حین اختلاط ماگمایی می‌باشد (شکل ۳-۳ ب) (کاواباتا، ۲۰۰۵)، پلاژیوکلازها دارای ساخت منطقه‌ای و بافت غربالی می‌باشند (شکل ۳-۳ ت). بنا به نظر (شچرباکو و همکاران، ۲۰۱۱)، علت ایجاد ساخت منطقه‌ای، کندبودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت رشد بلور، آشفته‌گی‌های دمایی ناشی از ورود ماگمای جدید به درون مخزن ماگمایی در حال تبلور، تغییرات فشار بخار آب و افت سریع دما، می‌باشد (شلی، ۱۹۹۳). در مورد ایجاد بافت غربالی عقاید متفاوتی وجود دارد. بافت غربالی حاصل به دام افتادن ادخال‌های مذاب در بلور می‌باشد. بنا به نظر (استیوارت، ۲۰۰۴) ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا سبب ایجاد بافت غربالی می‌شود. کانی‌های ثانویه را کلسیت، کوارتز، سرسیت و کلریت تشکیل می‌دهند.



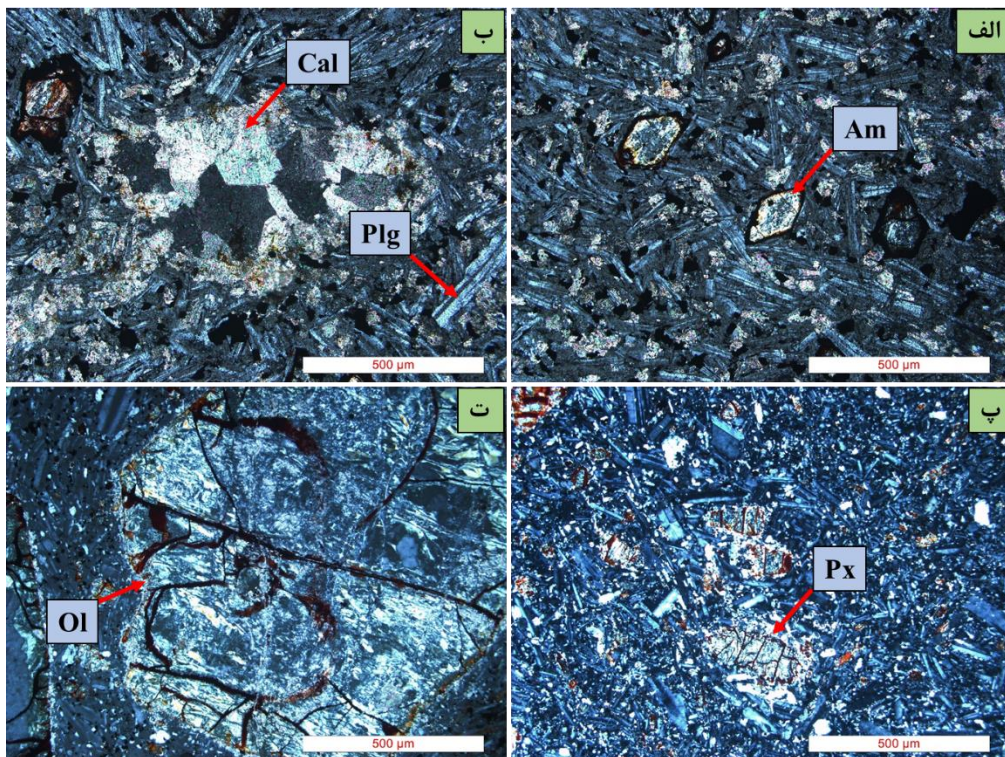
- ۱ Kawabata
- ۲ Shcherbakov
- ۳ Shelly
- ۴ Stiwart

شکل ۳-۳: الف- تصویر نمونه دستی از آندزیت پورفیری که حفرات توسط کانی‌های کلسیت و کوارتز پر شده است. ب- بلور هورنبلند در مرکز تصویر که از اطراف به اکسید آهن تبدیل شده است. پ- پلاژیوکلاز با بلورهای خودشکل و بافت گلومروپورفیری که شکستگی‌های آن توسط اکسید آهن پر شده است. ت- تصویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت در متن سنگ آندزیت. ج- بلورهای کلسیت در سمت چپ، زئولیت در مرکز و اکسید آهن در سمت راست که تشکیل بافت کلوفرمی را داده‌اند. د- بلورهای پیروکسن به صورت تجمعی در مرکز تصویر قرار دارند و تشکیل بافت گلومروپورفیری را داده‌اند.

واحد آندزیت-بازالت (E6-E): بازالت عموماً، بصورت جریان‌های گدازه‌ای، گدازه‌های بالشی، دایک‌ها و سیل‌ها دیده می‌شود. بافت این سنگ ممکن است پوفیریتیک، یا آفیریک (ریزبلور)، بلورین یا شیشه‌ای و میکرولیتیک باشد. فراوانترین شکل بازالت‌ها را جریان‌های گدازه‌ای و گدازه‌های بالشی تشکیل می‌دهند. این فرم از بازالت‌ها را به شکل وسیعی در کف اقیانوس‌ها، گدازه‌های جلگه‌ای قاره‌ای، جزایر اقیانوسی و جزایر قوسی می‌توان مشاهده نمود (مایتر^۱ و همکاران، ۲۰۰۷). در مشاهدات صحرایی بصورت همشیب، همروند و با مورفولوژی خشن نسبت به سایر واحدها رخنمون دارند و اغلب به رنگ سبز تا خاکستری تیره و گاهی قرمز (آغستگی به اکسید آهن) مشاهده می‌شوند. در مقطع میکروسکوپی دارای بافت میکروپورفیری با زمینه میکرولیتی -جریانی می‌باشند (شکل ۳-۴ الف). کانی‌های اصلی از جمله پلاژیوکلاز، کانی‌های فرومنیزین (پیروکسن و آمفیبول) و الیوین، به صورت شکل‌دار و بیشکل در زمینه میکرولیتی قرار دارند (شکل ۳-۴ الف، پ و ت). پلاژیوکلازها به سرسیست و کلسیت دگرسان شده‌اند. کانی‌های ثانویه شامل کوارتز، کلسیت و کلریت به صورت بافت بادامکی و رگه -رگچه‌ای دیده می‌شوند. بافت حفره‌دار شامل حفرات باز موجود در سنگ‌های آتشفشانی است که منعکس کننده حضور حباب‌هاب گاز به تله افتاده در ماگما، در

^۱ Mayter

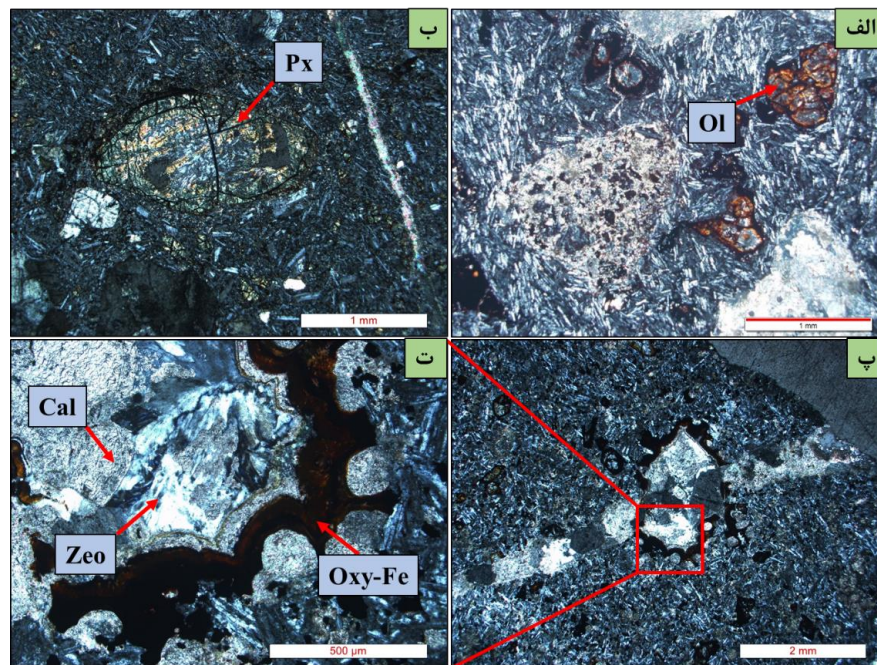
خلال انجماد آن است. این حفرات با کانی‌های ثانویه پر می‌شوند که در این حالت آنها را حفرات بادامک گویند (خان‌نصرافهانی، ۱۳۸۴) (شکل ۳-۴ ب).



شکل ۳-۴: الف- پلاژیوکلازهای سریسیستی شده در متن سنگ همراه با آمفیبول‌های اکسیدی در مرکز که داخل آن کلریتی شده است. ب- حفرات پر شده توسط کلسیت که بافت آمیگدالوئیدال را نشان می‌دهد. پ- پیروکسن کلریتی شده در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز. ت- الیوین کلریتی شده که شکستگی‌های آن توسط اکسیدهای آهن پر شده است.

واحد بازالت (E4-E10-E12): گدازه‌های بازالتی در مشاهدات صحرائی به رنگ سیاه تا سبز تیره و در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره هستند. از لحاظ ویژگی‌های پتروگرافی، دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین که در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، الیوین و کانی‌های کدر قرار دارند (شکل ۳-۵). از طرفی وجود شکستگی‌های فراوان در الیوین، سبب ایدنگزیتی شدن

آن در امتداد شکستگی‌ها شده است (شکل ۳-۵ الف). قابل ذکر است که ایدنگزیت یک شبه کانی قرمز رنگ و حاوی اکسیدهای آهن سه ظرفیتی با چندرنگی ضعیف می‌باشد (یوسفی، ۱۳۹۶). پلاژیوکلازها بیشترین و درشت‌ترین فنوکریست‌های این واحد سنگی می‌باشند که گاهی به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. اکسیدهای آهن از جمله کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند که لکه‌های قهوه‌ای رنگ و بی‌شکلی را در سطح مقطع ایجاد نموده‌اند. همانطور که میدانیم، عنصر آهن در شرایط سطحی و در حضور آب بسیار واکنش‌پذیر است که به وفور در کانی اولیوین وجود دارد و عامل مهمی در ناپایداری این کانی در شرایط سطحی به شمار می‌رود. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلسیت، کلریت و سریسیت اشاره کرد. پرشدن حفرات کروی و بیضوی توسط کانی‌هایی از جمله کلسیت و سیلیس سبب تشکیل بافت بادامکی شده است. بافت‌های میکروولیتی و پورفیری و گلومروپورفیری از بافت‌های اصلی بازالت‌ها هستند. (Gill, 1981) معتقد است که چرخش آب‌های گرم در توالی ضخیم گدازه مدفون، معمولاً منجر به شکل‌گیری کانی‌های حرارت پایین (مانند کلسیت و کوارتز) در حفرات این سنگ‌ها شده است (شکل ۳-۵ ت).



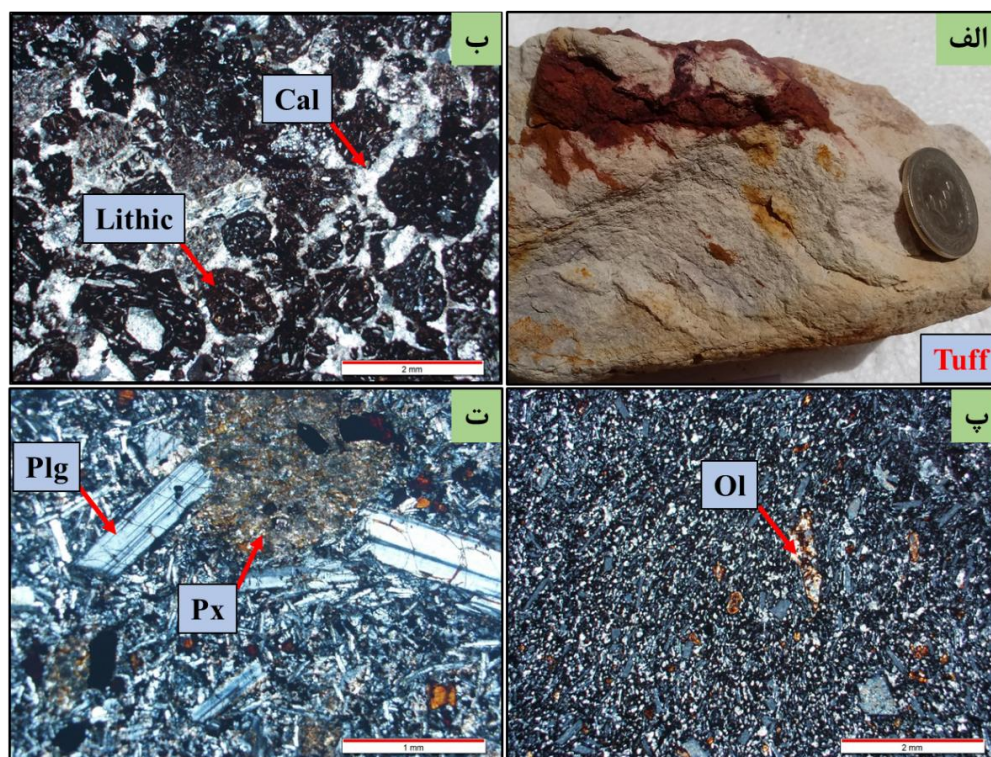
شکل ۳-۵: الف- الیومین ادینگزیتی شده که به رنگ قهوه‌ای در شکل دیده می‌شود. ب- پیروکسن کلریتی که در بین پلاژیوکلازهای ریز دانه قرار گرفته و بافت پورفیری را نشان می‌دهد. پ و ت- سمت چپ تصویر کلسیت، در مرکز زئولیت و سمت راست اکسید آهن دیده می‌شود که بافت کلوفرمی را تشکیل داده‌اند.

ب) سنگ‌های ولکانیکی پیروکلاستیکی (E1-E3-E5-E7-E9-E11-E13-E15):

سنگ‌های آذرآواری براساس اندازه ذرات (خاکستر، لاپیلی، بمب یا بلوک)، به پنج گروه؛ توف، لاپیلی توف، لاپیلی، لاپیلی توف برشی و آگلومرا دسته‌بندی شده است. توف‌ها سنگ‌های ولکانو کلاستیکی هستند، که از خاکستر و قطعات آتشفشانی تشکیل شده‌اند (Tucker, 2009). توف‌ها براساس اجزاء شیشه، بلور و خرده-های سنگی به سه دسته؛ توف شیشه‌ای، کریستال توف و لیتیک توف تقسیم‌بندی می‌شوند (Pettijohn, 1975). توف‌ها، سنگ‌های آذرین خروجی با بافت آواری می‌باشند که از خاکسترهای آتشفشانی با ترکیبی از تکه‌های بزرگ و کوچک قطعات سنگی دیگر (آندزیت، داسیت و ...) تشکیل شده‌اند (Damerson, 1990). واحدهای آذرآواری منطقه مورد مطالعه شامل کریستال توف، لیتیک توف و آگلومرا هستند.

واحد توف و کریستال لیتیک توف: در مشاهدات صحرایی این واحد بخش اعظم محدوده مورد مطالعه را در برمی‌گیرد و به صورت همروند با واحدهای گدازه‌ای رخنمون دارند و به رنگ‌های قهوه‌ای تا قرمز و خاکستری متمایل به سبز و با دگرسانی بسیار شدید مشخص می‌شوند. سنگ‌های آذرآواری منطقه در رده کریستال توف، لیتیک توف و آگلومرا قرار می‌گیرند. آگلومراها در مشاهدات صحرایی به رنگ قهوه‌ای تا قرمز و درون این مجموعه به خصوص در منطقه کلوت‌بلند گسترش وسیعی دارند. توف‌های منطقه مورد مطالعه به طور عمده از نوع کریستال توف خاکستری رنگ با مورفولوژی سخت و کریستال لیتیک توف قرمز رنگ با مورفولوژی نرم هستند. کریستال‌های این واحد از نوع کوارتز، پلاژیوکلاز، اکسید آهن، کانی‌های کدر و کلسیت به مقدار فراوان در زمینه خاکستری تا سبز شیشه‌ای قرار گرفته‌اند.

آگلومرا: یک سنگ آذرآواری است که از قطعات بمب یا بلوک تشکیل شده است (فیشرا، ۱۹۶۶) آگلومراها در منطقه از قطعات درشت به رنگ قهوه‌ای تا قرمز با جنس گدازه آندزیتی و آندزیت‌بازالتی در زمینه دانه‌ریز تشکیل شده است.



شکل ۳-۶: الف- تصویر نمونه دستی از توف. ب- قطعات آتشفشانی که درون سیمانی از جنس سیلیس قرار گرفته‌اند. پ- خرده سنگ که از بلورهای الیوین، پیروکسن در سیمانی از جنس کلسیتی تشکیل شده است. ت- بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن های دگرسان شده که بافت پورفیری را ایجاد کرده اند.

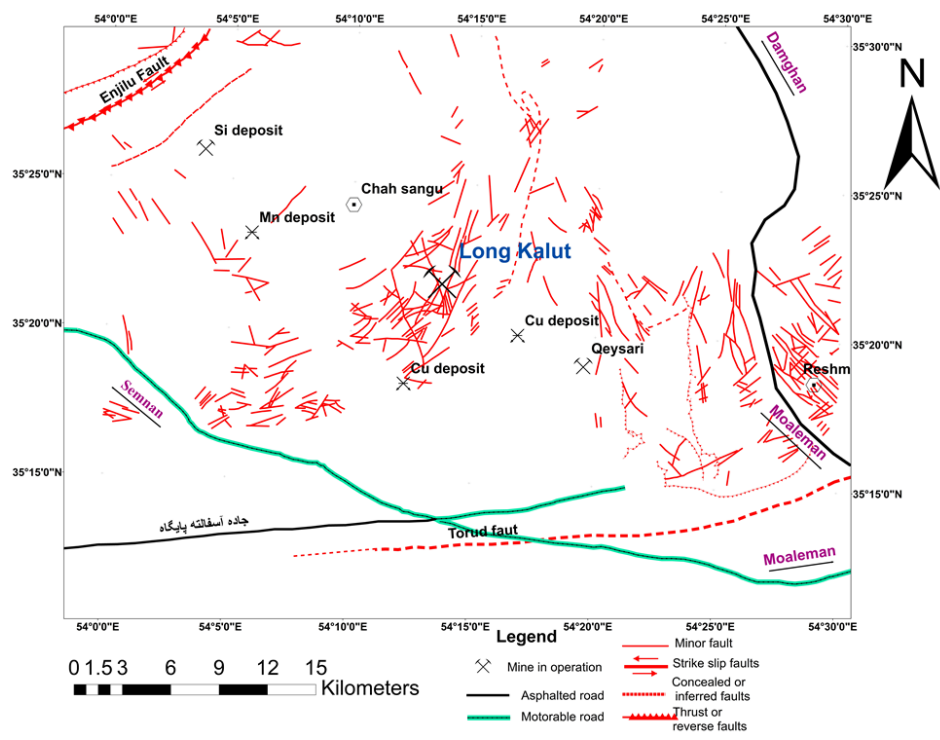
۳-۳- تکتونیک منطقه مورد مطالعه

از مهمترین پارامترهای ساختاری در منطقه می‌توان به گسل‌ها و شکستگی‌ها اشاره نمود که در اثر حرکات زمین‌ساختی، مجرای انتقال و خروج ماگما به سطح را فراهم نموده‌اند. در منطقه مورد مطالعه چندین گسل اصلی و گسل‌های فرعی وابسته به آنها دیده می‌شود که این گسل‌ها ارتباط تنگاتنگی با کانی‌سازی‌های صورت گرفته در منطقه دارند (شکل ۳-۷). به عبارتی این گسل‌ها و شکستگی‌ها به عنوان یک کانال ارتباطی عمل کرده و در نهایت چرخش سالات گرمایی منجر به کانه‌زایی و دگرسانی سنگ‌های منطقه شده است. با توجه به نقشه تکتونیکی تهیه شده، نمودار گل‌سرخ‌ی و برداشت‌های صورت گرفته در امتداد این گسل‌ها و شکستگی‌ها، وجود دو سیستم گسلی اصلی در منطقه قابل تشخیص است (شکل ۳-۸ و پیوست ۴).

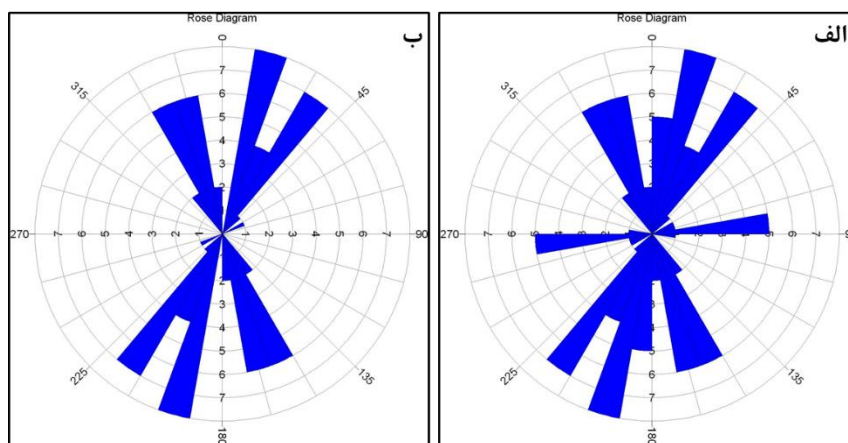
الف) گسل‌های با روند شمال شرقی-جنوب غربی که منطبق با روند گسل‌های اصلی نوار ترود-چاه شیرین است (گسل ترود و انجیلو) و اغلب رگه‌های کانه‌دار نیز از این گسل‌ها پیروی می‌کنند. نمودار گل‌سرخ‌ی (شکل ۳-۸) چگونگی انطباق رگه‌های کانه‌دار را با گسل‌های منطقه نشان می‌دهد.

ب) روند شمال غربی-جنوب شرقی که این سیستم گسلی تقریباً عمود بر سیستم گسلی (الف) قرار گرفته است. تأثیر این سیستم گسلی را می‌توان در ایجاد برخی شکستگی‌های سنگ‌های رخنمون یافته مشاهده نمود. لازم به ذکر است که برخی از رگه‌های کانه‌دار نیز از این امتداد تبعیت نموده‌اند.

علاوه بر این گسل‌ها، گسل‌های دیگری نیز در منطقه دیده می‌شوند که به صورت مزدوج عمل کرده‌اند. از طرف دیگری ریز گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌های موجود در سنگ‌های محدوده مورد مطالعه نیز عمدتاً در جهت این دو گسلی قرار گرفته‌اند.



شکل ۳-۷: موقعیت تکتونیکی ناحیه رشم و پراکندگی گسل‌های با روند شمال شرقی - جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی در بین دو گسل اصلی ترود و انجیلو (جعفریان، ۱۳۷۳).



شکل ۳-۸: الف- نمودار گل سرخی گسل‌های منطقه و ب- نمودار گل سرخی رگه‌های کانده‌زایی منطقه.

فصل چہارم

کانہ زاپی و دکرسانی

همانطور که قبلاً ذکر شد، محدوده معدنی کلوت‌بلند، بخشی از منطقه معدنی و فلززایی نوار ترود-چاه‌شیرین محسوب می‌شود که در منتهی‌الیه شمال پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی قرار گرفته است. لازم به ذکر است که این نوار میزبان رخدادها و ذخایر معدنی بی‌شماری همچون سرب و روی، مس، نقره و طلا است که پتانسیل بالای کانه‌زایی و اهمیت اقتصادی آن را نشان می‌دهد. در نتیجه عملکرد گسل‌های اصلی انجیلو و ترود و سایر گسل‌های فرعی وابسته به آنها، منطقه به‌شدت گسله شده است. به‌نظر می‌رسد که بین کانه‌زایی‌های صورت گرفته در منطقه با این گسل‌ها و شکستگی‌های ایجاد شده، یک همبستگی و ارتباط تنگاتنگی وجود دارد. همانطور که می‌دانیم، شناسایی عوامل ساختاری به‌ویژه گسل‌ها و ارتباط آن‌ها با ماگما و کانه‌زایی، در مناطق متأثر از فعالیت‌های ماگمایی کمک شایانی جهت شناسایی شرایط و نحوه تشکیل ماده معدنی، اکتشاف ذخایر جدید و یا ارزیابی مجدد ذخایر قدیمی می‌کند. نقش پدیده‌های زمین-شناسی ساختمانی از قبیل گسل‌ها، شکستگی‌ها و سیستم‌های درزه و شکاف‌ها در جایگیری ماگما و گسترش مناطق دگرسانی گرمابی و کانه‌زایی بسیار مهم است. لذا در این فصل سعی شده است تا با استفاده از اطلاعات موجود، ضمن تحلیل و توصیف جداگانه ابعاد کانه‌زایی و انواع دگرسانی‌های صورت گرفته در محدوده معدنی، ارتباط کانه‌زایی با دگرسانی‌ها نیز مورد بحث قرار گیرد.

۴-۲- کانه‌زایی در توالی گدازه‌های زیردریایی و سنگهای آذرآواری ائوسن

همان‌گونه که در فصل سوم اشاره شد، کانه‌زایی مس در این محدوده در رخنمونی از واحدهای گدازه‌ای با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت بازالتی، بازالت به همراه رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های آذرآواری (کریستال‌توف)، به سن ائوسن رخ داده است که از شرایط کلی زمین‌شناسی حاکم بر جنوب گسل

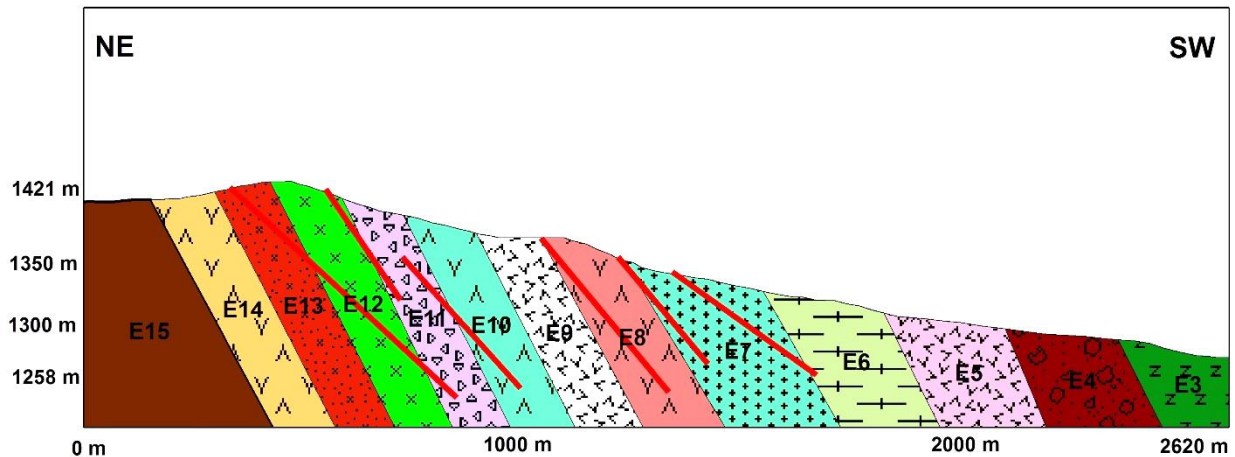
ترود در حاشیه کویر مرکزی تبعیت میکند. به نظر میرسد که یک ارتباط آشکار بین سازوکار ساختارهای گسلی، سنگ‌های دربرگیرنده و کانه‌زایی وجود دارد. بنا به نظر (Haldar, 2012)، ساختارهای گسلی نقشی حیاتی در طول زمان‌های زمین‌شناسی برای سیالات گرمایی از جهت چرخش سیالات کانه‌دار، جمع‌آوری و تمرکز ماده معدنی در محلی مناسب، دارند.

مطالعات و پیمایش‌های صحرایی صورت گرفته در منطقه و رسم توالی چینه‌شناسی، نشان می‌دهند که بخش اعظم افق‌های کانه‌زایی به صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی در گدازه‌های آندزیتی تشکیل شده‌اند. در این راستا کانه‌زایی در امتداد گسل‌ها، شکستگی‌ها و فضاهای خالی به طور بسیار ضعیفی از واحد بازالتی کانه‌دار به سوی کمربالا در واحد آندزیتی ادامه یافته، ولی به شدت کاهش می‌یابد. همان‌طور که در بخش‌های قبلی ذکر گردید، یکی از عوامل کنترل‌کننده ماده معدنی، ساختارهای موجود از قبیل گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه و شکاف‌ها هستند که در جهات مختلف سنگ میزبان را قطع و به صورت شبکه‌های نامنظم ولی متراکم، فضاهای لازم را برای ورود محلول‌های کانی‌ساز فراهم کرده‌اند. به طور مسلم، این گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه و شکاف‌ها، محل‌های مناسبی برای نفوذ و حرکت سیالات کانسار ساز و تجمع ماده معدنی به شمار می‌روند (Baker, 1987). از طرفی، به نظر می‌رسد که برخی از این گسل‌ها و شکستگی‌ها، ارتباطی با کانه‌زایی ندارند و توسط کلسیت و کوارتز پر شده‌اند. به علاوه، گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های عاری از هرگونه نهشت سیالات گرمایی نیز وجود دارند. شیب و روند رگه‌های حاوی ماده معدنی در محدوده کلوت‌بلند و همچنین تعداد بی‌شماری از کانسارهای دیگر با روند گسل ترود و انجیلو هم‌خوانی دارند و حاکی از این امر است که کنترل‌کننده ساختاری در منطقه، این دو گسل اصلی می‌باشد.

۴-۳- ویژگی‌های کانه‌زایی مس در کانسار کلوت‌بلند.

براساس مطالعات انجام شده بر روی کانسار مورد مطالعه می‌توان گفت سنگ‌های میزبان نفوذپذیر (توف‌ها، آگلومراها) و شکستگی‌ها و گسل‌های حاصل از فعالیت‌های تکتونیکی دو عامل اصلی کانه‌زایی در منطقه هستند. ایجاد چرخه هیدروترمالی در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها و همچنین فضای متخلخل سنگ‌های آذرآواری سبب دگرسانی و تجزیه کانی‌های اولیه و تشکیل کانی‌های ثانویه‌ای مثل سریسیت، کلریت، کلسیت و غیره شده است. در ضمن این فرآیند عناصر فلزی (بخصوص مس) موجود در مسیر مهاجرت نموده و در فضای شکستگی‌ها و فضای بین دانه‌های سنگ‌های میزبان تجمع یافته‌اند. ارتباط تنگاتنگ تمرکزهای اقتصادی ماده معدنی با گسل‌ها و شکستگی‌ها، فرضیه ایجاد فضای خالی توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها را تقویت می‌کند. سنگ‌های دربرگیرنده کانه‌زایی شامل مجموعه گدازه‌ای با ترکیب (آندزیت، بازالت، آندزیت-بازالت) و پیروکلاستیکی (توف، کریستال لیتیک توف، آگلومرا) و دایک هستند، که با روند شمال شرقی- جنوب غربی گسترش طولی زیاد و ضخامت نسبتاً کم دارند و همراه با درز و شکاف و شکستگی- های فراوان رخ داده است که نشانگر وضعیت چینه‌کران و اپی ژنتیک کانه‌زایی است. (شکل ۱-۴) مطابق مشاهدات صحرائی، نقشه و پروفیل زمین‌شناسی، مشخص شد که تمرکز ماده معدنی عمدتاً به گسل‌ها و درزه و شکاف‌های موجود در سنگ میزبان محدود می‌گردد. شیب و روند رگه‌های حاوی ماده معدنی در محدوده کلوت‌بلند همچنین کانسارهای پلی متال طلا، سرب و روی چشمه‌حافظ (مهرابی و همکاران، ۲۰۱۲)، گندی، باغو و مس چاه موسی (کی‌نژاد، ۱۳۸۹)، مس چاه‌گله (طالع ماسوله و همکاران، ۱۳۸۹)، کانسار پلی‌متال مس، سرب و روی قله کفتران (موسوی‌نقابی، ۱۳۸۸) و تعداد زیادی از کانسارهای دیگر با گسل تروود و انجیلو هم‌خوانی دارند که نشان‌دهنده نقش عملکرد آن‌ها در ایجاد گسل‌های منطقه و کنترل کانه‌زایی در طول نوار می‌باشد. در سیالات گرمایی ساختارهای گسلی نقش مهمی جهت چرخش این سیالات و تمرکز مواد معدنی در محل مناسب دارند (هالدار، ۲۰۱۲). با توجه به مطالعات صحرائی و آزمایشگاهی،

کانه‌سازی عمدتاً به دو صورت رگه- رگچه‌ای و به صورت پرکننده حفرات و فضاهای خالی بین دانه‌ای در واحدهای آندزیت، بازالت و آندزیت- بازالت رخ داده است. در بیشتر موارد کانه‌زایی در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها به طور وسیعی ادامه یافته خلل و فرج سنگ‌ها، درزه و شکاف‌هایی که در جهات مختلف سنگ میزبان را قطع کرده‌اند به صورت شبکه‌ای نامنظم ولی مترکم، فضای مناسب برای ورود محلول‌های کانی‌ساز را فراهم کرده است. کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه بعد از انسجام سنگ‌های در برگیرنده، به صورت یک باند موازی با سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌ای با روند NE-SW و همراه با درزه و شکستگی‌های فراوان رخ داده است.

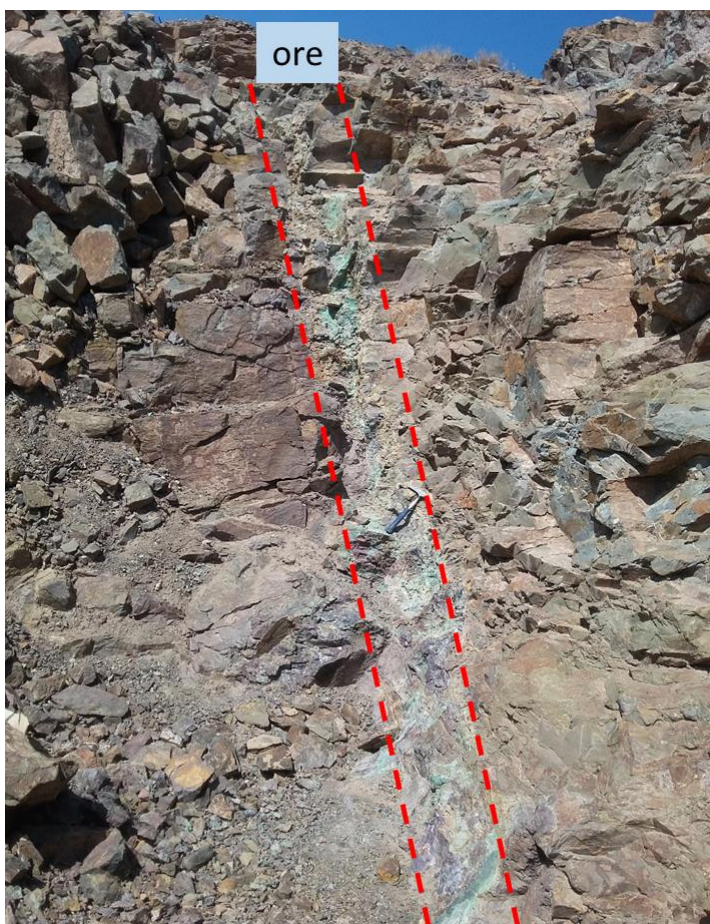


شکل ۴-۱: پروفیل منطقه معدنی کلوت بلند براساس نقشه بزرگ مقیاس.

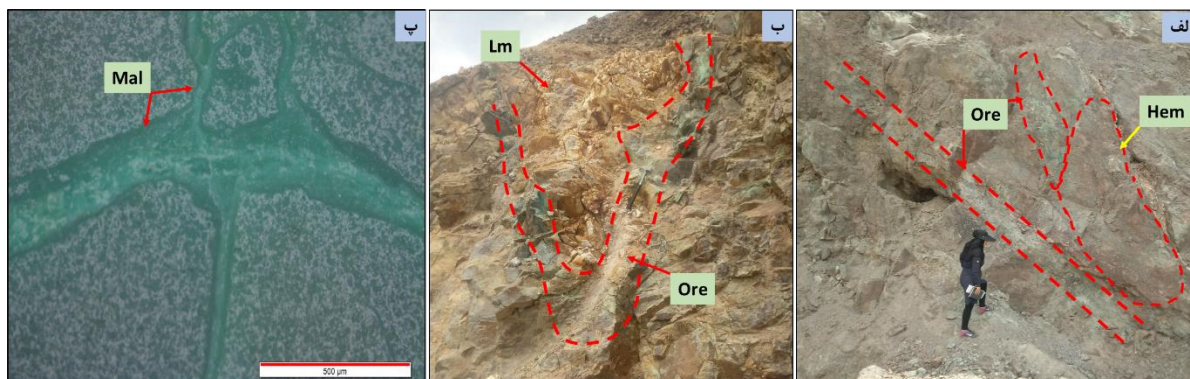
۴-۳-۱- کان‌زایی رگه‌ای

منطقه به لحاظ تکتونیکی فعال و دارای گسل‌ها و درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان می‌باشد که زمین‌ریخت-شناسی منطقه را به شدت تحت تأثیر قرار داده است. کان‌زایی گرمایی به صورت رگه‌ای به طور عمده در طول صفحات گسلی و شکستگی‌های گدازه‌های آندزیتی رخ داده است؛ به ویژه این گسل‌ها و شکستگی‌ها در

بخش‌های نزدیک به این نوع کانیزایی، فضا‌های مناسب فراوانی جهت نفوذ محلول‌های گرمایی فراهم آورده‌اند که سبب تشدید فرآیندهای کانیزایی و دگرسانی در این واحد شده است. با توجه به مشاهدات صحرایی می‌توان عنوان نمود که این نوع کانیزایی بیشتر به صورت شبکه‌های نامنظم از رگه-رگچه‌های مالاکیت بوده که سنگ میزبان را در جهات مختلف قطع نموده‌اند. به علاوه در محل تقاطع گسل‌ها کانیزایی گسترده‌تری را شاهد هستیم (شکل ۲-۴ و ۳-۴). همانطور که در فصل سوم ذکر شد، سامانه گسل‌های منطقه کلوت‌بلند دارای روند NE-SW و NW-SE است؛ ولی رگه کانهدار اصلی در امتداد گسل با روند NE-SW شکل گرفته است که از روند عمومی منطقه نیز تبعیت میکند.



