
بسم الله الرحمن الرحیم

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار مس آبگاره، جنوب دامغان

نگارنده:

راضیه مهابادی

استاد راهنما:

دکتر فرجا... فردوست

شهریور ۱۳۹۷

شماره: ۱۴۰۴م
تاریخ: ۹۷/۶/۲۸

باسمه‌تعالی

دانشگاه صنعتی شاهرود

مدیریت تحصیلات تکمیلی

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

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان‌نامه کارشناسی ارشد خانم راضیه مهابادی با شماره دانشجویی ۹۴۱۷۲۹۴ رشته زمین‌شناسی گرایش اقتصادی تحت عنوان " کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار مس آبگاره، جنوب دامغان" که در تاریخ ۱۳۹۷/۰۶/۱۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

قبول (با درجه: عالی) ☑ **مردود** ☐

نوع تحقیق: نظری ☐ **عملی** ☑

عضو هیات داوران	نام ونام خانوادگی	مرتبهٔ علمی	امضاء
۱ـ استاد راهنما	دکتر فرج‌ا... فردوست	استادیار	
۲- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر گیتی فرقانی تهرانی	استادیار	
۳- استاد ممتحن اول	دکتر مسعود علی‌پور اصل	استادیار	
۴ـ استاد ممتحن دوم	دکتر فردین موسیوند	استادیار	

نام و نام‌خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: ۹۷/۶/۲۳

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می‌تواند از پایان‌نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

دانشکده علوم زمین

تقدیم به دو ستاره پر فروغ زندگیم:

پدر و مادر عزیز و مهربانم؛

آنان که تجلی آرزوهایشان را

در موفقیت فرزندان خود می‌دانند.

تشکر و قدردانی

سپاس بی‌کران پروردگار یکتا را که هستی‌مان بخشید و به طریق علم و دانش رهنمون‌مان شد و به همنشینی رهروان علم و دانش مفتخرمان نمود و خوشه‌چینی از علم و معرفت را روزی‌مان ساخت. لذا اکنون که در سایه‌سار بنده‌نوازی‌هایش پایان‌نامه حاضر به انجام رسیده است، بر خود لازم می‌دانم تا مراتب سپاس را از تمامی عزیزانی که در مراحل مختلف پایان‌نامه مرا یاری نموده‌اند به جا آورم و از درگاه خداوند متعال توفیق روزافزون یکایک آنها را خواستارم.

شایسته است پاکترین سپاس را تقدیم استاد بزرگوار و پرمایه‌ام جناب آقای دکتر فرج الله فردوست نمایم که علاوه بر راهنمایی‌های پژوهشی، حضور سبز، حمایت و رهنمودهای خالصانه ایشان همیشه همراه من بوده و هیچ‌گاه زبان و کلمات، توان قدردانی از محضر ایشان را ندارد.

از اساتید شایسته؛ جناب آقای دکتر صادقیان، دکتر علی‌پور و دکتر موسیوند که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از هیچ کمکی در این عرصه بر من دریغ ننمودند؛ کمال تشکر و قدردانی را دارم، باشد که این پایان‌نامه بخشی از زحمات آنان را سپاس گوید. همچنین، از آقای مهندس احسان عزیزیان به پاس یاری‌ها و همکاری‌های بی‌شائبه‌شان کمال تشکر و قدردانی را دارم.

سپاس بی‌کران بر همدلی، همراهی و همگامی پدر و مادر بسیار عزیز، دلسوز و فداکارم که سجده ایثارشان گل محبت را در وجودم پروراند و پیوسته جرعه‌نوش جام تعلیم و تربیت، فضیلت و انسانیت آنها بوده‌ام و همواره چراغ وجودشان روشنگر راه من در سختی‌ها و مشکلات بوده است.

با سپاس بی‌دریغ خدمت دوست گران‌مایه‌ام نسترن حیدری که مرا صمیمانه و مشفقانه یاری داده است و با تشکر خالصانه خدمت همه کسانی که به نوعی مرا در به انجام رساندن این مهم یاری نموده‌اند.

تعهدنامه

اینجانب **راضیه مهابادی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی، گرایش اقتصادی از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه کارشناسی ارشد با عنوان **کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار مس آبگاره، جنوب دامغان** تحت راهنمایی **جناب آقای دکتر فرجا.. فردوست** متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام گردیده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ‌جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود است و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا «Shahrood University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به‌دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده‌اند، در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آنها) استفاده شده است، ضوابط و اصول اخلاقی رعایت گردیده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است، اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت گردیده است.

تاریخ:

امضای دانشجو:

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نیست.

فهرست مقالات مستخرج شده از پایان‌نامه

- مهابادی ر. و فردوست ف.ا، (۱۳۹۶) "مطالعات زمین‌شناسی و پتروگرافی سنگ میزبان کانسار مس آبگاره، جنوب دامغان" نهمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند.

- مهابادی ر. و فردوست ف.ا، (۱۳۹۶) "بررسی رخداد کانه‌زایی و کانه‌نگاری کانسار مس آبگاره، جنوب دامغان" نهمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند.

- فردوست ف.ا. و مهابادی ر، (۱۳۹۶) "ژئوشیمی سنگ میزبان و کانسنگ کانسار مس آبگاره، جنوب دامغان" همایش ماگماتیسم سنوزوئیک فلات ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور.

- مهابادی ر. و فردوست ف.ا، (۱۳۹۷) " بررسی رخداد کانه‌زایی در کانسار مس آبگاره، جنوب دامغان: براساس شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی" فصلنامه زمین‌شناسی ایران.

- مهابادی ر. و فردوست ف.ا، (۱۳۹۷)"بررسی تیپ کانه‌زایی کانسار مس آبگاره (جنوب دامغان) بر پایه شواهد کانی‌شناسی، دگرسانی و زمین‌شیمیایی" دهمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه اصفهان.

- Fardoost F. Mahabady R. and Azizian E. (2018) "Mineralization and genesis of the Abgareh copper deposit, south of Damghan" The 36th National and the 3rd International Geosciences Congress, Geological Survey of Iran.

چکیده

کانسار مس آبگاره در استان سمنان، ۱۴۰ کیلومتری جنوب‌غرب شاهرود و بخشی از مجموعه آتشفشانی-رسوبی نوار طرود-چاه‌شیرین است که در حاشیه شمالی پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی رخنمون 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 طرود-چاه‌شیرین، فعالیت‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن و کانه‌زایی‌های مرتبط با آن بیشتر در ارتباط با گسل‌های چپگرد انجیلو در شمال و طرود در جنوب با راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب رخ داده است. بررسی‌های انجام شده در خصوص سنگ میزبان کانسار مؤید وجود گدازه‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی و بازالت به همراه رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های آذرآواری (کریستال‌توف) است که طی فعالیت آتشفشانی ائوسن میانی-بالایی تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها با انواع دگرسانی‌های آرژیلیتی، سریسیتی، 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 آبگاره، به‌صورت رگه‌ای در طول صفحات گسلی در مجموعه گدازه‌ای تشکیل شده که شکستگی‌های حاصل از عملکرد این گسل‌ها در سنگ‌های منطقه، محل مناسبی را برای نفوذ محلول‌های گرمابی ایجاد کرده‌اند. در حقیقت این گسل‌ها و شکستگی‌ها کنترل‌کننده اصلی کانی‌سازی محسوب می‌شوند. براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات کانه‌نگاری، کانه‌زایی در دو مرحله درونزاد (هیپوژن) و برونزاد (سوپرژن و هوازدگی) صورت گرفته که کانه‌های پهنه درونزاد (هیپوژن) را عموماً پیریت، کالکوپیریت و بورنیت 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 کالکوسیت،کوولیت، مالاکیت و کریزوکولا به جای آنها تشکیل شده‌اند. بافت ماده معدنی نیز به صورت دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای، جانشینی، پرکننده فضاهای خالی و شعاعی 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 منشاء 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 منشاء در اثر سیال‌های آزاد شده از لیتوسفر اقیانوسی در حال فرورانش است. بنابراین، آلایش ماگمایی و متاسوماتیسم گوشته بر ترکیب ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی آبگاره تأثیرگذار بوده‌اند. در نمودارهای تغییرات نیز روند تقریباً پیوسته‌ای بین سنگ‌های مذکور مشاهده می‌شود که مؤید تحول آنها از طریق تبلور تفریقی است. بر پایه مطالعات زمین‌شیمیایی، مس با عناصر Ag، As، Sb، Sn و W دارای همبستگی معنی‌داری است که این همبستگی‌ها با شواهد کانه‌نگاری (پاراژنز و توالی همبود کانی‌ها) همخوانی دارد. داده‌های میانبارهای سیال نیز، دمای بین ۱۴۵ تا ۲۱۷ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۳/۷۳ تا ۹/۸۴ درصد وزنی معادل NaCl و عمق ۳۹۰ را نشان می‌دهند. قابل ذکر است که بیشتر سیالات درگیر مطالعه شده از نوع دو فازی غنی از مایع (L+V) هستند. ترکیب داده‌های دمای همگن شدن، شوری سیال و مطالعات کانی‌شناسی بیانگر این مطلب است که مکانیسم اصلی ته‌نشینی کانه‌ها، مخلوط شدن دو سیال جوی و ماگمایی می‌باشد. در مجموع با توجه به بررسی کلیه خصوصیات سنگ‌شناسی، کنترل ساختاری کانی‌سازی، نوع دگرسانی و گسترش آن، کانی‌شناسی ساده، مطالعات زمین‌شیمیایی، سیالات درگیر و همچنین مقایسه آنها با کانسارهای مشابه اپی‌ترمال می‌توان نتیجه گرفت که سامانه رگه‌ای آبگاره در یک محیط اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین تشکیل شده است.

کلیدواژه‌ها: کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، مس (نقره)، اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین، ائوسن میانی-بالایی، آبگاره، طرود-چاه‌شیرین.

فهرست مطالب

عنوان **صفحه**

فصل سوم: زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی

فصل چهارم: کانه‌زایی و دگرسانی

فصل پنجم: کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی همبود (پاراژنتیک) کانی‌ها

فصل هشتم: تیپ کانه‌زایی، الگوی تشکیل، نتیجه‌گیری و پیشنهادات اکتشافی

فهرست شکل‌ها

عنوان **صفحه**

فصل چهارم: کانه‌زایی و دگرسانی

فصل پنجم: کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی همبود (پاراژنتیک) کانی‌ها

فصل ششم: مطالعات زمین‌شیمیایی

فصل هفتم: مطالعات سیالات درگیر

فصل هشتم: تیپ کانه‌زایی، الگوی تشکیل، نتیجه‌گیری و پیشنهادات اکتشافی

فهرست جدول‌ها

عنوان **صفحه**

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه

مواد معدنی اساس مستحکم و پایه استوار صنایع را در کشور تشکیل می‌دهند. سرزمین ایران با عنایت به قرار داشتن در پنجره تکتونیکی پالئوتتیس و نئوتتیس و فعالیت‌های ماگمایی، دگرگونی و محیط رسوبی مناسب، از پتانسیل مواد فلزی و غیرفلزی بسیار خوبی برخوردار است (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۴). از آنجایی‌که مس نقش مهمی در توسعه اقتصادی کشور ایفا می‌کند و در واقع با رشد تولیدات صنعتی همبستگی زیادی دارد و عامل مهمی در تضمین توسعه پایدار جامعه محسوب می‌شود، از این‌رو تولید و استفاده از آن در زمینه پیشرفت جامعه امری ضروری و اجتناب‌ناپذیر به نظر می‌رسد. با نگرشی کلی به کانسارهای اقتصادی مس دنیا، می‌توان بیشترین فلززایی مس ایران را در ترشیری و به‌ویژه در الیگومیوسن دنبال کرد (حسینی‌دینانی و باقری، ۱۳۹۱). نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین به‌دلیل قرار گرفتن بر روی کمربند فلززایی چاه‌شیرین-سبزوار-تایباد (آقانباتی، ۱۳۸۳)، میزبان رخدادها و ذخایر معدنی بی‌شماری نظیر سرب و روی، مس، آهن، نقره و طلا است که پتانسیل بالای کانه‌زایی و اهمیت اقتصادی آن را نشان می‌دهد. وجود کانی‌زایی مس در منطقه آبگاره، در ابتدا توسط شرکت زمین‌پویان فرآز آسیا مورد پی‌جویی و اکتشاف قرار گرفت که دو بخش کانه‌زایی اصلی را در منطقه معرفی نمودند. از این‌رو، کانسار مس آبگاره به‌عنوان بخش کوچکی از این منطقه فلزایی می‌تواند از نظر ذخیره مس بسیار حائز اهمیت باشد. بدون شک شناخت واقعی یک ذخیره زمانی امکان‌پذیر است که کلیه عوامل مؤثر در تشکیل آن مورد شناسایی و بررسی علمی قرار گرفته باشد. با توجه به این‌که در کشور ایران هنوز بخش بزرگی از ذخایر معدنی ناشناخته مانده، در این راستا انجام مطالعات دقیق بر روی موضوع این تحقیق می‌تواند به فهم ما در مورد شرایط تشکیل کانسارها کمک شایانی کند و کلیدی برای اکتشاف ذخایر معدنی ناشناخته در شرایط تشکیل مشابه باشد.

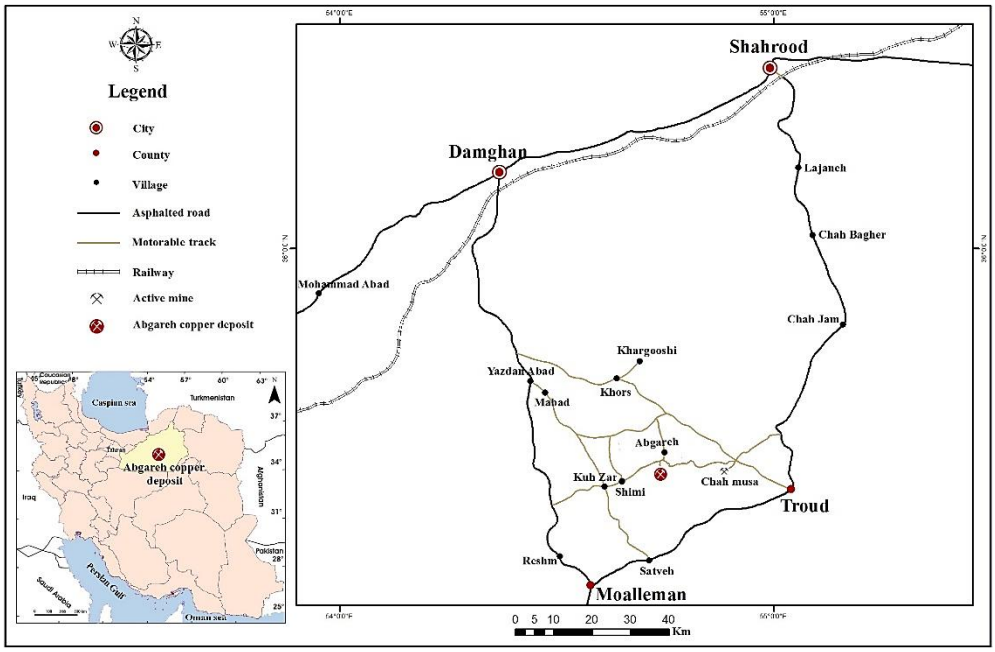
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

محدوده کانسار مس آبگاره در استان سمنان، ۱۴۰ کیلومتری جنوب‌غرب شاهرود و ۲۶ کیلومتری شمال‌غرب طرود، با عرض جغرافیایی ″۱۴/۸۳ ′۲۸ °۳۵ تا ″۲۳/۳۶ ′۳۱ °۳۵ شمالی و طول جغرافیایی

″۳۴/۵۴ ′۴۰ °۵۴ تا ″۰/۸۱ ′۴۴ °۵۴ شرقی قرار گرفته است. دسترسی به منطقه مورد مطالعه از دو مسیر امکان‌پذیر می‌باشد (شکل۱-۱):

۱- مسیر شاهرود-طرود-آبگاره: از کیلومتر ۱۰۸ جاده شاهرود-طرود، به سمت راست، پس از پیمودن حدود ۳۶ کیلومتر راه فرعی خاکی و در نهایت ادامه مسیر به سمت جنوب در طول یک راه خاکی با مسافت ۱ کیلومتر، دسترسی به محل محدوده معدنی امکان‌پذیر می‌باشد. قابل ذکر است که این مسیر بهترین راه دسترسی به بخش‌های مختلف منطقه به‌شمار می‌آید.

۲- مسیر شاهرود-دامغان-کوه‌زر-آبگاره: پس از طی ۱۱۰ کیلومتر در مسیر جاده دامغان-جندق و بعد از عبور از دوراهی کوه‌زر-معلمان به سمت روستای کوه‌زر و سپس از طریق جاده خاکی کوه‌زر به طرود که به‌طور کامل از میان آبراهه‌ها می‌گذرد، می‌توان به منطقه دسترسی پیدا کرد.



شکل۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده معدنی مس آبگاره.

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

منطقه مورد مطالعه به‌دلیل قرار گرفتن در اراضی حاشیه کویر مرکزی ایران، تحت تأثیر 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. علاوه‌بر بادهای محلی، بادهای غربی و کویری (بادهای غربی، مرطوب و باران‌زا هستند و بادهای کویری موجب افزایش دما و خشکی هوا می‌شوند) نیز بر آب و هوای این منطقه تأثیر می‌گذارند. شرایط کویری و گسترش ناهماهنگ بلندی‌ها نسبت به دشت، شرایط اقلیمی سخت و طاقت‌فرسایی را در این ناحیه فراهم کرده‌اند؛ به گونه‌ای که شاهد تابستان‌ها بسیار گرم و خشک و زمستان‌های سرد و طاقت‌فرسا هستیم. به‌علاوه، اختلاف درجه حرارت سالیانه در منطقه زیاد است، به‌طوری‌که در روزهای گرم تابستان دمای هوا بالاتر از ۵۰ درجه سانتی‌گراد و در شب‌های سرد زمستان به چند درجه زیر صفر می‌رسد. این اختلاف دمای زیاد شب و روز سبب شدت گرفتن فرآیند هوازدگی می‌شود. بیشترین میزان بارندگی سالانه نیز به‌طور معمول کمتر از ۱۳۰ میلی‌متر بوده و میانگین سالیانه آن از ۹۰ میلی‌متر تجاوز نمی‌کند. این بارندگی‌ها کوتاه و اغلب به‌صورت 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 (شکل۱-۲). از طرفی، در مناطقی که خاک و آب مناسب وجود دارد؛ رشد درختان میوه و اراضی کشاورزی محدودی را شاهد هستیم. این در حالی است که در حاشیه ارتفاعات، پوشش گیاهی اندک است و شاهد رشد گیاهانی نظیر درمنه، بنه و پسته کوهی می‌باشیم.

شکل۱-۲- پوشش گیاهی پراکنده و کم‌تراکم در اطراف کانسار (دید به سمت جنوب‌غرب).