شکل ۲-۴- تصویر صحرایی از زون گسلی که بصورت قائم و کانیزایی رگه‌ای مس .



شکل ۴-۳-الف-ب- تصویر صحرایی کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها به طور وسیعی ادامه یافته خلل و فرج سنگ‌ها، درزه و شکاف‌ها را پر کرده است. پ- تصویر میکروسکوپی از رگچه‌های کانه‌دار که به فضای کانی هماتیت وارد شده است.

ناگفته نماند که کانه‌زایی رگه‌ای بیشترین وسعت را در منطقه کلوت‌بلند دارد و بالاترین میزان ماده معدنی نیز مربوط به آن است، بنابراین قابلیت استخراج و بهره‌برداری را دارا می‌باشد. از طرفی معدنکاری قدیمی نیز به صورت حفریاتی در راستای گسل‌های منطقه انجام شده است (شکل ۳-۴ الف). از نظر منشاء نیز این کانه‌زایی مرتبط با نفوذ سیالات جوی و تأثیر آن بر سنگ‌های منطقه می‌باشد که باعث اکسیداسیون بخش‌هایی از افق کانه‌دار شده است. با توجه به اینکه محلول‌های کانه‌دار بار خود را بیشتر در سنگ‌های آندزیتی ته‌نشست کرده‌اند، به نظر می‌رسد که شکستگی‌های موجود در سنگ‌های بازالتی بیشتر توسط کلسیت پر شده باشند.

۴-۳-۲- کانه‌زایی پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی

با توجه به ارتباط تنگاتنگ کانه‌زایی در منطقه کلوت‌بلند با فعالیت‌های ساختاری در محل طلاقی شکستگی‌ها و حفرات ایجاد شده در سنگ میزبان، کانه‌زایی به صورت حفره‌پرکن تشکیل شده است. این فضاهای

خالی نقش مؤثری در جریان محلولهای کانی‌ساز در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی داشته و بخش اعظم ماده معدنی را در خود جای داده‌اند (شکل ۴-۴ الف). به عبارتی، سیالات گرمایی به هنگام عبور از شکستگی‌ها و فضاهای خالی، در صورت وجود شرایط مناسب، مواد همراه خود را در طول حفره‌ها و فضاهای خالی برجای گذاشته‌اند (شکل ۴-۴ ب و پ).



شکل ۴-۴ الف- تصویر صحرایی کانه‌زایی به صورت پرکننده فضاهای خالی و پرکننده شکستگی‌ها در واحد آذرآواری. ب- تصویر نمونه دستی از نمونه سنگ بازالت که حفرات آن توسط مالاکیت پر شده است و بافت آمیگدالوئید را نشان می‌دهد. ت- تصویر میکروسکوپی از ساخت پرکننده حفرات توسط مالاکیت و هماتیت.

عوامل موثر بر کانه‌زایی در محدوده اکتشافی کلوت‌بلند را می‌توان به ترتیب زیر برشمرد:

- ۱) حضور سنگ منشأ مناسب؛ در این محدوده گدازه‌های آندزیتی و بازالتی به همراه سنگ‌های آذرآواری (توف و آگلومرا) با ترکیب بازیک و حدواسط یطور ذاتی پتانسیل عناصر فلزی، مخصوصاً را دارا می‌باشند.
- ۲) ساختارهای گسلی و درزه و شکاف موجود در سنگ منشأ و سنگ میزبان. در محدوده مورد مطالعه غسل‌های فراوان با روندهای شمال‌شرقی - جنوب‌غربی و شمال‌غربی - جنوب‌شرقی تحت تأثیر عملکرد دو غسل ترود و انجیلو در طرفین نوار ترود - چاه‌شیرین، تشکیل شده‌اند که نقش اساسی در ایجاد چرخه هیدروترمالی و کانه‌زایی داشته‌اند.

۳) توده‌های نفوذی ودایک‌ها عامل حرارتی و گرم کننده آب های نفوذی جوی و سرد بوده است. این کنترل کننده‌های کانه‌زایی به عنوان فاکتور اساسی در قابلیت نقل و انتقال محلول‌های گرمابی چه در مقیاس ناحیه‌ای و چه در مقیاس معدنی عمل می‌نمایند و باعث تمرکز و تجمع سیالات کانه‌دار شده تا فرصتی برای رخداد و ته‌نشست ایجاد نمایند (لیچ^۱ و همکاران، ۲۰۰۵).

۴-۴- دگرسانی‌های موجود در منطقه مورد مطالعه

سنگ‌های دربرگیرنده کانسارهای گرمابی، تقریباً همیشه آثار واکنشی نشان می‌دهند که نتیجه تمایل سیال-های داغ به برقراری تعادل با سنگ‌های اطراف آنها است. در جریان این فرآیند، سیال‌ها و سنگ‌ها خود را با شرایط جدید تطبیق می‌دهند. غالباً ویژگی‌های شیمیایی هر یک از محلول‌های گرمابی، در جزئیات دگرسانی کمرسنگ‌ها منعکس می‌شوند؛ و تفاوت‌ها هر قدر هم که ناچیز باشند، قابل تشخیص هستند و ممکن است ما را به سوی مناطق کانسنگ راهنمایی کنند. پارامترهایی نظیر؛ درجه حرارت، عمق شکل-گیری سیالات کانسار ساز، ترکیب شیمیایی محلول گرمابی و یا ماگمایی، شرایط Eh و Ph محلول و ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ میزبان، از مؤثرترین عوامل کنترل کننده واکنش‌های دگرسانی محسوب می‌شوند. با به دست آوردن این پارامترها، می‌توان درجه نفوذ و گسترش اثرات دگرسانی را در کل سنگ‌های منطقه نشان داد. به نظر می‌رسد که شرایط دما و ترکیب معمولاً در فاصله‌های مختلف از یک شکاف با یک مجرا، متفاوت باشد، به گونه‌ای که انواع گوناگونی از دگرسانی‌ها می‌توانند به‌طور همزمان در کنار یکدیگر به وجود آیند. بر این اساس، دست کم ۶ نوع دگرسانی مجزا، از جمله سریسیتی، سیلیسی، آرژیلیتی حدواسط، کربناتی، کلریتی و همچنین آغشتگی اکسیدهای آهن در منطقه کلوت‌بلند و به‌ویژه در اطراف رگه‌ها

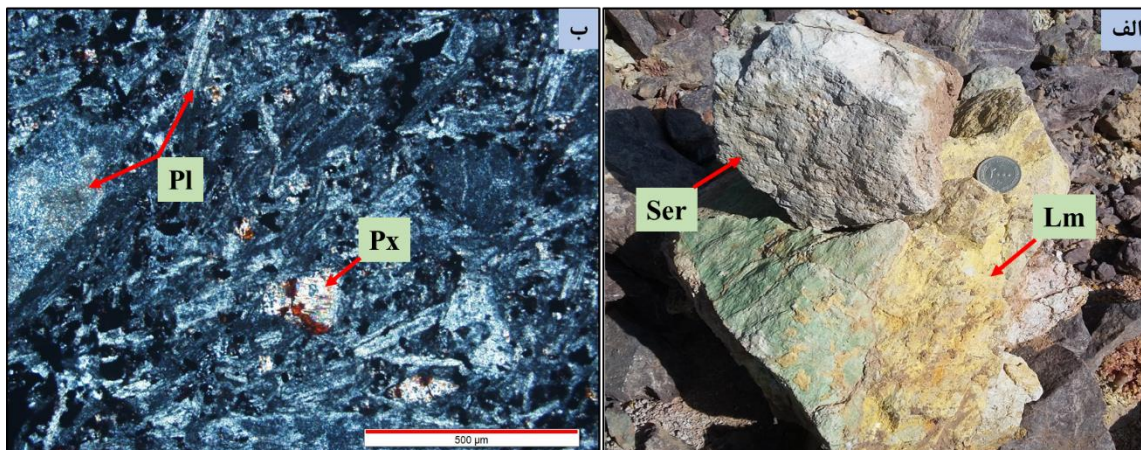
^۱ Leach

تشخیص داده شد. این دگرسانی‌ها تمام واحدهای سنگی منطقه را تحت تأثیر خود قرار داده و سبب تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی گسترده‌ای در آنها شده‌اند. به گونه‌ای که این دگرسانی‌ها در حاشیه رگه‌ها از شدت بیشتری برخوردار هستند و به سمت اطراف از میزان آن کاسته می‌شود. در ادامه خصوصیات و ویژگی‌های هر یک از این دگرسانی‌ها را مورد بررسی قرار خواهیم داد.

۴-۴-۱- دگرسانی سریسیتی

سریسیتی شدن یکی از دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی‌های صورت گرفته در منطقه محسوب می‌شود که با رنگ سفید قابل مشاهده است (شکل ۴-۵ الف). این دگرسانی در نتیجه هجوم سیال گرمابی سبب بیرون رانده شدن کاتیون‌های Ca , Na و Mg و باقی ماندن کاتیون K^+ در سامانه و در نتیجه تخریب کامل بافت سنگ و تشکیل سریسیت، کوارتز و سولفیدهایی مانند پیریت می‌شود (شکل ۴-۵ الف). همانطور که می‌دانیم سریسیت نام عمومی اعضای دانه‌ریز گروه میکا به‌خصوص مسکویت است که در کانسارهای اپی-ترمال در شرایط نسبتاً اسیدی و در محدوده دمایی 300 تا 350 درجه سانتیگراد تشکیل می‌شود. افزونبر این کانی‌ها، کائولینیت نیز به‌صورت جزئی توسط آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) در منطقه تشخیص داده شد. قابل ذکر است که این کانی بیشتر در بخش‌های سطحی گسترش دارد و میتوان تشکیل آن را به فرآیندهای برونزاد نسبت داد (جبارزاده و همکاران، ۱۳۹۴). همانطور که می‌دانیم، رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است و در صورتی پیشرفت می‌کند که محلول‌های سرشار از K^+ وجود داشته باشد. به‌علاوه، سریسیت‌ها غالباً به‌طور یکنواخت رشد نمی‌کنند. بدون شک یکی از منابع مهم K^+ ، فرآیند کلریتی شدن بیوتیت است که در نتیجه این عمل، K^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و Ca^{2+} آزاد می‌کند. از این‌رو، قسمت‌های غنی از An در پلاژیوکلازها به راحتی سریسیتی می‌شوند (شکل ۴-۵ ب). در واقع با پیشرفت دگرسانی گرمابی، سریسیت در متن کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپارهای پتاسیم‌دار و همچنین در داخل شکستگی‌های آن متمرکز می‌شود (Pirajno, 1987). با توجه به ماهیت

مخرب این دگرسانی آثار بسیار اندکی از کانی‌های اولیه در سنگ‌های منطقه قابل تشخیص می‌باشند. این دگرسانی بیشتر با دگرسانی آرژیلیتی، سیلیسی، هماتیتی و لیمونیتی در سنگ‌های منطقه دیده می‌شود.

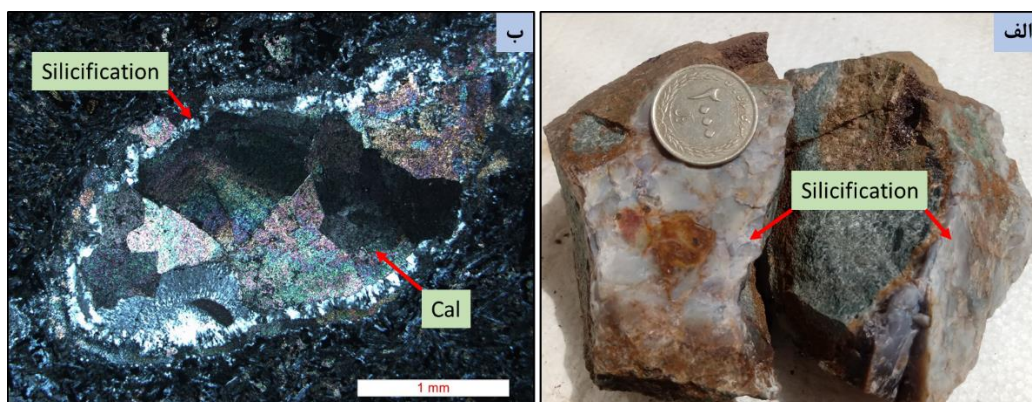


شکل ۴-۵-الف- تصویر نمونه دستی از دگرسانی سریسیتی و لیمونیتی ب-تصویر میکروسکوپی از دگرسانی سریسیتی که بصورت دانه ریز در متن سنگ دیده می‌شود.

۴-۴-۲- دگرسانی سیلیسی

سیلیسی شدن یکی از متداول‌ترین انواع دگرسانی گرمابی محسوب می‌شود که با افزایش درصد کوارتز و یا اکسیدهای سیلیس در سنگ همراه است (نجف‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰). قابل ذکر است که سیلیسی شدن از دو راه صورت می‌گیرد (۱): اضافه شدن SiO_2 به سنگ، توسط محلول‌های ماگمایی و یا گرمابی و (۲) افزایش میزان سیلیس در سنگ به دلیل انحلال یا تجزیه کانی‌های سیلیکاته موجود در سنگ. قابلیت انحلال سیلیس با افزایش دما و فشار افزایش، و در نواحی با دما و فشار پایین ته‌نشست می‌یابد. این دگرسانی در گستره وسیعی از دما رخ می‌دهد (Lagast, 2009). این دگرسانی به‌طور گسترده، با نزدیک شدن به رگه‌ها و یا فضاهای خالی نظیر درزه، شکاف‌ها و شکستگی‌ها افزایش می‌یابد. بدون شک وجود فضاهای خالی و شکستگی‌ها در محیط، فرآیند سیلیسی شدن را آسان می‌کنند. این دگرسانی در منطقه به‌صورت رگه-رگچه‌ای، سیلیسی شدن زمینه سنگ و پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی در کنار کانی‌های مس‌دار، نمود

دارد (شکل ۴-۶ الف). قابل ذکر است که سیلیسی شدن معمولاً به تنهایی مشاهده نمی‌شود و همواره در کنار آن دگرسانی کربناته مشهود است (شکل ۴-۶ ب). همانطور که می‌دانیم، سیلیسی و کربناتی شدن از متداول‌ترین فرآیندهای هستند که در منطقه دگرسانی رخ می‌دهند. از مهم‌ترین و مؤثرترین پارامترها در ته‌نشینی سیلیس، می‌توان به کاهش فشار، حرارت و pH محلول اشاره نمود. به‌علاوه، کانی کوارتز در آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) نمونه‌ها، به‌عنوان فاز اصلی شناخته شده است.



شکل ۴-۶: الف- نمونه دستی حاوی کوارتز که نشان دهنده دگرسانی سیلیسی در منطقه است ب- رگه سیلیسی که حفرات پر شده توسط کلسیت را احاطه کرده است.

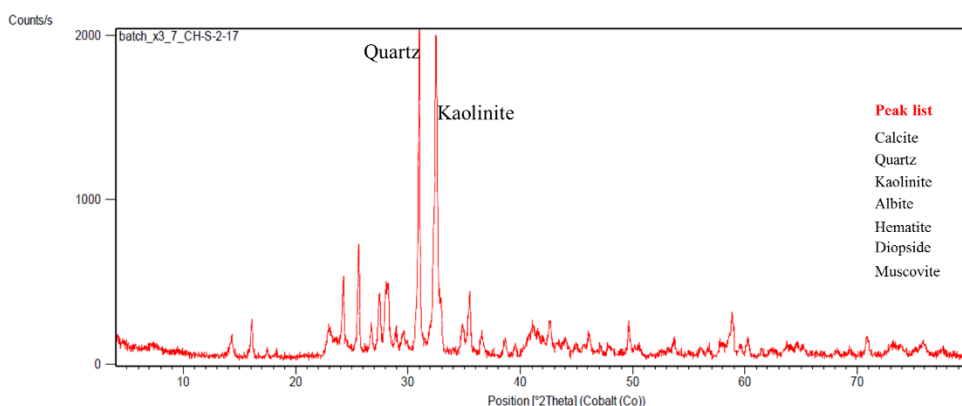
۴-۳-۴- دگرسانی آرژیلیتی

تشکیل کانی‌های ثانویه رسی در سنگ‌های سیلیکاته مشخص کننده دگرسانی آرژیلیتی است. در تشکیل این نوع دگرسانی شرایط اسیدی حاکم است و تحت تأثیر محلول‌های اسیدی و عمل هیدرولیز، کاتیون‌های آلکالین از محیط شسته می‌شوند (کریم‌پور، ۱۳۸۱). در محیط‌های اپی‌ترمال که شستشوی اسیدی به‌طور وسیع رخ می‌دهد دگرسانی آرژیلیتی ی راهنمای خیلی مناسب برای کانی‌سازی است (Piranjuo, 1992). در این نوع دگرسانی فلدسپات‌ها عمدتاً به کانی‌های رسی آلتره می‌شوند. دگرسانی آرژیلیتی با توسعه کانی‌های رسی بر اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای پتاسیک همراه است. این نوع دگرسانی که به واسطه حضور کانی‌های رسی مشخص می‌شود در شرایط کاملاً اسیدی رخ می‌دهد، قابل ذکر است که در

شرایط اسیدی با کاهش دمای سیالات گرمایی و کاهش فعالیت K^+/H^+ ، تمام کاتیون‌های قلیایی از سنگ خارج شده، و چنانچه مقادیر Mg, Ca, K در سنگ باقی بماند، کانی‌های رسی (ایلیت، مونتوریلونیت و کلریت) تشکیل می‌گردند. این کانی‌ها نشان‌دهنده شرایط نسبتاً اسیدی بوده و می‌توان تشکیل آن را به فرآیندهای برونزاد نسبت داد (جبارزاده و همکاران، ۱۳۹۴). دگرسانی آرژیلیتی معمولاً زمانی توسعه پیدا می‌کند که شرایط pH محیط برای تحرک Al چندان مناسب نباشد (صالحی‌نصب، ۱۳۹۴). از فرآیندهای عمده دگرسانی، در محدوده معدنی کلوت‌بلند، آرژیلیتی شدن است. این نوع دگرسانی در محدوده معدنی کلوت‌بلند واحدهای سنگی توف و گدازه را تحت تأثیر قرار داده است. سنگ‌های این پهنه در محدوده بسیار نرم بوده و بسته به نوع کانی ثانویه آنها به رنگ‌های سفید تا زرد متمایل به قهوه‌ای در اثر آغستگی هماتیت دیده می‌شوند (شکل ۴-۷). نمودار پراش اشعه ایکس (XRD)، کانی‌های کوارتز، کلسیت، کائولینیت و موسکویت مشخص شده است (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۷: تصویر صحرایی که نشان‌دهنده دگرسانی آرژیلیتی، لیمونیتی و کلریتی در منطقه می‌باشد.

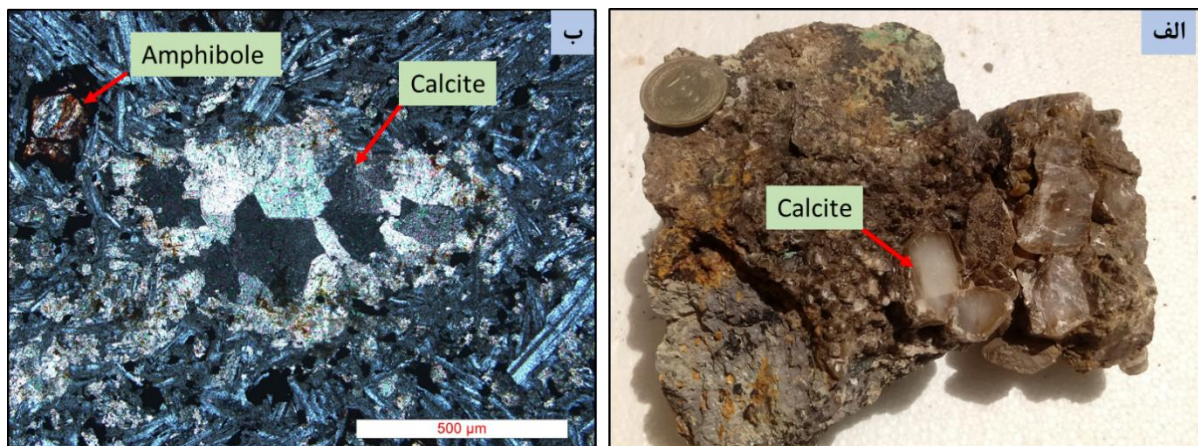


شکل ۴-۸- طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه آندزیت، شناسایی کانی‌های کوارتز، کلسیت، آلبیت، مسکوویت، هماتیت و کائولینیت که بیانگر دگرسانی سیلیسی و آرژیلیتی می‌باشد.

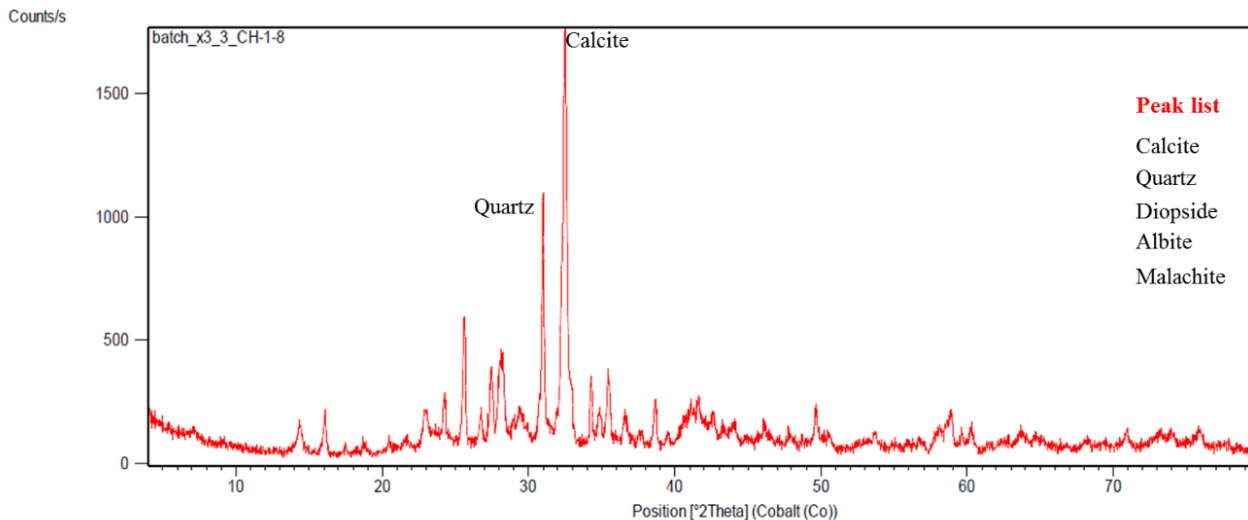
۴-۴-۴- دگرسانی کربناتی

با ادامه فرآیند دگرسانی، کربناتی شدن یک دگرسانی متداول برای تشکیل انواع کانی‌های کربناته، به‌ویژه حضور کلسیت در سامانه‌های گرمابی می‌باشد (Simmons et al., 2000). همان‌طور که در بخش‌های قبلی ذکر گردید، عملکرد شدید نیروهای تکتونیکی و هوازدگی، سبب تشکیل درزه و شکاف‌هایی در سنگ میزبان منطقه شده‌اند که در نتیجه هجوم سیال‌های غنی از کلسیم و آهن، به وسیله کلسیم و اکسیدهای آهن پر شده‌اند (شکل ۴-۹). به‌نظر می‌رسد که همراهی این پهنه با شکستگی‌ها، درزه‌ها و گسل‌ها نشان‌دهنده نزدیک بودن این فرآیند به پهنه‌های گسلی باشد که در منطقه به وفور قابل مشاهده است. این دگرسانی معمولاً زمانی رخ می‌دهد که سیال با شوری کم و غنی از CO_2 با سنگ میزبان واکنش دهد (Robb, 2004). غلظت بالای CO_2 سبب افزایش قلمرو پایداری کلسیت و کاهش نسبت $\text{a}_{\text{H}^+}/\text{a}_{\text{Ca}^{2+}}$ می‌شود (حسین‌زاده و همکاران، ۱۳۸۸). از نظر منشاء، کلسیت می‌تواند هم از سیالات گرمابی و هم از تجزیه پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین (پیروکسن و اکسی‌هورنبلند) تشکیل شود (Simmons et al., 2000). با توجه به مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته، به‌نظر می‌رسد که پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی باشد که تحت

تأثیر این دگرسانی قرار گرفته است. همان طور که می‌دانیم، پلاژیوکلازها حاوی مقدار زیادی کلسیم هستند که در اثر برخورد سیالات گرمابی متلاشی شده و کلسیم حاصل از آنها ابتدا به صورت بی‌کربنات و سپس به صورت کلسیت در حفرات و شکاف‌ها ته‌نشست می‌شود. (Szeliga and Michalik, 2003)، معتقدند که کربناتی شدن پلاژیوکلاز، به‌ویژه در بخش مرکزی آن معمولاً در محدوده دمایی پایین صوت می‌گیرد. قابل ذکر است که این کانی در دماهای متفاوت کمتر از ۱۰۰ درجه سانتیگراد تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد و در شرایط pH خنثی تا قلیایی پایدار است (White and Hedenquist, 1995). همچنین کلسیت به سبب آغشتگی به اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت)، به رنگ زرد متمایل به نارنجی و یا قهوه‌ای روشن نمود پیدا می‌کند.



شکل ۴-۹ الف- عکس نمونه دستی از کلسیت ثانویه بصورت پرکننده فضای خالی در کانسار مورد مطالعه و ب: تصویر میکروسکوپی که نشان‌دهنده کلسیت‌هایی هستند که بصورت پرکننده حفرات قابل مشاهده است.

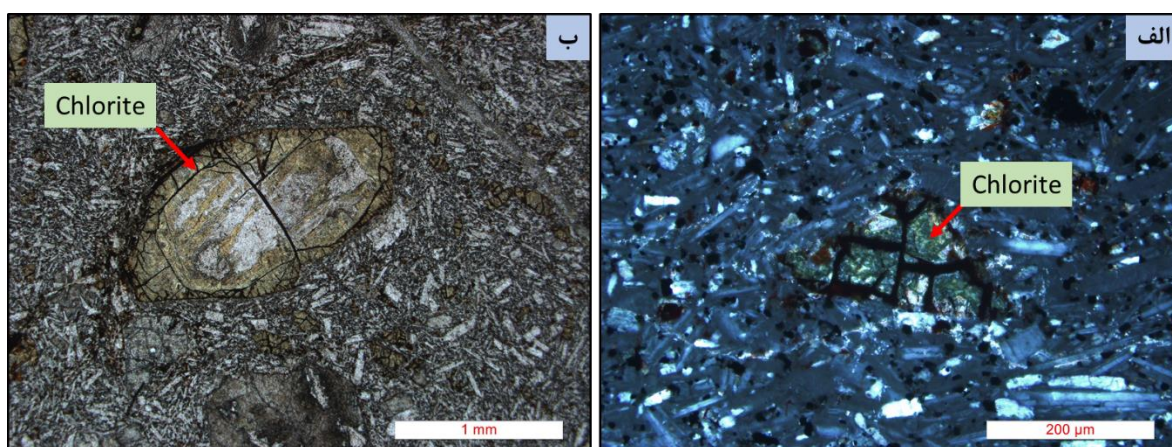


شکل ۴-۱۰- طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه آندزیت، شناسایی کانی‌های کوارتز، کلسیت، آلبیت و مسکوویت که بیانگر دگرسانی کربناتی می‌باشد.

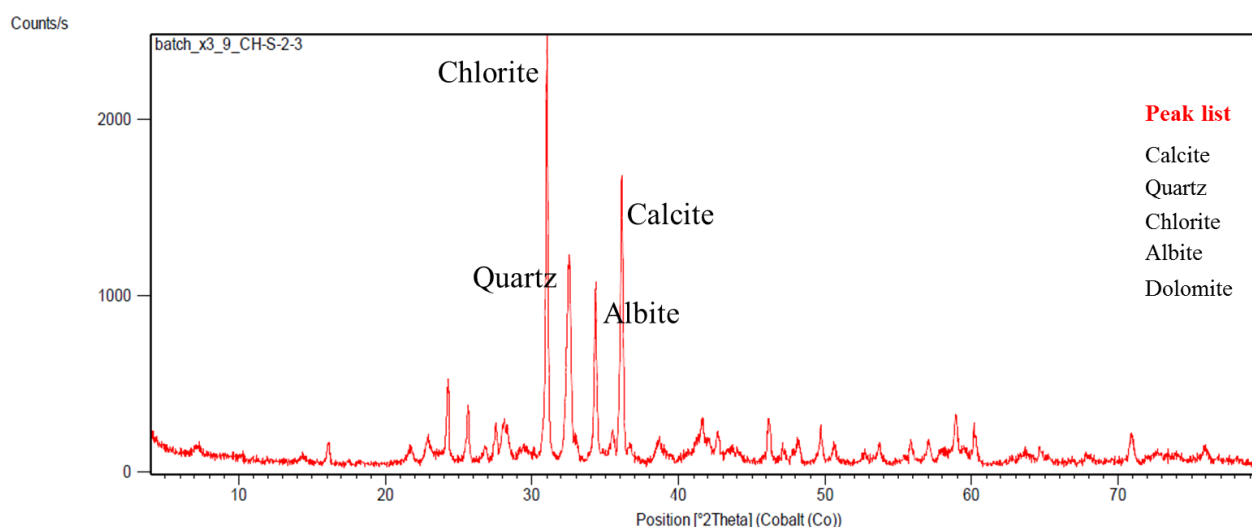
۴-۵- دگرسانی کلریتی

بنا به نظر Galley, (2007)، کلریتی شدن یکی از مهم‌ترین پدیده‌هایی است که در اثر محلول‌های گرمابی غنی از Fe و Mg ایجاد می‌شود و در اثر این فرآیند سنگ‌های میزبان ظاهری سبز رنگ پیدا میکنند و با ظهور مجموعه کانی‌های کلسیم و منیزیم‌دار شناخته می‌شود و معمولاً با دگرگونی رخساره شیست سبز معادل فرض می‌شود (Bin and Taitly, 1981). این نوع دگرسانی در درجه حرارت ۲۰۰-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و در اثر متاسوماتیسم H^+ رخ می‌دهد. سنگ‌های آندزیت، آندزیت‌بازالتی (سنگ‌های درونگیر کانی‌سازی)، غنی از کانی‌های فرومنیزین بوده (پیروکسن و هورنبلند) که در نتیجه دگرسانی به کلریت تبدیل شده‌اند. بدون شک حضور کلریت در یک مجموعه خاص تصادفی نیست، بلکه شرایطی مشخص، قابل تفسیر و قابل استفاده از فشار-دما-ترکیب را منعکس می‌کند (علیرضایی، ۱۳۸۹). دگرسانی پروپیلیتیکی (کلریتی شدن) یکی از انواع دگرسانی در کانسار مس کلوت‌بلند است که بر اساس مطالعات میکروسکوپی

کلریت‌های تشکیل دهنده در منطقه به دو نوع غنی از آهن (کلریت‌های آهن‌دار) و نوع غنی از منیزیم (کلریت‌های منیزیم‌دار) قابل تفکیک می‌باشند (شکل ۴-۱۱). در این منطقه، به دلیل گسترش درزه و شکستگی‌ها دگرسانی کلریتی تمام سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. براساس (بارنز، ۱۹۹۷) این نوع دگرسانی در آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD)، با کانی‌های کلینوکلر و کلریت مشخص شده است (شکل ۴-۱۲).



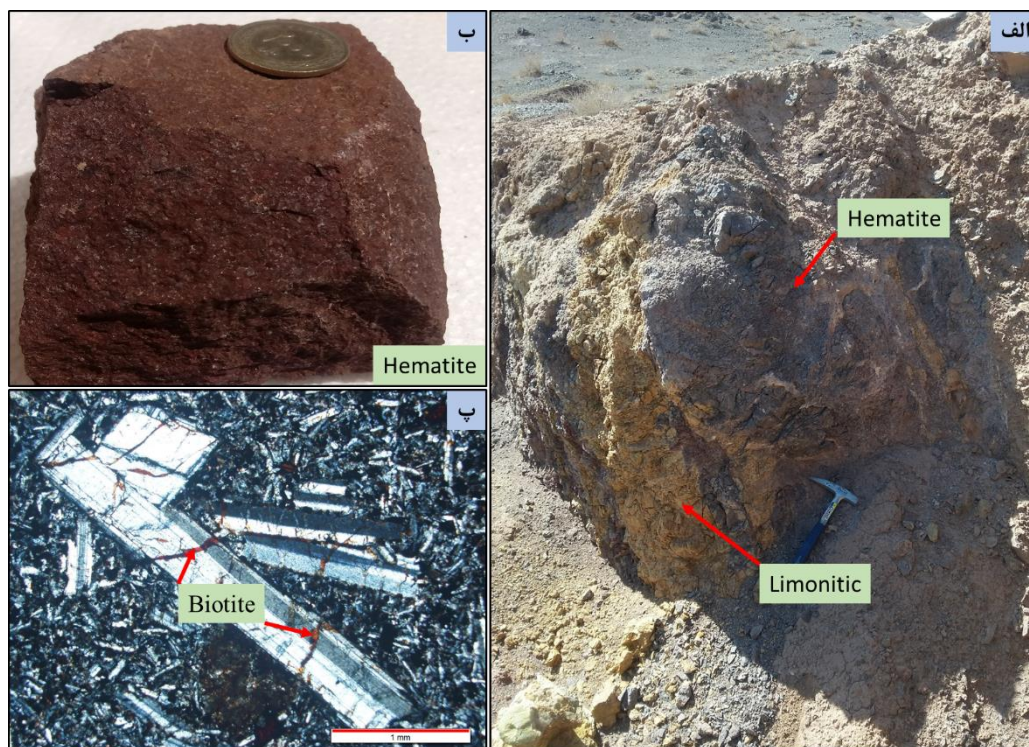
شکل ۴-۱۱: الف و ب- تصویر میکروسکوپی که نشان‌دهنده دگرسانی کلریتی می‌باشد.



شکل ۴-۱۲- طیف پراش اشعه ایکس (XRD) برای نمونه توف، مربوط به شناسایی کانی‌های کوارتز، کلسیت، آلبیت، کلریت، دولومیت که بیانگر دگرسانی سریسیتی، سیلیسی، کربناتی و کلریتی می‌باشد.

۴-۴-۶- اکسیدهای آهن (هماتیتی شدن و لیمونیتی شدن)

اغلب واحدهای لیتولوژیکی منطقه، از جمله سنگ درونگیر زمینه‌ای از رنگ‌های زرد آجری متمایل به نارنجی و قرمز متمایل به قهوه‌ای و بنفش رانشان می‌دهند که دلیل آن حضور اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن از جمله: مگنتیت، هماتیت، گوئتیت و لیمونیت است. محلول‌های گرمابی بر روی کانی‌های فرومنیزین و همچنین سولفورهای آهن‌دار مثل پیریت و کالکوپیریت تاثیر گذاشته و آهن موجود در آن‌ها آزاد و در یک محیط اکسیدان بصورت آهن فریک و اکسید و هیدروکسیدهای آهن، در داخل درز و شکاف‌ها و شکستگی‌ها و فضاهای بین دانه‌ای در توف‌ها ته نشست شده است (شکل ۴-۱۳).

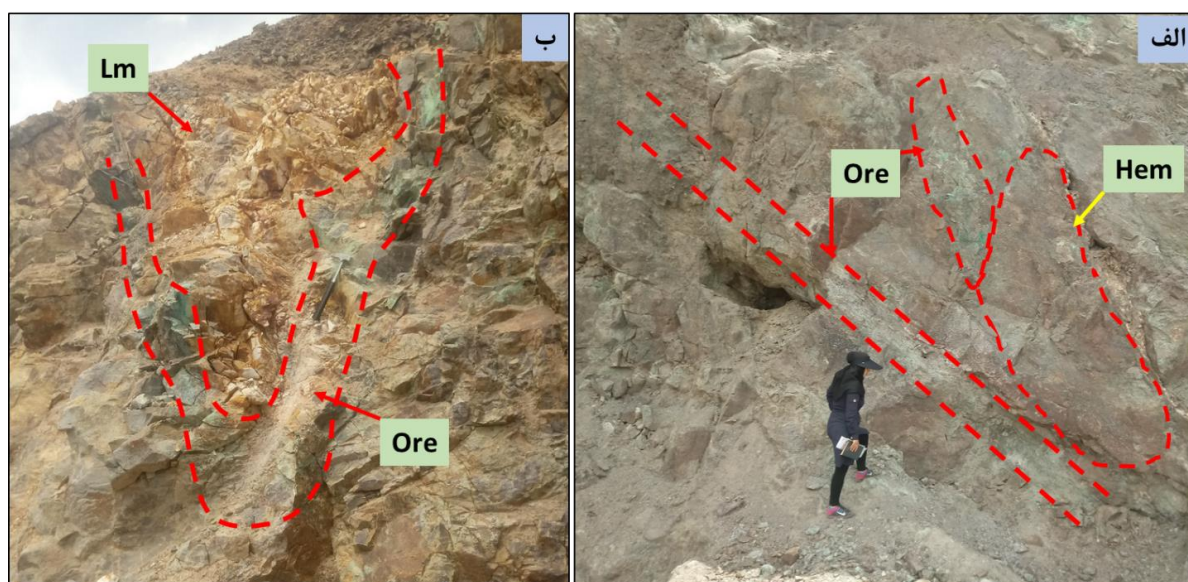


شکل ۴-۱۳-الف- تصویر صحرایی از دگرسانی لیمونیتی و هماتیتی موجود در کانسار مس کلوت‌بلند ب- نمونه دستی از دگرسانی هماتیتی که با رنگ قرمز مشاهده می‌شود پ- تصویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت که تبدیل به اکسید آهن شده است.

۴-۵- اهمیت و کاربرد مطالعات پهنه‌های دگرسانی

یک نکته کلیدی در اینجا آن است که سازوکار دگرسانی‌ها، معمولاً در رابطه بسیار نزدیک با فرآیند کانی-سازی گرمابی و در واقع بخشی از آن محسوب می‌شوند (McCarroll et al., 2014). کانی‌سازی‌ها همواره نشان‌دهنده نتیجه تعامل شیمیایی محلول‌های گرمابی با سنگ میزبان هستند که سبب تشکیل مواد معدنی می‌شوند. از این‌رو، موقعیت و گسترش سنگ‌های دگرسان‌شده، کلیدی برای تعیین موقعیت اصلی پهنه‌های سامانه‌های گرمابی است که ممکن است منجر به شناسایی ذخایر معدنی شود. بنا به نظر Carranza and Hale (2002)، هدف اصلی اکتشافات مواد معدنی، تهیه نقشه پهنه‌های دگرسانی گرمابی است. به‌طور کلی می‌توان گفت، که کانی‌سازی و دگرسانی نسبت به هم کمابیش همپوشانی دارند. از طرفی، امروزه مشخص شده است که در کانسارهای مختلف، دگرسانی‌های گوناگون، با آرایش‌های متفاوت ظاهر می‌شوند. لذا شناخت محصولات و فرآیندهای دگرسانی که می‌تواند همراه دگرسانی رخ دهد، یکی از بنیان‌های شناسایی فرآیندهای مربوط به نحوه تشکیل کانسار است که در اکتشاف کانسارها مورد استفاده قرار می‌گیرد. همان‌طور که می‌دانیم، بسیاری از کانی‌های دگرسانی در گستره خاصی از دما و pH پایدارند (White and Hedenquist, 1995)، که با بررسی گستره پایداری آنها می‌توان اطلاعات مفیدی را از دمای تشکیل و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیالات کانی‌ساز و سیستم‌های گرمابی قدیمی به‌دست آورد. با توجه به مطالب ارائه شده در بخش‌های قبلی، گسترش و شدت دگرسانی‌های آرژیلیتی، سریسیتی کلریتی و سیلیسی با نزدیک شدن به رگه‌ها در ارتباط با گسل‌ها، شکستگی‌ها و فضاهای خالی افزایش چشم‌گیری پیدا کرده است. همان‌طور که قبلاً اشاره شد، حضور گسل‌های متعدد با روندهای مختلف در منطقه، شرایط را برای عبور محلول‌های گرمابی و ایجاد دگرسانی و نیز کانه‌زایی فراهم کرده‌اند. قابل ذکر است که این دگرسانی‌ها، رایج‌ترین دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی در اطراف رگه معدنی محسوب می‌شوند. با ادامه فرآیند دگرسانی، کربناتی شدن (با چیرگی کلسیت)، دگرسانی غالب در منطقه بوده که

به صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، جانشینی در پلاژیوکلازهای مرتبط با کانه‌زایی و زمینه سنگ دیده می‌شود. از دیگر دگرسانی‌ها، آغشتگی به اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) در زمینه سنگ می‌باشد که با افزایش عمق مقدار آن به شدت کاهش می‌یابد. به طور معمول شدت آغشتگی اکسیدهای آهن در کنار پهنه‌های کانی‌سازی افزایش می‌یابد، به گونه‌ای که مجموعه سنگ‌های دارای کانه‌زایی، دارای میزان بالایی آغشتگی اکسیدهای آهن می‌باشند (شکل ۴-۱۴).



شکل ۴-۱۴: تصویر صحرایی از پهنه‌بندی دگرسانی‌ها در مجاور رگه‌های کانه‌دار

فصل پنجم

کافی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پارازیت‌شناسی

یکی از جنبه‌های اکتشافی و علمی کانسارها، مطالعه کانی‌شناسی، بررسی ساخت و بافت کانی‌ها و توالی همبود (پاراژنتیک) آنها می‌باشد که در طول زمان از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. بنا به نظر Craig and Vaughan (1994)، رفتار کانی‌های تشکیل‌دهنده هر کانسار، بازتابی از ویژگی‌های تشکیل‌دهنده همان کانسار است؛ به‌ویژه در نواحی که دچار دگرشکلی شده‌اند. همانطور که می‌دانیم، یک کانسار در طی مجموعه فرآیندهایی تشکیل می‌شود که هر یک از این فرآیندها، با تأثیر مشخصی بر سنگ میزبان و کانی‌های موجود همراه است. با بررسی تشکیل هر یک از این کانی‌ها در بستر زمان و ارتباط آنها با دیگر کانی‌ها و در نهایت، کنار هم نهادن و ساماندهی این دانسته‌ها می‌توان معمای پیچیده توالی همبود (پاراژنتی) و کانی‌شناسی را به رشته نظم کشید. به‌علاوه تشخیص کانی‌های موجود، مطالعه ساخت و بافت ماده معدنی و کشف روابط بین آنها (از نظر تقدم و تأخر تشکیل)، ما را به شناخت بهتری از شرایط تشکیل کانسار مس کلوت‌بلند، رهنمون می‌سازد. بدین منظور طی بازدیدهای صحرائی، نمونه‌هایی از بخش‌های مختلف کانه‌زایی و سنگ دربرگیرنده آنها برداشته و در نهایت، ۳۰ مقطع نازک و ۱۵ مقطع صیقلی تهیه و مطالعه گردید. قابل ذکر است که مقاطع به نحوی انتخاب گردید، تا برش عرضی کانسار را پوشش داده و تغییرات کانی-شناسی و بافتی کانسار را در بخش‌های مختلف نشان دهد. علاوه بر این، جهت تشخیص برخی کانی‌های مجهول، با توجه به اینکه همواره تعدادی از کانی‌ها به دلیل اندازه بسیار ریز و یا نحوه قرارگیری در نمونه‌ها ممکن است در میدان دید میکروسکوپ ظاهر نشوند، ۹ نمونه نیز برای آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) در آزمایشگاه شرکت مواد معدنی ایمیدرو مورد تجزیه قرار گرفت. در این فصل ابتدا به بررسی کانی‌شناسی و سپس به انواع ساخت و بافت‌های کانسنگ مس و ارتباط آنها با کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ میزبان و توالی همبود کانی‌ها و کانه‌ها پرداخته می‌شود. قابل ذکر است که نتایج حاصل از این مطالعات نقش مهم و کلیدی در پیشبرد اهداف این تحقیق دارد که در این فصل به شرح آن بیشتر پرداخته می‌شود.

۵-۲- کانی‌شناسی

همان‌طور که می‌دانیم در مطالعات کانی‌شناسی، نحوه قطع‌شدگی کانی‌ها توسط یکدیگر می‌تواند به‌عنوان کلیدی جهت تفسیرهای پاراژنتیکی به کار رود. لازم به یادآوری است که تاکنون دسته‌بندی‌های مختلفی برای کانی‌های مس ارائه شده است. کانی‌شناسی فازهایی که در آنها مس به‌عنوان جزء اصلی یا مهم تلقی می‌شود. به‌طور عمده تنها سولفیدها و فلزات طبیعی از نظر اقتصادی با اهمیت شناخته می‌شوند. هرچند که کربنات‌هایی چون مالاکیت و آزوریت نیز رایج هستند و حتی بخش عمده تعداد کمی از کانسارها را تشکیل می‌دهند. بدین منظور در یک تقسیم‌بندی کلی، براساس مطالعه مقاطع صیقلی و همچنین نتایج آزمایش پراش پرتو ایکس (XRD)، کانی‌های تشخیص داده شده در منطقه معدنی، به چهار مجموعه کانیایی از جمله کانی‌های سولفیدی (پیریت، کالکوسیت و کوولیت)، کربناتی و سیلیکاتی (مالاکیت و کریزوکولا)، اکسیدی و هیدروکسیدی (مگنتیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت) و کانی‌های باطله (کلسیت، کوارتز و زئولیت) دسته‌بندی شدند که به‌صورت اولیه (هیپوزن)، ثانویه (سوپرزن) و یا در اثر فرآیند هوازدگی شکل گرفته‌اند. در ادامه خصوصیات و ویژگی‌های کانی‌های موجود در کانسار مورد مطالعه بیشتر مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۵-۲-۱- کانی‌های گروه سولفیدی

-پیریت FeS_2

پیریت، گسترده‌ترین، فراوان‌ترین و یکی از معمول‌ترین کانی‌های سولفیدی است که در بخش عمده نهشته‌های معدنی تشکیل می‌شود (Yilmaz., Oyman., 2010). ولی در منطقه مس کلوت‌بلند از فراوانی بسیار کمی برخوردار است. این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده کمبود سولفید و پایین بودن دمای سیستم

کانه‌زایی در محیط تشکیل و یا تجزیه این کانی در محیط اکسیدان باشد. پیریت در نمونه‌های دستی تقریباً نایاب است ولی در زیر میکروسکوپ به صورت دانه‌های ریز و پراکنده دیده می‌شود (شکل ۵-۱ الف). پیریت در محیط اکسیدان بسیار ناپایدار است و به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (گوتیت، هماتیت، لیمونیت) تبدیل شده است.

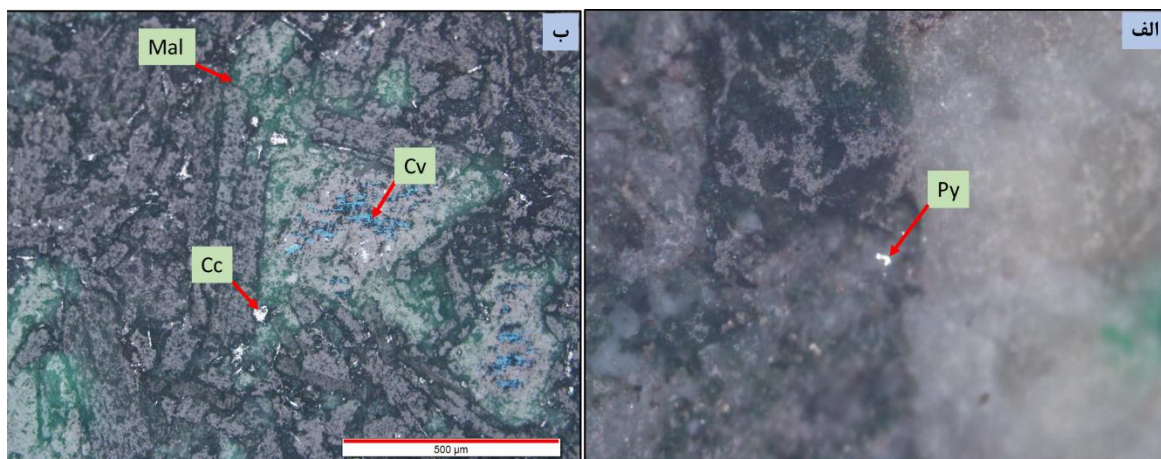
- کالکوسیت (Cu_2S)

کالکوسیت یک کانی معمول مس در سیستم‌های گرمابی دما پایین (اپی ترمال) و بخش سوپرژن کانسارهای سولفیدی مس (پورفیری)، اغلب به دو شکل اولیه و ثانویه تشکیل می‌شود (مارشال و همکاران، ۲۰۰۴). در نمونه دستی به رنگ نقره‌ای تا سیاه رنگ است. کالکوسیت در مقاطع صیقلی فراوانترین کانی سولفیدی در مقاطع مورد مطالعه بوده و معمولاً بی‌شکل و به رنگ سفید خاکستری تقریباً متمایل به آبی و بافت غالب این کانی بصورت رگه-رگچه‌ای، شکافه‌پرکن، دانه پراکنده و جانشینی دیده می‌شود. در کانسار مس کلوت بلند کالکوسیت به صورت اولیه (شکافه‌پرکن) تشکیل شده است (شکل ۵-۱ ب).

- کوولیت (CuS)

کوولیت از دیگر کانه‌های مهم سولفید مس است که در گذر از محیط اکسیدان به احیا با افزایش تدریجی گوگرد شکل می‌گیرد. کوولیت کانه فراوانی نیست، اما به‌عنوان یک محصول غنی‌سازی برونزاد (سوپرژن) در بسیاری از کانسارهای مس یافت می‌شود. این کانه در مقاطع میکروسکوپی به رنگ آبی، با چندرنگی قوی و آنیزوتروپی بالا و با فراوانی کم، با بافت جانشینی در حاشیه و در امتداد درزه و شکستگی‌های کانه‌های کالکوپیریت و کالکوسیت قابل مشاهده است (شکل ۵-۱ ب). به‌طور کلی کوولیت را می‌توان به‌عنوان کانی ثانویه حاصل از هوازدگی کانی‌های سولفیدی مس در نظر گرفت. این کانی به‌طور معمول پس از تشکیل

کالکوسیت و در شرایط برونزاد (سوپرژن) سولفیدی شکل می‌گیرد. بدون شک حضور کولیت را می‌توان نشانه‌ای از آبشویی مس در منطقه دانست.



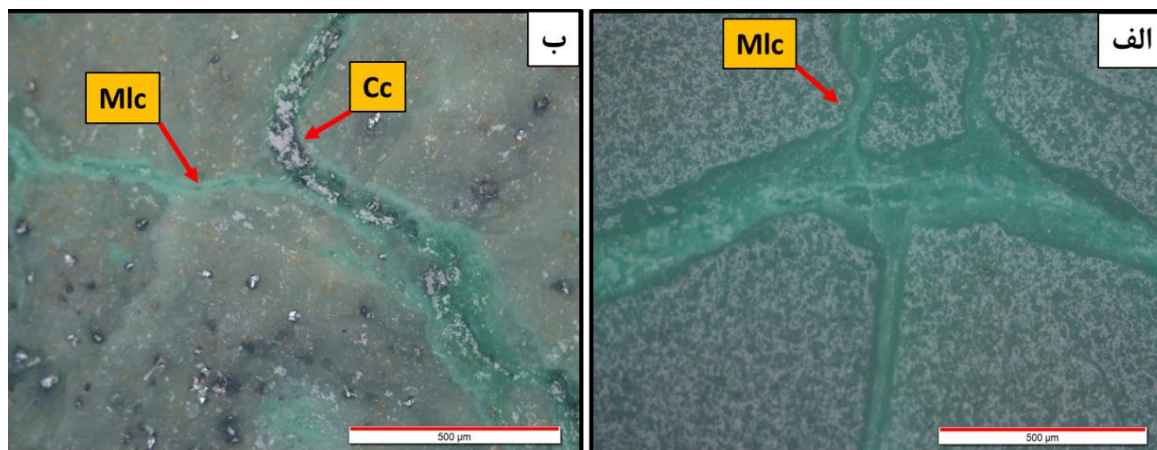
شکل ۵-۱-الف- تصویر میکروسکوپی از کانی پیریت در متن سنگ آندزیتی ب- تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیت و کولیت بصورت بافت پرکننده حفرات و کالکوسیت بصورت دانه پراکنده.

۵-۲-۲- کانی‌های گروه کربناتی و سیلیکاتی مس

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

مالاکیت از فراوانترین کانی کربناته (ثانویه) مس‌دار در نمونه‌های سطحی و کم عمق منطقه مورد مطالعه می‌باشد که در اثر اکسیداسیون کانی‌های اولیه و سولفیدی مس به وجود آمده است. به نظر می‌رسد که مالاکیت از محلول‌های رقیق‌تر از مس و تحت شرایط فشار دی‌اکسید کربن پایین شکل گرفته است (بن ۱۹۸۲). مالاکیت در نمونه دستی به رنگ سبز تیره دیده می‌شود و در مقاطع میکروسکوپی به رنگ سبز تیره تا سبز متمایل به سیاه و دارای انعکاس داخلی همراه با بافت رگه-رگچه‌ای و شکافه پرکن در سنگ میزبان آندزیت، آندزیت - بازالت تشکیل شده است.

در برخی مقاطع میکروسکوپی رگچه‌های مالاکیته به داخل بلورهای منتهی می‌شوند که معرف حرکت سیال از این مجراها و تاثیر آن بر کانی‌ها و سنگ میزبان می‌باشد (شکل ۵-۲، الف). تعدادی از پلاژیوکلازها بصورت کامل یا بخشی از آن در نتیجه این فرآیند شسته و مالاکیته جایگزین آن شده است. جایگزینی مالاکیته از طریق شکل کاذب پلاژیوکلاز، رنگ سبز مالاکیته در نمونه دستی و زیر میکروسکوپ قابل مشاهده و شناسایی است. همچنین در نمونه مورد مطالعه یک رگچه کانه‌دار در کنار رگچه دیگر که کالکوسیت می‌باشد مشاهده می‌شود (شکل ۵-۲، ب). لازم به ذکر است که مهمترین عامل در تشکیل مالاکیته فشار جزئی CO_2 در نظر گرفته می‌شود، تغییر در فوگاسیته CO_2 (کمتر از $10^{4.5}$) و p بیشتر از (۶/۹۵)، تاثیر بسزایی در پایداری کانی مالاکیته دارد (غلامی فشارکی و همکاران، ۱۳۸۹).

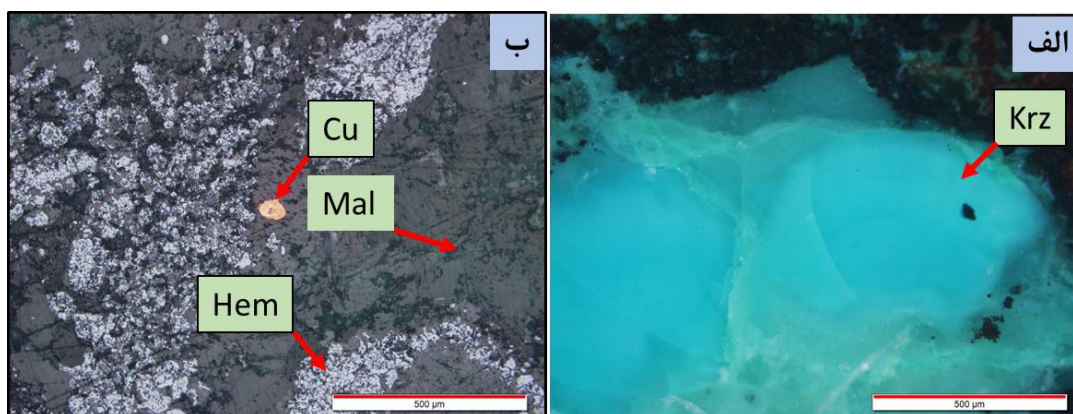


شکل ۵-۲-الف- تصویر میکروسکوپی از کانی کربناتی مالاکیته بصورت بافت رگه رگچه‌ای که در پلاژیوکلازها تزریق شده است. ب- تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیته بصورت رگچه در کنار کالکوسیت را نشان می‌دهد.

–کریزوکلا $(\text{Cu}_2\text{Al})_2\text{H}_2\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

کریزوکلاز در نمونه دستی به به رنگ آبی کم رنگ تا سبز- آبی مشخص، خط اثر سفید، شکستگی صدفی و جلای شیشه‌ای تا خاکی دارد که در کانسار مس کلوت بلند بصورت سطحی و با فراوانی کم در بعضی نمونه‌ها همراه مالاکیت قابل رویت است، این کانی به شکل رگه- رگچه‌ای و شکافه پرکن در منطقه دیده می‌شود(شکل ۳-۵ الف).

مس طبیعی(Cu): مس یکی از عناصر فلزی است که در شرایط خاص طبیعی می‌تواند با جذب الکترون به صورت احیاء درآید و بصورت خالص ته‌نشست پیدا کند. در نمونه دستی با رنگ قرمز مسی در زیر میکروسکوپ به رنگ زرد متمایل به قرمز مشاهده می‌شود. در منطقه کلوت بلند مس خالص فراوانی کمتری دارد و بصورت دانه پراکنده دیده می‌شود(شکل ۳-۵ ب).



شکل ۳-۵- الف: بلور کریزوکلا که نشان دهنده بافت پرکننده حفرات می‌باشد. ب- بلور مس خالص که توسط مالاکیت و هماتیت احاطه شده است.

۵-۲-۳- کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی

اکسیدهای آهن از فراوانترین کانی‌های همراه سنگ‌های آذرین در نهشته‌های معدنی مختلف هستند. مگنتیت، هماتیت، لیمونیت، گوتیت عمده‌ترین کانی‌های اکسید و هیدروکسیدهای آهن هستند که به دلیل حضور آنها در کانسار مس کلوت بلند در این فصل به اختصار معرفی می‌شود. عملکرد آب‌های جوی از خلال درزه‌ها و شکستگی‌ها موجب اکسیدشدن کانه‌های سولفیدی شده و تشکیل اکسید-هیدروکسیدهای ثانویه آهن را داده است. در واقع در اثر پدیده انحلال و اکسیداسیون سطحی، کانی‌های سولفیدی در قسمت سطحی دچار انحلال می‌شوند و در نتیجه یون گوگرد آنها از محیط خارج و هیدرواکسیدهای آهن برجای می‌مانند (رامدهر ۲۰۱۷).

-مگنتیت Fe_3O_4

مگنتیت یکی از کانه‌های موجود در منطقه مورد مطالعه است که در مقطع صیقلی به رنگ خاکستری متمایل به قهوه‌ای و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با قدرت انعکاس ضعیف دیده می‌شود. بنا به عقیده (Ramdhor, 1980) رنگ قهوه‌ای روشن در مگنتیت می‌تواند به دلیل خارج نشدن Ti از شبکه مگنتیت و سرد شدن سریع سیال حاوی اکسید آهن باشد. این کانی به صورت پراکنده در متن واحدهای سنگی منطقه شکل گرفته است. در برخی نمونه‌ها، مگنتیت از حاشیه و در امتداد شکستگی‌ها و سطوح رخ در حال تبدیل شدن به هماتیت می‌باشد، به گونه‌ای که در بعضی مقاطع لکه‌هایی از مگنتیت در مرکز باقی مانده و یا اینکه به طور کامل به هماتیت تبدیل شده است (مارتینی شدن؛ شکل ۵-۴ ب). قابل ذکر است که مارتینی شدن یکی از پدیده‌های معمول در مگنتیت و بیانگر کانی‌زایی غیرهمزاد (اپیژنتیک) در شرایط

اکسیداسیون و هوازدگی می‌باشد که کانی‌های اکسیدی آبدار، در نتیجه نفوذ جریان آب‌های سطحی و زیرزمینی تشکیل می‌شوند (شیرنورد شیرازی و همکاران، ۱۳۸۹).

-هماتیت Fe_2O_3

هماتیت، کانی آنیزوتروپ با انعکاس داخلی قرمز می‌باشد. همان‌طور که می‌دانیم، هماتیت از جمله فراوان‌ترین کانی‌های اکسیدی محسوب می‌شود که با افزایش مقادیر اکسیژن در بخش فوقانی کانسنگ، شرایط تشکیل آن فراهم شده است. به عبارت دیگر باید فوگاسیته اکسیژن افزایش پیدا کند که آب‌های جوی غنی از اکسیژن به‌عنوان بهترین منبع خارجی تأمین‌کننده اکسیژن مطرح شوند. این کانی در اثر اکسیداسیون و تحت تأثیر محلول‌ها، به‌طور معمول از جانشینی کانی‌هایی نظیر پیریت و مگنتیت شکل گرفته است؛ به گونه‌ای که در بیشتر موارد این کانی‌ها به‌طور کامل به هماتیت تبدیل شده‌اند. به‌علاوه، به‌صورت رگه-رگچه ای و پرکننده فضاهای خالی نیز در منطقه معدنی به‌وضوح دیده می‌شود (شکل ۵-۴ ب). قابل ذکر است که هماتیت در محیط هوازدگی، پایدار بوده و به‌طور معمول توسط فرآیند هوازدگی به‌وجود می‌آید. بدون شک تشکیل اکسیدهای آهن به همراه کربنات‌های مس در منطقه معدنی را می‌توان به‌عنوان کانه‌زایی سطحی در نظر گرفت.

گوتیت ($FeO.OH$)

گوتیت جزو کانی‌های هیدروکسید آهن، رشته‌ای و موازی با محور C می‌باشد (Nesse, 2000) این کانی توسط هوازدگی یا دگرسانی کانی‌های حاوی آهن (از جمله مگنتیت، پیریت، غیره) ایجاد می‌شود. بر اثر پدیده انحلال و اکسیداسیون سطحی، کانی‌های سولفیدی در قسمت سطحی کانسار دچار انحلال شده و یون گوگرد آن‌ها از محیط خارج و هیدرواکسیدهای آهن بر جای می‌ماند. گوتیت در مقاطع میکروسکوپی به وفور یافت می‌شود که از هوازدگی پیریت و کالکوپیریت تشکیل شده است. حضور گوتیت نشانگر نسبت

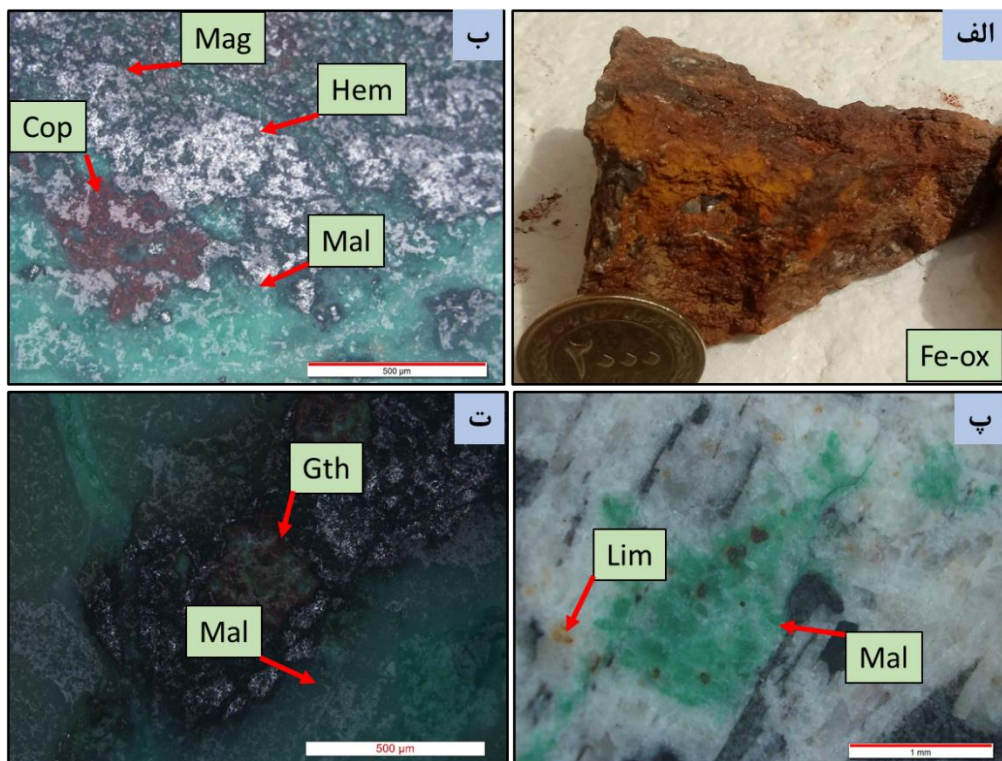
اندک پیریت به کالکوپیریت، اسیدپته کم و میزان سولفید کل پایین است (Sillitoe and Perello, 2005) (شکل ۴-۵ ت).

لیمونیت ($\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$)

لیمونیت کانی اکسید آهن آبدار و غالباً به رنگ زرد مایل به قهوه‌ای می‌باشد که بیشتر در قسمت‌های اکسیدان و در بخش‌های سطحی کانسار مس کلوت بلند دیده می‌شود. در واقع لیمونیت محصول نهایی دگرسانی و هوازدگی اکسیدها و سولفیدهای آهن است (شکل ۴-۵ پ).

کوپریت (Cu_2O)

کوپریت در مناطق اکسیدان ذخایر مس در سنگ‌های آندزیتی همراه با مالاکیت تشکیل می‌شود. این کانی در زیر میکروسکوپ با انعکاس داخلی قرمز قابل مشاهده است و به صورت ثانویه در حفره‌ها و شکستگی‌ها تشکیل شده است (شکل ۴-۵ ب).



شکل ۵-۴-الف: تصویر نمونه دستی از هماتیت، و لیمونیت. ب: رگچه‌های مالاکیت همراه با هماتیت و مگنتیت و حفرات پر شده توسط کوپریت. پ: بلور پلاژیوکلاز که شکستگی‌های آن توسط مالاکیت و لیمونیت پر شده است. ت: تصویر میکروسکوپی از کانی گوتیت و مالاکیت که بصورت حفره‌پرکن مشاهده می‌شود.

۵-۲-۴- کانی‌های باطله

کانی‌های باطله را می‌توان جز بی‌ارزش‌ترین یک کانسنگ به حساب آورد که هیچگونه ارزش اقتصادی ندارند ولی لازم به استخراج هستند در چند سال گذشته کانی‌های باطله در کنسارهای سولفیدی بیشتر مورد توجه قرار گرفته است. زیرا زمین‌شناسان اقتصادی معتقدند که کانه‌ها و کانی‌های باطله با هم رابطه زایشی دارند (علی‌ضایی، ۱۳۸۹). در منطقه مس کلوت بلند فراوانترین کانی‌های باطله شامل؛ کوارتز، کلسیت، زئولیت مهم‌ترین کانی‌های باطله در منطقه محسوب می‌شوند که اغلب درزه‌ها و شکاف‌ها و حفرات سنگ میزبان را پر کرده‌اند.

-کوارتز SiO_2

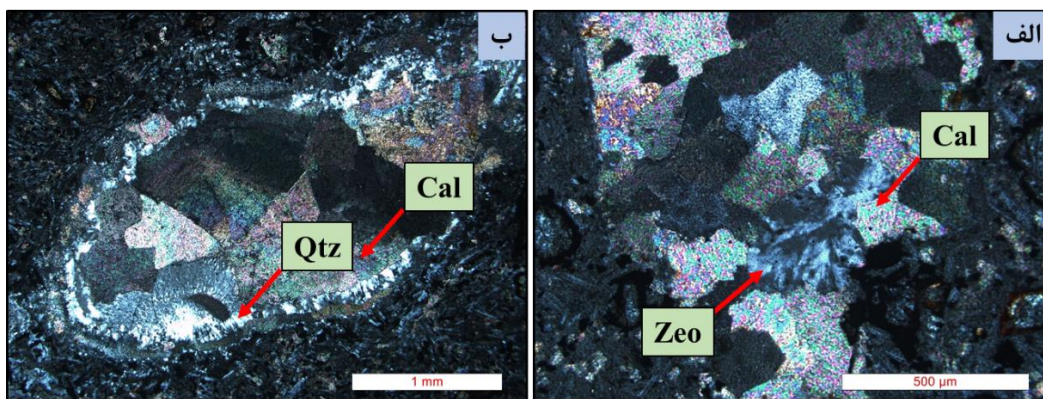
یکی از عناصری که در نتیجه فعالیت محلول‌های گرمابی به وفور یافت می‌شود سیلیسیم است. سیلیس حاصل دگرسانی و تجزیه کانی‌های سیلیکاته است که همین مهاجرت توسط سیال در فضای خالی درز و شکستگی‌ها و حفرات به اشکال مختلف کوارتز، اوپال، عقیق، کلسدونی را سبب می‌شود. عبور محلول‌های گرمابی در امتداد شکستگی‌ها باعث تشکیل رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی می‌شود (سیاه‌چشم و همکاران، ۱۳۹۳) (شکل ۵-۵ ب). بر پایه اندازه بلورها کوارتز را می‌توان به دسته ریزبلور و درشت بلور تقسیم بندی کرد (کوهستانی و همکاران، ۲۰۱۲؛ دانگ، ۱۹۹۵).

-کلسیت CaCO_3

یکی از مهمترین کانی‌های باطله در کانسارهای گرمابی کربنات کلسیم است در طی دگرسانی سنگ‌های مسیر از ساختمان کانی‌های کلسیم‌دار از جمله پلاژیوکلازها آزاد شده و در حضور یون بی‌کربنات (HCO_3)، تشکیل کربنات کلسیم را می‌دهد (شکل ۵-۵ الف و ب).

-زئولیت

به صورت پرکننده حفرات و درزه‌ها و شکستگی‌ها در واحدهای گدازه‌ای و رنگ سفید مشاهده می‌شوند (شکل ۵-۵ الف) در مناطق مورد مطالعه حفرات کروی و بیضوی شکل توسط زئولیت، کلسیت و سیلیس پر شده‌اند.



شکل ۵-۵- الف: تصویر میکروسکوپی از کانی کلسیت و زئولیت که بصورت حفره‌پرکن قابل مشاهده هستند. ب: حفرات پر شده توسط کلسیت که توسط رگه سیلیسی احاطه شده است.

۵-۳- ساخت و بافت کانی‌ها

مطالعه ساخت و بافت در کانسارها، اطلاعات مهمی را در خصوص منشأ و تاریخچه حوادث پس از تشکیل آن‌ها در اختیار ما قرار می‌دهد (نجف‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰). لذا بررسی ویژگی‌های ساخت و بافت برای

تعیین رابطه بین کانه‌های معدنی و سنگ میزبان و الگوی کانه‌زایی آنها در طول زمان از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (کریم‌پور، ۱۳۸۱). براساس مشاهدات صحرایی، یافته‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی حاصل از بررسی نمونه‌های دستی و مقاطع نازک- صیقلی، کانه‌زایی در منطقه مس کلوت بلند از نوع شکافه پرکن بوده و انواع مختلف ساخت و بافت‌های کانسنگ قابل شناسایی است. در کانسار مس کلوت بلند ماده معدنی دارای ساخت و بافت‌های متفاوتی است که هر یک از آنها نشان دهنده شرایط و رخداد حاکم در حین کانی‌زایی و پس از آن می‌باشد. لذا در این قسمت به توصیف ساخت و بافت‌های موجود در کانسار مس کلوت بلند می‌پردازیم.

ساخت به خصوصیتی که در بیرون زدگی‌ها قابل مشاهده است و یا خصوصیتی که بطور ماکروسکوپی قابل مشاهده است و بافت به خصوصیتی که در زیر میکروسکوپ یا نمونه‌های دستی دیده می‌شود، گفته می‌شود (شهاب‌پور، ۱۳۹۰).

۵-۳-۱- ساخت

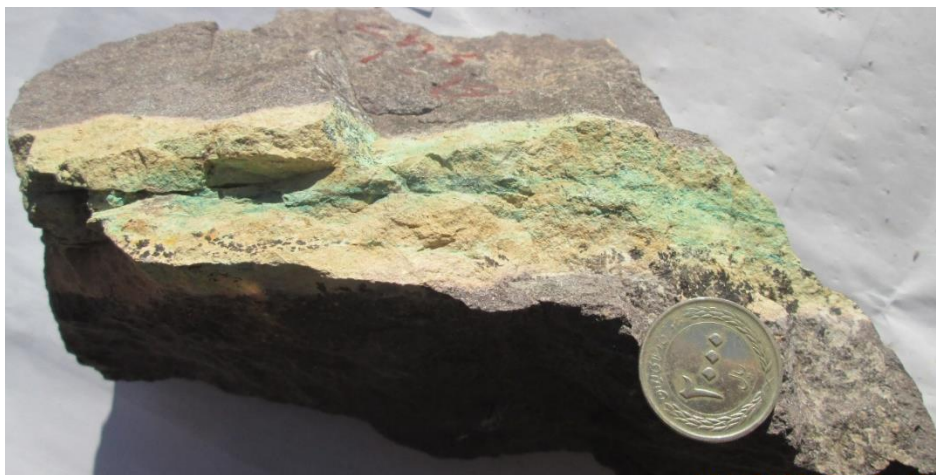
-ساخت رگه - رگچه‌ای

ساخت رگه‌ای و رگه-رگچه‌ای یکی از اصلی‌ترین سیماهای ماده معدنی در بخش‌های کانه‌دار و قابل استخراج به‌شمار می‌رود. این ساخت به‌عنوان یک ساخت غیرهمزاد مطرح می‌باشد که پس از تشکیل سنگ میزبان و کانی‌سازی دانه‌پراکنده در منطقه رخ داده است. از مهم‌ترین پارامترهای کنترل‌کننده آن می‌توان به سامانه‌های گسلی، درزه و شکستگی‌ها اشاره نمود (شکل ۵-۶). به‌عبارتی شکل این ذخایر، تابع گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه است. قابل ذکر است که سیال کانه‌دار از طریق این گسل‌ها و شکستگی‌ها بالا آمده و در صورت وجود شرایط مناسب کانه‌زایی، کانی‌هایی نظیر اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) و کانی‌های کربناته و سیلیکاته مس (مالاکیت و کریزوکولا) را در امتداد آنها شکل داده است

(شکل ۵-۷) به علاوه، حضور رگه-رگچه‌های مالاکیت و کریزوکولا معرف تحرک مس در منطقه می‌باشند که تحت تأثیر محلول‌های گرمابی تشکیل شده‌اند.



شکل ۵-۶- تصویر صحرایی از کانی‌سازی مالاکیت در امتداد شکستگی‌ها و نمایش ساخت رگه -رگچه‌ای در کانسار مس کلوت‌بلند، جنوب دامغان



شکل ۵-۷- تصویر نمونه دستی از درزه‌ها و شکستگی‌ها که توسط مالاکیت و لیمونیت پر شده و نشان دهنده ساخت رگه-رگچه‌ای در کانسار مس کلوت‌بلند می‌باشد.