۱-۴- وضعیت معیشتی و اجتماعی

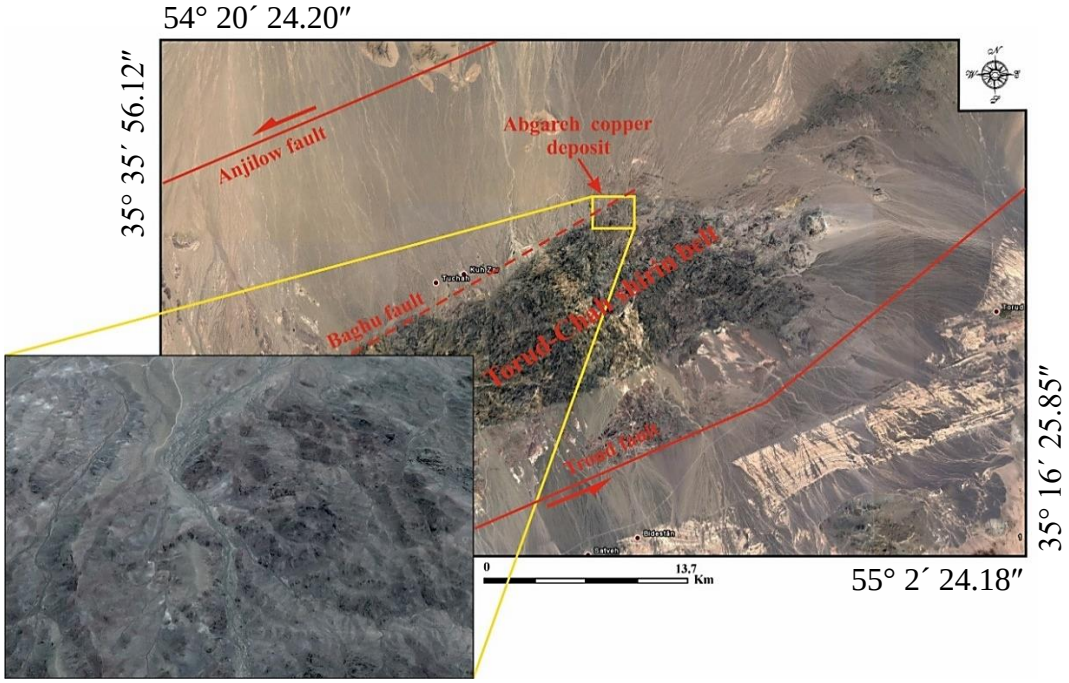
از نزدیکترین مراکز جمعیتی به منطقه مورد مطالعه، می‌توان به روستاهای طرود، آبگاره و کوه‌زر اشاره نمود که در مجموع جمعیتی در حدود ۳۵۰۰ نفر را در خود جای داده‌اند. کلاته آبگاره، نزدیکترین مرکز جمعیتی به محدوده مورد مطالعه محسوب می‌شود که در حال حاضر بدون سکنه می‌باشد (شکل۱-۳). از روستاهای نزدیک دیگر می‌توان شیمی، کلو و توچاهی را نام برد. قابل ذکر است که کلیه روستاهای فوق دارای شبکه برق سراسری، 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 کم بودن زمین‌های قابل کشت، همگی باعث شده‌اند که این ناحیه تمرکز جمعیتی پایینی داشته باشد. بزرگترین مرکز جمعیتی در این ناحیه، مربوط به دهستان طرود 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 به‌دلیل حضور معادن فراوان در منطقه اغلب مردم با کار معدن‌کاری آشنایی دارند و تعدادی از آنها در این زمینه مشغول به کار هستند.

شکل۱-۳- نمایی از کلاته متروکه آبگاره واقع در ضلع شمالی محدوده اکتشافی آبگاره (دید به سمت شمال).

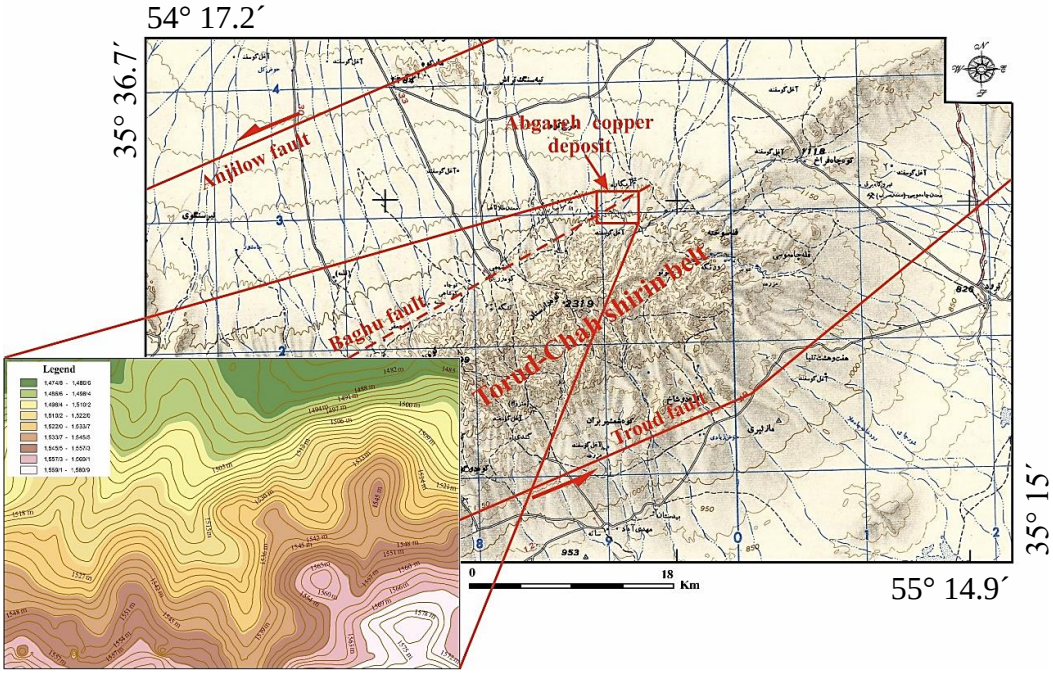
۱-۵- زمین‌ریخت‌شناسی (ژئومورفولوژی)

منطقه مورد مطالعه بخشی از ارتفاعات نوار طرود-چاه‌شیرین با روند عمومی شمال شرقی-جنوب غربی به‌شمار می‌رود. ریخت‌شناسی منطقه تحت تأثیر عملکرد دو گسل اصلی و بزرگ طرود در جنوب و انجیلو در شمال و تعداد زیادی گسل‌های فرعی وابسته به آنها قرار گرفته است (شکل‌های۱-۴ و ۱-۵). از ارتفاعات مهم آن می‌توان به کوه‌های چاه‌شیرین در غرب، کوه‌های طرود-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 طرود-چاه‌شیرین، کویر بزرگ یا کویر نمک و در شمال آن کویر حاج‌علی‌قلی و کویر چاه‌جم نمود دارد.



شکل۱-۴- نمایی از وضعیت توپوگرافی منطقه بر روی تصویر ماهواره‌ای (Google Earth) و موقعیت کانسار آبگاره.



شکل۱-۵- بخشی از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۳۵) و وضعیت ریخت‌شناسی کانسار آبگاره.

بخش‌های شمالی محدوده معدنی به‌طور عمده توسط آبرفت‌های عهد حاضر پوشیده شده‌اند که در نتیجه فرسایش و هوازدگی واحدهای قدیمی‌تر به وجود آمده‌اند. این آبرفت‌های جوان قسمت عمده دشت را به خصوص در قسمت شمالی منطقه تشکیل داده‌اند. شبکه‌های آبراهه‌ای موجود در منطقه نیز دارای شکل و گودی متفاوت و از نوع فصلی می‌باشند. شکل این آبراهه‌ها اغلب دندریتی و گاهی از نوع بریده بریده [1]است که هیچ الگوی خاصی را نشان نمی‌دهند و به سمت شمال منطقه منتهی می‌شوند. این دره‌ها و آبراهه‌ها، منطبق بر 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، هر چه از جانب کوهپایه‌ها دور می‌شویم، ارتفاعات به نسبت پست و با شیب ملایم در جوانب آنها پدید آمده است که حتی در بعضی نقاط اشکال تپه ماهوری شکل گرفته‌اند (شکل۱-۶).

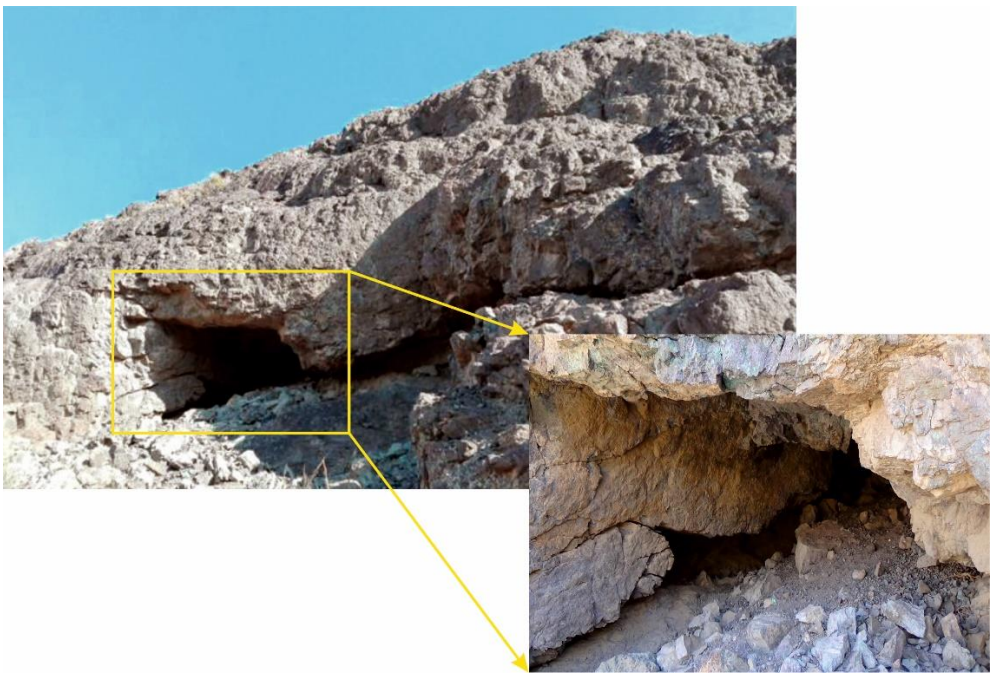
شکل۱-۶- تصویر صحرایی از زمین‌ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال‌شرق).

۱-۶- تاریخچه معدن‌کاری در منطقه مورد مطالعه

معدن‌کاری و استخراج ماده معدنی در محور طرود-چاه‌شیرین ریشه در ادوار تاریخی دارد که آثار برداشت ماده معدنی و فرآوری آنها به روش ذوب، در طول این گستره قابل مشاهده است. محدوده اکتشافی آبگاره نیز به‌عنوان بخشی از این نوار، از این امر مستثنی نمی‌باشد و فعالیت‌های معدن‌کاری قدیمی موسوم به کارهای شدادی در آن به‌صورت تونل‌ها و حفاری‌هایی در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانه‌زایی دیده می‌شود (شکل۱-۷). شاید بتوان بیان کرد که تاکنون اکتشاف مواد معدنی در منطقه

[1] Insequent

براساس شواهد معدن‌کاری قدیمی صورت گرفته است.



شکل۱-۷- تصویری از بقایای تونل‌ها وحفاری‌های صورت گرفته در محدوده اکتشافی آبگاره (دید به سمت شرق).

۱-۷- مطالعات و کارهای انجام شده قبلی

نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین دربرگیرنده اندیس‌ها، کانسارها و معادن متعددی است که سبب شده از سال‌ها قبل تاکنون مورد توجه زمین‌شناسان اقتصادی و مهندسان معدن قرار بگیرد. مطالعات زمین‌شناسی و اکتشافی متعددی در گوشه و کنار این ناحیه انجام گرفته که در زیر به تعدادی از مهم‌ترین آنها اشاره می‌شود:

- هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، ضمن تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود، گزارشی را با عنوان تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه طرود ارائه کرده‌اند. در این گزارش به‌طور کلی تمام ناحیه را از زمان پرکامبرین تا عهد حاضر، از نظر سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی و ساختمانی مورد بررسی قرار داده‌اند.

- امام جمعه (۱۳۸۵)، سامانه واحد کانی‌زایی در محدوده معدنی چاه‌موسی- قله‌کفتران را مرتبط با تکامل سیالات گرمابی کانه‌دار دانسته که سبب تشکیل کانه‌زایی افشان-رگچه‌ای مس در عمق بیشتر و

کانه‌زایی‌های رگه‌ای در عمق کمتر شده است.

- مهدیزاده شهری و همکاران (۱۳۸۵)، مطالعاتی را بر روی انواع، ترکیب و محیط تشکیل لایه‌های بنتونیتی و زئولیتی کانسار سوسن‌وار و زئولیت گندی انجام داده‌اند، که با توجه به بررسی‌های به‌عمل آمده و نتایج حاصل، شیشه‌های آتشفشانی به‌وجود آورنده بنتونیت‌ها و زئولیت‌ها را اسیدی (ریولیتی تا داسیتی) و سری ماگمایی تشکیل‌دهنده آنها را قلیایی معرفی کرده‌اند.

- آقاجانی و همکاران (۱۳۸۶)، مطالعات سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی بر روی کانسار طلای کوه‌زر دامغان انجام داده‌اند که از نقطه نظر مدل‌های سنگ‌شناسی-تکتونوماگمایی، سنگ‌های منطقه را بیشتر از نوع کالک‌آلکالن دانسته‌اند.

- یعقوب‌پور و همکاران (۱۳۸۷)، تشکیل کانی‌سازی در منطقه چاه‌فراخ را بر اثر تزریق متناوب سیال با شوری متوسط و رقیق‌شدگی آن، در نظر گرفته‌اند.

- 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.

- شاهوردی و همکاران (۱۳۸۹)، اولین گزارش از رخداد مس کلریدی (رخداد مس علی‌نرخه) در حاشیه شمالی کویر مرکزی ایران، جنوب شرق روستای طرود ارائه داده‌اند. در این گزارش، کانی‌سازی مس از نوع کلریدهای مس از جمله کلینوآتاکامیت و نانتاکیت معرفی شده است.

- بادوزاده کانرش و همکاران (۱۳۹۰)، مطالعات زمین‌شیمی توده‌های نفوذی، کانی‌شناسی و مطالعات شاره‌های درگیر در کمربند فلززایی کویر-سبزوار انجام داده‌اند، که تشکیل کانسار آهن رباعی را با محدوده دما پایین کانسارهای اسکارنی همخوان دانسته‌اند و سیال‌های متاسوماتیسم‌کننده را عامل اصلی تشکیل آن در نظر گرفته‌اند.

- حقیقی و همکاران (۱۳۹۲)، کانی‌زایی در چشمه‌حافظ را از نوع اپی‌ترمال نوع سولفیدی شدن متوسط در نظر گرفته‌اند که به سمت سولفیدی شدن پایین گرایش دارند.

- صالحی‌نسب (۱۳۹۴)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، منشاء مس در کانسار مس بندقیچی

را به واحدهای آتشفشانی نسبت داده و این کانسار را یک کانسار مس با میزبان رسوبی و از نوع لایه قرمز در نظر گرفته است.

- یاراحمدی (۱۳۹۴)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی روش‌های کیفی و کمی سنجش از دور در شناسایی واحدهای سنگی زمین‌شناختی در منطقه کوه‌زر جنوب دامغان پرداخته است. ایشان ضمن تهیه نقشه زمین‌شناسی از منطقه، نشان داد که با استفاده همزمان از روش‌های کیفی وکمی داده‌های سنجش از دور می‌توان با کاهش هزینه‌های پیمایش صحرایی، نقشه زمین‌شناسی مناسبی تهیه کرد.

- و ....

۱-۸- طرح مسئله و هدف از مطالعه

به دلیل واقع شدن ایران بر روی کمربند جهانی مس و وجود کانسارها و اندیس‌های معدنی فراوان و قابلیت‌های غیرقابل انکار کشور و این واقعیت که به گواه عمده کارشناسان، صنعتگران و اندیشمندان صنعتی، مس بین فلزات پایه از بیشترین مزیت جهت سرمایه‌گذاری در کشور برخوردار است؛ بدون شک برنامه‌ریزی بلندمدت، مطالعه و اکتشاف منابع و ذخایر جدید در حال حاضر امری ضروری به نظر می‌رسد. نظر به عدم انجام مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و مشخص نبودن الگوی تشکیل کانسار مورد مطالعه، انجام تحقیق حاضر بر روی کانه‌زایی مس در منطقه از جهت علمی حائز اهمیت می‌باشد. ضمن آن‌که مطالعه حاضر می‌تواند کلیدهای اکتشافی جهت پی‌جویی و اکتشاف ذخایر مشابه را مشخص‌تر نماید. در این تحقیق تلاش می‌شود تا با استفاده از روش‌های علمی، شناخت کامل‌تری از فرآیندهای کانه‌زایی در معادن مس منطقه کسب نموده و کلیدهای اکتشافی جهت کشف منابع و ذخایر جدید و انجام فعالیت‌های معدنی گسترده‌تر ارائه گردد. بنابراین سعی شده است براساس مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و عوامل کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی، به چگونگی رخداد کانه‌زایی در این منطقه پی ببریم. لذا برای تحقق این هدف کاربردی، تلاش شده است

به سؤالات تخصصی زیر جواب داده شود:

- کانی‌های اولیه و ثانویه معدنی و باطله تشکیل‌دهنده کانسار به‌طور دقیق کدامند و در نهایت توالی پاراژنتیک کانی‌ها چگونه می‌باشد؟

- ساخت و بافت ماده معدنی به‌طور دقیق چگونه می‌باشد؟

- ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کانسار کدامند؟

- نقش شکستگی‌ها در ته‌نشینی ماده معدنی چیست؟

- مکانیزم تشکیل کانسار و تیپ کانه‌زایی چیست؟

- ویژگی‌های دگرسانی در کانسار و پهنه‌بندی آن چگونه است؟

- کنترل‌کننده‌های کانه‌زایی کدامند؟

- شکل کانی‌سازی و ارتباط آن با سنگ‌های درونگیر چگونه می‌باشد؟

- ارزیابی اقتصادی اولیه کانی‌سازی چگونه می‌باشد؟

- روش‌های مناسب برای ادامه اکتشاف کدامند؟

- تیپ کانه‌سازی براساس مقایسه کانه‌زایی مس آبگاره با کانسارهای مشابه در ایران و جهان چیست؟

۱-۹- روش مطالعه

مجموعه مطالعات صورت گرفته و مراحل انجام این تحقیق به شرح زیر است:

۱-۹-۱- گردآوری اطلاعات و مطالعه منابع

مرحله نخست در انجام این تحقیق، گردآوری اطلاعات منتشر شده پیشین و مطالعه منابع بوده که به شرح زیر صورت گرفته است:

- تهیه و مطالعه گزارش‌های تحقیقاتی، کتب و مقالات مطرح در زمینه موضوع پایان‌نامه و منطقه مورد مطالعه.

- گردآوری نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود (علوی و هوشمندزاده، ۱۳۵۵) و ۱:۱۰۰۰۰۰

معلمان (اشراقی و همکاران، ۱۳۸۵) و نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۳۵) و همچنین نقشه زمین‌شناسی بزرگ‌مقیاس منطقه مورد نظر، تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی، به‌منظور یافتن دید کلی نسبت به منطقه.