-ساخت پرکننده فضاهای خالی

محلول‌های گرمابی کانه‌دار به هنگام عبور از گسل‌ها، درزه‌ها، شکاف‌ها و حفرات با فضای بین قطعات سنگ‌های آذرآواری، مواد خود را برجای گذاشته و بافت پرکننده فضای خالی ایجاد می‌کنند (کریگ و همکاران، ۱۹۸۱). (شکل ۵-۸). این نوع بافت یکی از متداولترین بافت‌ها در اعماق کم و سطحی مطرح است. زیرا از این مناطق سنگ‌ها شکسته‌اند و جنبش‌های زمین‌ساختی عموماً با پذیرش شکستگی، پاسخ می‌دهند.

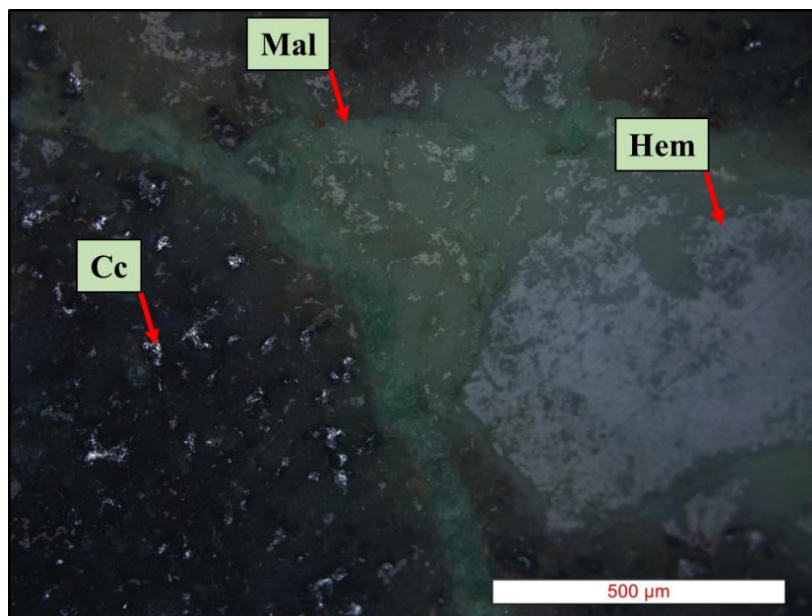


شکل ۵-۸- نمایی از کانی مالاکیت و گوتیت که بصورت حفره‌پرکن در میزبان آندزیتی کانسار مس کلوت‌بلند قابل مشاهده است.

۵-۳-۲- بافت

-بافت دانه‌پراکنده

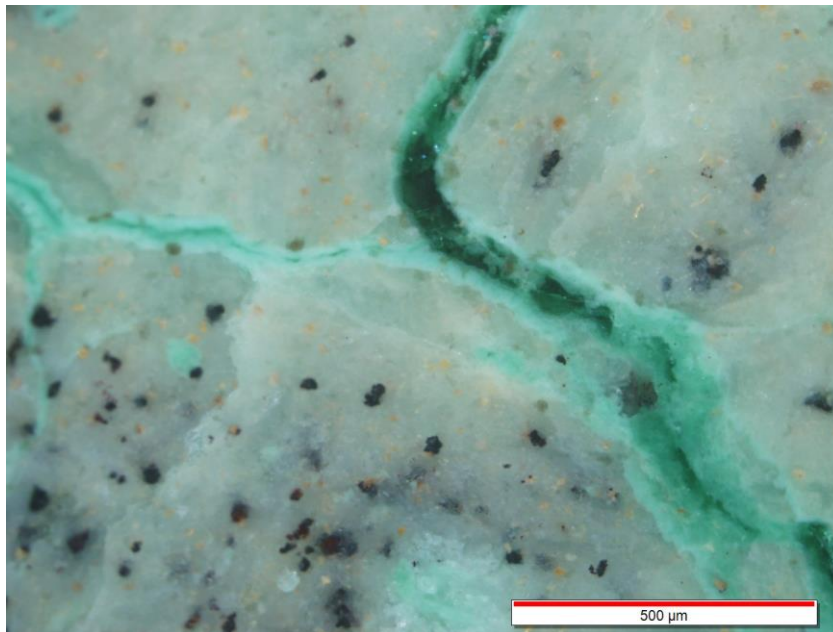
این بافت، از جمله بافت‌های مهمی است که از شواهد زایشی بسیار ارزشمندی در اختیار می‌گذارد. اولین نتیجه حضور مواد معدنی در این شکل، نهشت اولیه ماده معدنی در حین رسوبگذاری و یا دیاژنز همراه با دیگر کانی‌های تشکیل دهنده سنگ است (شکل ۵-۹).



شکل ۵-۹- تصویر میکروسکوپی از کانی کالکوسیت، ملاکیت و هماتیت که به ترتیب بافت دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای و پرکننده حفرات را نشان می‌دهند.

-بافت رگه-رگچه‌ای

این بافت یکی از عمده‌ترین بافت‌های مشاهده در منطقه معدنی می‌باشد که در نتیجه حرکت سیال در امتداد درز و شکستگی‌ها شکل گرفته است. از ویژگی‌های بارز آن، جوانتر شدن کانی‌سازی‌ها از حاشیه به سمت مرکز می‌باشد. از جمله کانی‌های مشاهده شده با این بافت در نمونه‌های مورد مطالعه میتوان به هماتیت، ملاکیت، کریزوکولا و همچنین کوارتز، کلسیت و اکسیدهای آهن اشاره نمود (شکل ۵-۱۰).

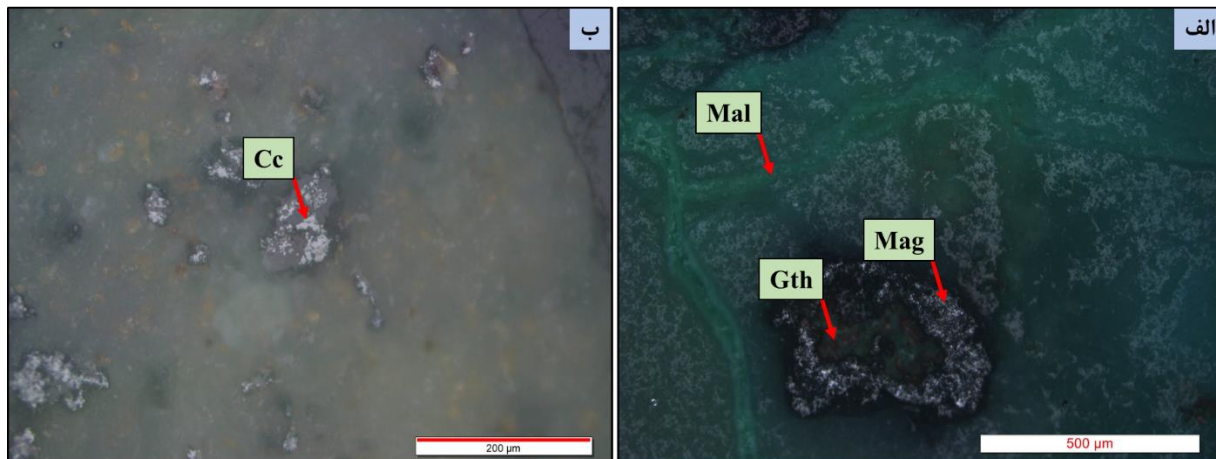


شکل ۵-۱۰- تصویر میکروسکوپی مقطع صیقلی کانی مالاکیت بصورت رگه -رگچه‌ای در کانسار مس کلوت‌بلند

-بافت پرکننده فضاهای خالی

این نوع بافت به‌عنوان یکی از متداول‌ترین بافت‌ها در اعماق کم و سطحی مطرح است. زیرا در این مناطق سنگ‌ها شکننده‌اند و جنبش‌های زمین‌ساختی عموماً با پذیرش شکستگی، پاسخ می‌دهند. به‌گونه‌ای که حفرات و شکستگی‌ها در این مناطق به‌دلیل فشار کمی که از سنگ‌های دربرگیرنده وارد می‌شود، توسعه بیشتری دارد. بنابراین سیالات کانه‌دار گردش نسبتاً آزادی دارند و به‌هنگام عبور از گسل‌ها و شکستگی‌ها و یا فضاهای خالی، مواد همراه خود را بر جای می‌گذارند. رشد کانی‌ها در این شکاف‌ها و فضاهای خالی از دیواره شکاف شروع و به سمت مرکز آن ادامه می‌یابد. بنابراین، کانی‌های تشکیل شده در دو طرف، قدیمی‌تر و کانی‌های تشکیل شده در مرکز آن جدیدتر می‌باشند. باید یادآوری کنیم که بافت پرکننده فضای خالی، کمابیش با جانمایی همراه است. براساس مطالعات صورت گرفته، کانی‌هایی نظیر کالکوسیت، مالاکیت،

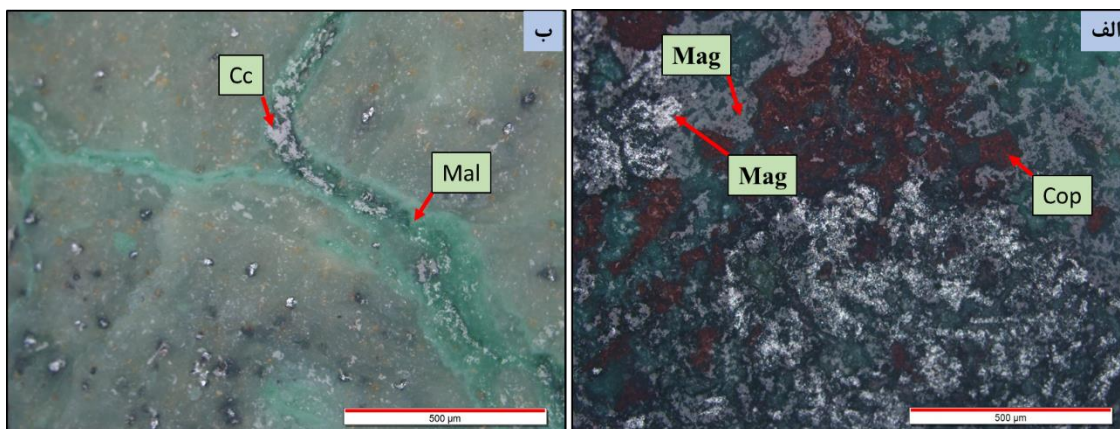
کریزوکولا، کوارتز، کلسیت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) این بافت را به وضوح نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۱).



شکل ۵-۱۱- الف: تصویر میکروسکوپی از کانی مالاکیت (بافت رگه-رگچه‌ای)، گوتیت و مگنتیت (بافت پرکننده حفرات). ب: کانی کالکوسیت که نشان دهنده بافت پرکننده فضای خالی می‌باشد.

-بافت جانشینی

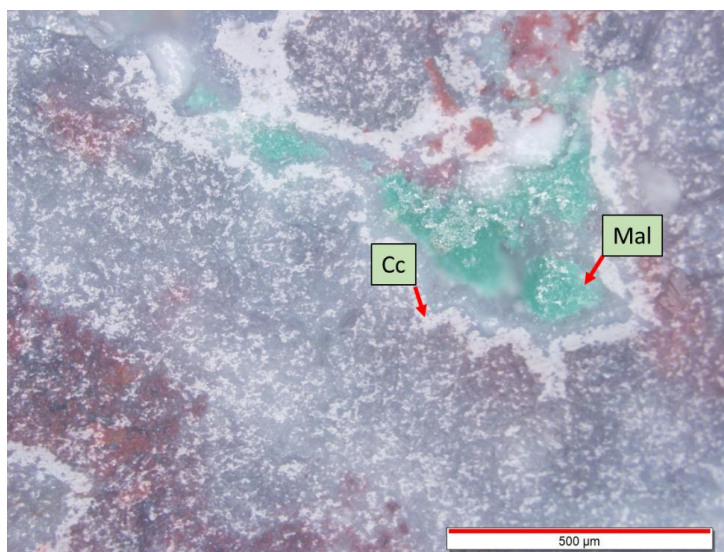
فرآیند جانشینی در نتیجه واکنش‌های شیمیایی سطحی (دگرسانی و هوازدگی)، رخ می‌دهد و از این رو شکستگی‌ها، رخ‌ها و حاشیه ذرات و مرز بین دانه‌ها از جمله اولین مکان‌های مناسب جهت آغاز این فرآیند به شمار می‌آیند (کریگ و همکارا، ۱۹۸۱). این نوع بافت ممکن است در اثر فرآیندهایی نظیر: انحلال و رسوبگذاری مجدد، اکسیداسیون و انتشار در حالت جامد رخ دهد (شکل ۵-۱۲).



شکل ۵-۱۲- الف: تصویر میکروسکوپی که نشان دهنده جانشینی کانی هماتیت به جای مگنتیت می‌باشد. ب: تصویر میکروسکوپی که در آن جانشینی کالکوسیت توسط مالاکیت به خوبی قابل مشاهده است.

-بافت کلورمی

این نوع بافت در بخش سطحی کانسار مس کلوت‌بلند که بر اثر اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت و کالکوپیریت به گوتیت تبدیل شده‌اند دیده می‌شود. همانطور که در شکل مشاهده می‌شود کانی‌های هماتیت که در حاشیه‌ها تبدیل به گوتیت شده است و مالاکیت، کالکوسیت بافت منطقه‌بندی کلورمی را نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۳).



شکل ۵-۱۳- بافت کلورمی در کالکوسیت‌های منطقه مورد مطالعه

۵-۴- پاراژنز و توالی پاراژنتیک کانی‌ها

توالی همبود (پاراژنتیک) معرف تقدم و تأخر نهشته شدن کانی‌ها به صورت فازهای جدا یا مجموعه کانی‌ها در یک کانسار است. افزون بر کانه‌ها، این توالی باید زمان نهشته شدن کانی‌های باطله و مدت نهشته شدن آنها را نیز مشخص نماید. لذا بررسی آنها با مطالعه بافت‌های موجود به خوبی قابل انجام است. تفاوت در شکل، اندازه و ترتیب زمانی رشد کانی‌ها به همراه اطلاعات حاصل از بافت‌های جایگزینی، بیانگر دخالت چند مرحله‌ای سیال گرمابی در کانه‌زایی است. ۱) مرحله درونزاد (هیپوژن): نفوذ سیالات داغ کانه‌دار در طول شکستگی‌ها و ته‌نشست کانی‌هایی نظیر پیریت و ۲) مرحله برونزاد (سوپرژن و هوازدگی): نفوذ آب‌های سرد جوی و تشکیل کانی‌های ثانویه نظیر کالکوسیت، کولیت، مالاکیت، کریزوکولا و اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت و گوتیت). در توالی همبود کانی‌سازی سولفیدی، پیریت اولین کانی تشکیل شده توسط محلول‌های گرمابی در برخورد با کانی‌های مافیک (نظیر بیوتیت و پیروکسن) می‌باشد. ناگفته نماند که در این مرحله، به همراه کانی‌سازی، رگه-رگچه‌های سیلیسی و کربناتی نیز تشکیل شده‌اند. از طرفی طی فرآیندهای سطحی از جمله فرآیندهای برونزاد (هوازدگی و سوپرژن) در منطقه بیشتر کانه‌زایی مس به صورت کربنات و سیلیکات مس نمایان می‌گردد که بیانگر میزان تأثیر سیالات گرمابی بر روی کانه‌زایی می‌باشد. به‌طور کلی فرآیندهای برونزاد در منطقه معدنی را می‌توان در دو مرحله سولفیدی و اکسیدی مورد بررسی قرار داد. در شرایط احیایی، برخورد سیالات جوی با کانی‌های سولفیدی نظیر کالکوپیریت و بورنیت سبب تشکیل سولفیدهای ثانویه مس نظیر کالکوسیت و کولیت می‌شود. کولیت به‌طور معمول پس از تشکیل کالکوسیت، شکل می‌گیرد. تخریب پیریت تحت شرایط اکسیدان در مجاورت با سیال جوی نقش به‌سزایی در ایجاد سیال اسیدی و گسترش زون اکسیدان در منطقه دارد. این سیال اسیدی باعث انحلال بیشتر پیریت و تشکیل کانی‌هایی نظیر مالاکیت و کریزوکولا به همراه اکسید و

هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) در درون درزه و شکاف‌های سنگ میزبان می‌شود. به- عبارتی حضور اکسید و هیدروکسیدهای آهن در شرایط سطحی، بیانگر شرایط اکسیدی سیالات گرمابی می‌باشد (Tristá-Aguilera et al., 2006). در این بخش با توجه به بررسی و مطالعه کانی‌ها و فرآیندهای تأثیرگذار در شکل‌گیری آنها در منطقه معدنی، محتمل‌ترین توالی همبود کانی‌ها از نظر زمانی، بافت و ساخت در (جدول ۵-۱) ارائه شده است.

جدول ۵-۱- مراحل تشکیل و تکوین کانه‌زایی و توالی همبود (پاراژنتیک) کانه‌ها و کانی‌ها و بافت آنها در کنسار مس کلوت‌بلند.

Minerals and textures	Pre Mineralization	Mineralization		
		Hypogene	Supergene	
			Reduction	Oxidation
Magnetite	██████████	██████████		
Pyrite		██████████		
Chalcocite		██████████		
Native copper			██████████	
Covellite			██████████	
Hematite			██████████	██████████
Goethite				██████████
Limonite				██████████
Cuprite				██████████

Malachite				████████
Azurite				████████
Calcite		████████	████████	████████
Zeolite		████████		
Quartz		████████	████████	
Disseminated	████████	████████		
Replacement			████████	████████
Vein- Veinlets		████████	████████	████████
Open space filling		████████	████████	████████
Colloform				████████

فصل ششم

ژئوسمی

مدت مدیدی است که بررسی زمین‌شیمی سنگ‌ها، مورد علاقه و توجه زمین‌شیمیدان‌ها قرار گرفته است. زیرا از این طریق می‌توانند استانداردهای زمین‌شیمیایی مشخصی را جهت تشخیص توده‌های مولد و عقیم به دست آورند. بنا به نظر کلارک، هر سنگ را می‌توان به صورت یک سامانه شیمیایی در نظر گرفت، که در آن تغییرات شیمیایی توسط عوامل مختلفی روی می‌دهند. این تغییرات به سبب وجود آشفستگی در تعادل، با تشکیل نهایی یک سامانه جدید، در شرایط جدید، به نوبه خود پایدار می‌شوند (بهرامی، ۱۳۸۲). یکی از هدف‌های اصلی این فصل نشان دادن چگونگی استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی برای تشخیص فرآیندهای زمین‌شناختی است. از آنجایی که تبلور و انجماد ماگما و ترکیب عناصر اصلی و جزئی یک مذاب از پدیده‌هایی تأثیر می‌پذیرد که صرفاً به کمک شواهد سنگ‌شناسی قابل درک نمی‌باشند، لذا استفاده از ترکیب شیمیایی سنگ‌هایی که بیشترین شباهت را به ماگمای والد خود دارند، ضروری به نظر می‌رسد. در نتیجه برای شناخت تأثیرات شیمیایی این فرآیندها و به منظور درک فرآیندهای مؤثر در تغییر و تحول ماگما و شناخت اختصاصات ماگمایی مولد آن، توزیع و پراکندگی عناصر در واحدهای سنگی منطقه و ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، لازم است تا مطالعات زمین‌شیمیایی بر روی آن‌ها انجام گیرد. بی‌شک هر پژوهش زمین‌شیمیایی موفق، بر پایه شناخت کامل زمین‌شناسی ناحیه می‌باشد (مُر و مدبری، ۱۳۸۴). در این فصل ابتدا با استفاده از نمودارهای زمین‌شیمی به نامگذاری سنگ، تعیین سنگ منشاء و جایگاه زمین‌ساختی پرداخته شده است. در ادامه همبستگی مس با عناصر و اکسیدها و همچنین تغییرات عناصر در ستون‌های لیتوژئوشیمیایی مورد مطالعه و بررسی قرار می‌گیرد. قبل از آن، به بیان ویژگی‌های مس و کلیاتی از زمین‌شیمی این عنصر می‌پردازیم.

۶-۲- زمین‌شیمی مس

کانسارها در شرایط فیزیکی و شیمیایی مختلف و در تیپ‌های متفاوت تشکیل می‌شوند. این شرایط شامل pH، Eh، عمق، حرارت و فشار محیط است که سبب تشکیل پاراژنز کانیایی خاصی می‌شود. ذکر این نکته ضروری است که همین امر سبب اختلاف در نوع و ترکیب کانی‌شناسی و نهایتاً به وجود آمدن دگرسانی‌ها و پهنه‌بندی‌های گوناگون در کانسارهای مختلف می‌گردد. با این حال دگرسانی سولفیدهای اولیه سبب به وجود آمدن کانی‌های ثانویه‌ای نظیر اکسیدها، هیدروکسی کربنات‌ها، هیدروکسی سیلیکات‌ها و سولفیدهای ثانویه می‌شود. همان‌طور که می‌دانیم، مس به‌عنوان بیست و چهارمین عنصر فراوان در پوسته زمین، در ردیف اول فلزات واسطه، در کنار عناصری مانند Co، Ti، V، Mn، Ni، Fe، Cr و Zn و در گروه یازدهم به همراه Ag و Au در جدول تناوبی قرار دارد. این عنصر دارای عدد اتمی ۲۹، عدد جرمی ۶۳/۵۴، حالت اکسیداسیونی (+۱ و +۲) و ایزوتوپ‌های Cu^{63} و Cu^{65} که فراوانی آنها به ترتیب ۶۹/۱۷ و ۳۰/۸۳ درصد است، می‌باشد. عنصر مس در حالت یک ظرفیتی به عناصر قیمتی مانند Au و Ag در حالت دو ظرفیتی به دیگر سری‌های اول عناصر واسطه (Ni، Co، Fe) شباهت دارد. کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و همچنین بیوتیت در سنگ‌های نفوذی به‌عنوان کانی‌های حامل و تمرکز دهنده عنصر مس شناخته شده‌اند (Agangi and Reddy, 2016). لازم به ذکر است که Cu^{2+} به دلیل داشتن تشابه یونی ($0.27 A^0$) با یون‌های Fe^{2+} ($0.12 A^0$) و Mn^{2+} ($0.91 A^0$)، موقعیت‌های مشابهی را در شبکه بلوری این کانی‌ها اشغال می‌نماید. از آنجا که مس یک عنصر کالکوفیل است، سبب می‌شود تا در کانی‌های سیلیکاتی با پیشرفت فرآیند تفریق، تا زمانی که فاز مایع از سولفور اشباع شود، افزایش یابد. در این مرحله به‌علت تشکیل یک محلول سولفیدی غیرقابل امتزاج با ماگمای مادر، بخش عمده مس از مذاب سیلیکاتی جدا می‌شود و در نتیجه بعد از این مرحله، کانی‌های تشکیل شده مقدار مس پایین‌تری را نشان می‌دهند. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که مس به راحتی وارد ساختمان این کانی‌ها نمی‌شود،

زیرا سبب به هم ریختگی شدید در شبکه بلوری و ناپایداری انرژی می‌گردد (برگرفته از طائفی، ۱۳۹۳). عوامل شیمیایی نقش مهمی در ته‌نشینی عنصر مس در منطقه مطالعاتی دارند و با توجه به اینکه مس یک عنصر کالکوفیل تیپیک است، از این رو کانی‌های سولفیدی و بیشتر کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت که اغلب همراه پیریت می‌باشند، را تشکیل می‌دهد. برطبق (شکل ۶-۱) این عنصر تحت شرایط اکسیداسیون و اسیدی به‌ویژه (PH=۵-۶) در سیالات گرمابی می‌تواند انتقال یابد و با توجه به این مسئله که فلزات قلیایی و قلیایی خاکی، به‌طور فراوان در منطقه حضور دارند (مانند رگه‌های کلسیتی فراوان در سامانه درزه و شکستگی‌ها و حفره‌ها)، می‌توان نتیجه گرفت که با وارد شدن عناصری مانند Ca به سیالات کانه‌دار، این سیالات قلیایی‌تر شده و قابلیت انحلال مس و همچنین تشکیل لیگاندهایی چون CuCl_2^- تا حد زیادی افزایش می‌یابد. در واقع حمل مقادیر کافی از مس جهت تشکیل توده‌های کانسنگی در غیاب لیگاندهای کلریدی مشکل و حتی غیرممکن است، مگر اینکه یک غنی‌شدگی اولیه مانند دگرسانی برونزاد (سوپرژن) صورت گرفته باشد (برگرفته از میلویش، ۱۳۹۴). در این شرایط، سولفیدهای مس به‌سادگی به سولفات‌ها اکسیده میشوند و مس به‌صورت $+2\text{Cu}$ آزاد میشود. لازم به ذکر است که مس از پهنه اکسیدان توسط آب‌های فرورو حمل و در زیر سطح آب‌های زیرزمینی به دلیل افزایش PH و کاهش EH به‌صورت سولفید یا مس طبیعی برجای گذاشته می‌شود. غنی‌شدگی مس تحت تأثیر برونزاد را می‌توان در دو پهنه اکسیدان فوقانی و غنی‌شده مورد بررسی قرار داد. قابل ذکر است که پهنه احیایی به دلیل افزایش عیار اولیه به پهنه غنی‌شده نیز معروف است. در پهنه اکسیدان فوقانی مقادیر بالای گوئیت و کانی‌های مس اکسیدی مانند ملاکیت و تنوریت و یا کلریدهایی مانند آتاکامیت، البته تحت شرایط آب و هوایی بسیار خشک تشکیل می‌شوند. در پهنه غنی شده مس، کالکوسیت مهم‌ترین کانی گزارش شده است. همچنین مقداری کوولیت در بالای کالکوسیت و در مرز بین شرایط اکسیداسیون و احیا یافت می‌شود (برگرفته از ناهیدی‌فر، ۱۳۹۳). ذکر این نکته ضروری است که اکثر کانسارهای مس حاوی نقره هستند که تغییرات PH - EH و لیگاندهای

کلریدی، رفتار مس و نقره را در دماهای پایین کنترل می‌کنند. یک استثنای مهم، نوار مس آفریقای مرکزی است که به جای نقره حاوی کبالت است.

۶-۳- نمونه برداری و آنالیز نمونه‌ها

به منظور درک صحیح چگونگی رخداد فرایندهای مختلف کانه‌زایی، لزوم شناخت دقیق‌تر سنگ‌های آذرین، بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ میزبان، کانسنگ بررسی سری ماگمایی و توزیع عناصر در سنگ‌های منطقه، طی چند مرحله بازدید صحرایی ۶ نمونه آنالیز شیمیایی به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) و ۱۴ نمونه آنالیز شیمیایی به روش (ICP-MS) با حمایت مالی سازمان توسعه معادن و صنایع معدنی ایران (IMIDRO) انجام گرفت.

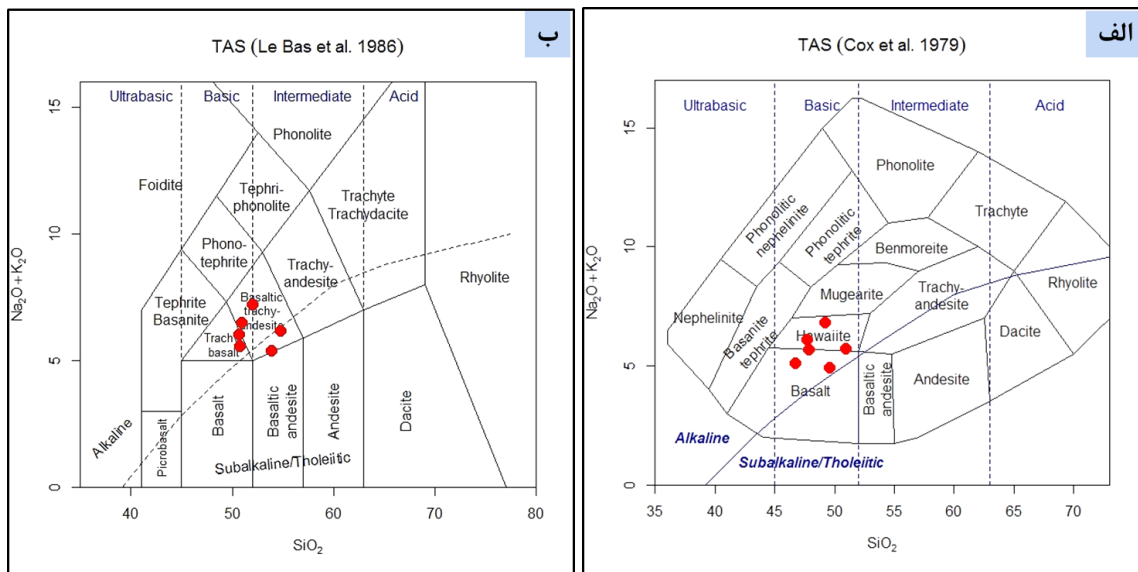
۶-۴- ژئوشیمی سنگ میزبان

پس از مطالعه میکروسکوپی نمونه‌های سنگی و نامگذاری آنها، به منظور تعیین دقیق نام سنگ‌ها، نتایج آنالیز فلورسانس اشعه ایکس (XRF)، برای اکسیدهای اصلی، بر روی نمودارهای مربوطه، مورد استفاده قرار گرفت. علاوه بر اکسیدهای اصلی، نتایج حاصل از آنالیز (ICP-MS)، در تعیین ماهیت ژئوشیمیایی، جایگاه تکتونیکی و سری ماگمایی سازنده سنگ‌های میزبان مورد بررسی قرار گرفت.

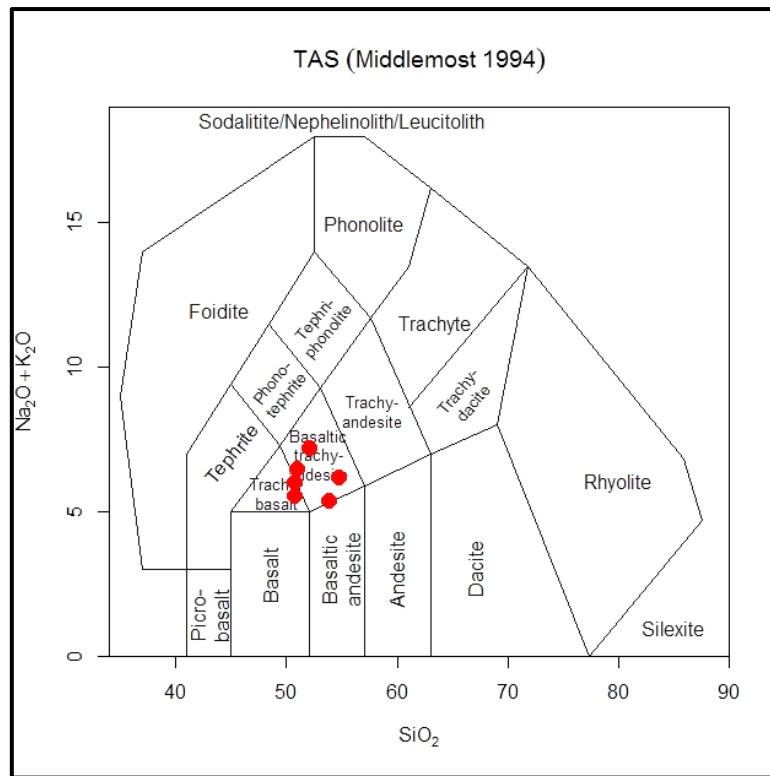
۶-۴-۱- نامگذاری و طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های میزبان

یکی از مفیدترین روش‌های طبقه بندی شیمیایی برای سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری، نمودارهای قلیایی کل-سیلیس، است. استفاده از سیلیس در طبقه بندی سنگ‌های آذرین اهمیت خاصی دارد، زیرا سیلیس اکسید اصلی سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین بشمار می‌رود و مقدار سیلیس در هر مذاب خواص فیزیکی

و ساختمانی آن را کنترل می‌کند (یوسفی، ۱۳۹۶). همچنین استفاده از مقادیر (K_2O+Na_2O) در محاسبات همراه با سیلیس اهمیت دارد، به طوری که می‌توان با تعیین درجه اشباع شدگی از سیلیس، سنگ‌های آذرین با ماهیت ساب آکالن، هیپرالکالن را از هم جدا نمود. مقادیر (SiO_2) و (K_2O+Na_2O) در یک سنگ معمولاً تعیین کننده مقدار و نوع کانی‌های فلسیک آن است (میدلموست، ۱۹۹۴) بر اساس نمودار TAS، سنگ‌ها بر پایه مقدار سیلیس به گروه فوق‌بازی، بازی، حدواسط و اسیدی تقسیم می‌شوند. با استفاده از نمودارهای (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶) و (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)، که بر مبنای درصد وزنی آکالن (K_2O+Na_2O) در مقابل درصد وزنی سیلیس (SiO_2) سنگ‌های میزبان نامگذاری شدند. در این طبقه‌بندی، سنگ‌های میزبان ماده معدنی، عمدتاً در محدوده‌بازالت و تراکی‌بازالت قرار می‌گیرند. از ویژگی‌های بارز این نمودارها، وجود خط جداکننده‌ی محدوده آکالن از ساب آکالن- تولییتی است که نمونه‌های مورد مطالعه در هر دو نمودار در محدوده ساب آکالن-تولییتی (بازیک و حدواسط) قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱ الف و ب و ۲-۶).



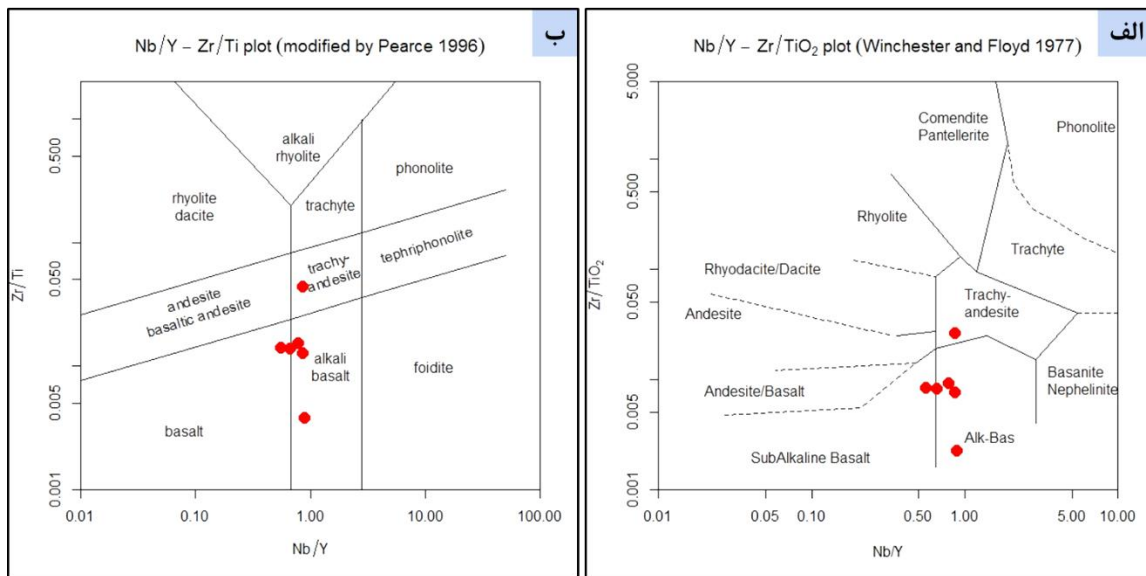
شکل ۶-۱- الف: موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه کلوت‌بلند در نمودار (Cox et al, 1979)، در محدوده بازالت و تراکی‌بازالت واقع شده‌اند، ب: موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه کلوت‌بلند در نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 TAS، (Le Bas et al, 1986) که در عمدتاً در محدوده بازالت و تراکی‌بازالت قرار گرفته‌اند.



شکل ۶-۲- موقعیت سنگ‌های منطقه کلوت‌بلند در نمودار (Middlemost, 1994) بر اساس درصد وزنی آلکالن $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 می‌باشد.

برای تعیین ماهیت سنگ‌ها از نمودارهای نسبت Zr/Ti در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷)؛ پیرس، ۱۹۹۶) استفاده می‌شود. در نمودار (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷) همانطور که مشاهده می‌شود، نمونه‌های مربوط به سنگ‌های میزبان مس کلوت‌بلند در محدوده‌ی ساب‌آلکالی بازالت و آلکالی بازالت و مقدار کم تراکی‌اندزیت قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار (پیرس، ۱۹۹۶) نیز نمونه‌های سنگ‌های میزبان منطقه

مس کلویت بلند محدوده بازالت و آلکالی بازالت و ب مقدار کم تراکی آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۶ الف و ب).