۱-۹-۲- مطالعات صحرایی

مطالعات صحرایی در چند نوبت به شرح زیر صورت گرفته است:

- بازدیدهای مقدماتی از منطقه به‌منظور آشنایی با محدوده مورد مطالعه و ارزیابی کلی از وضعیت زمین‌شناسی منطقه و در نهایت انطباق اطلاعات موجود با مشاهدات صحرایی.
- شناسایی و تفکیک دقیق واحدهای سنگی و چگونگی ارتباط آنها با یکدیگر.
- بررسی جایگاه چینه‌شناسی کانه‌زایی و ارتباط آنها با سنگ‌های توالی میزبان.
- نمونه‌برداری از ترانشه‌ها، بر مبنای تغییرات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی، رنگ و بافت.
- مطالعه ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس‌های مختلف صحرایی و نمونه‌دستی.
- تهیه نقشه زمین‌شناسی بزرگ‌مقیاس از محدوده کانسار.

۱-۹-۳- مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی

در این مرحله، پس از نمونه‌گیری با توجه به اهداف مطالعه، بر روی این نمونه‌ها مطالعات مختلف به شرح زیر صورت گرفته است:

- تهیه تعداد ۲۹ مقطع نازک از نمونه‌های سنگی مختلف و انجام مطالعات سنگ‌شناسی.
- تهیه ۲۸ مقطع صیقلی از نمونه‌های معدنی برای مطالعات کانی‌شناسی، بافت، توالی همبود (پاراژنتیکی) کانه‌ها و سنگ درونگیر و همچنین ۴ مقطع دوبرصیقل برای انجام مطالعات سیال درگیر.
- انجام آنالیز اشعه ایکس (XRD) [1] بر روی ۷ نمونه از مواد معدنی و سنگ‌های دگرسان شده، به‌منظور تشخیص کانی‌های فرعی کانسنگ‌ها و سنگ‌های درونگیر و برخی کانی‌های دگرسانی.

[1] X-Ray Diffraction

- تهیه و آنالیز ۵ نمونه به روش فلوئورسانس اشعه ایکس (XRF)[2]، به‌منظور تعیین میزان عناصر اصلی و فرعی.

- تهیه و آنالیز ۱۲ نمونه به منظور تعیین میزان عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی به روش طیف‌سنج جرمی-پلاسمای القایی (ICP-MS)[1].

- تهیه و آنالیز ۲ نمونه به‌منظور تعیین میزان طلا به روش Fire Assay.

۱-۹-۴- مطالعات دفتری

- ترسیم نقشه‌های زمین‌شناسی و راه‌ها با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS.

- پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از آنالیز نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای آماری مانند Excel, SPSS و نرم‌افزار GCDkit.

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

- تلفیق داده‌های فوق‌الذکر با داده‌های حاصل از مطالعه مقالات و کتاب‌های مرتبط، به‌منظور ارائه مدل کانه‌زایی در منطقه و مقایسه این کانه‌زایی با نهشته‌های مشابه در جهان.

- تدوین و نگارش پایان‌نامه.

۱-۱۰- رده‌بندی کانسارهای مس

تاکنون رده‌بندی‌های مختلفی برای کانسارهای مس توسط محققین مختلف ارائه شده است. از میان این رده‌بندی‌ها، Kesler (1994)، کانسارهای مس را براساس خصوصیات ژنتیکی به ۵ گروه اصلی تقسیم نموده که مشخصات و ویژگی‌های هر کدام در جدول (۱-۱) ارائه شده است. قابل ذکر است که این کانسارها از نظر محیط تشکیل زمین‌ساختی، نوع سنگ دربرگیرنده، شکل هندسی ماده معدنی، نحوه

[2] X-Ray Fluorescence
[1] Inductively coupled plasma mass spectrometry

تشکیل، عیار و ذخیره با یکدیگر تفاوت دارند.

جدول۱-۱- مشخصات مهم انواع کانسارهای مس جهان براساس طبقه‌بندی Kesler (برگرفته از صالحی‌نسب، ۱۳۹۴).

نوع کانسار	نحوه تشکیل	کانی‌های متشکله	عیار مس (٪)
کانسارهای مس ماگمایی – هیدروترمالی	تحت تأثیر تزریق توده‌های نفوذی و سیالات هیدروترمالی ایجاد شده‌اند	کوارتز و کالکوپیریت	۱ - ۰/۴
کانسارهای مس سولفید توده‌ای	به‌صورت لنزهایی از سولفیدهای توده‌ای پلی‌متال در نزدیکی کف دریا در محیط‌های ولکانیکی- زیردریایی از سیالات هیدروترمالی غنی از فلزات تشکیل می‌شوند	پیریت، پیروتیت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و بورنیت	۵-۳
کانسارهای مس ماگمایی	تحت تأثیر فرایندهای مربوط به تکامل ماگما مانند تبلور و جدایش ثقلی ایجاد شده‌اند	پیروتیت، کالکوپیریت، پنتلاندیت، بورنیت، کوپریت، پیریت و مگنتیت	۲-۱
کانسارهای مس با میزبان رسوبی	تحت تأثیر فرایندهای رسوبی- دیاژنزی و در مواردی اپی‌ژنتیک به صورت چینه‌سان و چینه‌کران در واحدهای رسوبی میزبان ایجاد می‌شوند	همانیت، مس طبیعی، کالکوسیت، بورنیت و کالکوپیریت	۵-۱/۸
کانسارهای مس تیپ کویناوی (تیپ مانتو و ولکانیک رد بد)	در اثر دگرگونی درجه پایین گدازه‌های بازالتی مس و سایر عناصر آزاد و درون حفرات سنگ‌های بازالتی قرار می‌گیرند	مس طبیعی، کالکوسیت، کوپریت، مالاکیت و آزوریت	۴

از مهم‌ترین کانسارهای مس شناخته شده در ایران، می‌توان به کانسارهای پورفیری و اسکارنی اشاره نمود که برخی از این کانسارها مانند سرچشمه، میدوک و سونگون شهرت جهانی پیدا کرده‌اند. تنها گروه کانساری که تاکنون در ایران شناسایی نشده است، کانسارهای مس سولفیدی ماگمایی می‌باشد. در زیر انواع تیپ‌های مختلف کانسارهای مس در ایران به‌طور مختصر شرح داده شده است:

- کانسارهای مس ماگمایی-گرمابی (پورفیری، اسکارن و رگه‌ای)

به مجموعه سامانه‌های پورفیری، اسکارنی و رگه‌های حاوی مس، کانسارهای مس ماگمایی-گرمابی می‌گویند. این گروه از کانسارها به تعداد فراوان در پهنه ارومیه-دختر که از مهم‌ترین پهنه‌های ولکانوپلوتون ایران می‌باشد، کشف شده‌اند. قابل ذکر است که بزرگ‌ترین معادن مس ایران از جمله سرچشمه، سونگون و میدوک در این گروه دسته‌بندی می‌شوند.

- کانسارهای مس سولفید توده‌ای

این گروه از کانسارها، مهم‌ترین گروه کانسارهای مس، سرب و روی دنیا را در حوضه‌های کششی موجود در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی، تشکیل می‌دهند. به‌طور عمده تمام کانسارهای سولفید توده‌ای که در ایران شناسایی شده‌اند، در پهنه سنندج-سیرجان قرار گرفته‌اند.

- کانسارهای مس ماگمایی

این گروه از کانسارها در نتیجه تجمع قطرک‌هایی از مایعات سولفیدی-اکسیدی درون ماگمای سیلیکاتی و یا به صورت تزریقی و به‌دور از اتاقک ماگمایی حاصل می‌شوند. قابل ذکر است که نیروی ثقل به‌عنوان مهم‌ترین عامل تجمع این فلزات شناخته شده است. این کانسارهای مس‌دار دارای انواع مختلفی از جمله پیکریت‌های حاوی سولفید Ni-Cu، کانسارهای Ni-Cu وابسته به کافت‌های حاشیه قاره و افیولیت‌ها، نوع Ni-Cu در ارتباط با بازالت‌های سیلانی و کانسارهای لایه‌ای سولفیدی می‌باشند. تعداد این نوع کانسارها در دنیا محدود است، اما به‌طور معمول تناژ بالایی دارند.

- کانسارهای مس با میزبان رسوبی

کانسارهای مس با میزبان رسوبی پس از کانسارهای مس پورفیری، بزرگترین ذخایر تولیدکننده مس در جهان هستند. این کانسارها در محیط دریایی یا دلتایی غیر آتشفشانی یافت می‌شوند. به‌طور کلی، این کانسارها از جمله کانسارهای چینه‌سان و چینه‌کران همراه با سکانس‌های رسوبی یا رسوبی دگرگون‌شده که بیشتر با سنگ‌های رسوبی آواری از جمله ماسه‌سنگ، سیلتستون، شیل، سنگ آهک‌ماسه‌ای و دولومیت یا معادل‌های دگرگونی آنها می‌باشند. بالا بودن متوسط عیار در این ذخایر یکی از مهم‌ترین جاذبه‌های آنها در جامعه معدنی است.

- کانسارهای مس مانتو (کویناوی و لایه‌های سرخ آتشفشانی)

کانسارهای مس مانتو به‌عنوان سومین منبع مهم مس پس از سیستم‌های پورفیری و IOCG مطرح

هستند. این کانسارها با مجموعه‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی یافت می‌شوند که مشابه با کانسارهای تیپ سولفید توده‌ای در محیط‌های کششی می‌باشند.

۱-۱۱- فازهای کانی‌سازی مس در ایران

در ایران، آثار و نشانه‌های معدنی مس را از پروتروزوئیک پسین تا پلیوسن می‌توان ردیابی کرد، اما بیشتر ذخایر مس در ترشیری و به‌ویژه در الیگومیوسن تشکیل شده‌اند (قربانی، ۱۳۸۶). به‌طور کلی، فازهای کانی‌سازی مس ایران به شرح زیر می‌باشد:

- کانی‌سازی مس در پرکامبرین پسین-کامبرین

در این برهه زمانی، هیچ کانسار با اهمیتی از مس شناخته نشده است، ولی چند اثر معدنی در سنگ‌های این زمان دیده شده که از نظر اقتصادی دارای اهمیت نبوده‌اند. مهم‌ترین آنها کانسار مس ده‌معدن در دامنه کوه دنا و مس خونگاه در ناحیه اردل است که در واحدهای کامبرین قرار دارد.

- کانی‌سازی مس در پالئوزوئیک پسین

همراه با برخی از سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک پسین مانند سری تکنار که منشاء آذرین یا آذرآواری دارند، آثار و شواهد بارزی از مس شناخته شده است (کانسار سولفید توده‌ای تکنار). کانسار سرب و روی و مس چاه‌گز نیز متعلق به این برهه زمانی می‌باشد.

- کانی‌سازی مس در ژوراسیک-کرتاسه

نشانه‌های متعدد مس در سنگ‌های رسوبی-تخریبی ژوراسیک-کرتاسه در ناحیه وسیعی از جنوب راور (کانسار مس رسوبی مارکشه)، تا شمال طبس به چشم می‌خورد. همچنین از کانسارهای دیگر این دوره می‌توان به کانسار مس جیان در بوانات اشاره نمود.

- کانی‌سازی مس در کرتاسه-پالئوسن

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

- کانی‌سازی مس در ترشیری

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

ائوسن میانی: در این فاز، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی مطرح هستند. همان‌طور که می‌دانیم، این سنگ‌ها به‌طور معمول دارای زمینه بالایی از مس هستند. از سویی، تعدادی از کانسارها و نشانه‌های معدنی مس در آنها جای دارند.

ائوسن پسین-الیگوسن پیشین: بیشترین توده‌های نفوذی گرانیتی-گرانودیوریتی، تونالیتی تا دیوریتی ایران متعلق به این زمان می‌باشند. گاهی همراه با این توده‌ها، کانی‌سازی مس مشاهده می‌شود که از نوع رگه‌ای و اسکارنی است (کانسار مزرعه اهر و قلعه‌زری).

الیگوسن پسین-میوسن پیشین: در این برهه سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی متوسط تا کوچک در خیلی از نقاط ایران تشکیل شده و در حقیقت اوج دوباره بروز سنگ‌های آتشفشانی پس از ائوسن میانی، در این زمان بوده است. پاره‌ای از ذخایر مس پورفیری و رگه‌ای وابسته به سنگ‌های ماگمایی در این دوره تشکیل شده‌اند.

میوسن میانی-پسین-پلیوسن: در این دوره بیشتر توده‌های نفوذی کوچک کم‌عمق دیده می‌شوند. وابستگی ذخایر مس پورفیری با این توده‌های نفوذی کم‌عمق، به‌درستی شناخته نشده است، اما تصور می‌شود که بیشتر ذخایر مس پورفیری به این توده‌ها وابسته باشند. واقعیت این است که در این برهه

زمانی فعالیت ماگمایی با تشکیل دم‌های اسیدی تا متوسط در ایران فروکش می‌کند؛ ولی محلول‌های گرمابی همراه با آنها، ذخایر زیادی را به‌وجود آورده‌اند.

۱-۱۲- پراکندگی ذخایر مس در ایران

بر پایه نقشه پراکندگی کانسارهای مس ایران (شکل۱-۸) و مقایسه آنها با نقشه سنگ‌های ماگمایی ایران، می‌توان ذخایر مس ایران را به‌شکل زیر پهنه‌بندی کرد:

- پهنه ارومیه-دختر که خود از نظر ذخایر مس به بخش جنوبی (ناحیه کرمان)، مرکزی (تفت-انارک-کاشان) و شمالی قابل تقسیم است.

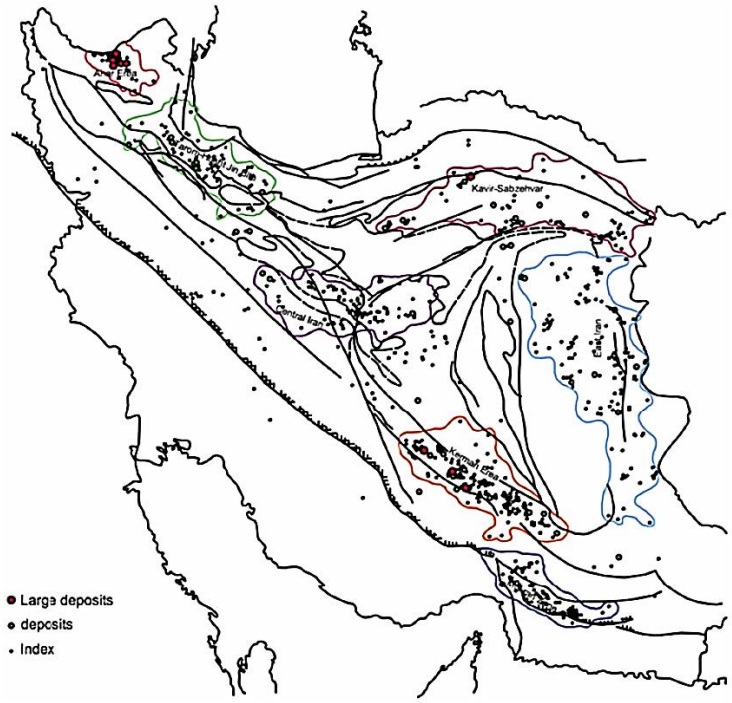
- پهنه محور طالقان-طارم-هشتجین (البرز غربی)

- پهنه سبلان (ناحیه اهر)

- پهنه کویر-سبزوار (بینالود و تکنار)

-پهنه لوت

- پهنه مکران



شکل۱-۸- پراکندگی کانسارها و نشانه‌های معدنی مس در ایران (Ghorbani, 2013).

فصل دوم: زمین‌شناسی ناحیه‌ای و منطقه مورد مطالعه

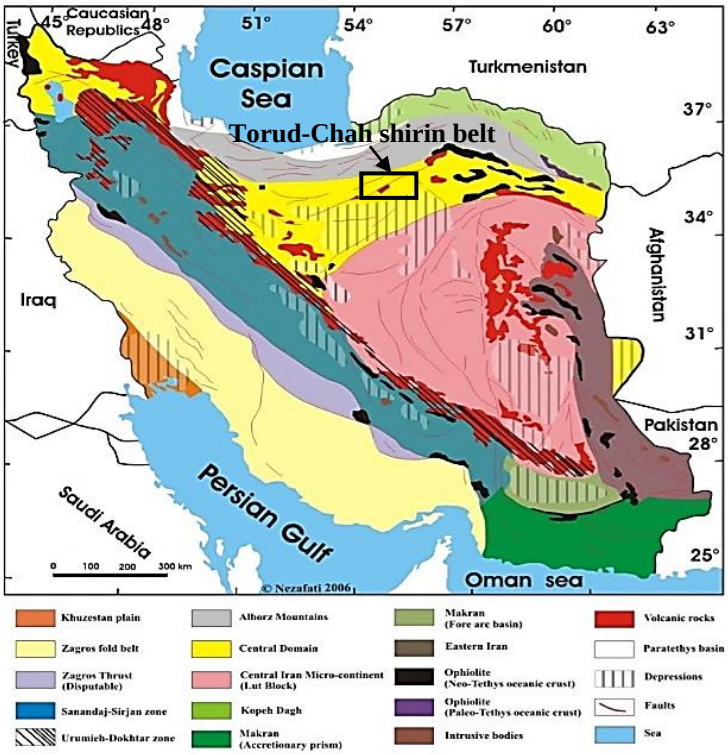
۲-۱- مقدمه

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 طرود-چاه‌شیرین با روند شمال شرقی-جنوب غربی در منطقه طرود شکل گرفته است. این فعالیت‌ها در نوار طرود-چاه‌شیرین در دوران اول و دوم به فراخور حوادث تکتونیکی اندک‌اندک آغاز شده و در دوران سوم به اوج خود رسیده که حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های آذرین را به‌جای گذاشته‌اند. ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها به‌طور 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 تأثیر فاز زمین‌ساختی 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 طرود-چاه‌شیرین، خصوصیات و ویژگی‌های بارز منطقه مورد مطالعه نیز به‌طور اجمالی توضیح داده شود.