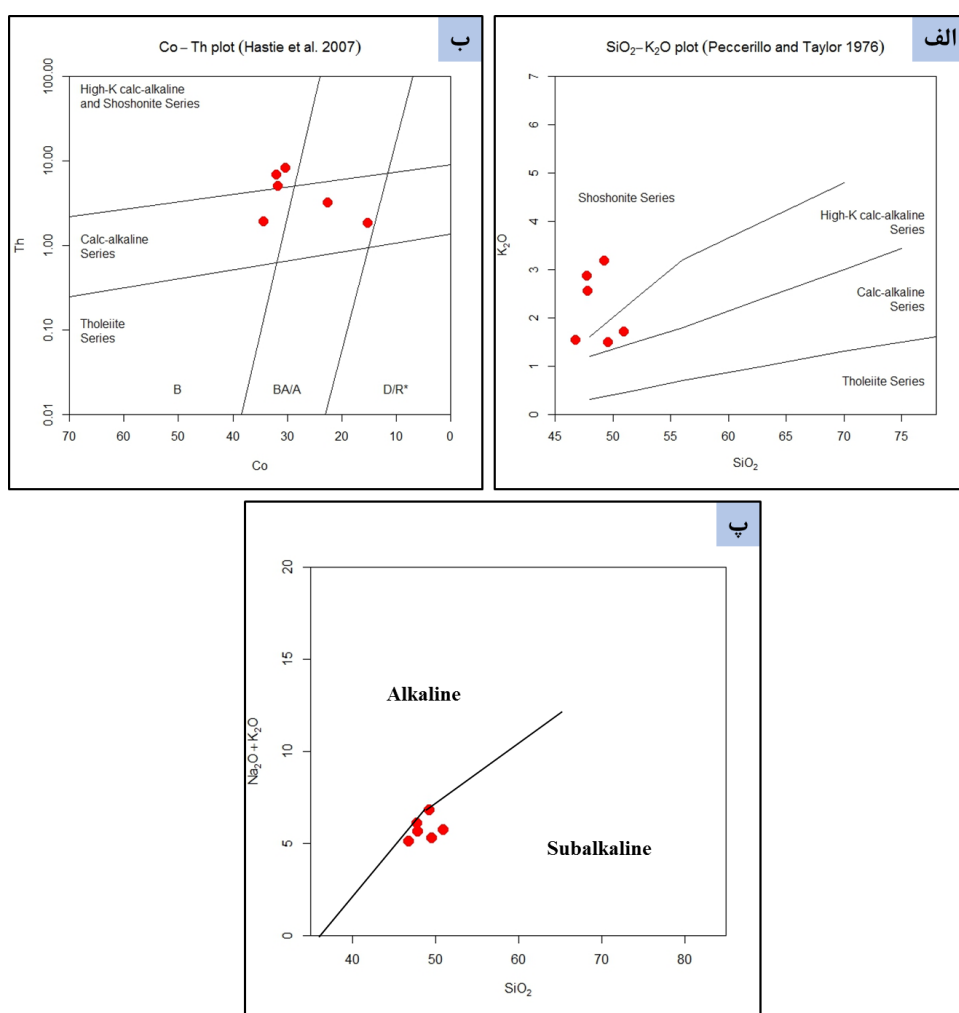


شکل ۳-۶ الف: موقعیت نمونه‌های سنگی کلویت بلند بر روی نمودار (Winchester and Floyd, 1977)، در محدوده ساب‌آلکالی بازالت و آلکالی بازالت قرار می‌گیرند، ب: موقعیت نمونه‌های سنگی بر روی نمودار (Pearce, 1996)، که سنگ‌های میزبان کلویت بلند در محدوده بازالت و آلکالی بازالت قرار می‌گیرند.

۲-۴-۶- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های میزبان کانسار

در مطالعات زمین‌شنای اقتصادی، پس از نامگذاری سنگ‌های میزبان، تعیین سری ماگمایی، کمک شایانی جهت مقایسه تیپ کانسارها با یکدیگر و در نهایت منشا کانی‌سازی می‌نماید. سری ماگمایی به مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف آتشفشانی گفته می‌شود که دارای ترکیب شیمیایی متفاوت بوده ولی نتیجه تفریق یک ماگمای مادر اولیه می‌باشند (کونو، ۱۹۸۶). به منظور تعیین سری‌های ماگمایی سنگ‌های آذرین نمودارهای مختلفی ارائه شده است. تفاوت این نمودارها در خطوط و یا منحنی‌هایی است که قلمروهای مختلف را از یکدیگر جدا می‌کنند. ماگماهای کالک آلکان حاصل اختلاط ماگماهای منشا گرفته از پوسته و گوشته هستند (تاتسومی و تاکاشی، ۲۰۰۶). براساس نمودار K₂O در مقابل SiO₂ (پسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) و

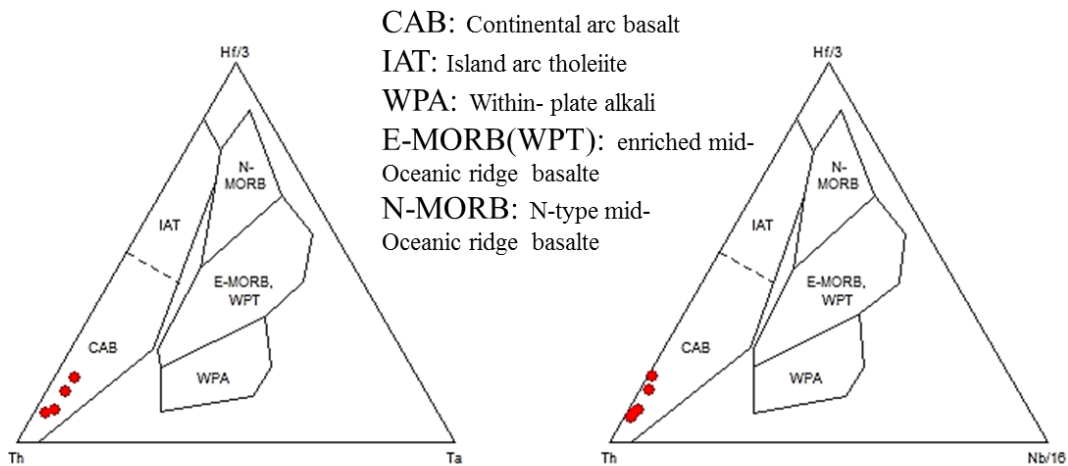
نمودار Th در مقابل Co (هاستی و همکاران، ۲۰۰۷)، نمونه‌های سنگ‌های میزبان منطقه مس کلوت‌بلند با ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۶ الف و ب). عناصر غیر متحرک به ویژه Th و Co به عنوان ابزاری مناسب در تفکیک سرشت ماگمایی و نوع سنگ‌های تغییر یافته (دگرگون و هوازده) استفاده می‌شوند (وئوقی و همکاران؛ ۱۳۸۸) در نمودار K_2O+Na_2O در مقابل درصد وزنی SiO_2 همانطور که ملاحظه می‌نمایید نمونه‌ها تماماً در محدوده ساب‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶ پ).



شکل ۴-۶ الف: نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo et al, 1976)، سنگ‌های میزبان منطقه کلوت‌بلند کالک-آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند. ب: در نمودار Th در مقابل Co (Hastie, 2007)، محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند. پ: در نمودار Na_2O+K_2O در مقابل درصد وزنی SiO_2 ، تماماً نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکان قرار گرفته‌اند.

۳-۴-۶- جایگاه تکتونیکی سنگ‌های میزبان کانسار

نمودارهای متمایز کننده شرایط تکتونوماگمایی، نمودار تغییرات شیمیایی است که در آن ماگماهای تولید شده و جایگاه‌های مختلف تکتونیکی می‌توانند براساس ماهیت شیمیایی خود از یکدیگر متمایز شوند (تورنر و همکاران، ۱۹۹۶). برای تعیین موقعیت تکتونیکی منطقه معدنی از نمودارهای مثلثی (وود، ۱۹۸۰) که براساس عناصر $(\text{Hf}/3\text{-Th-Ta})$ و $(\text{Zr}/117\text{-Th-(Nb/16, Hf/3-Th-Ta)})$ می‌باشد، استفاده شده است. بر این اساس سنگ‌های میزبان منطقه مس کلوت‌بلند با ترکیب حدواسط تا بازی در گستره کمان قاره‌ای (CAB) قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶- نمایش موقعیت قرارگیری نمونه‌های کلوت‌بلند در نمودارهای مثلثی $(\text{Hf}/3\text{-Th-Ta})$ ، $(\text{Hf}/3\text{-Th-})$ (Wood, 1980)(Nb/16).

۶-۵- عناصر نادر و نادر خاکی در سنگ‌های آذرین میزبان کانسار مس کلوت‌بلند

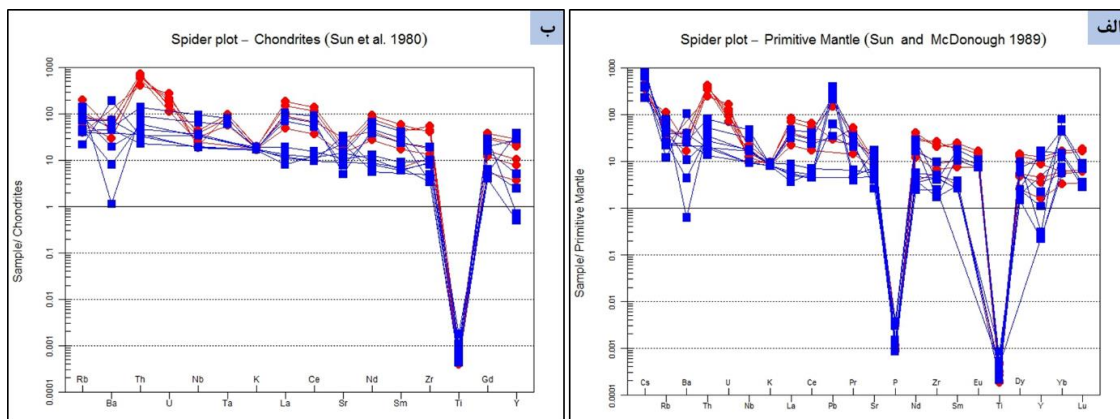
عناصر کمیاب خاکی در طول فرآیندهای هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی گرمایی قابلیت تحرک پایینی دارند. بدین جهت در میط‌های زمین‌شناسی کاربرد فراوانی در تعیین منشا کانسارهای آذرین، دگرگونی، رسوبی دارند (رولینسون، ۲۰۱۴). برای مطالعه تغییرات عناصر نادر خاکی در منطقه، تعداد ۱۴ نمونه از سنگ درونگیر و کانسنگ ماده معدنی به روش (ICP-MS) که به ترتیب نسبت به کندریت و گوشته اولیه بهنجار شده‌اند، استفاده گردید. در زیر توضیح مختصری از آن داده می‌شود.

۶-۵-۱- الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های میزبان و کانسنگ

ماده معدنی

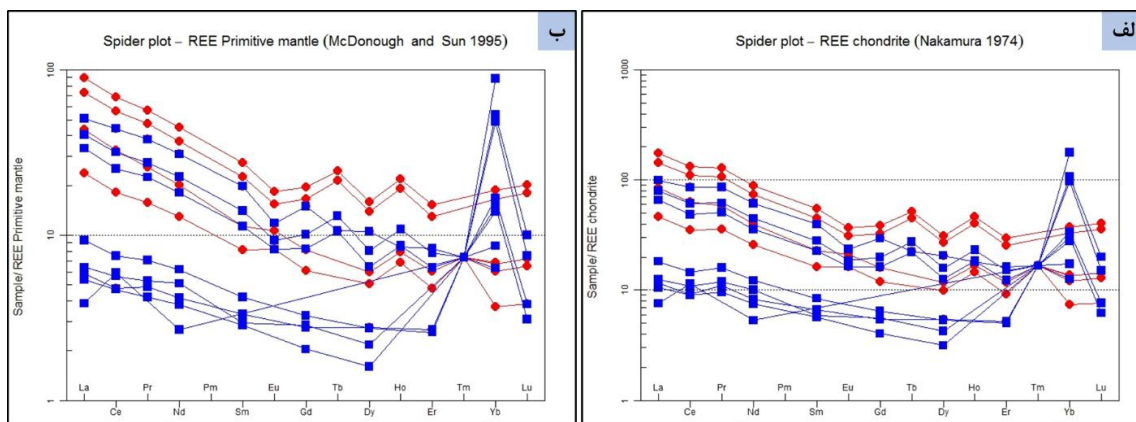
الگوی پراکندگی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی برای تفسیر تاریخچه تشکیل و ژنز کانسارها کاربرد زیادی دارد (لتموسر، ۱۹۹۲). کانسارهایی که توسط سامانه‌های گرمایی تشکیل می‌شوند دارای ترکیباتی از عناصر کمیاب بوده، که منعکس کننده شرایط حمل و ته‌نشینی توسط محلول‌های گرمایی هستند. ویژگی‌های چنین عناصر نادر شامل کاتیون‌های غیر متحرک و با قدرت میدان بالا (Ta, Nb, REE and Zr)، کاتیون‌های غیر متحرک (Ni, V and Ti)، مقادیر نسبتاً بالا از عناصر آلکالن (Cu, K, Rb and Na) و عناصری که به آسانی قابل حمل هستند (Cu, Si, Zn, Pb, Ca, Mn and Mg) می‌باشند (نسلاند و همکاران، ۲۰۰۰). برطبق نمودار عنکبوتی (شکل ۶-۶)، تهی شدگی عناصر با پتانسیل یونی بالا مانند Ti و P و انومالی مثبت U, Pb و K یک جایگاه کمان قاره‌ای مربوط به فرورانش را مشخص می‌کند (ویلنسون، ۱۹۸۹) (جیونکاد و همکاران، ۲۰۰۳). در نمودارهای بهنجار شده (ناکامورا، ۱۹۷۴؛ مک دونوف و همکاران،

۱۹۹۵) الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آتشفشانی محدوده کلوت‌بلند، از LREEها به سوی HREEها با شیب ملایم در حال کاهش است. به اعتقاد محمدی و همکاران (۲۰۰۰)، نسبت بالای LILE/HFSE در سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن مناطق کمانی در نتیجه ورود عناصر لیتوفیل بزرگ یون موجود در ورقه فرورونده به درون گوشته بالای آن به وجود می‌آید. غنی‌شدگی K و Pb که با حضور فراوان پلازیوکلاز در آنها مطابقت دارد، به دلیل مشارکت پوسته قاره‌ای در فرآیند ماگمایی است (آلمیدا و همکاران، ۲۰۰۷؛ تچامنی و همکاران، ۲۰۰۶). غنی‌شدگی این عناصر حاصل فقدان تفریق پلازیوکلاز یا حضور آنها در فازهای باقیمانده در منشأ و تجمع پلازیوکلاز به عنوان یک فاز غالب در این نمونه‌ها می‌باشد (جهانگیری، ۲۰۰۷). غنی‌شدگی عناصر LREE و تهی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین HREE، آنومالی مثبت Pb و K و تهی‌شدگی عناصر Ti و P (شکل ۶-۶ الف و ب) نیز شاخص ماگماتیسم محیط‌های فرورانش و از ویژگی‌های ماگماهای قوسی است (ویلنسون، ۱۹۸۹). آنومالی منفی عناصر P و Ti در نمودار عنکبوتی همراه با یک غنی‌شدگی مشخص از عناصر Pb و K از ویژگی‌های مهم سنگ‌های ماگمایی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی است که در اثر عملکرد سیالات ناشی از فرورانش به وجود می‌آیند (رولینسون، ۲۰۱۴). شاخص‌های تهی‌شدگی، P و Ti عبارتند از: الف) شاخص ماگماتیسم مرتبط با فرورانش (ساجونا و همکاران، ۱۹۹۶؛ ویلسون، ۲۰۰۷؛ کاسکو و گنلی، ۲۰۰۸) ب) مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی (رولینسون، ۱۹۹۳) و پ) فقر منبع، پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها طی فرآیند تفریق باشد (وود و همکاران، ۲۰۰۳). در منطقه مورد مطالعه علت این تهی‌شدگی فرآیندهای فرورانش و آلودگی پوسته‌ای می‌باشد. به طور کلی، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را می‌توان به دو عامل درجه ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای غنی شده و آرایش ماگمایی توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (سریواستاو و سین، ۲۰۰۴).



شکل ۶-۶- نمودارهای عنکبوتی عناصر جزئی و کمیاب بهنجار شده الف: نسبت به گوشته اولیه ب: نسبت به کندریت (Sun et al, 1980; McDonough and Sun, 1989).

طبق نمودارهای (مک دوناف و همکاران، ۱۹۹۵؛ ناکامورا، ۱۹۷۴)، الگوی توزیع عناصر نادرخاکی در سنگ-های نیمه عمیق و سنگ‌های آتشفشانی محدوده اکتشافی کلوت‌بلند دارای روند نزولی از سمت عناصر کمیاب خاکی سبک به سمت عناصر نادرخاکی سنگین می‌باشد (شکل ۶-۷ الف و ب). این الگو نشان‌دهنده سازگاری سنگ‌های نیمه عمیق و سنگ‌های آتشفشانی منطقه با سری ماگمایی کالک‌آلکان مرتبط با کمان آتشفشانی است (مولر و همکاران، ۱۹۹۳).



شکل ۶-۷- نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده، الف: نسبت به کندریت و ب: نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995; Nakamura, 1974).

۶-۶- ژئوشیمی کانسنگ

روش‌های ژئوشیمیایی نقش مهمی در تعیین بی‌هنجاری‌های وابسته به کانسارهای دارای بیرون‌زدگی (آشکار) و فاقد بیرون‌زدگی (پنهان) دارند (رابرت، ۲۰۰۷). از بین ۳۰ فلز واسطه، فقط Cu, Fe, Mn, Co, Zn, Mo, Au و Ag عموماً ذخایر گرمابی بزرگی را تشکیل می‌دهند (بریم هال و کرار، ۱۹۸۷). نمونه‌های منطقه مورد مطالعه غنی‌شدگی قابل توجهی از عناصر مس، نقره، آهن و بطور ضعیف سرب، روی، مولیبدن و باریم را نشان می‌دهند. مس دارای توزیع یکنواختی در سنگ‌های آذرین حدواسط تا بازیگ است و اغلب کانسارهای مس مرتبط با سنگ‌های آتشفشانی با عناصر فوق همراهی می‌شوند.

۶-۶-۱- ضریب همبستگی

ضریب همبستگی پیرسون یا ضریب همبستگی حاصل‌ضرب-گشتاور پیرسون، میزان همبستگی خطی بین دو متغیر تصادفی را می‌سنجد. مقدار این ضریب بین ۱- تا ۱ تغییر می‌کند که ۱ به معنای همبستگی مثبت کامل، صفر (۰) به معنی نبود همبستگی و ۱- به معنی همبستگی منفی کامل است. این ضریب که کاربرد فراوانی در آمار دارد، توسط کارل پیرسون براساس ایده اولیه فرانسیس گالتون تدوین شد. یکی از روش‌های آماری جهت شناخت روابط بین عناصر، تعیین ضریب همبستگی عناصر است (حسنی‌پاک و شریف‌الدین، ۱۳۹۱). ضریب همبستگی پیرسون برای پیدا کردن ارتباط و همبستگی ژنتیکی متقابل بین عناصر مختلف و همچنین تغییرات عناصر در محیط‌های ژئوشیمیایی مختلف کمک زیادی می‌کند. وجود همبستگی مثبت بیشتر از $+0/5$ نشان دهنده خروج یا ورود همزمان دو عنصر از یک محیط و یا معرف منشأ یکسان دو عنصر است. همبستگی بیشتر از $-0/5$ نشان دهنده ارتباط معکوس این دو عنصر با یکدیگر است. به این معنی که ورود یک عنصر به محیط، همزمان با خروج دیگری صورت می‌پذیرد و یا دو عنصر از دو منبع جدا از یکدیگر مشتق می‌شوند. اعداد $+0/5$ تا صفر و $-0/5$ تا صفر نشان از همبستگی‌های ضعیف و عدم همبستگی بین دو

زوج از عناصر دارد. مطالعه توزیع و پراکندگی و محاسبه ضرایب همبستگی عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه، با استفاده از نرم‌افزار Portable IBM SPSS Statistics صورت گرفت که در زیر شرح داده می‌شود: ضریب همبستگی پیرسون (Pearson) بین عناصر فلزات پایه و برخی عناصر دیگر در کانسار مس کلوت- بلند، در جدول (۱-۶) نشان داده شده است. همبستگی عناصر مس، سرب، روی، نقره، آهن با یکدیگر و با سایر عناصر به شرح زیر ارائه می‌شود:

مس: همبستگی مثبت با آهن ($r=0.31$)، سرب ($r=0.66$)، آرسنیک ($r=0.07$)، مولیبدن ($r=0.80$) نقره ($r=0.57$)، گوگرد (0.25) با وجود فراوانی نقره در ترکیب شیمیایی نمونه‌های کانسنگ حضور هیچ یک از کانی‌های مستقل نقره در کانی‌ها اثبات نشده بر این اساس می‌توان اذعان داشت که نقره جانشین مس در شبکه کانی‌های کوولیت و کالکوسیت شده است. همبستگی منفی با سزیوم ($r=-0.14$)، روی ($r=-0.51$)، استرانسیوم ($r=-0.18$)، و بیسموت ($r=-0.20$) دارد.

سرب: همبستگی مثبت بسیار بالایی با عناصر آهن ($r=0.55$) گوگرد ($r=0.02$) نشان می‌دهد. همچنین این عنصر با عناصر مس، بیسموت، منگنز، نقره، سریم، آهن و نیوبیوم همبستگی مثبت و با عناصر بیسموت و کبالت همبستگی منفی دارد.

روی: همبستگی مثبت بالایی با سزیوم ($r=0.72$) و تا حدودی همبستگی منفی با کروم ($r=-0.13$) نشان می‌دهد.

نقره: همبستگی منفی نسبتاً بالایی با روی ($r=-0.35$) نشان می‌دهد. همچنین رابطه این عنصر در نمونه‌های مورد مطالعه با عناصر آهن، بیسموت و کادمیم منفی است. نقره همبستگی مثبت با آرسنیک، نیکل، استرانسیوم و کبالت دارد. نقره با مس در نمونه‌های مورد مطالعه ($r=0.57$) همبستگی نسبتاً خوبی را نشان می‌دهد. آهن: همبستگی مثبت بالایی با نیوبیوم ($r=0.86$) و سزیوم ($r=0.61$) و همچنین همبستگی منفی با نیکل ($r=-0.57$) دارد.

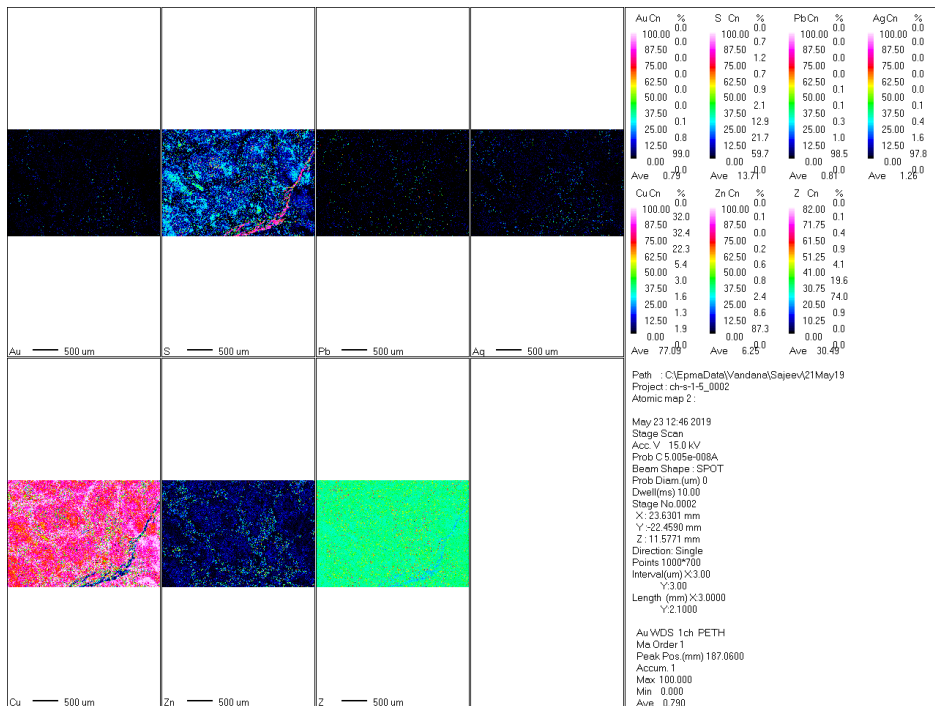
Ag	1.00																	
As	0.08	1.00																
BI	-0.19	0.00	1.00															
Cd	-0.15	-0.57	0.27	1.00														
Ce	-0.33	-0.68	0.09	0.45	1.00													
Co	0.94	-0.11	-0.19	-0.41	-0.21	1.00												
Cr	0.42	0.54	-0.03	-0.41	-0.23	0.22	1.00											
Cu	0.57	0.07	-0.20	0.50	-0.14	0.33	0.20	1.00										
Fe	-0.37	-0.45	0.03	0.72	0.69	-0.44	-0.28	0.31	1.00									
Mn	-0.24	-0.75	-0.07	0.60	0.73	-0.18	-0.21	0.11	0.67	1.00								
Mo	0.66	0.18	-0.07	0.22	-0.10	0.44	0.38	0.80	0.28	-0.11	1.00							
Nb	-0.13	-0.36	0.17	0.69	0.41	-0.11	-0.24	0.36	0.86	0.56	0.38	1.00						
Ni	0.94	0.07	-0.18	-0.35	-0.39	0.94	0.44	0.29	-0.57	-0.31	0.44	-0.32	1.00					
Pb	0.16	0.26	-0.10	0.25	0.04	-0.05	0.21	0.66	0.55	0.12	0.69	0.46	-0.10	1.00				
S	0.69	0.22	0.49	-0.12	-0.30	0.63	0.46	0.25	-0.37	-0.42	0.56	-0.16	0.70	0.02	1.00			
Sr	0.41	0.01	-0.41	-0.24	0.05	0.32	0.72	0.18	-0.04	0.24	0.31	-0.06	0.49	0.10	0.17	1.00		
Zn	-0.35	-0.58	-0.17	-0.06	0.72	-0.15	-0.13	-0.51	0.32	0.57	-0.41	0.33	-0.25	-0.23	-0.44	0.23	1.00	
	Ag	As	BI	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Fe	Mn	Mo	Nb	Ni	Pb	S	Sr	Zn	

جدول ۶-۱- ضریب همبستگی پیرسون (Pearson) بین عناصر فلزات پایه و برخی عناصر دیگر در کانسار مس کلوت بلند.

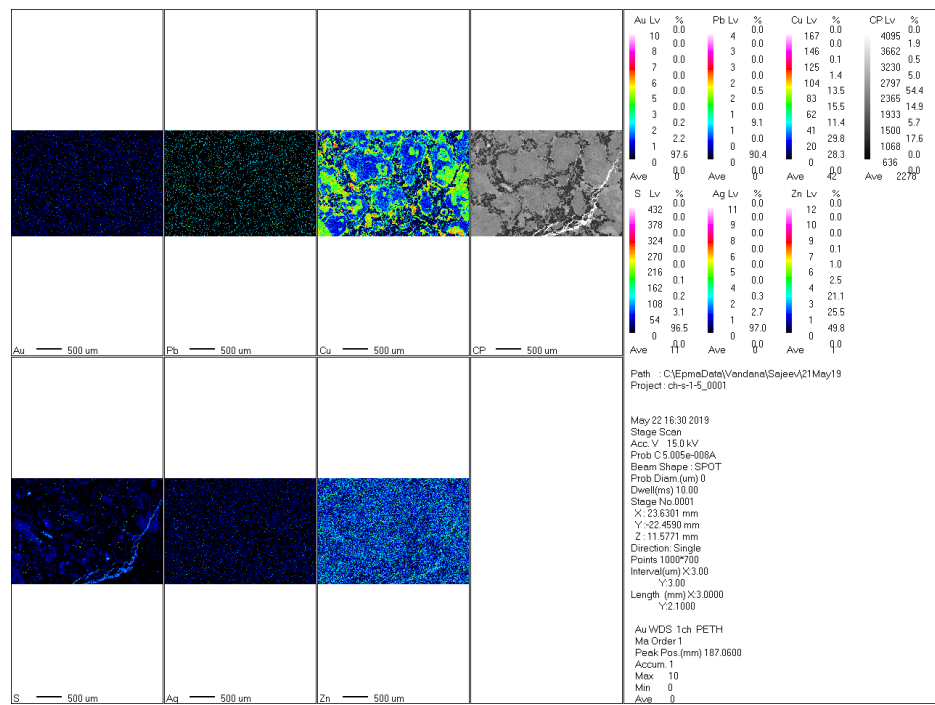
۶-۷- آنالیز نقطه‌ای الکترون میکروپروپ (EPMA)

بررسی ژئوشیمیایی کانی‌های سولفیدی به عنوان ابزار نو در تعیین تکامل سامانه‌های گرمابی کانه‌دار، در مطالعه کانی‌زایی‌های مرتبط با سیستم‌های ماگمایی- گرمابی، قلمداد می‌شود (Reich et al., 2013; Franchini et al., 2015). یکی از ابزارهای کارآمد که می‌توان فرآیند تشکیل و تحولات کانی‌زایی را بررسی کرد، آنالیز نقطه‌ای یک کانی یا EPMA (Electron Probe Micro Analysis) می‌باشد. برای انجام این کار در کانسار مس کلوت‌بلند تعدادی مقاطع صیقلی تهیه شد و پس از مطالعات میکروسکوپی، برای تعیین درصد و نوع عناصر تشکیل دهنده فازهای سولفیدی مورد آنالیز سطحی الکترومیکروپروپ قرار گرفتند. درصد عناصر تشکیل دهنده این کانی‌ها در شکل‌های (۶-۸ تا ۶-۱۳) بصورت ستون‌های درصدی نشان داده شده است.

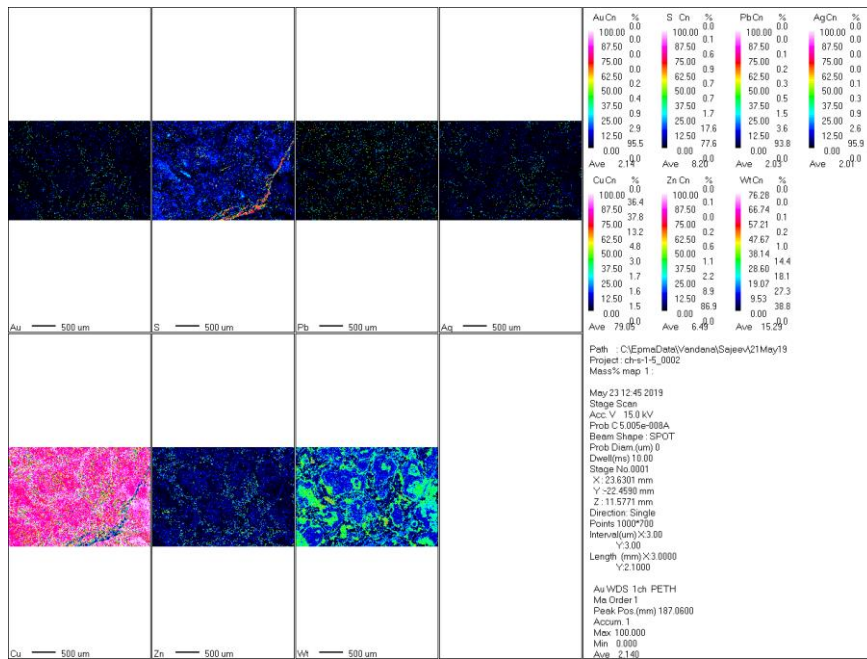
در این آزمایش تعداد ۶ عنصر مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند که بصورت نمودار در شکل‌های ۶-۸ و ۶-۹ و ۶-۱۰ و ۶-۱۱ و ۶-۱۲ و ۶-۱۳ قابل مشاهده می‌باشند. Cu عنصر اصلی و فراوان در نمونه‌های مورد مطالعه و به ترتیب Zn، S، Au، Ag و pb فراوانی کمتری را نشان می‌دهند. با توجه به مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته بر روی این مقاطع و از آنجایی که کانی‌های تشکیل دهنده بیشتر کانی‌های کربناته و سولفیدی مس هستند نتایج آنالیزهای میکروپروپ نیز این موضوع را ثابت می‌کنند.



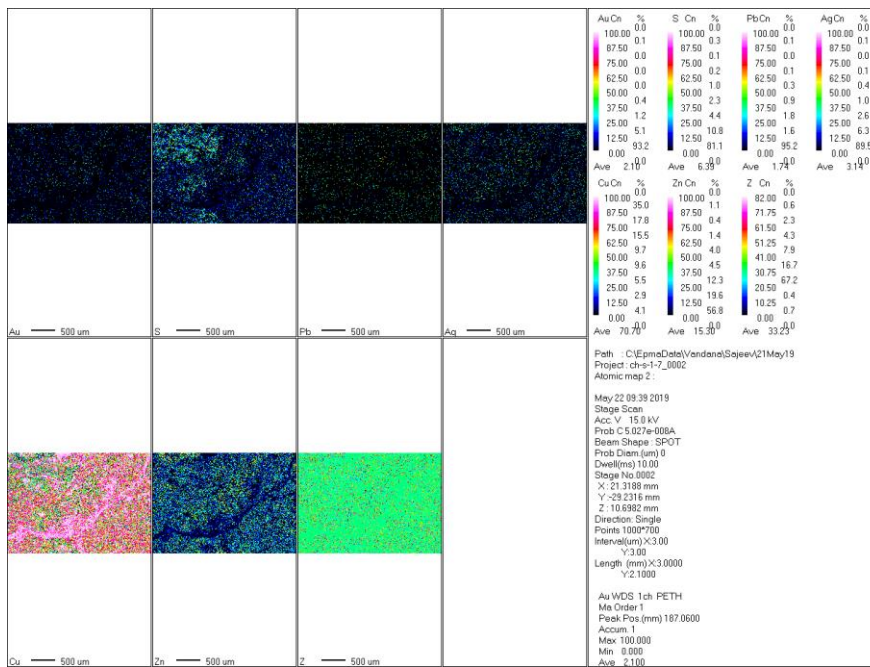
شکل ۶-۸- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۵-۱.



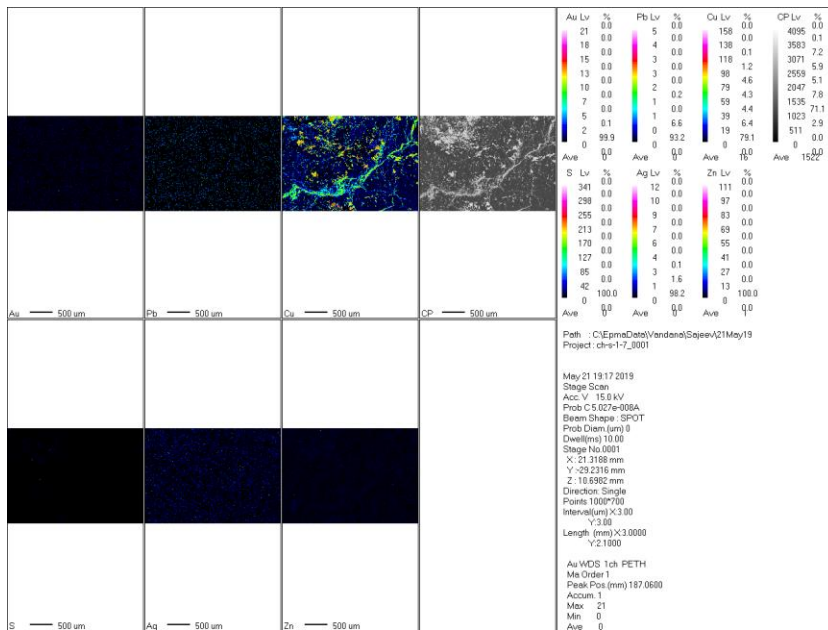
شکل ۶-۹- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۵-۱.



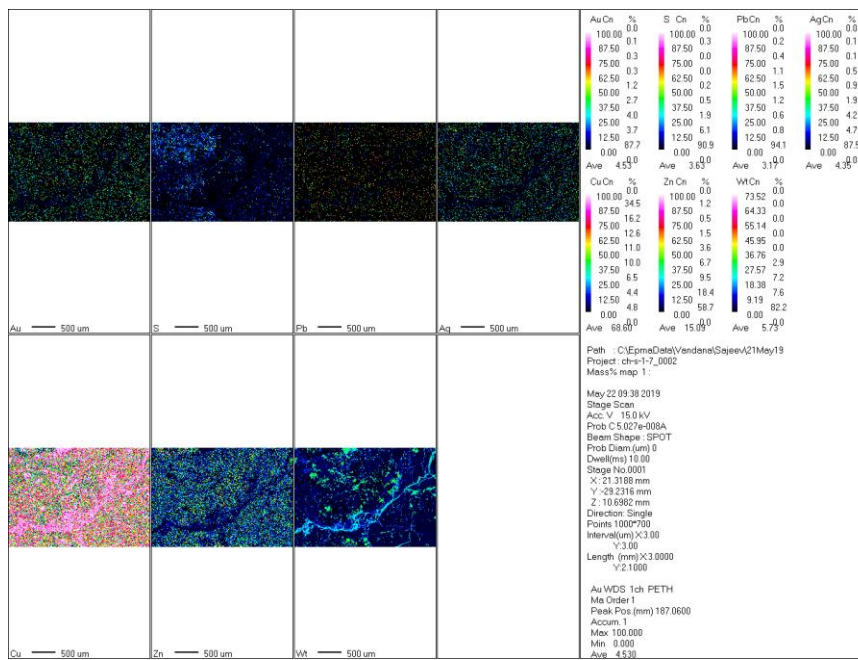
شکل ۶-۱۰- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۵-۱.



شکل ۶-۱۱- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۷-۱.



شکل ۶-۱۲- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۷-۱.



شکل ۶-۱۳- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ مقطع شماره ۷-۱.

فصل ہفتم

تیپ کانہ زایی، الگوی تشکیل، نتیجہ گیری و پیشہادات

معرفی و ارائه یک الگوی زمین‌شناختی و پیشنهاد یک راهکار اکتشافی مبنی بر شناسایی و اکتشاف ذخایر جدید در مناطق با شرایط زمین‌شناسی مشابه، از جمله مهم‌ترین اهداف مطالعه هر کانسار می‌باشد که این امر در گرو شناخت دقیق پارامترهای کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی است. لازم به ذکر است که بررسی این پارامترها نیازمند بررسی دقیق مشاهدات صحرایی، نتایج داده‌های آزمایشگاهی و تلفیق مطالب مطرح شده در بخش‌های مختلف گذشته، اعم از زمین‌شناسی، زمین‌ساخت منطقه، کانی‌شناسی، دگرسانی و زمین‌شیمیایی می‌باشد. در این فصل نخست شواهد ژنتیکی مهم در محدوده مورد مطالعه و ارتباط کانه‌زایی‌ها با یکدیگر مورد بازنگری و ارزیابی قرار می‌گیرد. سپس جهت تعیین تیپ کانه‌زایی و نحوه تشکیل کانسار، به‌طور اجمالی با کانسارهای مشابه و شناخته شده جهان و ایران مقایسه و بحث خواهد شد. همچنین در یک جمع‌بندی کلی به‌منظور شناخت جنبه‌های مختلف یک فعالیت ماگمایی و پی بردن به خصوصیات محل منشاء و چگونگی تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه، الگوی مناسبی معرفی خواهد شد. در ادامه این مبحث، جهت درک بهتر ارتباط کانه‌زایی‌ها با یکدیگر در منطقه کلوت‌بلند و دستیابی به الگوی زمین‌شناسی مناسبی که سازوکار تشکیل ماده معدنی را توضیح دهد، مدل ژنتیکی فرضی از تشکیل و تمرکز مواد معدنی، ارائه و مورد بررسی قرار خواهد گرفت. در پایان نیز پیشنهادات لازم برای شناسایی و اکتشاف مناطق امیدبخش و کانه‌سازی احتمالی در محدوده مورد مطالعه ارائه شده است.