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

پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی به شکل 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 نه‌تنها به‌عنوان یک واحد ساختاری مجزا به شمار می‌آید؛ بلکه در بردارنده چندین زیر مجموعه ساختاری از نظر تکتونیکی و متالوژنی نیز می‌باشد (شکل ۲-۱). 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 زمین‌درزهای افیولیتی سیستان،

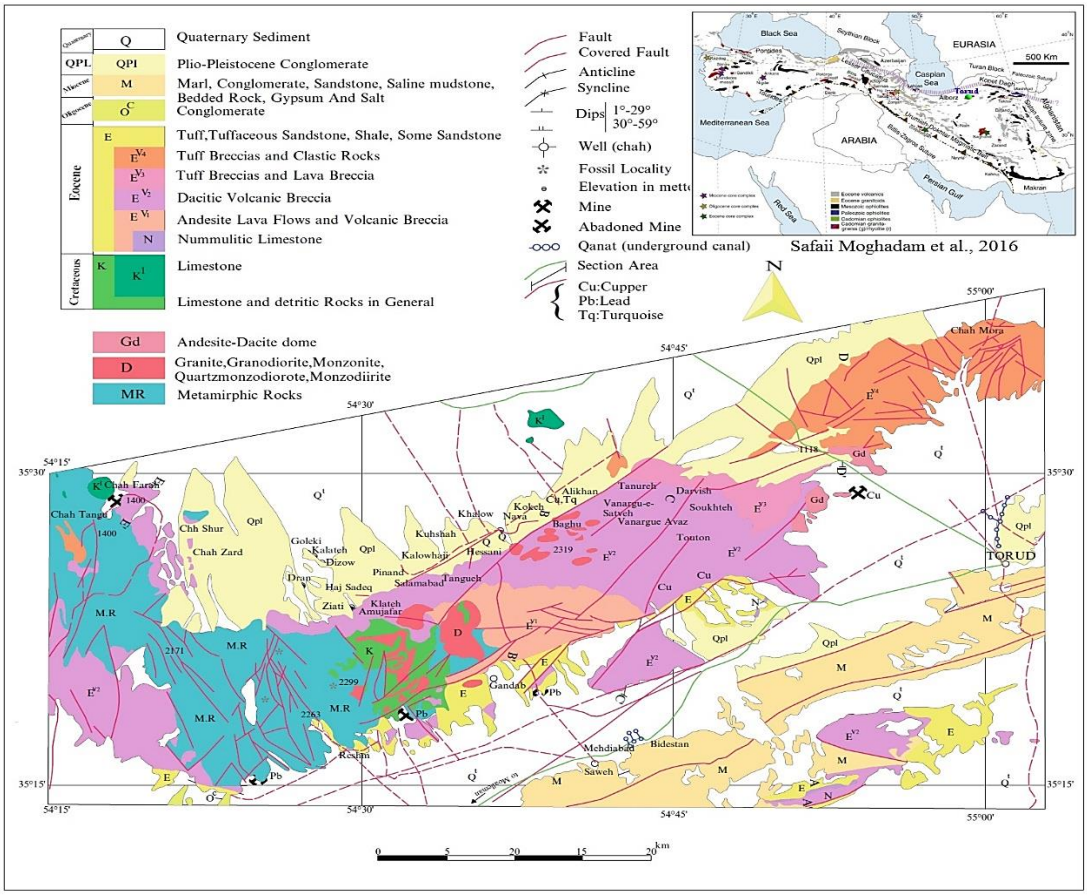
نائین، بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر-سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های امتدادلغز راستگرد طویلی که به سمت غرب خمیدگی دارند، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت بادام و بلوک یزد می‌باشد. همچنین، در این ایالت شاهد کانی‌سازی‌های گسترده‌ای از سرب و روی، منگنز، طلا، مس، بوکسیت، باریت، فسفات، فلوریت و ... می‌باشیم که در چندین برهه زمانی رخ داده‌اند (قربانی، ۱۳۸۶).



شکل۲-۱- نقشه پهنه‌بندی ساختاری-رسوبی ایران (آقانباتی ، ۱۳۸۳) و موقعیت نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین بر روی آن.

۲-۳- نوار طرود-چاه‌شیرین

ناحیه طرود در شرق سمنان–جنوب دامغان و در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی قرار دارد. این ناحیه بیشتر از سرزمین‌های کویری و پست پوشیده شده است. قدیمی‌ترین سنگ‌های این ناحیه نیز مربوط به سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین می‌باشد که در کوه شتر رخنمون دارند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷؛ شکل ۲-۲).



شکل۲-۲- نقشه متالوژنی ناحیه طرود (Ghorbani, 2013).

۲-۳-۱- زمین‌شناسی

در منطقه معدنی طرود از پرکامبرین تا عهد حاضر، البته نه به‌طور 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، حد بالای رخساره آمفیبولیت را نشان می‌دهد. این ناحیه بیشتر از گنایس، آمفیبولیت و شیست تشکیل شده است که به‌تدریج جای خود را به فیلیت-کوارتز-شیست و سریسیت‌شیست می‌دهد. قابل ذکر است که این مجموعه از نظر سنگ‌شناسی به ترادف‌های پالئوزوئیک پسین تا مزوزوئیک شباهتی ندارد، بلکه مشابه مجموعه تاشک در ایران مرکزی (ناحیه ساغند) می‌باشد.

- پالئوزوئیک

سنگ‌های پالئوزوئیک پایین تناوبی از طبقات دولومیت که در بالاتر، شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌ها همراه با آهک‌های 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. بر روی سنگ‌های منسوب به سازند نیور، ماسه‌سنگ (سازند پادها)، سنگ‌های آهکی (سازند بهرام) و دولومیتی در بالا (سازند سیبزار) 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 به‌طور تقریبی آواری و کم‌عمق تشکیل می‌شوند که به‌طور مستقیم بر روی سازند بهرام قرار می‌گیرند.

- تریاس بالایی-لیاس

رژیم رسوب‌گذاری پس از تریاس میانی ناگهان تغییر می‌کند و رسوبات کربناتی (سازند شتری) به‌طرف بالا به رسوباتی می‌پیوندد که بیشتر آواری است و حکایت از محیطی کم‌عمق دارد. ماسه‌سنگ‌های لیاس حاوی بلمنیت همراه با کنگلومرا، روی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین قرار می‌گیرند.

- ژوراسیک میانی-بالایی(دوگر)

به‌طور کلی در این ناحیه رسوبات آواری و خشکی‌زاد تشکیل شده است که بیانگر خروج ناحیه از آب در اواخر ژوراسیک می‌باشد. در قسمت پایین، آهک‌های ماسه‌ای وکنگلومرایی تشکیل شده که قابل مقایسه با سازند بادامو است. در ضمن، براکیوپودهای موجود در این آهک‌ها، سنی معادل دوگر را نشان می‌دهند. قابل ذکر است که کامل‌ترین مقطع این سازند در شمال دهکده ویراب رخنمون دارد. در قسمت بالا نیز تناوبی از شیل‌های آهکی ماسه‌ای وجود دارد که می‌تواند معادل سازند بغمشاه در طبس باشد.

- کرتاسه

دریا پس از جنبش‌های تکتونیکی شدید که در جنوب گسل انجیلو به یک دگرگونی پیشرفته می‌انجامد، پیشروی خود را با رسوب‌های آواری قرمز شروع می‌کند و سپس با نشست کف آن و تغییر رژیم رسوب‌گذاری به تناوبی از آهک و شیل منجر می‌شود. در پایین‌ترین بخش این تناوب، فسیل‌های مربوط به آپسین و در بخش بالایی، فسیل‌های مربوط به سنونین و احتمالاً کامپانین موجود می‌باشد. سرانجام با پسروی دوباره دریا، رسوبات آواری قرمزرنگ به‌جا گذاشته شده که فرسایش‌های صورت گرفته در ترشیری، آثار آن را به‌جز در غرب معدن سرب خانجار، از بین برده است. از نظر سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی در این برهه زمانی، سراسر ناحیه به‌طور نسبی وضعیت یکسانی دارد که تمام سازندهای پیش از خود را با یک دگرشیبی زاویه‌ای می‌پوشاند.

- ترشیری

ترشیری با فعالیت‌های آتشفشانی آغاز می‌گردد و شاید این فعالیت‌ها مربوط به جنبش‌های کوهزایی لارامید باشد که در ناحیه طرود دامنه وسیعی دارد. زمان آغاز این فعالیت به‌طور 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 طرود از ائوسن تا الیگوسن در محدوده‌هایی که توسط گسل‌های انجیلو و طرود به‌وجود آمده است با هم متفاوت می‌باشد. پس از این مدت، نهشته‌های ترشیر کم و بیش در سراسر ناحیه طرود یکسان و تناوبی از رژیم‌های دریایی و قاره‌ای را شامل می‌شوند. به‌علاوه، در اواخر ترشیر نهشته‌های ناحیه طرود بیشتر دارای تناوبی آواری-کولابی می‌باشد.

- **ائوسن:** واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن گسترش زیادی در منطقه دارند. این مجموعه به‌گونه دگرشیب، واحدهای قدیمی‌تر را می‌پوشاند. پی‌سنگ واحدهای ائوسن، تخریبی (ماسه‌سنگ، شیل، مارن، کنگلومرا و توفیت) است 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 یا به‌صورت دگرشیب بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار دارند. همچنین، افق‌هایی از سنگ‌های تخریبی و سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار به‌شکل 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 به‌گونه چین‌خورده، تاقدیس‌ها و ناودیس‌های متنوعی را پدید آورده‌اند و یا این‌که نفوذ گنبدهای نمکی موجب به‌هم‌ریختگی 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 نشان می‌دهد.

- **پلیوسن-کواترنر:** نهشته‌های جوان منطقه به صورت کنگلومرا و مارن، به‌گونه دگرشیب واحدهای قدیمی‌تر منطقه را می‌پوشانند. این نهشته‌ها به‌صورت چین‌خورده هستند و جوان‌ترین سازندی است که تحت تأثیر جنبش‌های کوهزایی قرار گرفته‌اند.

۲-۳-۲- ماگماتیسم

منطقه طرود از قدیمی‌ترین زمان‌های زمین‌شناسی، شاهد فعالیت‌های ماگمایی بوده است. این فعالیت‌ها در دوران اول و دوم به فراخور حوادث تکتونیکی اندک‌اندک آغاز شده و در دوران سوم به اوج خود رسیده که حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های آذرین را به‌جای گذاشته‌اند. در ترشیری همه پدیده‌های زمین‌شناسی تحت تأثیر 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 طرود-چاه‌شیرین بین دو گسل اصلی انجیلو و طرود محدود می‌شود که به‌طور 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. به‌جز توده گندی، تمام سنگ‌های نفوذی منطقه بافت‌ها میکروگرانولار و یا پورفیریتیک دارند و از نوع سنگ‌های نیمه‌عمیق به‌شمار می‌آیند. قابل ذکر است که سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه طرود و توده‌های نفوذی همخوان با آنها، به‌طور عمده دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی می‌باشند.

۲-۳-۳- دگرگونی

در ناحیه طرود دو گروه سنگ‌های دگرگونه دیناموترمال یافت می‌شود که یکی متعلق به پرکامبرین و دیگری سنگ‌های پالئوزوئیک تا مزوزوئیک زیرین را در بر می‌گیرد. سنگ‌های پرکامبرین مجموعه‌ای از شیست، گنایس و آمفیبولیت است که از نظر سنگ‌شناسی هیچ شباهتی با ترادف‌های پالئوزوئیک تا مزوزوئیک ندارد و درجه دگرگونی آن نیز بسیار بالاتر می‌باشد. این سنگ‌ها در شمال‌شرق طرود برونزد دارند. قابل ذکر است که درجه دگرگونی نهشته‌های دوران اول و دوم ضعیف است و از رخساره شیست سبز تجاوز نمی‌کند. در نواحی بین چاه‌شیرین و رشم به‌خصوص غرب کوه کله‌کجو به استوک‌هایی از گرانیت و گرانودیوریت برمی‌خوریم که درجه دگرگونی بالایی دارند و بلورهای درشتی از میکای سفید، کلریتوئید و بیوتیت را در میان سنگ‌ها به‌وجود آورده‌اند، که گاه حالت پگماتیتی به‌خود گرفته‌اند. سنگ‌های دگرگونه رشته کوه‌های چاه‌شیرین-رشم شامل کالک‌شیست، کوارتزیت و ماسه‌سنگ‌های دگرگونه کوارتزیتی، مرمرها، سنگ‌های آذرین متوسط تا بازیک دگرگونه (آمفیبولیت) و کوارتزشیست می‌باشند.

۲-۴- ویژگی‌های زمین‌ساختی نوار طرود-چاه‌شیرین

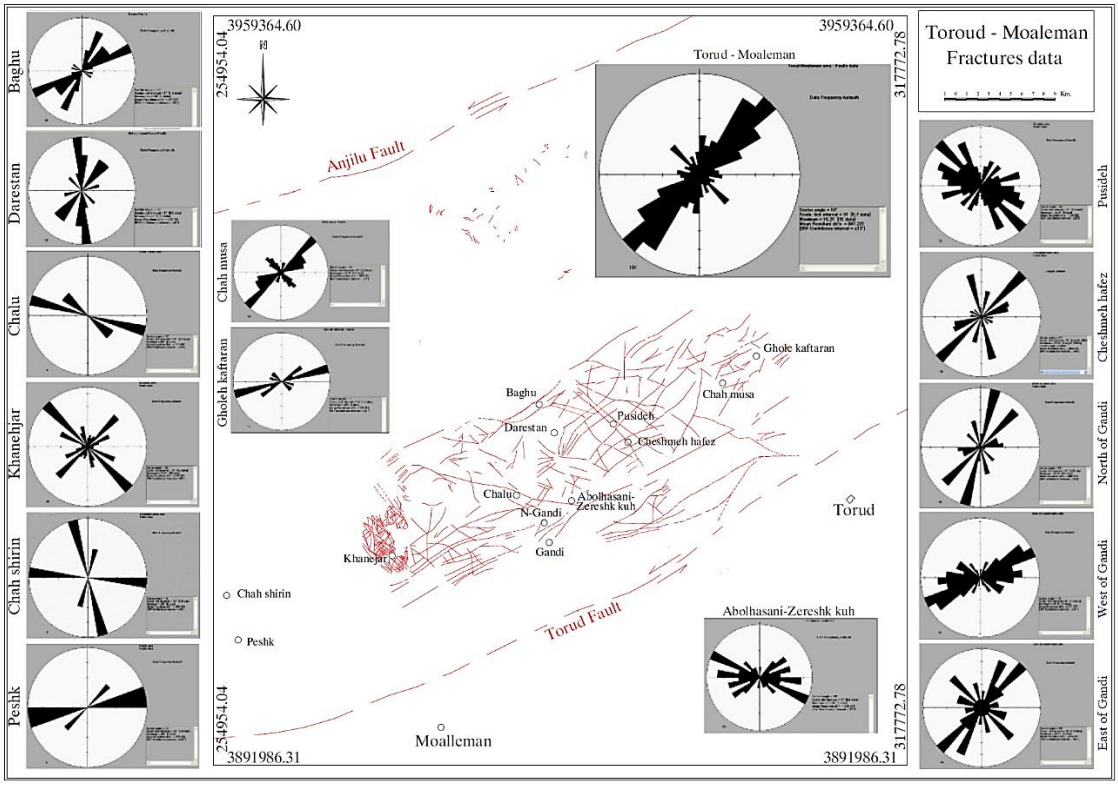
در ایران، فازهای گوناگون زمین‌ساختی شناخته شده است. ویژگی‌های کلی زمین‌شناسی آن مانند

پیکره‌های آذرین، دگرگونی، گسل‌ها، سکانس‌های رسوبی و ...، نتیجه عملکرد این فازها می‌باشند. بنا به عقیده خادمی (۱۳۸۶)، تکوین ژئودینامیک منطقه طرود، متناسب با رویدادهای مختلف زمین‌ساختی ایران‌زمین دستخوش تغییر و تحولات فراوانی شده است. با این حال در تمام مراحل تکوینی و در همه فازهای دگریختی، یک سیمای ساختاری مهم و اصلی، یعنی گسل امتدادلغز طرود عامل اساسی تعیین ویژگی‌های ساختاری آن بوده است. نقش این گسل در همه سرگذشت ساختاری منطقه چه مستقیم و چه غیرمستقیم بارز و مشهود است. با توجه به این‌که 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.

- مؤلفه‌های دینامیکی ناحیه

استرس‌های وارد بر نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین به‌علت همگرایی ورقه‌ی عربستان به سمت ورقه‌ی ایران، روند تقریباً شمال‌شرقی-جنوب‌غربی (روند کالدونی) دارند و محدوده آن بین گسل‌های درونه (کویر بزرگ) و میامی ممکن است به گسل عطاری یا سمنان پیوسته باشد. گسل عطاری به‌عنوان جداکننده پهنه البرز از پهنه ایران مرکزی معرفی شده است. به‌نظر 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 طرود در بین دو گسل طرود در جنوب و گسل انجیلو در شمال محصور شده است (شکل۲-۳). این گسل‌ها هر یک به نوبه خود یک دسته گسلی می‌باشند که دارای روند شمال شرقی-جنوب غربی (N60-70E) هستند. به‌علاوه، هر دو دارای حرکت چپگرد بوده و حرکات آنها موجب به‌وجود آمدن روندهای شمالی-جنوبی در ناحیه بین دو گسل 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 دو گسل، اسکلت‌بندی منطقه طرود را تشکیل می‌دهد. روند این دو گسل همان روند

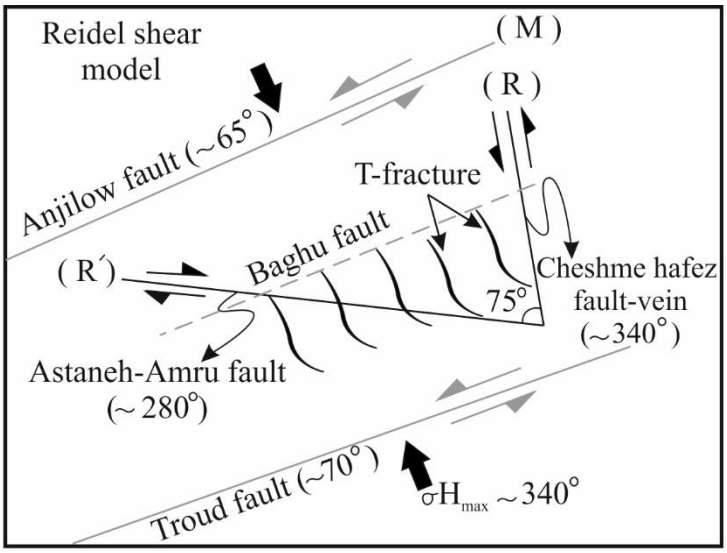
کالدونی (پالئوزوئیک زیرین) می‌باشد، بنابراین احتمال دارد که از همان زمان، شروع به فعالیت کرده باشند. با مطالعه خش‌لغزها، به این نکته پی می‌بریم که به‌طور کلی حرکت این گسله‌ها دارای یک مؤلفه افقی و چپگرد هستند که قسمت جنوبی گسل را به سمت شرق رانده و یک مؤلفه عمودی که این قسمت را به طرف پایین رانده است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).



شکل۲-۳- نقشه گسل‌های شمال منطقه طرود-معلمان و وضعیت شکستگی‌های محلی در مناطق مختلف آن (کی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۹).

این ناحیه در طول فعالیت خود تحت تأثیر حرکات کششی و فشارشی زیادی قرار گرفته، ولی جالب است که هیچ‌گاه از روند N20-30E و یا S20-30W خارج نشده است. در پهنه طرود-چاه‌شیرین ساختمان‌های چین‌خورده به‌دلیل ناهمگن بودن نهشته‌های ائوسن و همچنین نفوذ توده‌های کم‌عمق و دایک‌های فراوان، متحمل شکستگی‌های زیادی شده که روند این چین‌خوردگی‌ها در زمان‌های مختلف متفاوت است. روند چین‌خوردگی‌های مربوط به اواخر تریاس (فاز سیمیرین پیشین) به‌سبب ضعف آن و تأثیر فازهای جوان‌تر، مشخص و قابل شناسایی نیست. چین‌خوردگی‌های ژوراسیک پسین–کرتاسه پیشین (فاز سیمیرین پسین) نیز دارای روند شمال غربی-جنوب شرقی است که ازN40W در غرب

تا N20W در مرکز و شمال (کوه‌های دولتیار) و در جنوب و جنوب‌شرق تا N40W تغییر می‌نماید و به چین‌ها حالت مارپیچی می‌دهد. قابل ذکر است که عملکرد گسل‌های چپگرد طرود و انجیلو موجب مارپیچی شدن محور چین‌ها شده است (شکل۲-۴). از طرفی، چین‌خوردگی‌های پس از کرتاسه و پیش از ائوسن (فاز لارامید) مشابه سیمیرین پسین می‌باشند. 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.



شکل۲-۴- الگوی شکستگی‌های برشی ریدل در نوار طرود-چاه‌شیرین. این مدل شامل گسل‌های با روند NW (~۷۰°)، NNW (~۳۴۰°) و WNW (~۲۸۰°) می‌باشد. گسل‌های طرود و باغو به‌گونه‌ای نسبت به یکدیگر جهت‌گیری کرده‌اند که سبب ایجاد پهنه برشی چپگرد شده‌اند (Mehrabi et al.,2015).

واکنش‌های مختلف ناحیه نسبت به نیروی اصلی وارد بر آن، فضاهای کم‌انرژی با جهات مختلفی را ایجاد کرده‌اند که می‌توانسته میزبان توده‌های نفوذی و یا راه خروجی برای خروج ماگما باشد. به‌طوری‌که، دایک‌هایی با روند N40E از فضاهای کششی حاصل از حرکت چپگرای گسل‌های اصلی و دایک‌های با روندN40W از حرکت راستاگرد همین گسله‌ها (هنگام تأثیر 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 نیمه‌عمیق ناحیه نیز از روندهای تکتونیکی بزرگ‌مقیاس بهره برده‌اند.

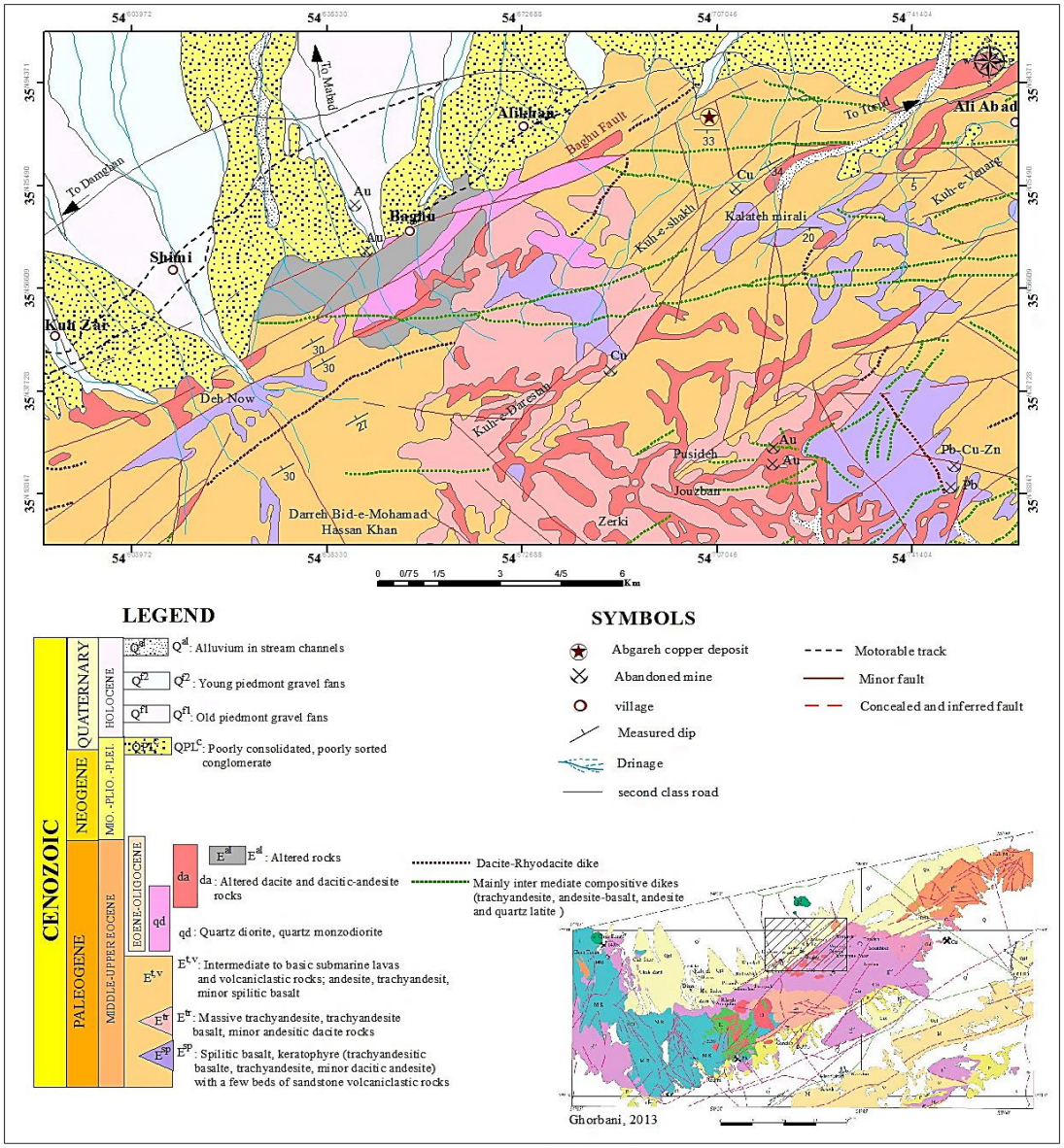
۲-۵- زمین شناسی اقتصادی و توان معدنی نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین

کمان ماگمایی طرود-چاه‌شیرین شامل ترادف ضخیمی از گدازه‌ها و توف‌های مربوط به ائوسن است، که توسط توده‌های گرانیتوئیدی ائوسن-الیگوسن قطع شده و دگرسانی گرمابی گسترده‌ای را در آنها ایجاد کرده است که نقش اصلی در کانی‌سازی داشته‌اند؛ به‌طوری‌که اغلب کانسارهای منطقه در حاشیه یا نزدیک توده‌های نفوذی تشکیل شده‌اند. به‌طور کلی می‌توان گفت در منطقه معدنی طرود دو گونه شاخص از کانی‌سازی اقتصادی از جمله کانی‌سازی فلزی و غیرفلزی دیده می‌شود. از کانی‌سازی فلزی می‌توان به کانی‌سازی‌هایی مانند آهن (پنج‌کوه، کوه کم‌انجیر(محدوده رباعی) و کانی‌سازی آهن چالو)، مس (غرب روستای دیان، چالو، چاه‌فراخ، چاه‌موسی، دره انجیلان و ...)، طلا (باغو-کوه‌زر، دارستان، گندی و پوسیده)، روی و سرب (چاه‌شیرین، انارو، کانی‌سازی سرب و روی و باریم تنوره، خانجار و کانسار سرب و طلای سنجدو، گندی، ابوالحسنی، چشمه‌حافظ، اندیس سرب قلعه‌دختر و ...) اشاره نمود. در منطقه کانی‌سازی فلزی طرود-چاه‌شیرین، ذخایر غیرفلزی به‌خصوص خاک‌های صنعتی (به‌طور عمده بنتونیت، کائولینیت و فلدسپات)، نیز نمود دارند. در محور رشم تا شمال‌غرب طرود، توف‌های اسیدی-ریولیتی مربوط به ائوسن رخنمون دارند که در محل‌هایی که کانی اصلی، مونت موریلونیت باشد، این توف‌ها تشکیل معادن بنتونیت را داده‌اند. به‌علاوه، در مناطقی که توف‌ها سالم و میزان فلدسپات در آنها بالا بوده، معادن فلدسپات تشکیل شده‌اند که در ناحیه شرقی مزرعه رباعی (۲ کیلومتری جنوب زیاتی) می‌توان آنها را مشاهده نمود. معادن کائولن نیز در ناحیه کاکیه-گندی مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرند. از سایر کانی‌های غیرفلزی می‌توان به سیلیس، نمک و گچ اشاره نمود. رگه‌های سیلیسی در نقاطی که سنگ‌های شیستی پالئوزوئیک (دره رشم و نواحی چاه‌شیرین) گسترش دارند، مشاهده می‌شوند. نمک و گچ نیز در نیمه جنوبی ورقه کلاته رشم رخنمون دارند.

۲-۶- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمالی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان (اشراقی و جلالی، ۱۳۸۵) واقع شده

است. براساس این نقشه واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه، محدوده سنی ائوسن تا عهد حاضر را دربر می‌گیرند (شکل۲-۵). در زیر به‌طور مختصر به شرح چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی واحدهای مختلف منطقه مورد مطالعه به ترتیب از قدیم به جدید پرداخته می‌شود:



شکل۲-۵- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان (اشراقی و جلالی، ۱۳۸۵) و تصاویر ماهواره‌ای Google Earth). این نقشه نشان‌دهنده واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه و موقعیت کانسار مس آبگاره می‌باشد.

۲-۶-۱- سنوزوئیک

نهشته‌های سنوزوئیک با فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن زیرین آغاز می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی-

رسوبی این دوره در منطقه مورد مطالعه در غالب واحدهای سنگی گوناگون شکل گرفته‌اند که در زیر به‌طور مختصر هر یک از آنها شرح داده می‌شود.

۲-۶-۱-۱- مجموعه سنگی $E^{t.v}$

پس از فعالیت‌های آتشفشانی اسیدی که نهشته‌های گوناگون واحد $E^{t.s}$ را برجای نهاده است، دومین مرحله از فعالیت‌های ماگمایی ائوسن-الیگوسن در منطقه با فوران‌های آتشفشانی زیردریایی با ترکیب بازیک تا متوسط همراه می‌باشد. در طی این مرحله حجم زیادی از مواد آذرین از طریق دایک‌های تغذیه‌کننده [1]به کف دریا ریخته‌اند. در نتیجه این فعالیت‌های ماگمایی مجموعه سنگی $E^{t.v}$ با ضخامت زیاد از سنگ‌های گدازه برشی شده، گدازه اسپیلیتی شده، هیالوکلاستیتی بازیک تا حدواسط، آذرآواری‌های زیردریایی و سنگ‌های آلبیتوفیری اسپیلیتی و کراتوفیری ساخته شده است. این مجموعه دربرگیرنده سنگ‌های آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت‌بازالت، بازالت‌های آلکالن زیردریایی و آندزیت-داسیت‌های پورفیری است. بخش زیرین این مجموعه به شکل آندزیت و آندزیت‌بازالت‌های برشی شده می‌باشد. قابل ذکر است که مجموعه سنگی$E^{t.v}$، با درنظر گرفتن موقعیت چینه‌ای و هم‌ارزی با واحدهای ائوسن میانی-پسین برگه کلاته رشم به لوتسین بالا و پس از آن نسبت می‌دهند. این مجموعه سنگی در جاهایی برحسب ترکیب سنگ‌های سازنده آن به واحدهای کوچکتری قابل تفکیک است که در زیر به‌طور مختصر به شرح آن پرداخته می‌شود:

- واحد E^{sp}

واحد E^{sp} در بیشتر موارد موقعیت چینه‌ای بخش زیرین مجموعه $E^{t.v}$ را نشان می‌دهد. این واحد دربردارنده ترکیب سنگ‌شناختی آندزیت‌های پیروکسن‌دار، آندزیت‌بازالت و بازالت آلکالن به‌صورت اسپیلیت و کراتوفیری، گدازه‌های آندزیتی تیره و داسیت‌آندزیت‌های به‌شدت تجزیه شده می‌باشد که در بسیاری از نقاط رخنمون یافته است. این سنگ‌ها در بیشتر موارد درکف دره‌ها و مناطق با ارتفاع کم

[1] Feeder dikes

برونزد دارند. قابل ذکر است که بخش گسترده‌ای از سنگ‌های واحد E^{sp} را سنگ‌های اسپیلیتی-کراتوفیری تشکیل می‌دهند. سن این واحد ائوسن میانی تا پسین می‌باشد که در کوه کاهوان عدسی‌های آهکی-تخریبی (واحدE^1) در میان و روی آنها قرار گرفته است.

- واحد E^{tr}

گدازه‌های پورفیری با ترکیب حدواسط تا بازیک، سازندهای این واحد را تشکیل می‌دهند که بلورین شدن این سنگ‌ها تحت تأثیر محیط آبدار دریایی انجام گرفته است. این واحد بیشتر دربردارنده سنگ‌های با ترکیب تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت-بازالت و آندزیت-داسیت‌های پورفیری می‌باشد. گاه همراه با این گدازه‌های تراکی‌آندزیت، ترکیب‌های آندزیت حفره‌دار، آندزیت‌های تمام‌بلورین، کریستال‌لیتیک‌توف‌های بلورین و شیشه‌ای یافت می‌شود؛ ولی همواره بیشترین حجم واحد E^{tr} را تراکی‌آندزیت‌ها تشکیل می‌دهند. گاهی سنگ‌های هیالوآندزیتی تا تراکی‌آندزیتی برشی شده در میان سنگ‌های واحد E^{tr} رخنمون دارند. بخش‌های بالایی این واحد را ترکیب داسیتی تا داسیت آندزیتی تشکیل می‌دهد که دچار دگرسانی سیلیسی-سریسیتی شده‌اند. سن واحد E^{tr} ائوسن میانی-بالایی در نظر گرفته شده است.

۲-۶-۱-۲- توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق اسیدی (واحد qd)

سنگ‌های کوارتزدیوریتی تا کوارتزمونزودیوریتی بیشترین برونزدهای نفوذی منطقه را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای و پورفیری با زمینه میکروگرانولار هستند که از کانی‌های درشت‌بلور پلاژیوکلاز (با ترکیب آندزین)، فلدسپات آلکالن، کوارتز، کلینوپیروکسن (اوژیت-دیوپسید) و بیوتیت تشکیل شده‌اند. درزه و شکاف‌های موجود در زمینه این سنگ‌ها نیز با اکسید آهن، کربنات و ... پر شده است. انباشتگی کانی‌های کلریتی، کربنات، میکا و کانی‌های کدر و حتی در مواردی بلورهای پیریت و کالکوپیریت در این سنگ‌ها بیانگر تأثیر فرآیندهای تأخیری ماگمایی (سیالات گرمابی) بر روی آنها می‌باشد. به‌علاوه، دگرسانی این سنگ‌ها بیشتر از نوع دگرسانی سریسیتی است. قابل ذکر است که سن

این واحد ائوسن پسین-الیگوسن پیشین می‌باشد.

۲-۶-۱-۳- واحد da

مجموعه سنگی $E^{t.v}$ که به سبب فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن پسین به‌وجود آمده‌اند، پس از مدت کوتاهی با ماگماهای اسیدی قطع شده‌اند. این ماگماهای اسیدی رخنمون‌های کوچک بسیاری را به‌صورت توده‌های آتشفشانی نیمه‌عمیق گنبدی‌شکل، استوک، دایک و رگه به‌وجود آورده‌اند. ذکر این نکته ضروری است که این سنگ‌ها از ماگماهای داسیتی-میکروگرانیتی با گرانروی بالا سرچشمه گرفته‌اند. در بسیاری از نقاط از جمله باغو، کوه‌زر، جوزبان، شمال پوسیده و ...، توده‌های آتشفشانی داسیتی به شکل میکروگرانیت‌های تورمالین‌دار و داسیت‌های پورفیروئیدی تورمالین‌دار دیده می‌شوند. از طرفی، گاه در واحد da قطعاتی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و یا توده‌های نفوذی کوارتزدیوریتی و کوارتزمونزودیوریتی مشاهده می‌شود. سن این واحد، ائوسن پسین-الیگوسن پیشین در نظر گرفته شده است.

۲-۶-۱-۴- دایک‌ها

شمار زیادی دایک در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند که می‌توان آنها را در دو گروه زیر دسته‌بندی نمود:

- دایک‌های با ترکیب سنگ‌شناسی متوسط تا بازیک

این گروه دایک‌ها به‌طور گسترده در منطقه با ترکیب سنگ‌شناختی آندزیت، تراکی‌آندزیت، کوارتزلاتیت-آندزیت، تراکی‌آندزیت‌بازالت، میکروکوارتزدیوریت، میکرومونزودیوریت و به‌ندرت میکرومونزوسینیتی و آلکالی گابرو تا دولریتی رخنمون دارند. از طرفی، ویژگی‌های سنگ‌شناختی این دایک‌ها با توده‌های آتشفشانی نیمه‌عمیق یکسان می‌باشد.

- دایک‌های با ترکیب سنگ‌شناسی اسیدی (داسیتی)

شمار این دایک‌ها بسیار کمتر از دایک‌های متوسط تا بازیک است و بیشتر به‌صورت زبانه‌هایی از واحد da می‌باشند. قابل ذکر است که این سنگ‌ها ترکیبات مشابه واحد da دارند و به‌شدت دگرسان شده‌اند. سن این دایک‌ها الیگوسن پیشین در نظر گرفته شده است.

۲-۶-۱-۵- واحد E^{al}

این واحد دربرگیرنده سنگ‌های به‌شدت دگرسان شده هستند که سازنده‌های آن را مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی واحد $E^{t.v}$ و توده‌های نفوذی qd و da تشکیل می‌دهند. در پاره‌ای نقاط رگه‌های کوارتز-تورمالین طلادار بسیاری در آنها پدید آمده است که خاستگاه آنها به داسیت‌های پورفیری منطقه می‌رسد. قابل ذکر است که سیالات گرمابی نقش اساسی در پیدایش این رگه‌ها داشته‌اند. به‌علاوه، در پهنه تمرکز این رگه‌ها کانی‌هایی نظیر پیریت، کالکوپیریت، کوپریت، مالاکیت و ... به میزان کمی وجود دارد.

۲-۶-۱-۶- نهشته های کواترنری

- واحد QPL^{C}

این واحد شامل انباشته‌های کنگلومرایی با کمی سیمان ماسه‌ای و سخت نشده است که کوهپایه‌های کهن و بلند را پدید آورده‌اند. زمان پیدایش این نهشته‌ها آغاز کواترنر (پلئیستوسن) است.

- واحد Q^{f1}

این واحد پادگانه‌های آبرفتی بلند را ساخته که گسترش زیادی در منطقه معدنی دارد.

- واحد Q^{f2}

پادگانه‌ها و پنجه‌های آبرفتی به نسبت مسطح و جوان هستند که سازنده‌های آن دانه‌ریزتر از Q^{f1} است و آن را قطع کرده‌اند.

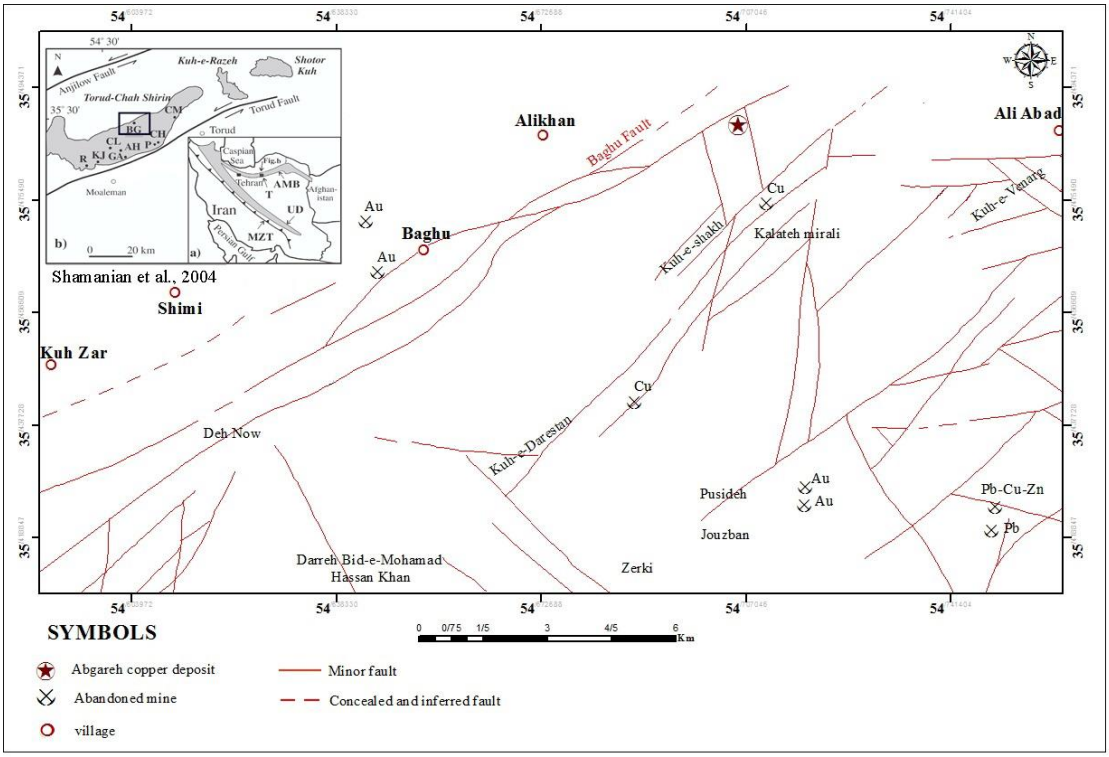
- واحد Q^{al}

این واحد انباشته‌های بستر رودخانه‌ها و آبراهه‌های بزرگ عهد حاضر را در بر می‌گیرد که بیشتر از قلوه‌سنگ، ریگ، شن، ماسه‌سنگ و رس تشکیل شده‌اند.