۷-۲- از شواهد ژنتیکی مهم در ارتباط با کانسار کلوت بلند

۷-۲-۱- جایگاه زمین-شناسی و محیط تکتونیکی

محدوده معدنی کلوت بلند، بخشی از مجموعه آتشفشانی-رسوبی نوار ترود-چاه شیرین محسوب می‌شود که به صورت یک فرازمین با روند شمال شرقی-جنوب غربی در حاشیه شمالی پهنه ساختاری-رسوبی ایران-مرکزی و در بخش شرقی کمان ماگمایی البرز رخنمون دارد. بخش غربی این کمان در پایان به امتداد ماگمایی ارومیه-دختر متصل می‌شود که روندی موازی با زون زاگرس دارد. این نوار به طور چیره از سنگ-های آذرین مزوزوئیک پسین تا ترشیری ساخته شده است که بر پایه مطالعات هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، اوج فعالیت ماگمایی در این مجموعه طی ائوسن میانی تا احتمالاً بالایی رخ داده است که اسکلت اصلی ارتفاعات حد فاصل ترود-چاه شیرین را تشکیل می‌دهد (رشیدنژاد عمران، ۱۳۷۱). در این ناحیه، فعالیت‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن ترشیری و کانی‌سازی مرتبط با آن بیشتر با گسل‌هایی که در شمال به موازات گسل انجیلو و در جنوب به موازات گسل ترود هستند، ارتباطی تنگاتنگ دارد. قابل ذکر است که الگوی ساختاری این ناحیه توسط دو گسل امتداد لغز اصلی انجیلو در شمال و ترود در جنوب با راستای شمال شرقی-جنوب غربی کنترل می‌شود (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳). در یک نگاه کلی، سنگ‌های رخنمون یافته در نوار ترود-چاه شیرین شامل توالی‌هایی از سنگ‌های رسوبی، آتشفشانی و آتشفشانی-تخریبی می‌باشد (مهرابی و قاسمی سیانی، ۱۳۸۹). در ضمن توده‌های نفوذی زیادی به سن احتمالی ائوسن پسین-الیگوسن در داخل این مجموعه نفوذ کرده و آنها را تحت تأثیر قرار داده‌اند. قابل ذکر است که سنگ‌های این ناحیه به سری ماگمایی کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا تا شوشونیتی تعلق دارند و در نمودار به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonogh, 1989)، با غنی‌شدگی عناصر LILE مانند Th، Rb، Cs، Ba و K، نسبت بالای LILE/HFSE و LREE/HFSE و تهی‌شدگی عناصر HFSE

مانند Ta و Zr ، Ti ، Nb مشخص می‌شوند که از دید جایگاه زمین‌ساختی، در موقعیت کمان ماگمایی مرتبط با پهنه فرورانش قاره‌ای قرار می‌گیرند (حقیقی و همکاران، ۱۳۹۲).

۷-۲-۲- سنگ میزبان و سنگ‌های همراه

محدوده مورد مطالعه از نظر موقعیت زمین‌شناسی در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی و در حقیقت، بخش کوچکی از منطقه متالوژنی تروند محسوب می‌شود. بررسی‌های صورت گرفته در خصوص توالی سنگ‌شناسی منطقه مؤید وجود گدازه‌های آندزیتی، آندزیت‌بازالتی و بازالت به همراه رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های آذرآواری (کریستال توف) است که طی فعالیت آتشفشانی ائوسن میانی-بالایی تشکیل شده‌اند. از طرفی این سنگ‌ها در مناطق هموار با رسوبات عهد حاضر پوشیده شده‌اند. براساس مطالعات سنگ‌شناسی، سنگ‌های مذکور متحمل فرآیند دگرسانی شده و کانی‌های ثانویه نظیر کانی‌های کربناته، سریسیت، کانی‌های رسی و کلریت در آنها به وجود آمده است. قابل ذکر است که کانه‌زایی مس و عناصر همراه در محدوده کلوت‌بلند، در گدازه‌های آندزیتی بیشترین گسترش را دارند. برپایه تجزیه‌های شیمیایی و با استفاده از نمودارهای مربوطه، سنگ‌های مذکور به طور مشخص به سری ماگمایی کالک‌آلکالن گرایش دارند و در طی یک رژیم زمین‌ساختی از نوع کمان‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای و در محیطی زیردریایی و کم‌عمق تشکیل شده‌اند.

۷-۲-۳- کانی‌شناسی، شکل هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی

همان‌طور که در مبحث کانی‌شناسی ذکر گردید، می‌توان رخداد و تحول کانه‌زایی مس را در منطقه در دو مرحله درونزاد(هیپوژن) و برونزاد(سوپرژن و هوازدگی) در نظر گرفت. منطقه‌بندی کانیایی از عمق به سطح در یک کانسار، از ویژگی‌های مهمی است که تا اندازه‌ای می‌تواند به تفسیر و تحلیل تکامل سیال یا سیالات

کانه‌دار در هنگام صعود کمک نماید. نکته کلیدی که در خصوص کانه‌زایی در مجموعه معدنی کلوت‌بلند می‌توان به آن اشاره نمود، نقش ساختارها و گسل‌ها به عنوان عامل اصلی کنترل‌کننده در نقل و انتقال سیالات می‌باشد. مطالعات و پیمایش‌های صحرایی صورت گرفته در منطقه و رسم توالی چینه‌شناسی، نشان می‌دهند که بخش اعظم افق‌های کانه‌زایی در اثر شست‌وشوی عناصر از سنگ‌های میزبان و تزریق محلول‌های گرمابی در فضاهای خالی مانند گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها و همچنین فضاهای خالی بین دانه‌ای، به صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی رخ داده است. کانه‌های سولفیدی پیریت به عنوان مهمترین فازهای کانه‌سازی اولیه موجود در مقاطع مورد مطالعه در منطقه به‌شمار می‌روند که تحت تأثیر سیالات کانه‌ساز اکسیدان غنی از مس به کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و کریزوکولا تبدیل شده‌اند. در همین مرحله اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت، کوپریت و لیمونیت) نیز شکل گرفته‌اند. کانی‌سازی در منطقه به دلیل هوازدگی سطحی سولفیدهای مس در سطح رخنمون‌های سنگی بیشتر به صورت کانی‌هایی نظیر مالاکیت و کریزوکولا به شکل شبکه نامنظم رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی گسترش یافته است. در واقع این شرایط تشکیل کانی‌سازی، دلالت بر وضعیت غیرهمزاد (اپیژنتیک) کانه‌زایی در منطقه دارد. لذا باید توجه و عنایت ویژه به آنها داشت. براساس بررسی نمونه‌های افق‌های کانه‌دار، کلسیت، کوارتز و ژیپس مهمترین کانی‌های باطله در منطقه محسوب می‌شوند که از این میان کلسیت و کوارتز به‌طور گسترده و همزمان با کانه‌های سولفیدی مس به صورت اولیه و هم در داخل شکستگی‌ها به صورت ثانویه تشکیل شده‌اند.

۷-۲-۴- شواهد دگرسانی‌ها

طی بررسی‌های گسترده در منطقه مورد مطالعه، ۶ نوع دگرسانی مجزا، از جمله سریسیتی، سیلیسی، آرژیلیتی، کربناتی، کلریتی و اکسیدهای آهن در منطقه کلوت‌بلند و به‌ویژه در اطراف رگه‌ها و مرتبط با

کانه‌زایی تشخیص داده شد. این دگرسانی‌ها تمام واحدهای سنگی منطقه را تحت تأثیر خود قرار داده و سبب تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی گسترده‌ای در آنها شده‌اند. براساس نتایج این مطالعه، دگرسانی‌های آرژیلیتی، سربستی و سیلیسی از رایج‌ترین دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی در اطراف رگه‌های معدنی می‌باشند که با فاصله گرفتن از محل کانه‌زایی، شدت و گسترش آنها کاسته شده است. با ادامه فرآیند دگرسانی، کربناتی شدن (با چیرگی کلسیت) دگرسانی غالب در منطقه بوده که به صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، جان‌شینی در پلاژیوکلاز و زمینه سنگ دیده می‌شود. همچنین، کلریتی شدن یکی از مهمترین پدیده‌هایی است که در منطقه از گسترش وسیع‌تری برخوردار است و ظاهری سبز رنگ به سنگ داده است. این دگرسانی در فاصله دورتری نسبت به رگه‌های کانه‌دار دیده می‌شود. از طرفی در محدوده معدنی، بعضی از نقاط به دلیل آغشتگی به اکسید و هیدروکسیدهای آهن به رنگ‌های قرمز و زرد دیده می‌شود.

۷-۲-۵- شواهد زمین‌شیمیایی

نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب به خوبی می‌توانند منشأ عناصر تشکیل‌دهنده کانسار و محیط تشکیل آن را روشن سازند. با توجه به توضیحات ارائه شده در فصل ششم، در نمودارهای به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه، سنگ‌های آتشفشانی منطقه، غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای از عناصر LILE مانند K ، Th ، Sr ، U ، Cs و Pb و تهی‌شدگی از عناصر موسوم به HFSE مانند Nb و Ti نشان می‌دهند که این ویژگی را می‌توان به منشأ گرفتن ماگمای آنها از گوه گوشته‌ای و تا حدودی متاسوماتیسم شده تحت تأثیر محلول‌های آزاد شده از لیتوسفر فرورونده در پهنه‌های فرورانش و حاشیه قاره‌ای نسبت داد. علاوه بر این در سیالات مشتق شده از گوه گوشته‌ای در مناطق فرورانش با افزایش مقدار Th/Yb و کاهش مقدار Nb/Yb مواجه هستیم. لازم به ذکر است که مقادیر بالای Th در این سنگ‌ها می‌تواند تحت تأثیر دو عامل آلودگی

ناشی از آلودگی با پوسته بالایی و تأثیر سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده باشد. بنابراین بر اساس نمودارهای مربوطه ماگمای سازنده سنگ‌ها از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای غنی شده واقع در بالای ورقه اقیانوسی فرورونده که ضمن تبلور تفریقی، تا حدودی متحمل آلودگی پوسته‌ای شده باشد، نشأت گرفته است. مطالعات همبستگی عناصر در افق کانه‌دار، انطباق نسبتاً خوبی را بین عناصر پایه از قبیل Cu با Ag نشان می‌دهد،

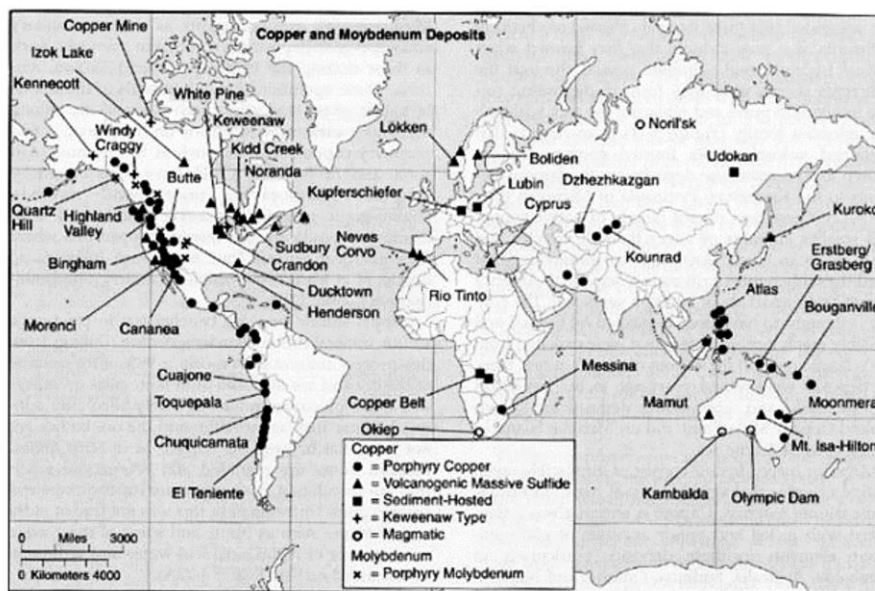
اگرچه کانی‌های حاوی نقره به صورت مستقل در کانسارهای مورد مطالعه مشاهده نشده است، ولی انتظار می‌رود که در شبکه کانی‌های دیگر از جمله کالکوپیریت و کالکوسیت قرار گرفته باشد. از طرفی عناصری مانند As ، Bi ، Mo ، Sb ، Sn و W رفتاری مشابه با مس دارند و از یک روند تبعیت می‌کنند. این در حالی است که عناصر Co ، Fe ، Mn ، Ni ، Pb و Zn رفتاری متفاوت با مس را نشان می‌دهند که حاکی از همبستگی منفی میان این عناصر با Cu است.

۷-۳- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس کلوت‌بلند با کانسارهای شاخص جهان و ایران

۷-۳-۱- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس کلوت‌بلند با کانسارهای شاخص جهان

مطالعه کانسارها در سده گذشته، آزمون انواع متنوع و شمار زیادی از منطقه‌های معدنی و ثبت شباهت‌ها و تفاوت‌های آنها را ایجاب کرده است. از طرف دیگر با استناد به طبقه‌بندی و با استفاده از مهم‌ترین شاخص‌ها جهت تفکیک کانسارها می‌توان اطلاعات بسیار ارزشمندی به دست آورد. گروه‌بندی آنها براساس خصوصیات مشابه، توصیف را آسان و تعمیم درباره زایش، عوامل کنترل‌کننده و مکان تشکیل کانسارها را امکانپذیر می‌کند که توانایی ما را در پیجویی و اکتشاف آنها بالا می‌برد. همان‌طور که می‌دانیم، محیط شکل‌گیری کانسارها بسیار متنوع است که می‌تواند کانسارهای با اهمیت اقتصادی و توزیع گسترده را در

کل جهان شکل دهد. در شکل (۷-۱)، موقعیت و پراکندگی انواع کانسارهای مس در جهان نشان داده شده است.



شکل ۷-۱- موقعیت و پراکندگی انواع کانسارهای مس در جهان (برگرفته از صالحی نسب، ۱۳۹۴).

با توجه به تمام شواهد و مطالب ارائه شده در فصل‌های گذشته و با استفاده از مقایسه مهم‌ترین شاخص‌ها جهت تفکیک انواع تیپ‌های کانسارهای مس، شاهد آن هستیم که کانسار مورد مطالعه قابل قیاس با کانسارهای مس نوع مانتو، لایه‌های سرخ آتشفشانی، میشیگان آمریکا (کوپناوی) و همچنین کانسارهای گرمابی رگه‌ای (اپیترمال) باشد. لازم به ذکر است که با وجود اهمیت اقتصادی و توزیع گسترده این کانسارهای مس، درک ضعیفی از آنها وجود دارد و شکل‌گیری آنها همیشه مورد بحث بوده است. از آنجایی که تعیین تیپ کانه‌زایی در امر اکتشاف خیلی مهم می‌باشد، بدین جهت خصوصیات کلی کانسار مورد مطالعه با هر یک از ویژگی‌های شاخص تیپ‌های فوق‌الذکر در جدول (۷-۱) ارائه و مورد بررسی قرار گرفت.

-کانسارهای مس نوع **مانتو** از گونه کانسارهای چینه‌کران با میزبان گدازه‌های آتشفشانی هستند که برای اولین بار در شیلی کشف شدند (Ruiz, 1971). این نوع ذخایر مس، پس از کانسارهای مس پورفیری و کانسارهای IOCG، سومین ذخایر بزرگ مس در شیلی محسوب می‌شوند. (Tristá-Aguilera et al., 2006). معمولاً این تیپ کانسارها منطبق با لایه‌بندی و یا درون طبقات یا گدازه‌ها تشکیل می‌شوند. سنگ میزبان در این ذخایر، گدازه‌های بازالتی و آندزیتی با ماهیت کالک‌الکالن تا تولئیتی است که در محیط کشتی مرتبط با فروراش و حوضه‌های پشت کمانی تشکیل شده‌اند. سنگ میزبان این نوع کانسارها، بیشتر تحت تأثیر دگرسانی آلبیتی، کربناتی و پروپیلیتی قرار دارند. به‌علاوه، کانی‌شناسی توده معدنی ساده و بیشتر شامل کالکوسیت، بورنیت \pm دیژنیت، کالکوپیریت و کوولیت می‌باشد. این ذخایر دارای عیار بالای مس و محتوای نقره پایین و در بیشتر موارد بدون طلا هستند. کانسار السولدادو از جمله بزرگترین ذخایر شناخته شده در شیلی محسوب می‌شود (Wilson et al., 2003). ذکر این نکته ضروری است که منشاء سیالات در این تیپ کانسارها به‌طور عمده در ارتباط با رخداد فرآیندهای دیاژنز تدفینی تا دگرگونی می‌باشد.

- کانی‌سازی مس در کانسارهای نوع **لایه‌های سرخ آتشفشانی** به‌طور معمول از زمان پروتروزوئیک تا ترشیری رخ داده است. این گونه ذخایر در جایگاه‌های آتشفشانی قاره‌ای تا دریایی کم‌عمق در عرض‌های پایین تا متوسط و محیط‌های خشک تا نیمه‌خشک تشکیل می‌شوند. سنگ میزبان کانیسازی در این تیپ شامل گدازه‌های بازالتی اسپیلیتی شده، توف و سنگ‌های رسوبی وابسته از جمله کنگلومرا، ماسه‌سنگ و غیره است. به‌علاوه، مس طبیعی، کالکوسیت، دیژنیت، بورنیت و هماتیت و همچنین پیریت و مقادیر کمی نقره خالص از جمله کانی‌های تیپیک نهشته‌های مس در این کانسارها می‌باشد (Kirkham, 1996). بدیهی است که برای شکل‌گیری یک نهشته مس لایه‌های سرخ آتشفشانی بایستی بخش مهمی از انباشته در محیط‌های خشکی ته‌نشین شوند. همچنین، بسیاری از سنگ‌های رسوبی بایستی در یک حالت اکسیدی قرار گیرند (Cabral and Beaudoin, 2007) و گدازه‌ها فرصتی برای گوگردزدایی داشته باشند. در

این نوع نهشته‌ها گوگرد بایستی در سیال کانه‌دار به صورت سولفات حمل شود و در محل‌های ته‌نشست کانه‌ها، به سولفید احیا شود. قابل ذکر است که مقدار ^{43}S در این گونه نهشته‌ها بیانگر احیای باکتریایی سولفات به منظور تولید سولفید می‌باشد.

- کانسارهای نوع کویناوی که به کانسارهای مس نوع میشیگان نیز معروفاند؛ در شبه جزیره کویناوی (میشیگان شمالی) و در گروه کانسارهای مس آندزیتی-بازالتی قرار می‌گیرند. قابل ذکر است که این نوع تیپ‌ها بیشتر در ریفتهای میان‌قاره‌ای یافت می‌شوند. در این کانسارها مس طبیعی کانه اصلی می‌باشد. کانسارهای مورد بحث تقریباً فاقد گوگرد هستند، از اینرو مس آزاد، کانه غالب است و همراه آن فقط مقادیر جزئی کانه‌های سولفیدی وجود دارد. مس آزاد در این نوع ذخایر معمولاً با نقره آزاد همراه است که این موضوع نیز بیانگر پایین بودن فشار بخشی گوگرد می‌باشد. با توجه به پایین بودن فشار و درجه حرارت (کمتر از ۱۰۰ درجه سانتیگراد) معمولاً در این تیپ کانسارها، دگرسانی مشاهده نمی‌شود و یا اگر تشکیل شود در حد دگرگونی درجه پایین (رخساره پره‌نیت-پومپله‌ایت) است. پرترفدارترین نظریه در مورد زایش کانه‌سازی این گونه ذخایر، نظریه دیرزاد (اپی‌ژنتیک) بودن آنها می‌باشد. قابل ذکر است که انباشت‌های اقتصادی این نوع کانسارها تاکنون در شیلی و بولیوی دیده شده‌اند.

با توجه به مطالب مطرح شده و همچنین بررسی‌های صورت گرفته در مورد خصوصیات نظیر سنگ میزبان، محیط زمین‌ساختی، شکل هندسی، نوع ساخت و بافت، توالی همبود (پاراژنتیکی) و نوع دگرسانی، تفاوت‌های آشکار بین کانسارهای تیپ لایه‌های سرخ آتشفشانی و میشیگان با کانسار مورد مطالعه بیشتر مشخص می‌شود. در نتیجه نمی‌توان کانسار مس کلوت‌بلند را در رده این تیپ کانسارها قرار داد. لذا با استناد به مطالب مطرح شده، اذهان به سمت کانسارهای تیپ مانتو و گرمابی رگه‌ای (اپی‌ترمال) معطوف می‌شود و به نظر می‌رسد که مشابهت زیادی از نظر شاخص‌های اصلی (منشاء و مدل تشکیل، محیط تکتونیکی، سنگ میزبان، شکل هندسی، ساخت و بافت، کانی‌شناسی و دگرسانی) بین کانسارهای تیپ مانتو و گرمابی

رگه‌ای (اپی‌ترمال) و کانسار مورد مطالعه وجود داشته باشد. هرچند که این قبیل کانسارها از لحاظ گسترش، بزرگی ذخیره و ارزش اقتصادی در مقایسه با دو دسته قبلی موقعیت و جایگاه مناسبی ندارند. بنابراین در ادامه جهت روشن تر شدن بیشتر این شباهت‌ها، مشخصات کانسار کلوت‌بلند با ویژگی‌های اساسی این تیپ کانسارها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

جدول ۷-۱- تیپ کانه‌زایی کانسار مس کلوت‌بلند در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای تیپ مانتو، لایه‌های سرخ

آتشفشانی، میشیگان و گرمابی رگه‌ای (اپی‌ترمال) در سایر نقاط جهان.

ویژگی‌های شاخص	کانسار کلوت‌بلند	Manto Type	Volcanic Redbed Cu	Type Michigan	Hydrothermal vein-type (Epithermal)
موقعیت جغرافیایی	ایران (سمنان، جنوب دامغان)	شیلی (کانسار بوننا اسپرانز)	کانادا (کانسار مانن الکساندر)	جزیره کویناو، ایالات متحده (کانسار میشیگان)	شمال غرب چین (Tuola/Gongliu)
محیط تکتونیکی	حاشیه کمان قاره‌ای	محیط کششی مرتبط با فرورانش اند و حوضه‌های پشت کمانی	کافت درون قاره‌ای و نزدیک به حواشی صفحات	کافت نیمه قاره‌ای	فرورانش (در ارتباط با کمان-های آتشفشانی)
سری ماگمایی	کالک‌آلکان	سری تولییتی	کالک‌آلکان
سنگ میزبان	گدازه و واحد آذرآواری با ترکیب آندزیت، بازالت، توف	گدازه‌های آندزیتی و بازالتی	گدازه‌های آتشفشانی مافیک تا فلسیک، توف و سنگ‌های رسوبی وابسته	بازالت آمیگدالوئیدال با میان لایه‌های کنگلومرایی	توف و آندزیت
کانی‌شناسی	کالکوسیت، پیریت، کوولیت، مالاکیت، کریزوکلا، کوپریت	کالکوسیت، بورنیت، کالکوپریت، مس طبیعی، مالاکیت و کریزوکولا	کالکوسیت، بورنیت، مس طبیعی، دیژنیت و کوولیت	مس طبیعی، کوپریت، مالاکیت، آزوریت، کریزوکولا، نقره طبیعی، دیژنیت و کالکوسیت	پیریت، طلا، کالکوپریت، گالن، اسفالریت، کوولیت و لیمونیت
کانی‌های باطله	ژئولیت، کلسیت، کوارتز	کوارتز، کلریت	هماتیت، مگنتیت	هماتیت، مگنتیت	

کوارتز، کلسیت، کلریت، کلسدوئن و کلسیت	کلسیت، اپیدوت، کوارتز، کلریت و زئولیت	کلسیت، اپیدوت و کوارتز، کلریت و زئولیت	اپیدوت، کلسیت و زئولیت		
سیلیسی، آرژیلیتی، سربستی و پروپیلیتی	عموما بدون دگرسانی مرتبط با کانه‌زایی	عموما بدون دگرسانی مرتبط با کانه‌زایی و اغلب با دگرگونی پرنیت پومپله‌ایت	سیلیسی، کلسیتی، آلبیتی و پروپیلیتیک	کلریتی، سیلیسی، سربستی، کربناتی، اکسید آهن و آرژیلیتی	دگرسانی
کربونیفر پیشین	پرکامبرین	ژوراسیک	ژوراسیک	ائوسن	سن کانه‌زایی
آبهای جوی و ماگمایی	واحد آتشفشانی	واحد آتشفشانی	واحد آتشفشانی	واحد آتشفشانی	منبع فلز
شکافه‌پرکن و رگه‌ای	رگه‌ای و پرکننده فضاهای خالی	رگه‌ای و پرکننده فضاهای خالی	رگه‌ای و پرکننده فضاهای خالی	پرکننده فضاهای خالی، دانه پراکنده، رگه-رگچه-ای، جانیشینی و کلوفرمی	ساخت و بافت
رگه‌ای	چینه‌کران و تخت	چینه‌کران و تخت	چینه‌کران	چینه‌کران	شکل هندسی
(Chen et al., 2012)	(Sillitoe, 1997)	(Cabral and Beaudoin, 2007)	(Oliveros et al., 2008)	تحقیق حاضر	منبع

۷-۳-۱-۱- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس کلوت‌بلند با کانسارهای گرمابی رگه-

ای (اپی‌ترمال)

در کشور ایران و در سایر کشورهای دنیا شاهد کانسارهای گرمابی رگه‌ای (اپی‌ترمال) با کانی‌سازی فلزات پایه و گرانبها از جمله مس، سرب، روی، طلا، نقره هستیم. ذکر این نکته ضروری است که بهره‌برداری از این کانسارها از اواخر سال ۱۹۷۰ به بعد، بنا به افزایش ارزش طلا و نقره افزایش چشم‌گیری پیدا کرد (Zhong et al., 2017). امروزه اصطلاح کانسارهای اپی‌ترمال اشاره به طیف وسیعی از درجه حرارت

در برابر عمق (فشار) تشکیل آنها دارد. همان‌طور که میدانیم، این کانسارها محصول فرآیندهای گرمایی فعالیت های آتشفشانی از سطح تا عمق ۱ تا ۲ کیلومتر و در دماهای بین ۱۰۰ تا ۲۵۰ درجه سانتیگراد می‌باشند، اگرچه دماهای بیشتر (تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد) نیز در بعضی از آنها تشخیص داده شده است (White and Hedenquist, 1995; Simmons et al., 2005). لازم به یادآوری است که این پارامترها، تنها محیط تشکیل کانسارهای اپی‌ترمال را تعریف میکند و شکل‌گیری این کانسارها به ترکیب محلول‌های گرمایی جهت انتقال فلزات بستگی دارد. همچنین از نقطه نظر محیط تکتونیکی تشکیل، اغلب این کانسارها به موازات پهنه‌های فرورانش حاشیه قاره‌ها و جزایر قوسی قرار دارند

(Sillitoe and Hedenquist, 2003). طبقه‌بندی‌های مختلفی برای کانسارهای اپی‌ترمال وجود دارد که در حال حاضر براساس کانی‌شناسی، دگرسانی، pH، سولفیداسیون و اکسیداسیون، دو نوع کانی‌سازی با عنوان سولفیداسیون بالا و سولفیداسیون پایین به رسمیت شناخته شده است (Robb, 2004; Nadeau, 2011; Zhong et al., 2017). لازم به ذکر است که جداسازی این دو نوع کانی‌سازی برای اکتشاف ضروری است.

با این حال (Simmons et al., 2005) و همچنین (Sillitoe and Hedenquist, 2003)، تقسیم‌بندی دیگری را براساس حالت سولفید شدن ترکیبات سولفیدهای درون‌زاد (هیپوژن) ارائه کردند که بر مبنای آن کانسارهای اپی‌ترمال به سه دسته سولفیداسیون بالا، سولفیداسیون حدواسط و سولفیداسیون پایین متمایز می‌شوند. برای درک بیشتر این تقسیم‌بندی، مثال‌هایی از این سه نوع کانی‌سازی در جدول (۷-۳) ارائه شده است.

جدول ۷-۲- برخی از مشخصات مهم کانسارهای اپیترمال در جهان (Sillitoe and Hedenquist, 2003).

Epithermal Types	High sulfidation		Intermediate sulfidation	Low sulfidation	
	Oxidized magma	Reduced magma		Subalkaline magma	Alkaline magma
Magma Types	Oxidized magma	Reduced magma	-	Subalkaline magma	Alkaline magma
Key proximal alteration minerals	Quartz-alunite/APS; quartz-pyrophyllite/dickite at depth	Quartz-alunite/APS; quartz-dickite at depth	Sericite; adularia generally uncommon	Illite/smectite-adularia	Roscoelite-illite-adularia
Genetically related volcanic rocks	Mainly andesite to rhyodacite	Rhyodacite	Principally andesite to rhyodacite but locally rhyolite	Basalt to rhyolite	Alkali basalt to trachyte
Sulfide abundance	10-90 vol %		5-20 vol %	Typically <1-2 vol %	2-10 vol %
Key sulfide species	Enargite, luzonite, famatinite, covellite	Acanthite, stibnite	Sphalerite, galena, tetrahedrite-tennantite, chalcopyrite	Minor to very minor arsenopyrite ± pyrrhotite; minor sphalerite, galena, tetrahedrite tennantite, chalcopyrite	
Main metals	Au-Ag, Cu, As-Sb	Ag, Sb, Sn	Ag-Au, Zn, Pb, Cu	Au ± Ag	
Minor metals	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg	Bi, W	Mo, As, Sb	Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg	
Gangue	Carbonate, Quartz, Barite		Carbonate, Quartz, Barite, manganeseiferous	Carbonate, fluorite	Carbonate, Celestite, Barite,

			silicates		Fluorite,
Type example	El Indio, Chile, Yanacocha, Peru	Potosí, Bolivia, Fresnillo, Mexico	Baguio, Philippines	Midas, Nevada	Emperor, Fiji
APS = aluminum-phosphate-sulfate minerals					

جهت دستیابی به تیپ احتمالی کانه‌زایی مس و عناصر همراه در منطقه مورد مطالعه، به‌طور کلی در جدول (۷-۴) مقایسه‌ای در خصوص ویژگی‌های کانی‌سازی محدوده معدنی با برخی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال شاخص با سولفیداسیون بالا، حدواسط و پایین در سایر نقاط جهان صورت پذیرفت. با در نظر گرفتن تمام شواهد موجود از جمله محیط تکتونیکی تشکیل، سنگ میزبان، کانی‌های معدنی و باطله، درجه حرارت کم، شوری پایین، دگرسانی‌های مشاهده شده و همچنین نسبت پایین گوگرد به فلز، حاکی از آن است که کانسار مس کلوت‌بلند یک کانسار اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین است که بیشترین شباهت را با کانسار آرزولار (شمال شرق ترکیه)، منطقه لاگو فونتانا (جنوب غرب آرژانتین) و کانسار یوئیانگ (جنوب شرق چین) دارد. اما علی‌رغم وجود شباهت‌هایی، تفاوت‌هایی نیز به چشم می‌خورد. به هر حال در یک جمع‌بندی اجمالی می‌توان کانسار مس کلوت‌بلند را تا حدود زیادی با این کانسارها مقایسه نمود و مدل و شرایط تشکیل آنها را برای تشکیل کانسار مورد مطالعه مد نظر قرار داد.

جدول ۷-۳- تیپ کانه‌زایی کانسار مس کلوت‌بلند در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون

بالا، حدواسط و پایین در سایر نقاط جهان.

Abu Wadi Khushayba	Arzular	Yueyang	Lago Fontana	Sahinli/Tespilh Dere	mazarr'on	Zijinshan	کلوت‌بلند	ویژگی‌های شاخص
جنوب‌غرب جوردن (جنوب عمان)	شمال شرق ترکیه	جنوب شرق چین	جنوب غرب آرژانتین	غرب ترکیه	جنوب شرق اسپانیا	جنوب شرق چین	ایران (جنوب دامغان)	موقعیت جغرافیایی
کمان آتشفشانی	فرورانش	*	کمان آتشفشانی	فرورانش	فرورانش	*	حاشیه فعال قاره‌ای	محیط تکتونیکی
کالک‌آلکان	کالک‌آلکان	*	کالک‌آلکان	کالک‌آلکان	کالک‌آلکان	*	کالک‌آلکان	سری ماگمایی
توف ریولیتی و داسیت	بازالت - آندزیت	باتولیت گرانیتی	آندزیت، آندزیت-بازالتی، بازالت، توف و سنگ‌های رسوبی (ماسه‌سنگ و کنگلومرا)	آندزیت-داسیت	سنگ‌های آتشفشانی داسیتی و آندزیتی	بیوتیت - گرانیت دانه متوسط تا ریز	آندزیت، آندزیت، بازالتی، بازالت	سنگ میزبان و همراه
نئوپروتروزوئیک (595Ma)	ائوسن	ژوراسیک زیرین-میانی	ژوراسیک زیرین-کرتاسه	الیگومیوسن - میوسن پیشین	میوسن	ژوراسیک میانی	ائوسن - میانی - الیگوسن	سن
پیریت، کالکوپیریت و طلا طبیعی	گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، کالکوپیریت، تتراهدريت، اسفالریت، طلا، کالکوسیت، الکتروم، نقره، سینابر،	پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت، کالکوسیت، الکتروم و طلا طبیعی	پیریت، گالن، کالکوپیریت، هماتیت، آرسنوپیریت، روتیل، کالکوسیت، کولیت، سروزیت،	پیریت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، تتراهدريت، مولیبیدنیت، بورنیت، دیژنیت، کالکوسیت، کولیت و سروزیت	پیریت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، تتراهدريت، مار کاسیت، دیژنیت، آرسنوپیریت، پیروتیت، تتراهدريت و	کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت، پیریت، کولیت، دیژنیت، مالاکیت، طلا، طبیعی،	پیریت، کالکوسیت، کولیت، مالاکیت و کریزوکولا	کانی‌شناسی کانسنگ

	آرسنوپریت و استینیت		طلا و نقره طبیعی		تنانیت	گالن، انارژیت و سولفید قلع		
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت و ژئولیت	کلسیت، کوارتز- آدولاریا و آپاتیت	کوارتز و کلسیت	کوارتز، ایلیت، سرسیت، باریت و کلسیت	کربنات (دولومیت و سیدریت)، باریت و کوارتز	دیکیت، آلونیت و کوارتز	کوارتز، کلسیت و ژئولیت	
دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی	پتاسیک و سیلیسی آرژیلیتی، سیلیسی و اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت)	سرسیتی و آدولاریا- کربنات	سیلیسی، سرسیتی، آرژیلیتی و پروپیلیتی	آرژیلیتی و آرژیلیتی پیشرفته	آرژیلیتی، آرژیلیتی پیشرفته، سیلیسی و پروپیلیتی	سیلیسی، آرژیلیتی پیشرفته، سرسیتی و آلونیتی	سیلیسی، آرژیلیتی حدواسط، سرسیتی، کربناتی، کلریتی و اکسیدهای آهن	
ساخت و بافت کانی‌سازی	پرکننده فضاهای خالی، رگه‌ای، برشی و دانه‌پراکنده	رگه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، نواری، دانه‌پراکنده، برشی، جانشینی و اکسلوشن	دانه‌پراکنده، رگه- فضاهای خالی، برشی، جانشینی، نواری و شانهای	رگه-رگچه‌ای و جانشینی	پرکننده فضاهای خالی، دانه‌پراکنده، رگه‌ای، نواری و کلوفرم	رگه‌ای، دانه- پراکنده و جانشینی	رگه-رگچه- ای، پرکننده فضاهای خالی، دانه- پراکنده، کلوفرمی و جانشینی	
عوامل کنترل- کننده کانه‌زایی	گسل‌ها با گسل‌های با روند	گسل‌های با روند NW	گسل‌های با روند NW	گسل‌ها	گسل‌ها و شکستگی‌ها	گسل‌های با روند NW و	گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها	

	NE-SW و E-W					درزه و شکستگی ها		
Au	Au	Ag-Au- Cu	Ag-Au-Pb- Cu-Zn	Au-Cu-Pb-Zn	Zn-Pb- Cu-Ag-Fe	Cu-Au	Cu	عناصر معدنی
ابی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	ابی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	ابی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	ابی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	ابی ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	ابی ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	ابی ترمال سولفیداسیون بالا (HS)	ابی ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	تیپ کانه‌زایی
Al-Hwaiti et al., 2010	Akaryalı and Tüysüz, 2013	Zhong et al., 2017	Lanfranchini et al., 2013	Yilmaz et al., 2010	Esteban- Arispe et al., 2016	Zhong et al., 2018	تحقیق حاضر	منبع

۷-۳-۲- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس کلوت‌بلند با کانسارهای شاخص ایران

در سنگ‌های آتشفشانی ترشیری ایران و بسیاری از کشورهای دیگر شاهد سامانه رگه‌ای با کانی‌سازی فلزات پایه و گرانبها هستیم. لذا، مطالعه و اکتشاف این تیپ کانه‌زایی‌ها می‌تواند بسیار جدی باشد، چرا که مطالعات انجام گرفته تاکنون نشان داده‌اند که کشور ما از پتانسیل بالایی برای تشکیل کانسار گرمایی رگه‌ای برخوردار است. لازم به ذکر است که این ذخایر در موقعیت کمان ماگمایی مرتبط با پهنه فرورانش قاره‌ای قرار می‌گیرند. در جدول (۷-۵)، ضمن بیان برخی ویژگی‌های کانسارها و اندیس‌های اپی‌ترمال در ایران، سعی در مقایسه کانسار مس کلوت‌بلند با چندین مثال از این تیپ کانسارها در سایر نقاط ایران و نوار تروود-چاه‌شیرین شده است. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته در این جدول‌ها، شباهت‌های بسیار زیادی میان کانسار مس کلوت‌بلند با اندیس‌های رباعی، دیان و چاه‌موسی در نوار آتشفشانی-رسوبی تروود-چاه‌شیرین مشاهده می‌شود.

جدول ۷-۴- مقایسه بعضی از ویژگی‌های شاخص کانسار مس کلوت‌بلند با برخی کانسارهای هیدروترمال رگه‌ای (اپی‌ترمال)

واقع در رشته کوه ترود- چاه‌شیرین و سایر نقاط ایران.

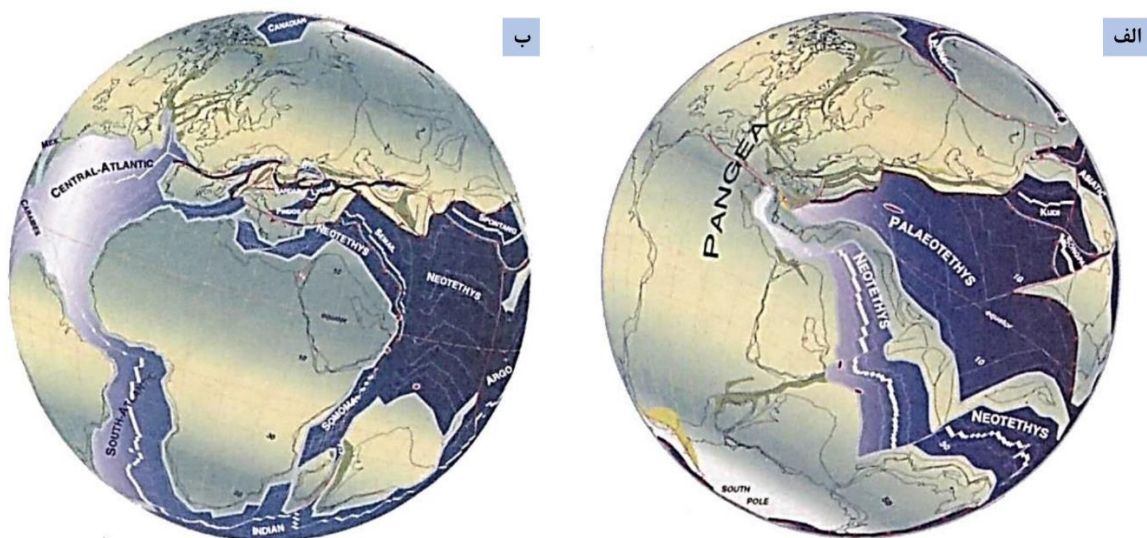
کانسارها ویژگی‌ها	کانسار مس کلوت‌بلند	کانسار مس رباعی	کانسار دیان	کانسار چاه موسی	کانسار کالچویه	کانسار چشمه حافظ	کانسار گندی	کانسار ابوالحسنی	کانسار گلوجه
رشته ساختاری	ترود- چاه- شیرین	ترود- چاه- شیرین	ترود- چاه- شیرین	ترود- چاه- شیرین	رشته ارومیه- دختر	ترود- چاه- شیرین	ترود- چاه‌شیرین	ترود- چاه- شیرین	طارم- هشتجین
سنگ میزبان	آندزیت و بازالت و آندزیت بازالت	آندزیت و آندزیت بازالت	الیوین بازالت، بازالت	بیوتیت- هورنبلند آندزیت پورفیری	گدازه‌های آندزیتی و توف ماسه‌ای	آندزیت، آندزیت بازالت، توف برش، ماسه سنگ	آندزیت، سیلتستون، توف ماسه‌ای، لاپیلی توف و ولکانیک برش	آندزیت، سیلتستون، توف ماسه‌ای، لاپیلی توف و ولکانیک برش	آندزیت، آندزی- بازالت، تراکی- آندزیت، داسیت و توف
سری ماگمایی	کالک‌آلکان	کالک آلکان	آلکان تا کالک آلکان غنی از پتاسیم	کالک و آلکان	کالک و آلکان	کالک آلکان	آلکان تا کالک آلکان	آلکان تا کالک آلکان	ساب آلکان تا کالک- آلکان غنی از پتاسیم
دگرسانی	آرژلیک، کلریتی، کربناتی، سیلیسی، سرسیستی، هماتیتی و لیمونیتی شدن	آرژلیک، کلریتی، کربناتی، سیلیسی، سرسیستی	آرژلیک، پروپلیتیک و سیلیسی	فیلیک، پروپلیتیک، کلریتی- کلسیتی، اپیدوتی- کلریتی- کلسیتی	پروپلیتیک و سیلیسی	پروپلیتیک، آرژلیک، سرسیستی و سیلیسی	سیلیسی- کربناتی، سیلیسی- کربناتی، پروپلیتیک و پیلیتیک، آرژلیکی (کائولینیتی و ایلیت)، سیلیسی- کربناتی، پروپلیتیک، آرژلیکی (اپلیت) مونتورونیت، اپیدوت و کلریتی شدن، هماتیتی و لیمونیتی شدن	سیلیسی- کربناتی، آرژلیکی (اپلیت) و مونتورونیت، اپیدوت و کلریتی شدن، هماتیتی و لیمونیتی شدن	فیلیک، پروپلیتیک، آرژلیک، سرسیستی و سیلیسی

شمال غرب- جنوب شرقی	غالباً شمال- شرق- جنوب غرب	غالباً شمال شرق- جنوب غرب	شمال شرق- جنوب غرب	-	شمال شرق- جنوب غرب	-	غالبا شمال شرق جنوب غرب	شمال- شرقی- جنوب غربی و شمال- غربی- جنوب شرقی	روند کانی زایی
گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، سروزیت،	اسفالریت، گالن، تتراهیدریت، کالکوپیریت، طلا و نقره	کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، تنانتیت، بورنیت، کالکوسیت و طلا آزاد	گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، بورنیت، تتراهیدریت،	کالکوپیریت، کالکوسیت، گالن، مالاکیت و آزوریت	کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، دیژنیت، کولیت،	کالکوپیریت، کالکوسیت، مس طبیعی، تنوریت و کوپریت	کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، دیژنیت، کولیت،	پیریت، کالکوسیت، مالاکیت، مس،	کانه های اصلی اولیه
اسفالریت، انگلیزیت، مالاکیت، آزوریت	اسفالریت، گالن، تتراهیدریت، کالکوپیریت، طلا و نقره	کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، تنانتیت، بورنیت، کالکوسیت و طلا آزاد	تنانتیت، دیژنیت، کولیت، کالکوسیت، مالاکیت و طلا	کالکوپیریت، کالکوسیت، گالن، مالاکیت و آزوریت	مالاکیت، نشوتوسیت	مالاکیت، آزوریت و کریزو کلا	مالاکیت، آزوریت، کولیت، کالکوسیت و کریزو کلا	کانی های ثانویه	
کوارتز، کلسیت، فلوریت، پیریت، پیرولوویت، هماتیت و گوتیت	کلسیت، کوارتز، پیریت، گوتیت، هماتیت و لیمونیت	کلسیت، کوارتز، دولومیت، باریت و پیریت	کوارتز، باریت، کلسیت، پیریت، هماتیت	کوارتز، مگنتیت، هماتیت، گوتیت و سایر هیدرواکسیدهای آهن	کوارتز، کوارتز، کلسیت و پیریت	کوارتز، باریت، کلسیت، پیریت، هماتیت و لیمونیت	کلسیت، کوارتز، کانی های رسی، پیریت، هماتیت، مگنتیت و لیمونیت	باطله و کانی های فرعی	

پرکننده فضای خالی، جانشینی و برشی	برشی، دانه پراکنده، پرکننده فضای خالی، رگه‌ای و نواری	رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و برشی	پرکننده فضای خالی، رگه رگچه‌ای، دانه پراکنده، شانه‌ای و برشی	رگه - رگچه‌ای	افشان و رگچه‌ای	شکافه پرکن، رگه - رگچه - ای و جانشینی	رگه - رگچه - ای، پرکننده فضای خالی، جانشینی، دانه پراکنده و اکسلوشن	رگه - رگچه - ای، پرکننده فضای خالی، جانشینی، دانه پراکنده و کلوفرمی	ساخت و بافت ماده معدنی
150- 340 °C	234- 340°C	°C 235-285	140- 280 °C	180- 320 °C	-	-	140- 170 °C	-	دمای سیال
0.1 -13.3 NaCl	6.7- 18.7 NaCl	4.2- 5.4 NaCl	4.7- 18 NaCl	شوری بسیار پایین	-	-	2- 6 NaCl	-	شوری
اپی ترمال سولفید بالا تا متوسط	اپی ترمال سولفید متوسط	اپی ترمال سولفید متوسط	اپی ترمال سولفید متوسط	اپی ترمال سولفید پایین	هیدروترمالی رگه‌ای	هیدروترمالی رگه‌ای	هیدروترمالی رگه‌ای (اپی - ترمال سولفید متوسط)	هیدروترمالی رگه‌ای (اپی ترمال سولفید پایین)	تیپ کنای زایی
Mehrabi et al., 2016	Shamanian et al., 2004	Shamanian et al., 2004	Mehrabi et al., 2012	مه‌دوری و همکاران، ۱۳۸۸	امام جمعه و همکاران، ۱۳۸۷	ناهدی فر، ۱۳۹۳	عبدالهی، ۱۳۹۵	این تحقیق	مراجع

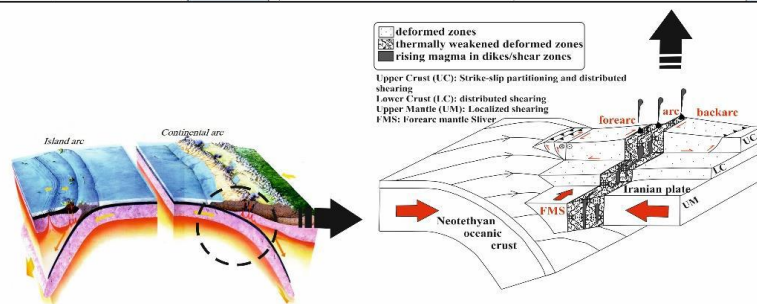
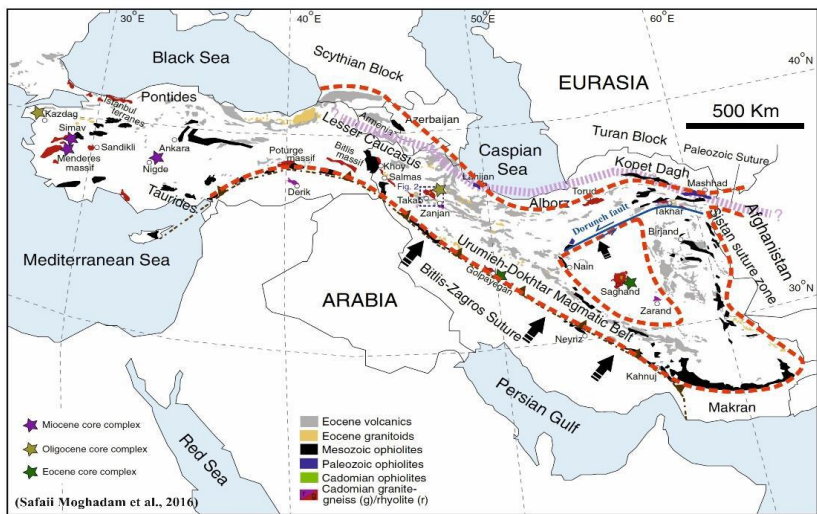
۷-۴- منشاء و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه

سرزمین ایران به‌عنوان بخشی از نواحی مرکزی-غربی سامانه کوهزایی آلپ-همالیایا، دست‌خوش فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ای در دوره‌های زمانی گوناگون به‌صورت خروج گدازه در پهنه‌های خشکی و آبی و همچنین، نفوذ و جایگزینی توده‌های نفوذی با گستره ترکیبی گوناگون، طی چند مرحله تغییر شکل بوده است. یکی از مهمترین مراحل مؤثر، تحولات تکتونیکی ورقه اقیانوسی نئوتتیس بعد از پرمین و بسته شدن آن در طی مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌باشد. قابل ذکر است که همگرایی میان صفحات در زمان بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در ایران و ترکیه، نقش مهمی در افزایش شدت ماگماتیسم دوره ائوسن داشته و سبب رخنمون‌های فراوان سنگ‌های آذرین در این نواحی شده است-(اعلمی‌نیا و همکاران، ۱۳۹۲). همان‌طور که می‌دانیم، اقیانوس پالئوتتیس در نتیجه حرکت رو به شمال خرد قاره ایران مرکزی و اتصال به ورقه اوراسیا در زمان تریاس، بسته شده است(شکل ۷-۲ الف) همزمان با بسته شدن پالئوتتیس، ریفت‌زایی در امتداد پهنه رورانده زاگرس اتفاق می‌افتد که سبب به‌وجود آمدن اقیانوس نئوتتیس می‌شود. در انتهای دوره تریاس و ابتدای ژوراسیک، حرکت رو به شمال ورقه عربی، منجر به فروانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی می‌گردد(Ahmadian et al., 2014؛ شکل ۷-۲-ب).



شکل ۷-۲- الف: بسته شدن اقیانوس پالتوتیس در نتیجه حرکت رو به شمال خرد قاره ایران مرکزی در زمان پرمین-تریاس،
 ب: حرکت رو به شمال ورقه عربی و فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی در زمان تریاس- ژوراسیک (Ahmadian et al., 2014).

به باور بسیاری از پژوهشگران، با شروع فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی، در بخش‌های درونی و شمالی ایران مرکزی، حوضه‌های کششی پشت کمانی نابالغ اولیه در تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین تشکیل شده که برخی از آنها در طی ژوراسیک میانی-بالایی و به ویژه کرتاسه، به خوبی گسترش یافته‌اند (شکل ۷-۳). نتیجه این کشش، ایجاد حوضه رسوبی-آتشفشانی می‌باشد. قابل ذکر است که همگام با آخرین رخداد فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در کرتاسه بالایی، فعالیت‌های ماگمایی شدیدی در نوار ارومیه-دختر و نوار شمالی ایران مرکزی-جنوب البرز در پالتوسن-اوسن و به ویژه اوسن میانی-بالایی بروز کرده است. درباره علت این فعالیت ماگمایی نیز دیدگاه‌های متفاوتی ارائه شده که تقریباً بیشتر پژوهشگران، فعالیت ماگمایی ترشیری نوار ارومیه-دختر را از نوع کمان حاشیه قاره دانسته‌اند. ولی درباره فعالیت ماگمایی ترشیری نوار شمالی ایران مرکزی-جنوب البرز در پالتوسن-اوسن و به ویژه در اوسن میانی-بالایی نظریه‌های متفاوتی وجود دارد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵).

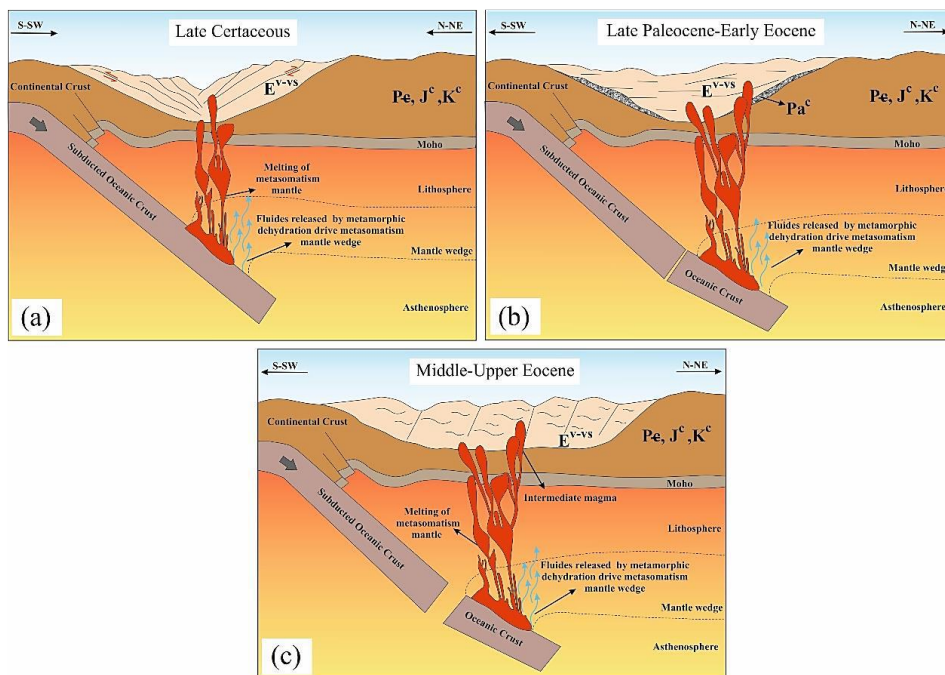


شکل ۷-۳- ایجاد حوضه‌های کششی پشت کمانی نابالغ اولیه (تریاس بالایی-ژوراسیک) در بخش‌های درونی و شمالی ایران مرکزی تحت تأثیر فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی.

بی‌شک با شروع فعالیت‌های کافت‌زایی در اوایل ائوسن در اثر نیروی کششی، سیستم‌های گرابنی و عملکرد گسل‌های نرمال در منطقه گسترش پیدا کرده که سبب فرونشست و تشکیل حوضه رسوبی کم‌عمق شده است. به‌علاوه در این دوره نفوذ و خروج گسترده ماگماهای حدواسط و کالک‌آلکان در قالب گدازه، دایک و قطعات آذرآواری به داخل حوضه کم‌عمق در حال تشکیل، صورت گرفته است. در ادامه در ائوسن میانی، مجموعه آتشفشانی-رسوبی ائوسن، تحت تأثیر رژیم تکتونیکی تراکمی کوتاه مدت قرار می‌گیرند، در نتیجه متحمل چین‌خوردگی، گسل‌خوردگی، درهم‌ریختگی و دگرگونی درجه پایینی می‌شوند (یوسفی، ۱۳۹۶).

قابل ذکر است که با دور شدن از محل بسته شدن و فرورفتن ورقه اقیانوسی نئوتتیس و رسوبات همراه آن

به اعماق بیشتر و سپس ذوب شدن ورقه اقیانوسی و بخش گوشت‌های بالای آن، شانس تشکیل سنگ‌های آذرین نفوذی (درونی)، بیرونی و سنگ‌های دگرگونی بیشتر می‌شود. در منطقه مورد مطالعه نیز با ادامه فرورانش در ائوسن میانی-بالایی، گوه گوشت‌های بالای ورقه فرورانده شده، بر اثر آب‌زدایی ورقه اقیانوسی تحت تأثیر قرار گرفته و ذوب شده است. بدیهی است که ذوب‌بخشی پوسته فرورونده، سبب تشکیل آشیانه‌های ماگمایی و صعود آنها می‌شود. در اثر خروج گدازه‌ها و مواد آذرآواری به درون حوضه زیردریایی کم‌عمق، توالی‌های آتشفشانی و آذرآواری اکثراً از جنس آندزیت شکل گرفته‌اند. از طرفی، برخی مناطق گوه گوشت‌های بالای ورقه فرورونده که کمتر تحت تأثیر سیالات حاصل آب‌زدایی ورقه اقیانوسی، قرار گرفته‌اند، به طور محلی ذوب شده و ماگماهای با ترکیب بازالتی را به وجود آورده‌اند. قابل ذکر است که بررسی نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل، نقش فرآیندهای مؤثر (تبلور تفریقی، هضم و آلایش پوسته‌ای) در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های این منطقه را به وضوح نشان می‌دهد. برای درک بهتر مطالب فوق، الگوی تحولات زمین‌ساختی-ماگمایی منطقه مورد مطالعه (شمال پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی) در شکل (۷-۴) به نمایش گذاشته شده است.



شکل ۷-۴- الگوی تحولات زمین‌ساختی-ماگمایی منطقه مورد مطالعه (شمال پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی). (a) حاکم شدن محیط تکتونیکی فشارشی و ادامه فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس در اواخر کرتاسه، (b) باز شدن حوضه رسوبی-آتشفشانی با حاکم شدن رژیم کششی (اواخر پالئوسن-اوایل ائوسن) و (c) ادامه فرورانش و تشکیل واحدهای سنگی منطقه طی فعالیت‌های شدید ماگمایی در ائوسن میانی-بالایی (یوسفی، ۱۳۹۶).

۷-۵- الگوی تشکیل کانسار و نتیجه گیری

نوار آتشفشانی رسوبی، ترود - چاه شیرین، متشکل از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن می‌باشد. سنگ‌های میزبان کانسار کلوت بلند شامل: اندزیت، آندزیت-بازالت، بازالت به همراه سنگ‌های آذرآواری در یک محیط کمان قاره‌ای تشکیل شده‌اند. بالا بودن مقدار زمینه مس نسبت به کلارک جهانی آن در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن سبب تشکیل مس در مرحله دیاژنز در داخل این مجموعه آتشفشانی - رسوبی می‌شود. در این حالت ذخایر استراتاباند تپ مانتو و لایه‌های قرمز تشکیل می‌شوند.

در صورتی که این واحدهای سنگی متحمل چین خوردگی شده و مورد نفوذ توده‌های نیمه عمیق و یا دایک‌ها قرار گیرند، تحت تاثیر سیالات گرمایی ماگمایی و جوی فرورو، دچار فرآیند شستشو و دگرسانی شده و

فلزات قابل حمل از جمله؛ مس، سرب، روی و ... به افق‌های بالاتر مهاجرت و در داخل شکستگی‌ها و گسل‌های موجود تمرکز و تشکیل ذخایر گرمابی رگه‌ای را می‌دهند.

بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی (پتروگرافی و کانه‌نگاری)، آنالیزهای ژئوشیمیایی ویژگی‌های کانسار مس کلوت‌بلند به شرح زیر مشخص می‌گردد:

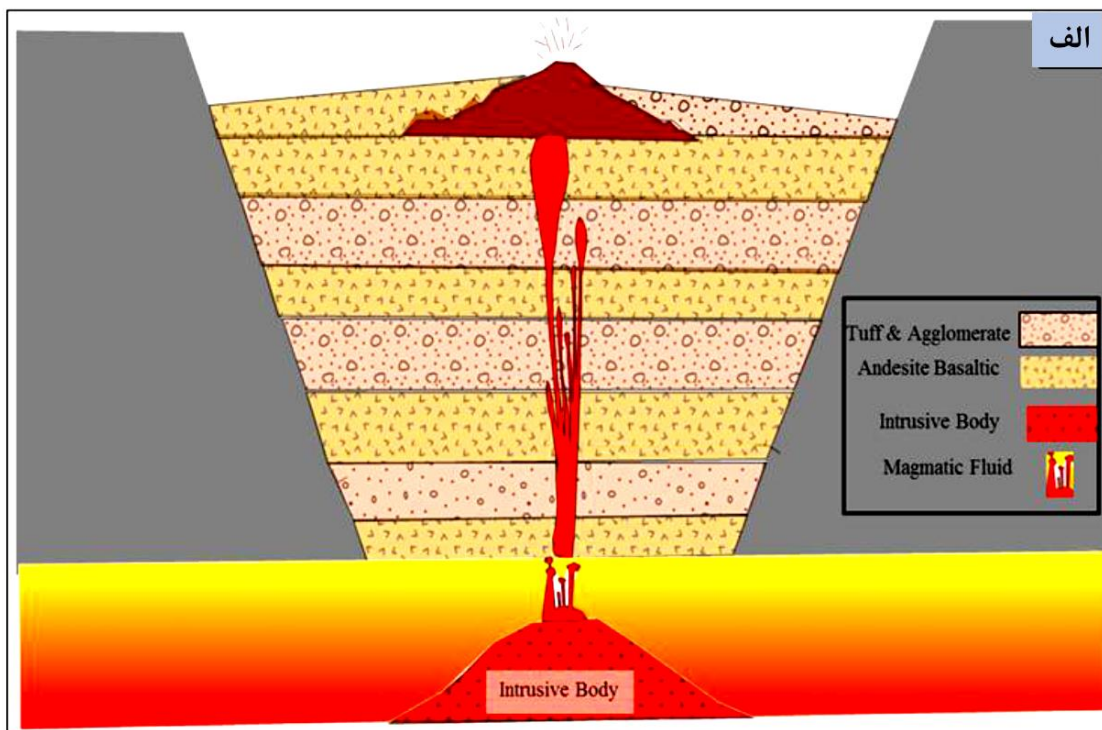
- منطقه مورد مطالعه در بخش شمال غرب نوار ترود - چاه‌شیرین واقع شده است.
- سنگ‌های منشأ و میزبان کانه‌زایی مجموعه آتشفشانی - رسوبی با ترکیب آندزیت، آندزیت‌بازالت و تراکی-بازالت می‌باشد.
- از نظر جایگاه تکتونیکی کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای می‌باشد.
- کانه‌های اولیه شامل پیریت، کالکوسیت و کانی‌های سوپرژن در دو محیط ژئوشیمیایی احيایی (کالکوسیت و کوولیت)، اکسیدان (مالاکیت و کریزوکلا) و اکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) است.
- بافت‌های پرکننده فضاهای خالی، رگه و رگچه‌ای دانه‌پراکنده، برشی جانشینی وجود دارد.
- ساخت‌های منطقه شامل رگه و رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی می‌باشد.
- باتوجه به مطالعات میکروسکوپی و نتایج آنالیز XRD دگرسانی‌های موجود در منطقه شامل کلریتی‌شدن، کربناتی‌شدن، سیلیسی‌شدن، سریسیتی‌شدن، آرژیلیتی به همراه آغشتگی اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) هستند.
- براساس مطالعات ژئوشیمیایی، تغییرات عناصر فرعی و الگوی عناصر کمیاب خاکی، غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE، تهی‌شدگی از Ti و تا حدودی Nb مشخص می‌شود که ماگما با درجه ذوب‌شدگی (ذوب‌بخش) کم MORB تولید شده است.
- مشخصات کانسار مس کلوت‌بلند با کانسارهای تیپ مانتو و اپی‌ترمال حدواسط شباهت‌ها و تفاوت‌هایی دارد.
- این کانسار با توجه به گسترش کانه‌زایی به‌صورت رگه‌ای و عدم تمرکز آن در لایه‌ای خاص با تیپ مانتو

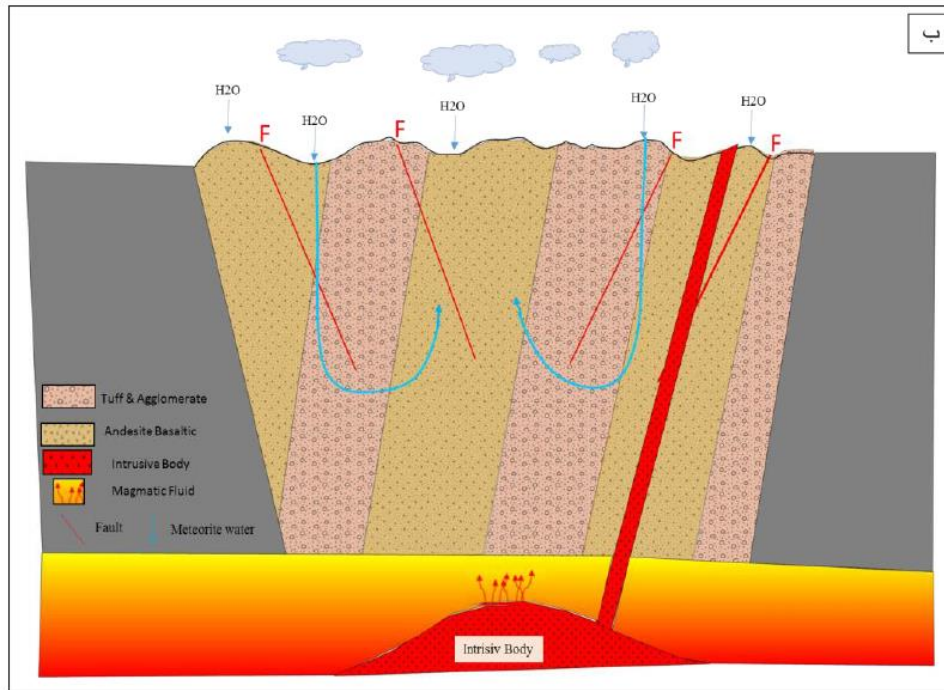
متفاوت بوده و به دلیل عدم وجود دگرسانی‌های خاص و طلا با تیپ اپی‌ترمال هم متفاوت است. بنابراین در مجموع می‌توان کانسار مس کلوت‌بلند را در گروه کانسارهای گرمایی رگه‌ای دسته‌بندی نمود.

مراحل تکوین واحدهای میزبان و کانه‌زایی بصورت مدل شماتیک در (شکل ۷-۵) به ترتیب الف، ب و ج ارائه می‌گردد.

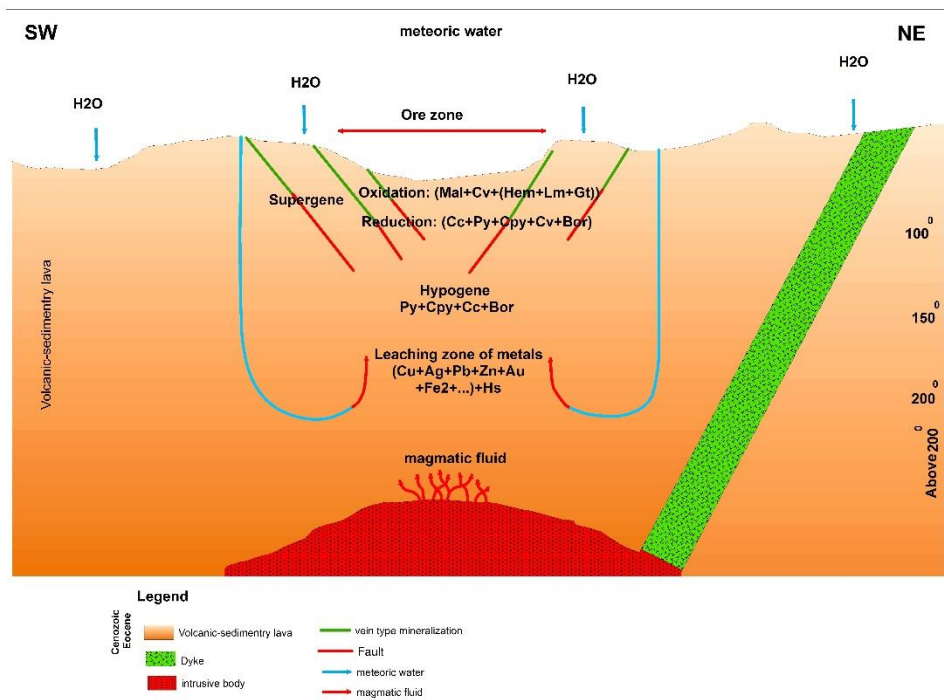
شکل الف: ایجاد یک حوضه کششی همراه با فعالیت‌های آتشفشانی داخل حوضه و ته‌نشست توالی گدازه-توف-آگلومرا و ...

شکل ب: چین‌خوردگی - گسل‌خوردگی - فرورفتن آب‌های جوی - نفوذ توده‌های نفوذی و دایک و شروع چرخه هیدروترمالی





شکل ج: مدل نهایی کانه‌زایی، کانی‌سازی در افق‌های مختلف دمایی و عمق



شکل ۷-۵- مدل شماتیکی از تشکیل کانسار مس کلوت‌بند.

۶-۷- عوامل مؤثر بر کانه‌زایی منطقه

بدون شک شناخت عوامل مؤثر در تشکیل و تمرکز ماده معدنی با شناخت کامل تمام ویژگی‌های ژنتیکی کانسار مقدور می‌شود. برخی از این عوامل در کانه‌زایی منطقه مورد مطالعه شناخته شده است که در ادامه هر یک از آنها به اختصار مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۶-۷-۱- موقعیت تکتونیکی منطقه

با توجه به این که کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و جزایر قوسی آتشفشانی، محیط‌های مناسبی برای تشکیل کانسار گرمابی رگه‌ای (اپی‌ترمال) هستند؛ می‌توان گفت که منطقه مورد مطالعه به دلیل قرارگیری بر روی کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای مکان مناسبی برای تشکیل این نوع کانسار است.

۶-۷-۲- سنگ میزبان

سنگ میزبان یکی از پارامترهای اساسی برای تشکیل کانی‌سازی بعد از محیط تکتونیکی محسوب می‌شود. قابل ذکر است که محیط تکتونیکی در تعیین نوع ماگما نقش دارد و در نهایت ماگمای تشکیل شده نوع کانی‌زایی را مشخص می‌کند. بررسی‌های صورت گرفته در خصوص توالی سنگ‌شناسی منطقه حاکی از وجود گدازه‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی و بازالت به همراه رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های آذرآواری (کریستال توف) است که طی فعالیت آتشفشانی ائوسن میانی-بالایی تشکیل شده‌اند. بدیهی است که این سنگ‌ها علاوه بر ماهیت مناسب، به دلیل وجود گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها فراوان در گدازه‌های زیردریایی و همچنین تخلخل و نفوذپذیری بالای سنگ‌های آذرآواری، محیط مناسبی را برای تمرکز ماده معدنی فراهم کرده‌اند.

۷-۶-۳- ساختارهای زمین‌شناسی منطقه

گسل‌های ناحیه‌ای به‌عنوان کنترل‌کننده مهم در شکل‌گیری ذخایر گرمابی رگه‌ای محسوب می‌شوند. مطالعات ساختاری و کانه‌زایی در منطقه نشان می‌دهد که جایگیری سیالات و شکل‌گیری رگه‌ها در ارتباط مستقیم با شکستگی‌های اولیه است. در واقع حضور گسل‌ها و شکستگی‌های فراوان موجود از قبل در منطقه، زمینه را برای نفوذ آب‌های جوی فراهم کرده که در نتیجه اختلاط با آب‌های ماگمایی، سیالات گرمابی شکل گرفته‌اند. طی واکنش متقابل این سیالات با سنگ‌های میزبان، محلول‌های غنی از عناصر فلزی (مس، سرب و روی و...) تشکیل شده‌اند. قابل ذکر است که کانه‌زایی دارای روند و جایگاه خاصی نیست و عمدتاً از روند گسل‌ها و شکستگی‌ها تبعیت می‌کند. همان‌طور که در فصل‌های گذشته ذکر شد، روند غالب کانی‌زایی در منطقه شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و تقریباً هم‌روند با گسل‌های اصلی ترود و انجیلو است.

۷-۶-۴- منبع حرارتی

کانسارهای گرمابی رگه‌ای رابطه مشخصی با عملکرد توده‌های آذرین نفوذی نیمه‌عمیق دارند (Wang et al., 2016) و چنین ارتباطی تنها زمانی که فرسایش عمیق صورت بگیرد، قابل اثبات است. ذکر این نکته ضروری است که فعالیت‌های ماگمایی به‌عنوان منبع فلزات در سامانه کانسارهای گرمابی رگه‌ای نقش مؤثری ندارند، اما حرارت لازم برای شروع چرخش سیالات را تأمین کرده‌اند. لذا با توجه به مطالب عنوان شده و همچنین تنوع و گستردگی دگرسانی‌ها و حضور دایک‌های مرتبط با توده‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه، می‌توان احتمال وجود یک توده نفوذی نیمه‌عمیق را جهت تأمین حرارت مورد نیاز برای چرخش محلول‌های گرمابی در شکل‌گیری کانسار کلوت‌بلند متصور شد.

۷-۶-۵- منشاء عناصر کانه‌ساز

میزان تکامل سیال گرمایی و درصد اختلاط با آب‌های جوی، در نوع فلزات و کانه‌های موجود می‌تواند تأثیر مستقیم داشته باشد. در مورد منشاء احتمالی مس و فلزات همراه در منطقه معدنی، باید گفت که گدازه‌ها و توف‌ها در منطقه می‌توانند منشاء مهمی برای مس و دیگر فلزات محسوب شوند. این سنگ‌ها حاوی مقادیر فراوانی کانی‌های سیلیکاته ناپایدار مانند پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن هستند که همه آنها مقادیری مس و دیگر فلزات غیر آهنی درون شبکه خود دارند. مس و دیگر فلزات موجود در این کانی‌ها توسط سیالات گرمایی، از شبکه آنها آزاد و در سیال کانه‌ساز به صورت محلول وارد و حمل می‌گردند. قابل ذکر است که میزان فلزات در این سیالات وابسته به درجه حرارت و pH سیال می‌باشد؛ به گونه‌ای که با افزایش میزان دما و کاهش pH میزان فلزات در سیال زیاد می‌شود. نوع فلزات هم وابسته به ترکیب شیمیایی سنگ دیواره (سنگ‌های حدواسط و مافیک) می‌باشد. همچنین از عوامل دیگری که بر میزان فلزات در سیال می‌تواند تأثیر گذارد، نسبت سیال به سنگ است. هرچه نسبت سیال به سنگ بالا باشد، میزان فلزات در سیال هم بالاست. سیالات حاوی فلزات ممکن است به‌طور مستقیم از ماگما هم نشأت بگیرند که سهم این سیالات ماگمایی غنی از فلز بسیار پایین می‌باشد.

۷-۷- پیشنهادات اکتشافی و تحقیقاتی

در راستای تکمیل اطلاعات به‌دست آمده در محدوده کلوت‌بلند و با توجه به نتایج اولیه حاصل شده از این محدوده، توجه به نکات زیر جهت تحقیقات بعدی و فعالیت‌های اکتشافی لازم به‌نظر می‌رسد.