۲-۷- ویژگی‌های زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه

در طی ائوسن زیرین-میانی (تا قبل از لوتسین پسین)، ناحیه در شرایط کشش بوده که شرایط بالا آمدن ماگمای بازالتی از گوشته بالایی به سوی پوسته را فراهم کرده است. ماگمای بازالتی در حین بالا آمدن در بخش‌های بالایی پوسته جای گرفته، در این زمان در بخش‌های بالایی آن گازها و بخارات گرد آمده و در نخستین مرحله، فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری را در پی داشته‌اند. در دومین مرحله ماگمای بازالتی به سطح زمین رسیده و به کف دریا ریخته‌اند. این مواد که در ابتدا دارای ترکیب بازالتی بوده‌اند، به سبب جدایش کانی‌های مافیک به سمت ماگمای آندزیتی گرایش یافته‌اند. در طی این دوره مجموعه سنگی $E^{t.v}$ پیدایش یافته است. در طی عبور از این دو پدیده ماگمایی، کف حوضه نشست پیدا کرده و پیشروی دریای لوتسین را به دنبال داشته است. در پایان ائوسن پسروی دریا صورت گرفته و مواد آذرآواری دوباره تشکیل شده‌اند. در پایان ائوسن تا آغاز الیگوسن وضعیت فشارشی در منطقه حاکم شده و فعالیت‌های ماگمایی به‌صورت دایک و توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق (qd و da) با ترکیب سنگ‌شناختی حدواسط تا اسیدی صورت گرفته است. قابل ذکر است که بیشترین فعالیت‌های دینامیکی و ماگمایی در دوره پالئوژن (ائوسن-الیگوسن) رخ داده و تکاپوی دینامیکی پس از ائوسن (فاز پیرنه) سبب پدید آمدن زیرپهنه‌های ناهمسان در منطقه شده است. این فاز بر روی سنگ‌ها اثر کرده و در نهایت سبب چین‌خوردگی و گسلش شده که واحد E^{al} نمودی از این فعالیت می‌باشد. بالا آمدن کف دریا در الیگوسن میانی، پیش‌درآمد حرکاتی است که سبب یک چین‌خوردگی ضعیف در نهشته‌ها گردیده و بالاآمدگی حوضه را دربر داشته است. بار دیگر پیشروی دریا، ترادف ضخیمی از نهشته‌های دریای کم‌عمق با سن الیگوسن پسین تا پلیوسن را به جای گذاشته‌اند. سرانجام نهشته‌های کوهپایه‌ای پلیوسن پسین-

پلیستوسن (واحدQPL^C) با دگرشیبی زاویه‌دار روی واحدهای کهن‌تر را می‌پوشاند. قابل ذکر است که تکاپوی دینامیکی پس از پلئیستوسن، تراس‌های کهن و مخروط افکنه‌های بلند، نهشته‌های پلئیستوسن را به گونه ناپیوسته دگرشیب پوشانده‌اند. به‌علاوه، دامنه فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه تا زمان حال نیز ادامه دارد. به دلیل ناهمگن بودن نهشته‌های ائوسن و همچنین نفوذ توده‌های کم‌عمق و دایک‌های فراوان، منطقه معدنی متحمل شکستگی‌های زیادی شده که سبب گسستگی‌های زیادی در لایه‌ها و در نتیجه تشکیل چین‌ها شده است (شکل۲-۶). گسل باغو از جمله پارامترهای تکتونیکی بنیادی با راستای N70-90E و شیب نزدیک به قائم در این منطقه محسوب می‌شود که پس از ائوسن پدید آمده است. به‌علاوه، جایگیری رگه‌های در بردارنده مواد کانه‌دار در این شکستگی‌ها به‌طور همزمان انجام گرفته‌اند. به‌جز راستای N70-90E که همسو با گسل اصلی طرود است، گسل‌های دیگری با راستای N40-50E و N40-50W به‌صورت دو سری شکستگی دیده می‌شوند که به‌صورت مزدوج عمل کرده‌اند. پس از آن پاره‌ای از شکستگی‌ها دارای امتداد کلی نزدیک به شمالی-جنوبی هستند که در آنها نیز کانی‌زایی رخ داده است.



شکل۲-۶- نقشه پراکندگی گسل‌های منطقه مورد مطالعه (با استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان).

۲-۸- زمین‌شناسی اقتصادی و توان معدنی منطقه مورد مطالعه

طرود-چاه‌شیرین از دیرباز مورد توجه معدن‌کاران بوده است که در بخش‌های مختلف آن می‌توان آثار معدن‌کاری کهن (شدادی)، سرباره‌های ذوب کوره‌های قدیمی، پاره‌ای از وسایل اولیه و قلعه‌های باستانی را مشاهده نمود. از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی، کانی‌زایی در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به‌صورت زیر تفکیک کرد:

۲-۸-۱- کانی‌سازی عناصر فلزی

در منطقه می‌توان نشانه‌های معدنی، معادن کهن و متروکه و در حال کاری را برشمرد که در آنها تمرکز کانه‌های فلزی مس، طلا، سرب و روی شناخته شده است. قابل ذکر است که پیدایش این کانسارها در ارتباط با فعالیت آذرین درونی و بیرونی ائوسن-الیگوسن (فاز پیرنه) می‌باشد.

- کانی‌سازی سرب و روی

این گونه کانسارهای سرب و روی بیشتر گرمابی و از نوع چند فلزی [1]هستند که در آنها علاوه‌بر سرب و روی، ناهنجاری‌های عناصر طلا، نقره، کادمیوم، مس، آهن، جیوه و باریم نیز شناسایی شده است. همچنین، گالن، سروزیت، آنگلزیت، پیریت، کالکوپیریت، باریت و کلسیت از کانی‌های شناخته شده در این کانسنگ‌ها می‌باشند.

- کانی‌سازی مس

در بسیاری از نقاط آغشتگی‌های کانه‌های مس‌دار در منطقه دیده می‌شود. در مواردی کانه‌های مس‌دار با طلا، آهن، سرب و روی همراه هستند. این کانی‌سازی‌ها در پیرامون دایک‌ها در ناحیه بیدمحمدحسن و پاره‌ای نقاط دیگر شناسایی شده‌اند. قابل ذکر است که معدن فیروزه باغو که در حال حاضر نیمه‌فعال است، دارای رگه-رگچه‌های فیروزه در سنگ‌های داسیتی واحد da می‌باشد.

[1] Polymetal

- کانی‌سازی طلا

نشانه‌هایی از کانی‌سازی طلا در نواحی باغو-کوه‌زر، دارستان و پوسیده به‌دست آمده که با تیپ کانسارهای گرمابی چندفازه، به‌ویژه اپی‌ترمال با سنگ میزبان آتشفشانی همخوانی نسبی دارد و در ارتباط با سیالات مشتق شده از ماگماتیسم ائوسن-الیگوسن شکل گرفته‌اند. قابل ذکر است که دگرسانی آرژیلیتی که در بسیاری از رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی و در همبری توده‌های آتشفشانی نیمه‌عمیق یا دایک‌ها دیده می‌شوند، می‌تواند به‌عنوان راهنمایی برای اکتشاف طلا مورد توجه قرار گیرد.

۲-۸-۲- کانی‌سازی عناصر غیرفلزی

خاک صنعتی فلدسپات-کائولینیت‌دار پوسیده (معدن کائولن غیرفعال) که در سنگ‌های داسیتی واحد da شناسایی شده است، از جمله کانی‌سازی غیر فلزی در منطقه مورد مطالعه محسوب می‌شود.

فصل سوم: زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی

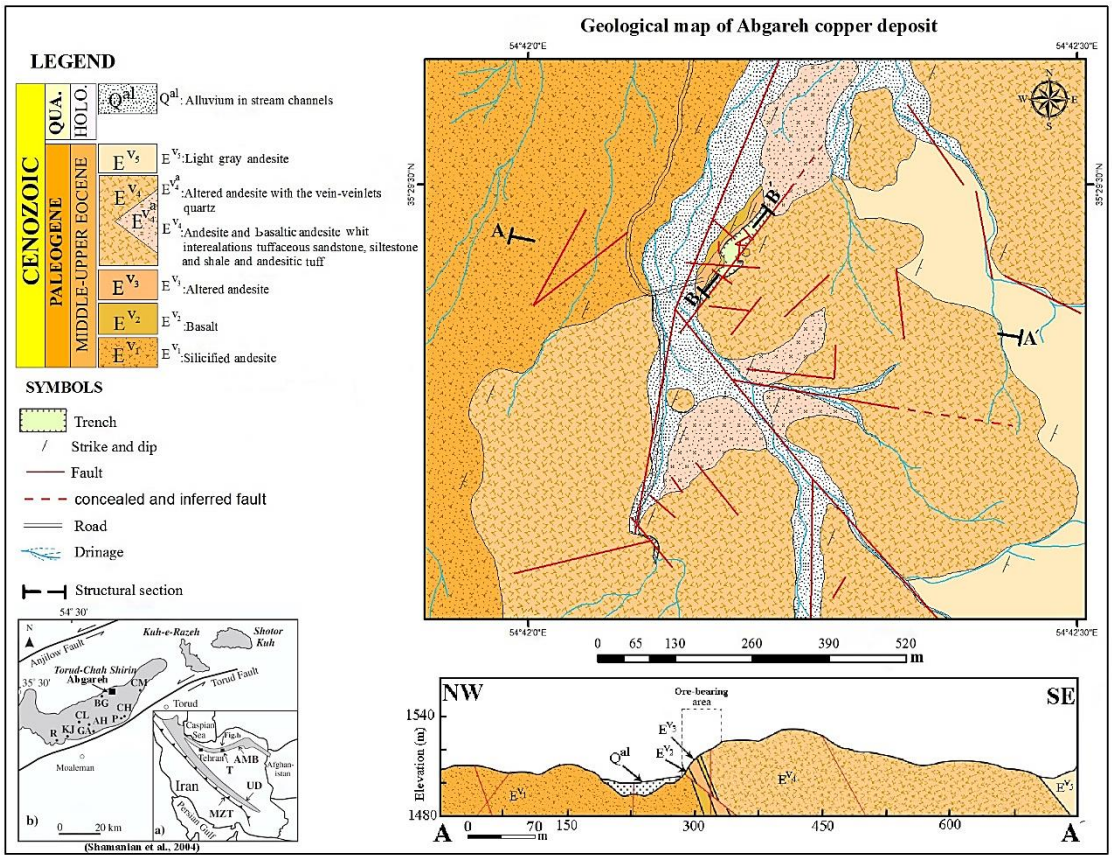
۳-۱- مقدمه

مطالعه واحدهای سنگی، روابط بین آنها، زمین‌ساخت و ارتباط هر یک از این پدیده‌ها با کانی‌سازی، همگی از اهداف بررسی زمین‌شناسی محدوده معدنی مورد نظر به‌شمار می‌آیند. بدون شک، بررسی این پدیده‌ها و فرآیندهای تأثیرگذار در تشکیل کانسار آبگاره می‌تواند یک راهنمای اکتشافی خوب برای شناخت موقعیت زمانی و مکانی و پی‌جویی آن در دیگر نقاط مشابه باشد. لازم به ذکر است که این کانسار از نظر موقعیت زمین‌شناسی، در بخش شمالی پهنه ساختاری-رسوبی ایران مرکزی و در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان (اشراقی و جلالی، ۱۳۸۵) قرار می‌گیرد که در حقیقت بخش کوچکی از منطقه فلزایی طرود محسوب می‌شود. همچنین بررسی‌های انجام شده در خصوص واحدهای سنگی منطقه، مؤید وجود گدازه‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی و بازالت به همراه رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های آذرآواری (کریستال‌توف) است که طی فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن میانی-بالایی تشکیل شده‌اند. قابل ذکر است که در این محدوده سنگ‌های قدیمی‌تر از ائوسن دیده نمی‌شود. از آنجایی‌که افق‌های کانه‌دار درون این توالی‌های سنگی قرار گرفته‌اند، بنابراین تلاش گردید تا با استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان (اشراقی و جلالی، ۱۳۸۵)، تصاویر ماهواره‌ای، بررسی‌های صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی، نقشه زمین‌شناسی بزرگ‌مقیاسی از محدوده مورد مطالعه ترسیم شود. به‌علاوه، نیم‌رخ عرضی عمود بر روند واحدهای سنگی و همچنین ستون چینه‌شناسی مربوط به آن رسم گردید. از این‌رو در این فصل سعی شده است تا با استفاده از اطلاعات به‌دست آمده، ویژگی‌های هر یک از این واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده آبگاره بیشتر مورد بررسی قرار گیرد.

۳-۲- چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی محدوده معدنی مورد مطالعه

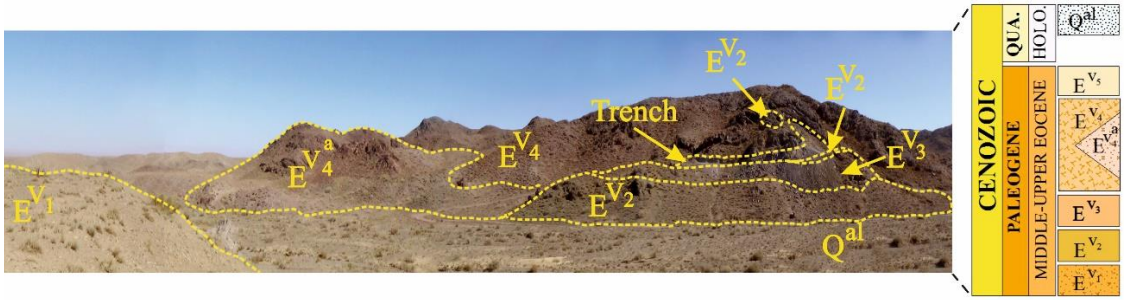
بر پایه مطالعات پیشین و مشاهدات صحرایی، گستره مورد مطالعه از واحدهای سنگی متفاوت و گوناگونی تشکیل شده است. در یک نگاه کلی، محدوده آبگاره از نظر سنگ‌شناسی جوان بوده و شامل گستره‌ای از گدازه‌های زیردریایی با طیف ترکیبی بازیک (بازالت) و حدواسط (آندزیت و آندزیت بازالتی)، به همراه

رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های آذرآواری (کریستال‌توف) می‌باشد. به‌علاوه، این سنگ‌ها در مناطق هموار با رسوبات عهد حاضر پوشیده شده‌اند. از آنجایی‌که 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 معلمان، محدوده سنی ائوسن 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 و شیب ۵۵-۴۵ درجه به سمت جنوب‌شرق قرار گرفته‌اند. بنابراین، به‌منظور مطالعه و تفکیک این واحدها و بررسی ارتباط آنها با کانه‌زایی و شناسایی رگه‌های معدنی، نقشه زمین‌شناسی بزرگ‌مقیاسی از منطقه آبگاره ترسیم گردید (شکل۳-۱).



شکل۳-۱- نقشه زمین‌شناسی بزرگ‌مقیاس محدوده اکتشافی آبگاره و نیم‌رخ عرضی آن (براساس تصاویر ماهواره‌ای Google Earth و برداشت‌های صحرایی).

برحسب جایگاه چینه‌شناسی و تغییرات ترکیب سنگ‌شناسی، سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه از پایین به بالا به پنج واحد (E^{V1}، E^{V2}، E^{V3}، E^{V4} و E^{V5}) تفکیک شده‌اند (شکل۳-۲)، که بخش اعظم کانه‌زایی مس در واحد E^{V4} رخ داده است. در ادامه به‌منظور درک بیشتر هر یک از این واحدها به ترتیب سنی از قدیم به جدید، ویژگی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی هر یک از آنها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

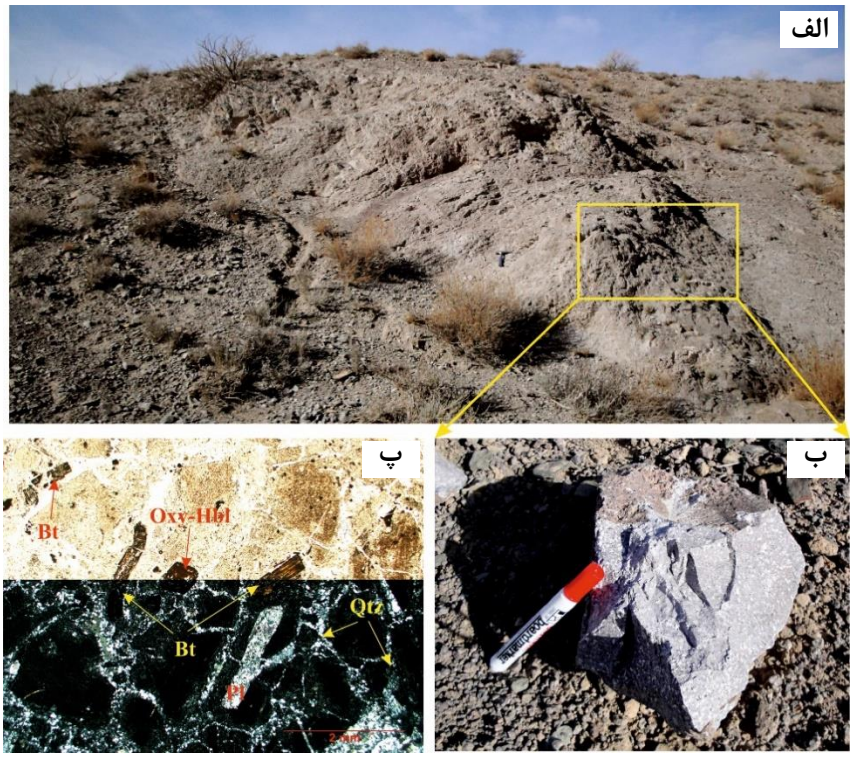


شکل۳-۲- دورنمایی از واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده معدنی آبگاره و ترانشه حفر شده روی آن (زاویه دید به سمت شمال‌شرق).

۳-۲-۱- واحد E^{V1} (آندزیت سیلیسی شده)

واحد گدازه‌ای E^{V1} با ریخت‌شناسی ملایم و تپه‌ای شکل، در غرب منطقه و در اطراف محدوده معدنی برونزد دارد. با توجه به مطالعات صورت گرفته، به نظر می‌رسد که این واحد قدیمی‌ترین واحد چینه‌ای رخنمون یافته در منطقه باشد که به‌صورت هم‌روند با واحدهای دیگر قرار گرفته است (شکل ۳-۳، الف). رنگ چیره این سنگ‌ها در مقیاس نمونه‌دستی خاکستری روشن بوده که گاه به سبب آغشتگی به اکسیدهای آهن به رنگ خاکستری متمایل به صورتی دیده می‌شوند (شکل ۳-۳، ب). همچنین، از لحاظ ویژگی‌های سنگ‌شناسی حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، اکسی‌هورنبلند و بیوتیت می‌باشند. به‌علاوه، کانی‌های پیریت و مگنتیت نیز به‌صورت پراکنده در متن سنگ دیده می‌شوند. کانی‌های پلاژیوکلاز تحت تأثیر دگرسانی گرمابی به‌طور عمده به کلسیت و سریسیت تجزیه شده‌اند. قابل ذکر است که از پدیده قابل تأمل موجود در این واحد سنگی، می‌توان به حضور دانه‌های ریز کوارتز به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در فضای بین کانی‌ها اشاره نمود (شکل ۳-۳، پ). اگرچه این دانه‌ها از نظر اندازه ریز می‌باشند

ولی دارای فراوانی قابل ملاحظه‌ای هستند. به‌نظر می‌رسد که این پدیده در ارتباط با محلول‌های گرمابی حاوی حجم بالای سیلیس رخ داده باشد که سبب تشکیل بلورهای ریز کوارتز در زمینه سنگ شده است. از طرفی، این کانی علاوه‌بر زمینه شیشه‌ای، کانی‌های درشت‌بلور این سنگ‌ها را نیز دربر گرفته است. قابل ذکر است که این دانه‌های ریز کوارتز تنها در مقطع میکروسکوپی به وضوح دیده می‌شوند و در نمونه‌دستی آن آثاری از این سیلیسی شدن وجود ندارد. با این حال بررسی شکل‌گیری احتمالی این واحد نیازمند مطالعات سنگ‌شناسی دقیق‌تر می‌باشد.

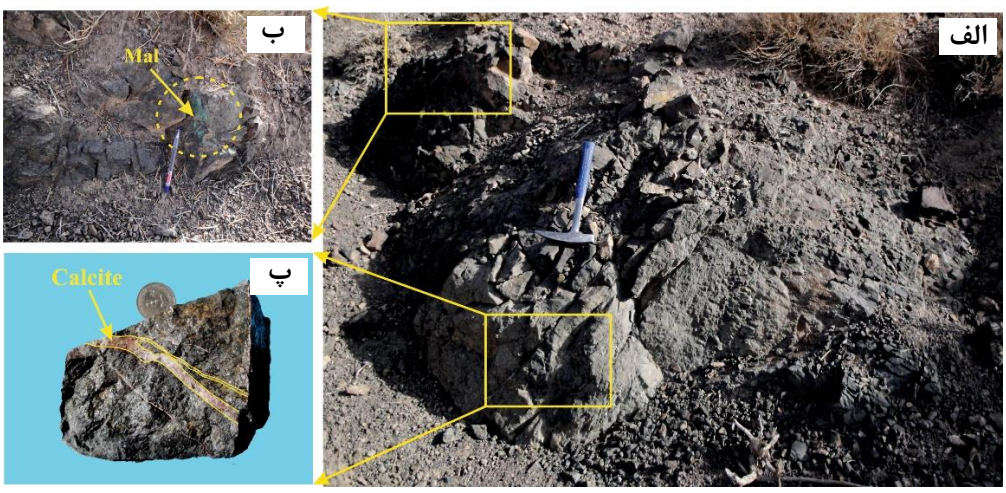


شکل۳-۳- الف) نمایی از رخنمون واحد گدازه‌ای E^{V1} در منطقه مورد مطالعه (زاویه دید به سمت شمال‌غرب)، ب) تصویر نمونه‌دستی از واحد گدازه‌ای E^{V1} که به سبب آغشتگی به اکسیدآهن به رنگ خاکستری متمایل به صورتی دیده می‌شود، پ) تصویر میکروسکوپی از حضور دانه‌های ریز کوارتز در زمینه و فضای بین کانی‌ها (تصویر بالا PPL و تصویر پایین XPL)، Pl= پلاژیوکلاز، Bt= بیوتیت، Oxy-Hbl= اکسی‌هورنبلند، Qtz= کوارتز.

۳-۲-۲- واحد E^{V2} (بازالت)

واحد E^{V2} با ترکیب بازالتی یکی دیگر از واحدهای گدازه‌ای رخنمون یافته در محدوده کانسار مورد مطالعه محسوب می‌شود که به‌صورت هم‌روند و هم‌شیب با واحدهای دیگر در کمر پایین افق کانه‌دار

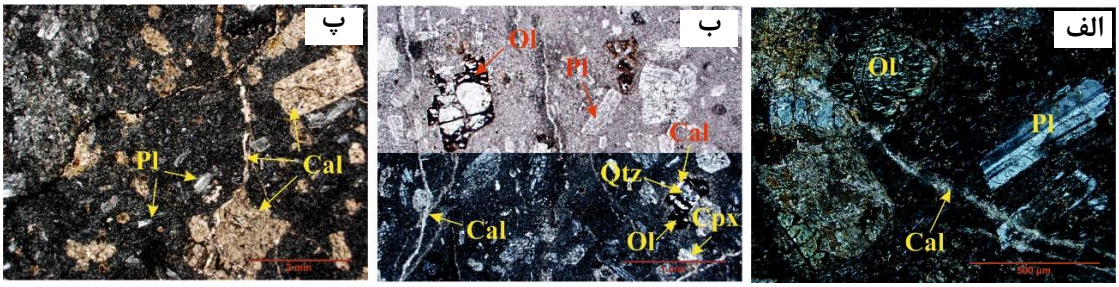
برونزد دارد. همان‌طور که در شکل (۳-۴، الف) دیده می‌شود، این واحد سنگی در اثر عملکرد گسل‌ها و فشارهای تکتونیکی در منطقه به‌شدت دگرسان و خرد شده و رگه-رگچه‌های کلسیت در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در آن شکل گرفته‌اند که نشان‌دهنده فعال بودن چرخه هیدروترمالی بعد از تشکیل بازالت‌ها می‌باشد. لازم به ذکر است که این واحد نسبت به واحدهای دیگر از وسعت کمتری برخوردار است و تنها آثاری از کانه‌زایی مالاکیت به‌صورت محدود و پراکنده در آن مشاهده شده است (شکل ۳-۴، ب). در مقیاس نمونه‌دستی نیز معمولاً به رنگ خاکستری تیره متمایل به سبز تیره دیده می‌شود (شکل ۳-۴، پ).



شکل۳-۴- الف) نمایی از رخنمون واحد گدازه‌ای E^{V2} در منطقه مورد مطالعه (زاویه دید به سمت شمال‌شرق)، ب) نمایی نزدیک‌تر از همان واحد سنگی که آثاری از کانه‌زایی مالاکیت در آن مشاهده می‌شود، پ) تصویر نمونه‌دستی از واحد گدازه‌ای E^{V2} که در آن رگه-رگچه‌های کلسیت دیده می‌شود.

این واحد سنگی از دید کانی‌شناسی حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین (اولیوین و کلینوپیروکسن) می‌باشد که در زمینه جریانی (میکرولیتی) از جنس همین کانی‌ها با بافت پورفیری و گلومروپورفیری قرار گرفته‌اند. قابل ذکر است که بافت جریانی (میکرولیتی) عموماً به واسطه موازی قرار گرفتن بلورهای کشیده و تخته‌ای شکل پلاژیوکلاز در جهت گدازه می‌باشد که نشان‌دهنده جریان یافتن ماگما در سطح زمین قبل از انجماد کامل آن است. به‌علاوه، پلاژیوکلازها تحت تأثیر دگرسانی به کانی‌های ثانویه از جمله سریسیت، کلسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. با توجه به نبود منطقه‌بندی

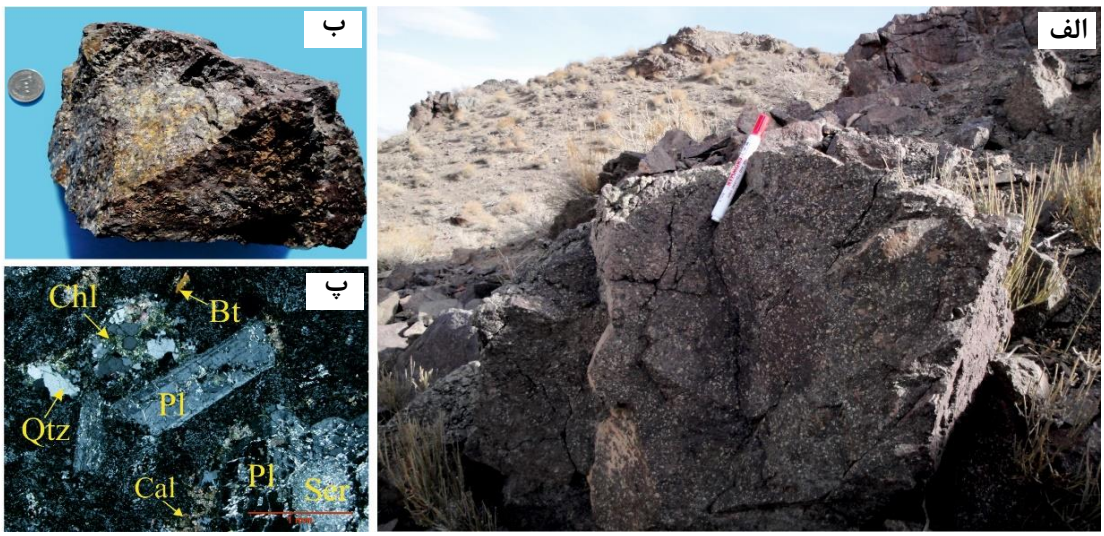
شیمیایی در کانی‌های پلاژیوکلاز این سنگ‌ها می‌توان این گونه استنباط کرد که به هنگام تبلور پلاژیوکلاز و مذاب همراه، تعادل برقرار بوده است. کانی‌های فرومنیزین به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در این سنگ‌ها حضور دارند و از آنجایی که به دگرسانی خیلی حساس هستند، به‌شدت به کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۵، الف). در برخی موارد دگرسانی این کانی‌ها به قدری شدید است که تنها از لحاظ شکل کلی بلور و نوع شکستگی‌ها می‌توان آنها را شناسایی نمود. از طرفی، وجود شکستگی‌های فراوان در اولیوین، سبب ایدنگزیتی شدن آن در امتداد شکستگی‌ها شده است (شکل ۳-۵، ب). قابل ذکر است که ایدنگزیت یک شبه کانی قرمزرنگ و حاوی اکسیدهای آهن سه ظرفیتی با چندرنگی ضعیف می‌باشد (برگرفته از یوسفی، ۱۳۹۶). 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. همچنین، شکستگی‌ها و حفره‌ها و شکاف‌های از قبل موجود در این واحد سنگی به‌طور بخشی و یا کامل توسط کلسیت پر شده‌اند که در نتیجه سبب ایجاد بافت بادامکی (آمیگدالوئیدال) در سنگ‌های بازالتی منطقه شده است (شکل ۳-۵، پ). Gill (2012)، معتقد است که چرخش آب‌های گرم در توالی ضخیم گدازه مدفون، معمولاً منجر به شکل‌گیری کانی‌های حرارت پایین (مانند کلسیت و کوارتز) در حفرات گدازه می‌شود. لازم به ذکر است که این حفره‌ها نشان‌دهنده حباب‌های گازی هستند که در مذاب حضور داشته‌اند.



شکل۳-۵- الف و ب) دگرسانی کانی‌های اولیوین به کلریت و ایدنگزیتی شدن آن (الف، XPL و ب، تصویر بالا PPL و تصویر پایین XPL)، پ) دگرسانی کامل پلاژیوکلاز و همچنین پر شدگی حفرات و شکاف‌ها توسط کلسیت و ایجاد بافت بادامکی و رگه-رگچه‌ای (XPL)، Pl= پلاژیوکلاز، Ol= اولیوین، Cpx= کلینوپیروکسن، Qtz= کوارتز، Cal= کلسیت.

۳-۲-۳- واحد E^{V3} (آندزیت دگرسان شده)

این واحد بر روی واحد E^{V2} و در کمر پایین افق کانه‌دار قرار دارد و نسبت به واحدهای دیگر از گسترش محدودتری برخوردار است. در رخنمون صحرایی، این گدازه آندزیتی به لحاظ ویژگی‌های ریخت‌شناسی، در نزدیکی افق کانه‌دار به سبب آغشتگی به اکسید آهن به رنگ قرمز مشاهده می‌شود که با فاصله گرفتن از افق کانه‌دار، تحت تأثیر دگرسانی کلریتی به رنگ خاکستری تیره متمایل به سبز، تغییر رنگ می‌دهد (شکل ۳-۶، الف). از دید کانی‌شناسی نیز حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار همراه با بلورهای اکسی‌هورنبلند و بیوتیت در زمینه‌ای شیشه‌ای با بافت پورفیری و گلومروپورفیری می‌باشد. پلاژیوکلاز اصلی‌ترین کانی سازنده این واحد محسوب می‌شود که تحت تأثیر دگرسانی گرمابی به کانی‌های ثانویه ازجمله کلسیت، کوارتز و سریسیت تبدیل شده است (شکل ۳-۶، پ). این جانشینی از مرکز بلور شروع شده و تا حاشیه کانی ادامه پیدا کرده است. همچنین، کانی‌های مافیک (اکسی‌هورنبلند و بیوتیت) نیز در اثر دگرسانی به کانی‌های کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. علاوه‌بر کانی‌های نامبرده، کانی‌های کدر، به‌ویژه پیریت و مگنتیت نیز به‌صورت پراکنده در متن سنگ دیده می‌شود.



شکل۳-۶- الف) نمایی از رخنمون واحد گدازه‌ای E^{V3} در منطقه مورد مطالعه که در اثر دگرسانی کلریتی به‌رنگ سبز دیده می‌شود (زاویه دید به سمت شمال‌شرق)، ب) تصویر نمونه‌دستی از این واحد سنگی، پ) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت و حضور کانی‌های کلریت و کوارتز در زمینه سنگ (XPL)، P= پلاژیوکلاز، Bt=

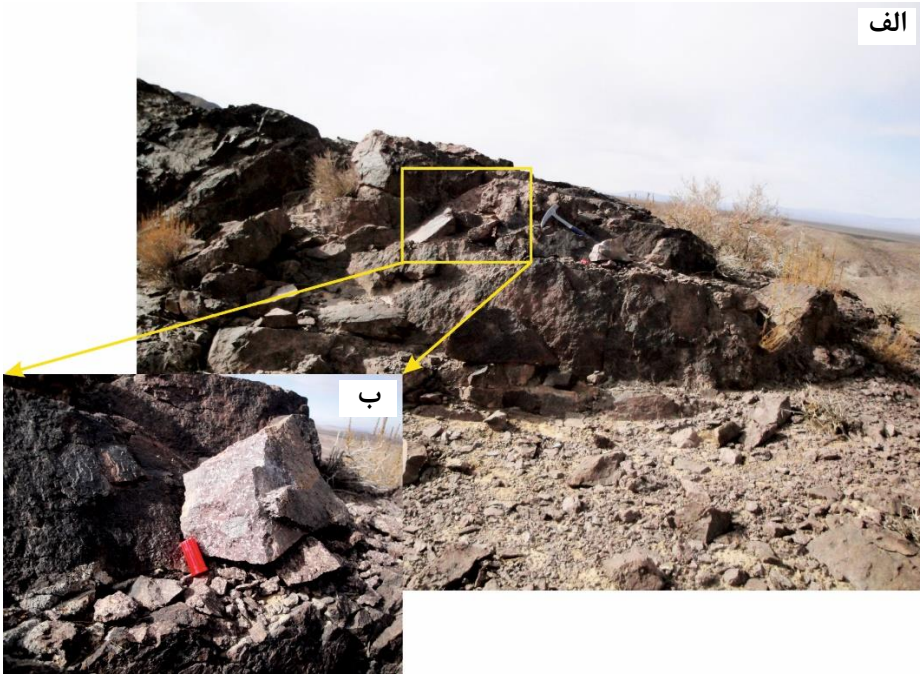
بیوتیت، Qtz= کوارتز، Cal= کلسیت، Chl= کلریت، Ser= سریسیت.

۳-۲-۴- واحد E^{V4} (آندزیت، آندزیت بازالتی و توف)

واحد E^{V4} یکی از مهم‌ترین واحدهای سنگی تشکیل شده در محدوده کانسار آبگاره به‌شمار می‌رود که بیشترین گسترش را در منطقه دارد و متشکل از مجموعه سنگ‌های آندزیت، آندزیت بازالتی و توف می‌باشد. البته ذکر این نکته ضروری است که این سنگ‌ها واحد جدا و مشخصی را تشکیل نمی‌دهند و تفکیک آنها به‌عنوان یک واحد مجزا از یکدیگر بسیار دشوار است. به‌علاوه، بخش آندزیتی این واحد به‌عنوان سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی در منطقه از اهمیت بیشتری برخوردار است. در ادامه به بررسی و شرح ویژگی‌های هر کدام از این سنگ‌ها بیشتر می‌پردازیم.

- آندزیت

در گستره وسیعی از محدوده معدنی، توالی‌هایی از آندزیت با ریخت‌شناسی برجسته، بخش اعظم سنگ‌های منطقه را به خود اختصاص داده که در سطح به شدت هوازده شده‌اند (شکل ۳-۷، الف). لازم به ذکر است که آندزیت‌ها دارای قرارگاه تکتونیکی خاص خود هستند، به‌طوری که در مناطق تصادم ورقه‌های همگرا به‌وفور دیده می‌شوند و از طرف دیگر ترکیب کلی آنها مشابه ترکیب کل پوسته زمین است (ولی‌زاده و جعفریان، ۱۳۶۸). رنگ چیره این سنگ‌ها در نمونه‌دستی خاکستری تیره است که گاه به سبب هوازدگی و تشکیل اکسید و هیدروکسیدهای آهن به رنگ اُخرایی مایل به قهوه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۳-۷، ب). به‌علاوه، درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول با بافت پورفیری در متن سنگ با چشم غیر مسلح نیز قابل مشاهده هستند. همان‌طور که می‌دانیم، این بافت در آندزیت‌ها متداول می‌باشد و حضور آن در سنگ‌های منطقه را می‌توان نشانه پایین بودن سرعت خروج ماگما و توقف ماگما در آشیانه ماگمایی دانست (Gill, 2012).



شکل۳-۷- الف) نمایی از رخنمون سنگ‌های آندزیتی در واحد E^{V4} (زاویه دید به سمت شمال‌غرب)، ب) تصویر نمونه‌دستی از سنگ‌های آندزیتی که به‌سبب آغشتگی به اکسیدهای آهن به رنگ قرمز قابل مشاهده است.