- اطلاعات جمع‌آوری شده در این تحقیق همگی با استفاده از مشخصات سطحی و حداکثر عمق چند متری کانسار بوده است. از این رو پیشنهاد می‌گردد جهت دستیابی به اطلاعات بیشتر در مورد خصوصیات کمی و کیفی ماده معدنی (به‌ویژه بخش سولفیدی) در اعماق، گمانه‌های عمیق در منطقه حفر گردد.
- مطالعه و تفسیر دقیق تغییرات دگرسانی، زمین‌شیمیایی و پهنه‌بندی کانیاپی در گمانه‌ها.
- سامانه کانسارهای اپی‌ترمال به وسیله هاله‌های دگرسانی شدید و گسترده، انتقال پتاسیم در چندصد متری بالای سامانه گرمایی و از دست رفتن مغناطیس‌شدگی گسترده سنگ میزبان به دلیل حضور سولفور احیا شده، مشخص می‌گردند. از این رو کاوش‌های مغناطیس‌سنجی هوایی، رادیومتری و مقاومت‌سنجی هوایی در اکتشاف آنها موفقیت‌آمیز می‌باشد. بنابراین جهت کشف کانه‌زایی پنهان احتمالی و میزان گسترش آن در آبرفت‌های منطقه، انجام مطالعه ژئوفیزیک هوایی پیشنهاد می‌گردد. لازم به ذکر است که این روش می‌تواند با مشخص نمودن آنومالی‌های منفی شدید در زمان کوتاهی، ادامه رگه‌های کانه‌دار را در زیر پوشش آبرفت‌ها مشخص نماید. روش IP نیز در ادامه می‌تواند در مساحت بزرگتر و با دقت بیشتر جهت تعیین شکل ماده معدنی در اعماق بیشتر راه‌گشا باشد.
- با توجه به شباهت‌های کانسار مس کلوت‌بلند با کانسارهای اپی‌ترمال و بنا به حضور طلا و نقره در اندیس‌ها و کانسارهای پیرامون منطقه مطالعاتی، بررسی‌های بیشتر به منظور اکتشاف طلا و نقره بر روی این کانسار پیشنهاد می‌گردد.

منابع و مأخذ

- احیا ف، رسا ا و لطفی، م، (۱۳۸۷)، "کانی سازی سرب و روی ژوراسیک در بابا قله"، فصل نامه زمین شناسی کاربردی.
- اشتوکلین (۱۹۵۶) و هوپر (۱۹۵۷)، "بررسی مقدماتی زمین شناسی در لوت مرکزی، شرق ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- اشراقی س، خلیلی ا، (۱۳۸۵)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه معلمان" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- اصغری ف، (۱۳۹۷)، پایان نامه ارشد: "کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار چاه گیری" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- آقابات‌عی، ع، (۱۳۸۳)، "سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور". زمین شناسی ایران .
- امام جمعه ا، راستاد ا، بوذری ف و رشیدنژاد عمران ن (۱۳۸۷)، "معرفی سامانه واحد کانی زایی افشان- رگچه‌ای و رگه‌ای مس (سرب و روی) محدوده معدنی چاه موسی-قله کفتران، بخش خاوری کمان ماگمایی ترود- چاه شیرین"، مجله علوم زمین، زمستان ۸۷.
- بادوزاده کاترش ح .و حسین نژاد ع.ا، (۱۳۹۰)، "بررسی ژنز کانسار آهن رباعی بر اساس زمین شیمی توده‌های نفوذی، کانی شناسی و مطالعات شاره‌ای درگیر"، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم.
- بهرامی م، (۱۳۸۲)، "مبانی ژئوشیمی" چاپ اول، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران، ص ۴۵۳ .
- بیانی م.ت، (۱۳۹۵) "گزارش پایان عملیات اکتشاف مس آبگاره" شرکت خدمات مهندسی زمین پویان فراز آسیا.
- پورحسینی ف، (۱۳۶۲)، "پژوهشی در منشأ توده‌های آذرین ایران زمین، بررسی ژرف توده‌های نفوذی نطنز و بزمان"، گزارش شماره ۵۳، سازمان زمین شناسی کشور.
- پورشعبان ا، خاکزاد ا، (۱۳۸۹)، "مطالعه کانه نگاری و لیتوژئوشیمیای در کانسار مس رگه‌ای کلاته مهران سمنان"، فصلنامه علمی پژوهشی زمین.
- جبارزاده ز، حسین زاده م.ا، مؤید م .و فرامرزی ر، (۱۳۹۵) "بررسی زمین شیمی عناصر فرعی و کمیاب (نادرخاکی) در کانی سازی رگه‌ای فلزات پایه منطقه یارالوجه، (شمال غرب اهر-آذربایجان شرقی)" فصلنامه زمین شناسی ایران، دوره ۱۰، شماره ۳۷، ص ۴۵-۶۱.
- جعفریان، ع (۱۳۶۸)، "بررسی پترولوژی قوس ولکانوپلوتنیک رشته کوه کوهز-طرود و مجموعه‌های کانه‌زایی وابسته"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- جعفریان م، (۱۳۷۳)، "نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسین زاده ق، کلاگری غ، ا، مؤید م، حاج علیلو ب و مؤذن م، (۱۳۸۸) "بررسی دگرسانی و کانی سازی مس پورفیری در منطقه سوناجیل(خاور هریس، استان آذربایجان شرقی)" فصلنامه علوم زمین، دوره ۱۹، شماره ۷۴.
- حسینی پاک ع، شرف الدین م، (۱۳۹۱)، "تحلیل داده های ژئوشیمیایی"، انتشارات دانشگاه تهران.
- خویی ن، قربانی م و تاجبخش پ، (۱۳۷۸)، "کانسارهای مس در ایران"، طرح تدوین کتاب، شماره ۶۸، سازمان زمین شناسی کشور.
- خادمی م، (۱۳۸۶)، رساله دکتری، "ویژگی های ساختاری و وضعیت زمین شناسی منطقه ترود"، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۰ص.
- خان نصر اصفهانی ع، (۱۳۸۴)، "پتروگرافی سنگ های آذرین" انتشارات دانشگاه آزاد خوراسگان، اصفهان.
- خواجeh زاده ح، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین نفوذی شمال معلمان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- رشیدنژاد عمران، ن، (۱۳۷۱)، "بررسی تحولات سنگ شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانی سازی طلا در منطقه باغو(جنوب-شرق دامغان)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- شمعانیان اصفهانی، غ (۱۳۸۱)، رساله دکتری: "مطالعه دگرسانی گرمایی فلزات پایه و گرانبها در منطقه معلمان"، دانشگاه شهید بهشتی.
- شهاب پور ج، (۱۳۹۰)، "زمین شناسی اقتصادی"، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- شیرنورد شیرازی م، مقتدری ا. و حاج علیلو ب، (۱۳۸۹)، "بررسی زمین شناسی و کانی سازی در کانسار گل گهر سیرجان" نخستین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، مشهد.
- صالحی ز، فرامرزی ن، ا، مسعودی ف. و رضوی م. ح، (۱۳۹۴)، "ویژگی های سیالات کانه ساز مس، نقره و طلای جارو(جنوب شرق اشتهارد-کرج)،" مجله ژئوشیمی، دوره ۳، شماره ۲، ص ۸۵-۹۲.
- طائفی ن، (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد "بررسی ژنز کانه زایی مس همراه با سنگ های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن، شمال ایران مرکزی، شرق و جنوب شرق شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- طالع ماسوله س، قربانی م، حکیمی آسیابر، س، (۱۳۸۹). "مطالعه زمین شناسی اقتصادی کانسار مس چاه گله سمنان شمال غرب ترود" فصلنامه علمی پژوهشی زمین.

- عبداللهی حیدرباغی، ا، (۱۳۹۵)، "بررسی زمین شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس و آهن رباعی جنوب دامغان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- علوی م، هوشمندزاده، ا، (۱۳۵۵)، "نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه طرود" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- علیرضایی س، (۱۳۸۹)، "زمین شناسی کانسارها" چاپ دوم، امیرکبیر، تهران، ص ۹۸۳.

- قربانی ق، (۱۳۸۴)، "پترولوژی سنگ های ماگمایی جنوب دامغان"، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.

- قربانی م، (۱۳۸۶)، "زمین شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران" چاپ اول، انتشارات آرتین زمین، ص ۴۹۲.

- کریم پور، م ح، (۱۳۸۱)، "تصویر پردازش داده های ماهواره استر برای شناسایی کانی های معرف دگرسانی در محدوده اکتشافی رباعی"، برگرفته از گزارش پایان عملیات اکتشاف مس رباعی.

- کهنسال ر، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی توده های نفوذی نیمه ژرف در محدوده ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ معلمان"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال.

- کی نژاد آ، (۱۳۸۹) "بررسی شکستگی های شمال منطقه ترود- معلمان ایران مرکزی- جنوب خاور دامغان و ارتباط آن با کانی زایی منطقه"، فصلنامه علوم.

- موحداول م، (۱۳۴۷)، "گزارش مقدماتی فیروزه باغو منطقه کوه زر"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- میلویش ز، (۱۳۹۴)، پایان نامه ارشد: "کانی شناسی، زمین شیمی و الگوی پیدایش کانه زایی مس رسوبی در شمال-شمال غرب تربت حیدیه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- موسوی نقابی، ا، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی: "بررسی کانی شناسی و ژنز معدن روی و سرب قله کفتران (شاهرود)،" دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت معلم تهران.

- مهرابی ب، قاسم سیانی م. و طالع فاضل، ا، (۱۳۹۳)، "بررسی سامانه کانه زایی فلزات پایه و گرانبها در محدوده های معدنی چشمه حافظ و چالو کمان ماگمایی طرود-چاه شیرین" فصلنامه علوم زمین، دوره ۲۴، شماره ۹۳، ص ۱۰۵ - ۱۱۸.

- مهرابی ب. و قاسم سیانی م، (۱۳۸۹) "کانی شناسی و زمین شناسی اقتصادی کانسار پلی متال چشمه حافظ، استان سمنان، ایران مجله زمین شناسی اقتصادی.

- مهابادی، (۱۳۹۷)، پایان نامه ارشد: "کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس آبگاره"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ناهیدی فر ل، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی: "کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس دیان (جنوب دامغان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- نجف زاده ع ل، خلیلی میرهن ش، احمدیان ج، (۱۳۹۰)، "زمین شناسی اقتصادی"، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران.
- و ثوقی عابدینی م، مسعودی ف، بهاروند ن، ترخانی م، (۱۳۸۸)، "کاربرد عناصر ردیاب غیرمتحرک Co و Th در بررسی سنگ های آتشفشانی دگرگون شده و هوازده شواهدی از سنگ های کرتاسه منطقه سقز-پیرانشهر"، فصلنامه زمین شناسی ایران، شماره ۲۱، صفحات ۸۹-۷۷.
- هلمهاکر (۱۸۹۸) و هنمک (۱۸۹۹)، "پی جویی طلا در زمین شناسی منطقه مورد مطالعه"، قربانی م، (۱۳۸۴)، رساله دکتر، "پترولوژی سنگ های ماگمایی جنوب دامغان"، دانشگاه شهید بهشتی.
- هوشمندزاده، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده های زمین شناسی ناحیه تروند"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- یوسفی ف، (۱۳۹۶)، رساله دکتری: "پتروژنز و زمین شناسی ایزوتوپی سنگ های آذرین نفوذی پس از ائوسن نوار ماگمایی طرود-احمدآباد (جنوب شرق شاهرود)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- Agangi A. and Reddy S.M. (2016) "Open-system behaviour of magmatic fluid phase and transport of copper in arc magmas at Krakatau and Batur volcanoes, Indonesia" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327, pp 669-686.
- Ahmadian J. Murata M. Nadimi A. Ozawa H. and Kozai T. (2014) "Recent tectonic activity of Iran deduced from young magmatism evidences" *Bulletin of center of collaboration in community Naruto university of education*, 28, pp23-38.
- Baker W.E. (1978) "The role of humic acid in the transport of gold" *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(6), pp 645-649.
- Barnes H. L. (1997) "Geochemistry of hydrothermal ore deposits" (Vol. 1). John Wiley & Sons.
- Beane R. E. (1982). "Hydrothermal alteration in silicate rocks. *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits*", Southwestern North America, pp.
- Cabral A.R. and Beaudoin G. (2007) "Volcanic red-bed copper mineralisation related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre" *Quebec Appalachians, Canada. Mineralium Deposita*, 42(8), pp 901-912.
- Carranza E. J. M. and Hale M. (2002) "Mineral imaging with Landsat Thematic Mapper data for hydrothermal alteration mapping in heavily vegetated terrane" *International journal of remote sensing*, 23(22), pp 4827-4852.
- Craig G.R. and Vaughan, P. (1994), "Ore Microscopy and Ore Petrography". John Wiley and Sons, 434p. Institute, Falls Church, Virginia, 751p.
- Craig J.R., Vaughan D.J. and Hagni R.D. (1981), "Ore microscopy and ore petrography" (Vol. 406). New York: Wiley.
- Camprubi A., Albinson T. (2006) "Depósitos epitermales en México-Actualización de su conocimiento y reclasificación empírica". *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*.
- Cox K.G. Bell J.D. and Pankhurst R.J. (1979) "The interpretation of igneous rocks" George Allen and Unwin, pp 450.
- Damerson L. M., (1990) "The petrology and geochemistry of tuffs and tuff breccias of the Thirtyone Mile Mountain area, Central Colorado". Department of Geology, The College of Wooster, OH 44691.
- Franchini M., McFarlane C., Maydagán L., Reich M., Lentz D.R., Meinert L., Bouhier, V. (2015) "Trace metals in pyrite and marcasite from the Agua Rica porphyry-high sulfidation epithermal deposit, Catamarca, Argentina: Textural features and metal zoning at the porphyry to epithermal transition".
- Fisher R.V. (1966) "Rocks composed of volcanic fragments and their classification". *Earth-Science Reviews*.

- Galley A. G. Hannington M. D. and Jonasson I. R. (2007), "Volcanogenic massive sulphide deposits, in Good fellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A synthesis of Major.
- Gill J., (1981) "Orogenic Andesites and Plate Tectonics" Springer- Verlag, Berlin.
- Haldar S. K. (2012), "Mineral exploration: principles and applications".
- Hastie A.R. Kerr A.C. Pearce J.A. and Mitchell S.F. (2007) "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram" *Journal of Petrology*, 48, pp 2341-2357.
- Kawabata H. and Shuto, K. (2005) "Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesites from the Setouchi volcanic belt, Japan: implications for Archean TTG formation" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Kirkham R. V. (1996). "Volcanic redbed copper. *Geology of Canadian Mineral Deposit*". Types: Geological Survey of Canada, Geology of Canada.
- Kuno H. (1968) "Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bulletin Volcanologique*".
- Le Bas M.J. Le Maitre R.W. Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram" *Journal of petrology*, 27(3), pp 745-750.
- Middlemost E. A. K. (1994) "Naming materials in the magma / igneous rock system", Longman Group u. k, pp. 73 – 86.
- McCarroll R.J. Graham I.T. Fountain R. Privat K. and Woodhead J. (2014) "The Ojolali region, Sumatra, Indonesia: Epithermal gold–silver mineralisation within the Sunda Arc" *Gondwana Research*, 26(1), pp 218-240.
- Muller D., Groves D. L., Stumpfl E. F. (1993) "Potassic igneous rocks and shoshonites as potential exploration targets In: IAVCEI" General Assembly, Canberra, September 1993, *Ancient Volcanism and Modern Analogues, Abstracts. International Association for Volcanology and Chemistry of the earth's Interior*, Canberra, 76p.
- Nakamura N. (1974). "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*".
- Naslund H.R., Aguirre R., Dobbs F.M., W. Henriquez F., and Nystrom J.O. (2000) "The origin in placement and eruption of ore magmas", Internet.
- Nadeau O. (2011), "The Behaviour of Base Metals in Arc-Type Magmatic-Hydrothermal Systems– Insights from Merapi Volcano, Indonesia" McGill University (Canada), pp.195.
- Nesse W.D. (2000) "Introduction to mineralogy" Oxford University Press, 442 p..
- Pettijohn F.J. (1975) "Sedimentary rocks" 3rd edition, Harper and Row, New York, 628 pp.

- Pirajno F.J. (1992) "Hydrothermal Mineral Deposits. Principles and fundamental concepts for the Exploration Geologist" Springer, verlag, p. 706.
- Pearce J. A. (1996) "A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration" Geological Association of Canada, short course Notes.
- Peccerillo A. and Taylor S. R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" Contributions to mineralogy and petrology, 58(1), pp 63-81.
- Rollinson H.R. (2014) "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Routledge.
- Lottermoser B.G. (1992) "Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes" Ore Geology Reviews.
- Reich M., Deditius A., Chryssoulis S., Li J.W., Ma C.Q., Parada M.A., Barra F., Mittermayr F. (2013). "Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study" Geochimica et Cosmochimica Acta.
- Ruiz C. (1971) "Strata-bound copper sulphide deposits of Chile" Soc. Min. Geol. Jpn. Spec. Issue, 3, pp 252-260.
- Robb L. (2004) "Introduction to ore forming processes" Blackwell, Oxford.
- Ramdohr P. (1980) "The ore minerals and their intergrowths, 2nd edn" International Series in Earth Sciences 35.
- Reich M., Deditius A., Chryssoulis S., Li J.W., Ma C.Q., Parada M.A., Barra F., Mittermayr F. (2013). "Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study" Geochimica et Cosmochimica Acta, 104, pp.42-62.
- Shcherbakov V.D. Plechov P.Y. Izbekov P.E. and Shipman J.S. (2011) "Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka" Contributions to Mineralogy and Petrology, 162(1), pp 83-99.
- Sun S.S., McDonough W.S. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes" Geological Society, London, Special Publications.
- Shelly D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, Microstructures and mineral preferred orientations" Chopman & Hall, London.pp.405.
- Stewart G.M. (2004) "Argillic alteration and ore deposits Economic" **Geology**, 51, pp 407- 414..
- Simmons S.F. and Browne P.R. (2000) "Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments" **Economic Geology**, 95(5), pp 971-999.

- Szeliga W. and Michalik, M. (2003) "Contact metamorphism and hydrothermal alterations around andesite intrusion of the Jarmuta hill, Pieniny (Poland)" *Mineralia Slovaca*, 35, pp 31-35.
- Sillitoe R.H. and Hedenquist J.W. (2003) "Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits" *Special Publication-Society of Economic Geologists*, 10, pp 315-343.
- Sillitoe R.H., Perelló, J. (2005) "Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, me-Shelly D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, Microstructures and mineral preferred orientations" *Chopman & Hall, London*.pp.405.
- Tatsumi Y., Takahashi T. (2006). "Operation of subduction factory and production of andesite". *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*,101(3), pp. 145-153.
- Tristá-Aguilera D. Barra F. Ruiz J. Morata D. Talavera-Mendoza O. Kojima S. and Ferraris F. (2006) "Re–Os isotope systematics for the Lince–Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile" *Mineralium Deposita*, 41(1), pp 99.
- Tucker M.E. (2009) "Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks" *John Wiley & Sons*.
- White N. C., Hedenquist J. W. (1995). "Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration". *SEG newsletter*, 23(1), pp. 9-13.
- Winchester J.A. and Floyd P.A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" *Chemical geology*, 20, pp 325-343.
- Wood D.A. (1980) "The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province" *Earth and planetary science letters*.
- Wilson M. (1989) "Igneous Petrogenesis", London, 461p.
- Williams-Jones A.E. and Heinrich C.A. (2005) "100th Anniversary special paper: vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits" *Economic Geology*, 100(7), pp 1287-1312.
- Wang Y. Zeng Q. Zhou L. Chu S. and Guo Y. (2016) "The sources of ore-forming material in the low-sulfidation epithermal Wulaga gold deposit, NE China: Constraints from S, Pb isotopes and REE pattern" *Ore Geology Reviews*, 76, pp 140-151.
- Yilmaz H., Oyman T., Sonmez F.N., Arehart G.B., Billor Z. (2010) "Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespilh Dere (Lapseki/Western Turkey)".

-Zhong J. Chen Y.J. Qi J.P. Chen J. Dai M.C. and Li J. (2017) “Geology, fluid inclusion and stable isotope study of the Yueyang Ag-Au-Cu deposit, Zijinshan orefield, Fujian Province, China” *Ore Geology Reviews*, 86, pp 254-270.

پوست

پیوست ۱: جدول مقادیر فراوانی عناصر فرعی و کمیاب در نمونه‌های منطقه ICP- MS.

	ch-s-1-12	ch-s-2-19	ch-s-2-7	ch-s-2-22	ch-s-2-12	ch-s-2-2	ch-s-2-0	ch-s-1-2	ch-s-1-8	ch-s-2-6	ch-s-p-6	ch-s-p-4	ch-s-p-3	ch-s-1-10
Ag	2.71	<1	<1	12.12	<1	<1	<1	2.71	1.46	2.32	65.42	11.06	23.99	12.12
Al	7.57	11.31	10.12	5	9.88	10.74	5.26	7.57	11.42	5.8	4	6.64	6.5	5
As	56.46	18.88	19.17	12.71	32.65	17.79	48.78	56.46	62.74	41.23	34.35	78.22	88.73	12.71
Ba	<1	114.11	170.21	190.21	181.93	286.02	4.33	<1	30.77	74.59	176.53	278.89	724.11	190.21
Be	0.78	0.93	2.23	3.66	2.12	0.96	0.73	0.78	1.02	1.09	<0.1	1.47	0.79	3.66
Bi	<1	<1	1.08	<1	<1	<1	1.7	<1	<1	3.21	<1	<1	<1	<1
Ca	0.62	6.23	7.21	2.15	8.38	9.07	1.83	0.62	1.94	3.93	0.3	1.54	0.74	2.15
Cd	0.21	0.21	0.28	1.25	0.19	0.36	0.47	0.21	0.21	0.79	<0.1	<0.1	<0.1	1.25
Ce	7.94	30.32	94.69	73.95	114.27	54.53	53.25	7.94	12.56	42.25	9.93	9.43	7.85	73.95
Co	15.25	34.45	31.71	32.02	30.4	22.56	17.88	15.25	20.15	13.72	220	33.12	35.12	32.02
Cr	75.77	13.57	82.19	34.73	139.29	115.08	7.59	75.77	37.28	121.81	148.62	129.82	322.48	34.73
Cs	7.69	3.6	1.82	1.83	<1	2.83	3.03	7.69	6.31	5.13	2.95	5.76	3.32	1.83
Cu	>10000	103.22	265.84	4615.08	295.07	196.91	>10000	>10000	>10000	>10000	33431.7	27409.8	35535	46150.8
Dy	1.85	3.41	9.34	7.08	10.74	4.02	5.43	1.85	1.84	4.33	<1	1.46	1.08	7.08
Er	1.17	2.08	5.68	3.65	6.64	2.63	3.41	1.17	1.13	2.78	<1	<1	<1	3.65
Eu	<1	1.26	2.38	1.82	2.83	1.63	1.43	<1	<1	1.26	<1	<1	<1	1.82
Fe	2.01	3.16	4.03	5.02	3.36	3	4.08	2.01	2.2	2.78	1.09	3.03	3.17	5.02
Ga	9.65	12.64	15.59	12.55	16.39	11.92	8.29	9.65	12.92	10.6	7.18	9.76	14.68	12.55
Gd	1.5	3.3	9.04	8.14	10.64	4.44	5.49	1.5	1.77	4.5	<1	1.55	1.11	8.14
Hf	4.77	6.19	16.52	8.9	20.78	9.48	15.06	4.77	6.89	6.58	2.57	3.77	4.92	8.9
Hg	2.73	<1	<1	<1	<1	<1	3.07	2.73	2.6	2.53	<1	<1	4.41	<1
Ho	<1	1.02	2.84	1.26	3.26	1.18	1.62	<1	<1	1.29	<1	<1	<1	1.26
In	0.21	<0.1	0.15	<1	0.22	0.13	0.39	0.21	0.19	0.25	<1	<1	<1	<1
K	2020.38	2100.71	2400.16	2000.91	2300.29	2120.27	2120.57	2010.38	2320.22	2110.75	2010.47	2030.99	2060.44	2090.91
La	3.79	15.35	47.3	32.91	58.01	28.14	26.24	3.79	6.02	21.74	2.5	4.14	3.49	32.91
Li	46.44	57.17	23.02	34.09	26.13	25.86	14.31	46.44	48.33	38	35.66	33.18	57	34.09
Lu	0.26	0.44	1.22	<1	1.37	0.49	0.68	0.26	0.21	0.51	<1	<1	<1	<1
Mg	1.11	1.45	0.38	1.8	0.53	2.1	0.15	1.11	1.46	0.68	0.36	1.04	1.25	1.8
Mn	66.02	485.73	445.4	664.39	554.36	596.57	55.6	66.02	125.2	365.4	112.84	312.58	117.76	664.39
Mo	1.29	1.93	2.35	5.92	1.82	<1	5.9	1.29	1.59	2.31	7	4.14	8.48	5.92
Na	2.8	3.99	3.75	1.61	3.5	3.84	2.69	2.8	4.14	2.37	1.1	1.64	1.73	1.61

Nb	6.57	8.76	15.52	13.43	7.24	10.96	22.61	6.57	11.65	12.74	6.88	6.76	11.8	33.43
Nd	5.22	16.17	46.34	38.61	55.95	25.1	28.22	5.22	7.72	22.52	3.35	6.37	4.73	38.61
Ni	35.85	40.34	23	23.91	23.81	64.83	21.4	35.85	28.33	29.05	232.87	36.37	90.02	23.91
P	0.08	0.09	0.29	0.35	0.29	0.11	0.28	0.08	0.1	0.14	0.12	0.13	0.14	0.35
Pb	<1	<1	10.72	17.51	2.08	<1	15.13	<1	<1	2.46	4.46	28.1	19.28	17.51
Pr	1.23	4.01	12.05	9.64	14.38	6.53	6.94	1.23	1.79	5.7	<1	1.34	1.07	9.64
Rb	14	22.29	70.59	34.48	38.68	28.11	49.92	14	16.28	30.13	14.77	25.4	7.55	34.48
S	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.11	<0.1	<0.1	0.13	0.15	<0.1	0.12	<0.1
Sb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sc	6.33	16.74	17.87	18.1	25	18.66	14.42	6.33	9.39	31.18	7.96	14.75	8.92	18.1
Sm	1.35	3.3	9.15	8.03	11.1	4.61	5.7	1.35	1.71	4.6	<1	1.19	1.15	8.03
Sn	<1	<1	<1	1.83	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1.83
Sr	99.43	157.09	179.95	165.32	226.1	337.96	55	99.43	119.73	84.71	255.1	156.9	368.85	165.32
Ta	<1	<1	1.96	1.59	1.95	1.14	1.2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1.59
Tb	<1	<1	2.11	1.05	2.42	<1	1.29	<1	<1	1.04	<1	<1	<1	1.05
Te	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Th	20.84	28.93	34.12	30.94	32.32	36.2	4.49	1.84	3	2.35	1.15	1.63	1.68	6.94
Tl	<1	<1	<1	<1	<1	<1	0.4	0.24	0.34	0.25	0.44	0.67	0.59	1.09
Tm	<1	<1	1.3	<1	1.44	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
U	3.53	1.48	1.97	2.75	2.37	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
V	112.05	93.96	114.35	180.17	109.42	69.86	3.8	3.53	2.91	6.81	2.55	23.57	2.85	2.75
W	75.69	10.94	34.4	1.39	19.68	24.16	84.26	112.05	124.32	122.81	306.88	217.74	241.58	180.17
Y	7.38	15.82	46.65	39.01	56.75	20.91	55.49	75.69	4.93	10.05	<1	<1	1	1.39
Yb	1.62	2.65	7.27	3	8.23	2.95	23.69	7.38	6.61	21.39	2.78	6.13	3.79	39.01
Zn	18.92	64.72	114.41	44.4	88.37	61.55	4.08	1.62	1.3	3.12	<1	<1	<1	3
Zr	62.69	75.82	243.01	301.26	229.39	101.17	18.78	18.92	56.99	107.43	27.76	48.87	50.15	44.4
Ti	0.4	0.24	0.34	0.58	0.25	0.62	0.33	0.27	0.44	0.67	0.59	1.09	0.5	0.51

پیوست ۲: جدول مقادیر درصدی اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی (به روش XRF)

	ch-s-1-12	ch-s-2-19	ch-s-2-7	ch-s-2-22	ch-s-2-12	ch-s-2-2
TiO ₂	2.77	0.9	2.64	1.14	2.79	1.34
Al ₂ O ₃	14.94	18.56	14.77	19.75	14.82	15.84
FeO	11.57	8.92	10.85	8.29	10.12	8.67
MnO	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
MgO	1.33	1.91	0.71	2.91	0.87	3.35
CaO	8.85	6.67	8.34	3.78	10	10.4
Na ₂ O	3.12	3.8	3.65	4.03	3.21	3.57
K ₂ O	2.56	1.5	3.18	1.71	2.88	1.55
P ₂ O ₅	1.31	0.51	1.19	0.43	1.26	0.58
SiO ₂	47.82	49.56	49.23	50.96	47.73	46.75

پیوست ۳: عناصر مورد آنالیز و حد قابل ثبت آن‌ها.

Element	(LOQ(ppm	Limit Upper ((ppm	Element	(LOQ(ppm	(Limit (ppm Upper	Element	(LOQ(ppm	Limit Upper ((ppm
Ag	۱	۱۰۰	Mo	۱	۰۰۰	Ga	۱	۱۰۰
Al	۱۰۰۰	۸۰۰۰۰	Na	۱۰۰۰	۸۰۰۰۰	Gd	۱	۱۰۰
As	۱	۰۰۰	Ni	۱	۱۰۰۰	Hf	۱	۱۰۰
Be	۰.۱	۲۰	P	۱۰۰	۱۰۰۰۰	Hg	۱	۱۰۰
Bi	۱	۱۰۰	Pb	۰	۱۰۰۰	Ho	۱	۱۰۰
Ca	۱۰۰	۱۰۰۰۰۰	S	۱۰۰۰	۱۰۰۰۰	In	۱	۱۰۰
Cd	۰.۱	۱۰۰	Sb	۱	۱۰۰۰	Li	۱	۱۰۰
Ce	۱	۱۰۰۰	Sc	۱	۱۰۰۰	Lu	۱	۱۰۰
Co	۱	۱۰۰۰	Sr	۱۰	۰۰۰۰	Nb	۱	۱۰۰
Cr	۱	۱۰۰۰	Ti	۱۰۰	۲۰۰۰۰	Nd	۱	۱۰۰
Cu	۱	۱۰۰۰	V	۱۰	۱۰۰۰	Pr	۱	۱۰۰
Fe	۱۰۰۰	۷۰۰۰۰	Y	۱	۲۰۰	Rb	۱	۱۰۰
K	۱۰۰۰	۲۰۰۰۰	Zn	۰	۱۰۰۰	Sm	۱	۱۰۰
La	۱	۱۰۰۰	Cs	۱	۱۰۰۰	Sn	۱	۱۰۰
Li	۱	۲۰۰	Dy	۱	۱۰۰	Ta	۱	۱۰۰
Mg	۱۰۰۰	۰۰۰۰۰	Eu	۱	۱۰۰	Tb	۱	۱۰۰
Mn	۲۰	۱۰۰۰	Er	۱	۱۰۰	Te	۱	۱۰۰
Tl	۱	۱۰۰	Th	۱	۱۰۰	Tm	۱	۱۰۰
U	۱	۱۰۰	W	۱	۱۰۰	Yb	۱	۱۰۰

پیوست ۴: مختصات و مشخصات گسل‌های برداشت شده در منطقه کلوت‌بلند

شماره گسل	مختصات	امتداد	شیب	جهت شیب	کانه زایی / عدم کانه زایی
F1	54°17'54.2" 35°19'37.2"	165	65	NE	کانه زایی
F2	54°17'52" 35°19'41.6"	345	90	-	کانه زایی
F3	54°17'52" 35°19'41.6"	0	68	E	کانه زایی
F4	54°17'52" 35°19'41.6"	150	74	SW	کانه زایی
F5	54°17'52" 35°19'41.6"	123	80	NE	کانه زایی
F6	54°17'55" 35°19'46.7"	10	90	-	کانه زایی
F7	54°17'55" 35°19'46.7"	160	72	NE	کانه زایی
F8	54°17'55" 35°19'46.7"	35	90	-	کانه زایی
F9	54°17'55" 35°19'46.7"	140	60	NE	کانه زایی
F10	54°17'52.4" 35°19'53.8"	46	51	SE	کانه زایی
F11	54°17'52.4" 35°19'53.8"	125	78	NE	عدم کان زایی
F12	54°17'50.8" 35°19'52.8"	60	65	NW	کانه زایی
F13	54°17'50.8" 35°19'52.8"	100	66	NW	کانه زایی
F14	54°17'50.8" 35°19'52.8"	60	79	NW	کانه زایی
F15	54°17'47.4" 35°19'55.7"	0	75	E	عدم کان زایی
F16	54°17'47.4" 35°19'55.7"	45	44	NW	عدم کان زایی
F17	54°17'45" 35°19'56.8"	75	70	NW	عدم کان زایی
F18	54°17'45" 35°19'56.8"	78	70	NW	عدم کان زایی
F19	54°17'49.5" 35°19'51.1"	40	66	NW	کانه زایی
F20	54°17'49.5" 35°19'51.1"	50	90	-	کانه زایی

F21	54°17'49.5"	35°19'51.1"	26	80	NW	کانه زایی
F22	54°17'49.5"	35°19'51.1"	70	47	NW	کانه زایی
F23	54°17'42.9"	35°19'48.6"	40	83	NW	کانه زایی
F24	54°17'42.9"	35°19'48.6"	10	65	SE	کانه زایی
F25	54°17'42.9"	35°19'48.6"	150	76	NE	کانه زایی
F26	54°17'38.2"	35°19'49.4"	45	90	-	عدم کانه زایی
F27	54°17'14.1"	35°19'44.3"	0	85	NE	عدم کانه زایی
F28	54°17'14.1"	35°19'44.1"	115	80	NE	عدم کانه زایی
F29	54°17'13.8"	35°19'43.7"	55	80	NW	عدم کانه زایی
F30	54°17'12.7"	35°19'42.8"	115	35	SW	کانه زایی
F31	54°17'12.7"	35°19'42.8"	0	65	SE	عدم کانه زایی
F32	54°17'12.7"	35°19'42.8"	38	90	-	کانه زایی
F33	54°17'12.7"	35°19'42.8"	110	28	SW	کانه زایی
F34	54°17'12.7"	35°19'42.8"	170	90	-	کانه زایی
F35	54°17'13.6"	35°19'40.2"	90	54	NE	کانه زایی
F36	54°17'13.6"	35°19'40.2"	12	67	SE	کانه زایی
F37	54°17'13.6"	35°19'40.2"	125	0	SE	کانه زایی
F38	54°17'13.6"	35°19'40.2"	100	75	SW	عدم کانه زایی
F39	54°17'13.6"	35°19'40.2"	80	90	-	عدم کانه زایی

Abstract

Kalute Boland copper deposit located in Semnan province, 120 km south of Damghan and part of a Torud-Chah shirin volcanic-sedimentary belt that has facies in the northern edge Structural-sedimentary zones of Central Iran. Extensive and numerous alteration and mineralization were formed by volcanic and magmatic activity in this zone from Eocene to Miocene and are mainly related to the subduction events in this zone. The calc-alkaline volcanism and related mineralization occurred along the main Anjillo fault in the north and the Torud fault in the south with NW-SE trend. Field and petrographical studies, deposit area, consist of andesite, basaltic andesite and basalt and tuff that indicate middle–upper Eocene with argillitic, sericitic, silicic, carbonatic, chloritic and iron oxides alterations. The rocks are high-K, calc-alkaline to shoshonitic in nature. Mineralization in Kalute Boland area occurred as veins along the fault planes in a lava unit. Fractures resulting from operation of faults in the rocks of the region have created a favorable location for the influence of hydrothermal solution and it is considered as the main controller of mineralization. According to the field observations and mineralogical studies, the mineralization in the region was carried out in two stages: hypogene and supergene and weathering. Hypogen zone minerals are generally pyrite, chalcocite. Because of existence in oxidizing-supergene environment, nearly almost Cu-bearing minerals of the main stage of mineralization have been replaced by secondary Cu minerals such as chalcocite, covellite, malachite and chrysocolla. Fractures resulting from operation of faults in the rocks of the region have created a favorable location for the influence of hydrothermal solution and it is considered as the main controller of mineralization. The most textures observed in the occurrence of mineralization include vein-veinlets, open space filling, radial, replacement and disseminated. According to the geochemical data, the volcanic rocks have significant enrichment in LREE and LILE and depletion in HREE and HFSE and negative anomalies in Ti and Nb elements. The rocks are enriched in Cs indicating mantle metasomatism by fluids released from subducting oceanic lithosphere. Therefore, magma contamination and mantle metasomatism have affected the magma from which the volcanic rocks of the Kalute Boland have were generated. In variation diagrams there is a continuous trend between the mentioned rocks and indicate that they evolved by fractional crystallization. According to geochemical studies copper with Ag, As,

Mo, Ar and S is a significant correlation. This correlation geochemistry is corresponded with mineralography evidence (mineral paragenesis sequence). finally, regarding our research the petrography, structural control of mineralization, alteration type and its extension, simple mineralogy, geochemical, fluid inclusion properties of the study area and comparison with similar epithermal deposits, Kalute Boland copper deposit can be classified as vein type copper deposits.

Keywords: Mineralogy, Geochemistry, vein type copper deposit, Middle–Upper Eocene, Kalute Boland, Torud-Chah shirin.



Faculty of Earth Sciences

M.Sc Thesis in Economic Geology

**Mineralogy, geochemistry and genesis of the Kalute Boland Copper
deposit, South of Damghan**

By:

Younes Sarnakhshi

Supervisor:

Dr. Farajollah Fardoost

Mehdi Rezaei Kahkhaei

September 2019