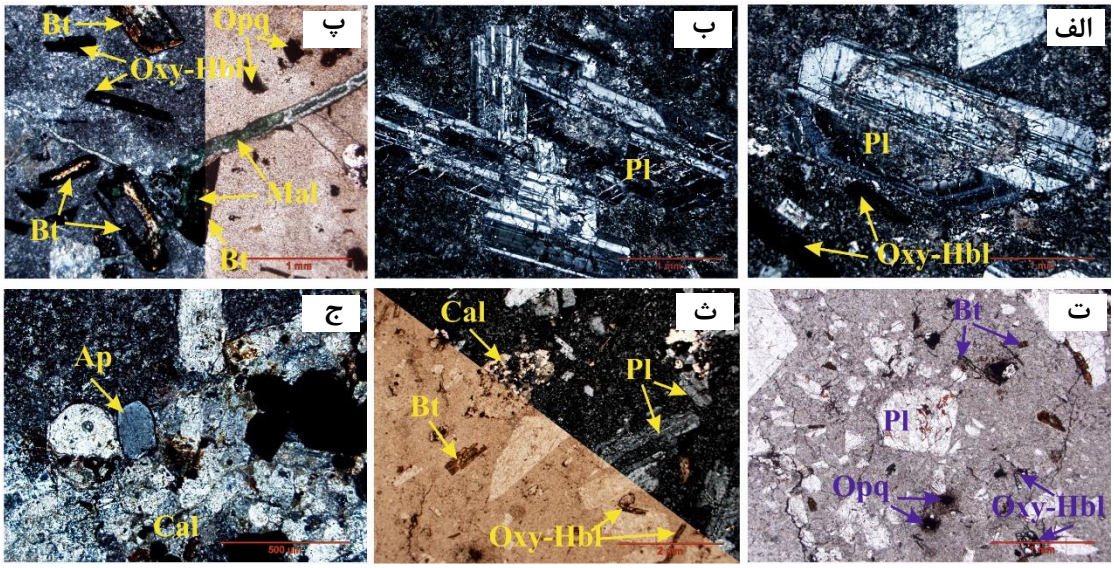
از لحاظ کانی‌شناسی متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، همراه با کانی‌های اکسی‌هورنبلند و بیوتیت در زمینه‌ای شیشه‌ای با بافت پورفیری می‌باشند. پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک فراوان‌ترین کانی درشت‌بلور این سنگ‌ها محسوب می‌شوند که گاه حاشیه خورده شده[1]در آنها پدید آمده است. البته این پلاژیوکلازها در برخی از نمونه‌ها، بافت منطقه‌بندی زیبایی را نشان می‌دهند (شکل ۳-۸، الف). بنا به اعتقاد Shcherbakov et al. (2011)، آهسته بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به رشد بلور، آشفتگی‌های دمایی ناشی از ورود ماگمای جدید به درون ماگمای در حال تبلور، تغییرات فشار بخار آب و افت سریع دما، همگی دلیلی برای تشکیل این بافت می‌باشند. قابل ذکر است که این بافت در بلورهای پلاژیوکلاز وضوح بهتری دارد. همان‌طور که می‌دانیم، ترکیب این کانی به دما، فشار و مقدار آب موجود در مذاب بسیار حساس است. در دماهای بالاتر، بلورهای پلاژیوکلاز کلسیک‌ترند ولی ضمن صعود ماگما به سطح زمین که با کاهش دما و افزایش سدیم محیط همراه است، بلورهای

[1] Corrosion

سدیم‌دارتر به وجود می‌آیند؛ به‌عبارتی پلاژیوکلازها در مرکز کلسیک‌تر ولی در حاشیه سدیم‌دارترند. از دیگر بافت‌های موجود در مقاطع این سنگ‌ها می‌توان به بافت گلومروپورفیری اشاره نمود که نوعی بافت پورفیری است و درشت‌بلورها در آن در یک قسمت تجمع پیدا کرده‌اند (شکل۳-۸، ب). این بافت به سبب وجود آشفتگی و نیروی کشش سطحی موجود در ماگما ایجاد می‌شود (برگرفته از ناهیدی‌فر، ۱۳۹۳). در مناطقی که دگرسانی بر این سنگ‌ها تحمیل شده، پلاژیوکلاز به‌طور عمده توسط سریسیت‌های ریزبلور در مرکز و حاشیه جانشین شده و در مواردی نیز توسط رگه‌های تأخیری کلسیت قطع شده‌اند. دگرسانی گسترده در پلاژیوکلازها را می‌توان به سبب تأثیر یک فاز سیال غنی از CO_2 دانست که حضور گسترده مالاکیت در منطقه می‌تواند شاهدی بر این مدعا باشد (شکل ۳-۸، پ). بعضاً چرخش محلول‌های آهن‌دار در شکستگی‌های این کانی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۸، ت). به‌علاوه، شکستگی‌ها و حفره‌ها و شکاف‌های از قبل موجود نیز توسط کلسیت پر شده‌اند و بافت بادامکی و رگه-رگچه‌ای را به‌وجود آورده‌اند (شکل ۳-۸، ث). کانی‌های بیوتیت و اکسی‌هورنبلند نیز به کلسیت و اکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند. لازم به ذکر است که بیوتیت‌ها در مراحل میانی و نهایی تبلور ماگما همزمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز (با ترکیب حدواسط) متبلور می‌شوند (یزدی و همکاران، ۱۳۹۳). در آندزیت‌ها می‌توان پدیده اُپاسیته شدن[1] را در اطراف کانی‌های فرومنیزین آبدار نظیر آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها به‌وفور مشاهده کرد. بنا به نظر Pichler and Schmitt-Riegraf (1993)، حاشیه سیاه اطراف هورنبلندها (اُپاسیتی شدن)، ناشی از کاهش فشار H_2O در حین صعود ماگما و افزایش دما در طی اختلاط ماگمایی می‌باشد که سبب تبدیل هورنبلند به اکسی‌هورنبلند می‌شود (برگرفته از امام‌جمعه، ۱۳۸۵). علاوه‌بر کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک، کانی‌های دیگری نیز نظیر؛ آپاتیت و کانی‌های کدر (به‌ویژه مگنتیت و پیریت) در این سنگ‌ها یافت می‌شوند که می‌توان آنها را جزو کانی‌های فرعی این گدازه‌های آندزیتی به‌حساب آورد. از آنجایی‌که کانی آپاتیت کمتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته، می‌توان آن را به‌طور سالم در بین مجموعه کانی‌های حاصل از دگرسانی نظیر

[1] Opacification

کلسیت مشاهده کرد (شکل ۳-۸، ج).



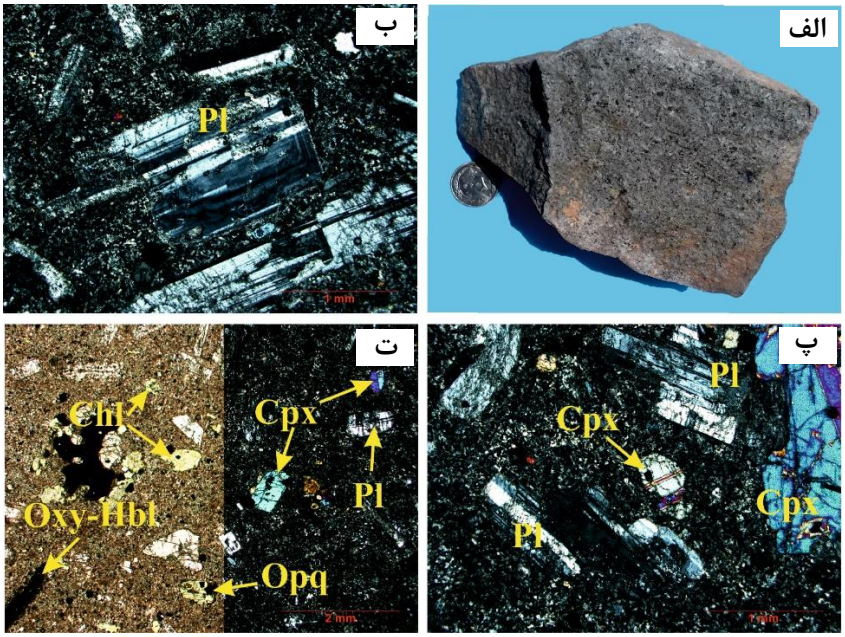
شکل۳-۸- الف) بافت منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز و همچنین، حضور اکسی‌هورنبلندهای اُپاسیتی شده (XPL)، ب) بافت گلومروپورفیری (XPL)، پ) حضور گسترده مالاکیت که نشان‌دهنده تأثیر یک فاز سیال غنی از CO_2 (تصویر سمت راست PPL و تصویر سمت چپ XPL)، ت) چرخش محلول‌های آهن‌دار در شکستگی‌های بلورهای پلاژیوکلاز (PPL)، ث) پر شدگی حفرات و شکاف‌ها توسط کلسیت و ایجاد بافت بادامکی (تصویر بالا سمت راست XPL و تصویر پایین سمت چپ PPL)، ج) کانی آپاتیت (XPL)، Pl= پلاژیوکلاز، Bt= بیوتیت، Oxy-Hbl= اکسی‌هورنبلند، Qtz= کوارتز، Cal= کلسیت، Opq= کانی‌های کدر، Ap= آپاتیت، Mal= مالاکیت.

- آندزیت بازالتی

این سنگ‌ها به رنگ خاکستری متمایل به سبز، اکثراً همراه با سنگ‌های آندزیتی دیده می‌شوند و تفکیک آنها از سنگ‌های آندزیتی بر روی نقشه زمین‌شناسی عملاً امکان‌پذیر نیست (شکل ۳-۹). از لحاظ کانی‌شناسی این سنگ‌ها دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوژیت)، اکسی‌هورنبلند و بیوتیت می‌باشند که در زمینه‌ای از کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن قرار گرفته‌اند. به‌عبارتی تنها تفاوت این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های آندزیتی وجود درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن است.

شکل۳-۹- نمایی از رخنمون سنگ‌های آندزیت بازالتی در واحد E^{V4} (زاویه دید به سمت جنوب‌غرب).

بافت غربالی و منطقه‌بندی در اغلب پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۰، ب). قابل ذکر است که بافت غربالی حاصل به دام افتادن ادخال‌های مذاب در بلور می‌باشد. به عقیده Stewart (2004)، ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا سبب ایجاد بافت غربالی می‌شود. همان‌طور که گفته شد، علاوه‌بر درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پیروکسن نیز در این سنگ‌ها حضور دارند. این کانی کمتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته و با توجه به ویژگی‌های میکروسکوپی، احتمالاً از نوع اوژیت می‌باشد (شکل ۳-۱۰، پ). برخی از اوژیت‌ها، حواشی گرد شده و خلیج خوردگی را نشان می‌دهند که ناشی از انحلال ماگمایی می‌باشد. قابل ذکر است که انحلال زمانی رخ می‌دهد که بلور در ماگما از شرایط پایداری خود دور شده باشد. این ناپایداری می‌تواند در اثر عواملی مثل تغییر فشار، دما و یا ترکیب شیمیایی ماگما (به‌ویژه در pH پایین) به‌وجود آید (McAdam, 2008). در نتیجه دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین، کانی‌های ثانویه‌ای از جمله کلسیت، سریسیت و کلریت تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۱۰، ت). همان‌طور که می‌دانیم، کلریتی شدن اکسی‌هورنبلند و پیروکسن با خروج مقداری کلسیم همراه است که این کلسیم آزاد شده با توجه به شرایط محیطی حاکم بر سنگ به کلسیت تبدیل می‌شود. کانی‌های کدر (به‌ویژه مگنتیت و پیریت) نیز اغلب به‌صورت ریزبلور در زمینه و یا ادخال در کانی‌های پیروکسن دیده می‌شوند.

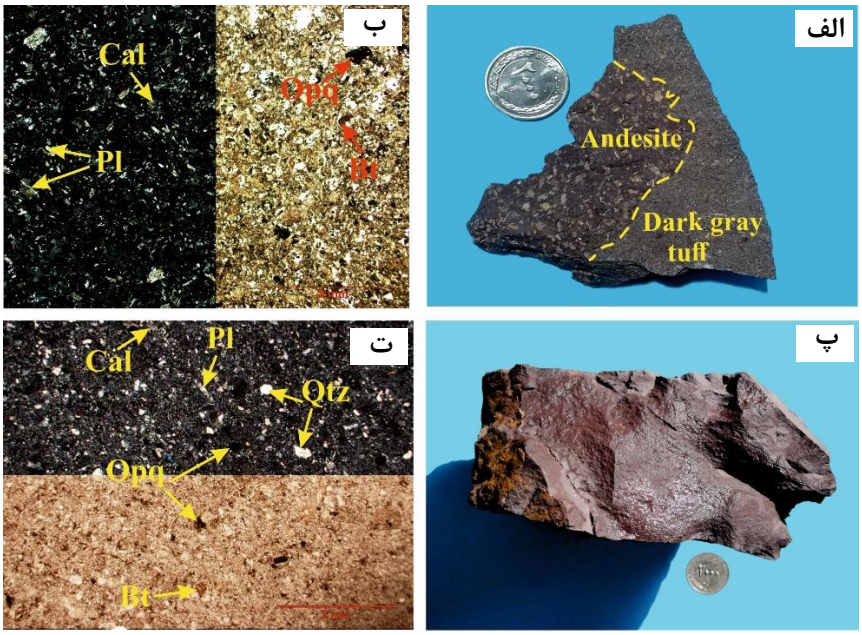


شکل۳-۱۰- الف) تصویر نمونه‌دستی از سنگ‌های آندزیت بازالتی، ب) بافت منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز (XPL)، پ) تصویر میکروسکوپی از حضور کانی‌های پلاژیوکلاز و اوژیت (XPL)، ت) کلریتی شدن اوژیت‌ها (تصویر سمت راست XPL و تصویر سمت چپ PPL)، Cpx= کلینوپیروکسن، Pl= پلاژیوکلاز، Oxy-Hbl= اکسی‌هورنبلند، Chl= کلریت، Opq= کانی‌های کدر.

- آذرآواری (کریستال‌توف)

در بخش‌هایی از محدوده معدنی، این سنگ‌ها همراه با گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی دیده می‌شوند که در منطقه غالباً ماهیت نرمی دارند. بنا به عقیده Damian et al. (2007)، این سنگ‌ها به‌صورت توده‌ای، بدون طبقه‌بندی واضح و بسیار همگن هستند. این سنگ‌ها بیشترین رخنمون را در بخش جنوبی منطقه دارند. رنگ آنها بر حسب ترکیب شیمیایی و شدت دگرسانی از خاکستری تیره تا قرمز متمایل به قهوه‌ای متغیر است (شکل ۳-۱۱، الف و پ). دانه‌ها در ابعاد ریز بوده و از پلاژیوکلاز، بیوتیت و اکسی‌هورنبلند با حواشی اکسیده تشکیل شده‌اند که به مقدار فراوان در زمینه‌ای خاکستری تا سبز شیشه‌ای قرار گرفته‌اند. زمینه اصلی سنگ متشکل از شیشه آتشفشانی دگرسان شده و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز همراه با ریزبلورهای کانی‌های کدر (مگنتیت و هماتیت) می‌باشد. علاوه‌بر کانی‌های نامبرده، کانی‌های کلسیت، کوارتز، کلریت، سریسیت، کانی‌های رسی، اکسید و

هیدروکسیدهای آهن به وفور در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۱، ب و ت).

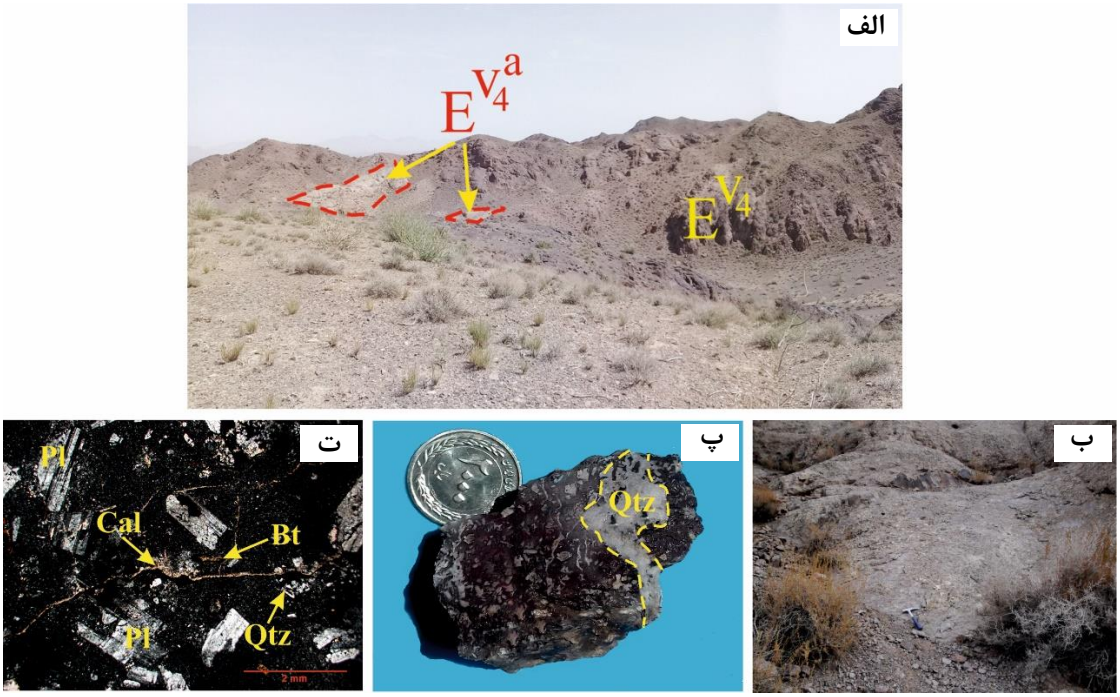


شکل۳-۱۱- الف) تصویر نمونه‌دستی توف‌های خاکستری تیره با ترکیب آندزیتی همراه با قطعات آندزیتی، ب) تصویر میکروسکوپی از توف‌های خاکستری تیره و اجزای تشکیل‌دهنده آن (تصویر سمت راست PPL و تصویر سمت چپ XPL)، پ) تصویر نمونه‌دستی توف‌های قرمز با ترکیب ماسه‌ای، سیلتستون و شیلی، ت) تصویر میکروسکوپی از توف‌های قرمز و اجزای تشکیل‌دهنده آن (تصویر بالا XPL و تصویر پایین PPL)، Pl= پلاژیوکلاز، Bt= بیوتیت، Qtz= کوارتز، Cal= کلسیت، Opq= کانی‌های کدر.

۳-۲-۴-۱- زیر واحد E^{V4a} (آندزیت دگرسان شده همراه با رگه-رگچه‌های کوارتز)

زیرواحد E^{V4a} با ریخت‌شناسی برجسته بخشی از واحد اصلی E^{V4} را تشکیل می‌دهد که به‌شدت تحت تأثیر دگرسانی گرمابی قرار گرفته است؛ به گونه‌ای که از دور به سبب رنگ سفید آن قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۳-۱۲، الف و ب). این رنگ سفید از ویژگی‌های شاخص این زیرواحد می‌باشد که به دلیل حضور گسترده کوارتز در این سنگ‌ها به این رنگ دیده می‌شود. در مقیاس نمونه‌دستی به سبب آغشتگی به اکسید آهن به رنگ خاکستری روشن متمایل به صورتی دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۲، پ). از نظر ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و اکسی‌هورنبلند در زمینه‌ای شیشه‌ای با بافت پورفیری و گلومروپورفیری می‌باشند. به‌دلیل دگرسانی، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در حال تجزیه به کلسیت و سریسیت هستند. به‌علاوه، کانی‌های ثانویه‌ای نظیر کلسیت و

کوارتز در زمینه سنگ و همچنین حفره‌ها و شکستگی‌های موجود دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۲، ت). قابل ذکر است که فرآیند دگرسانی گرمابی از جمله عوامل مؤثری است که نقش مهمی را در خصوص شکل‌گیری این کانی‌های ثانویه ایفا کرده است.

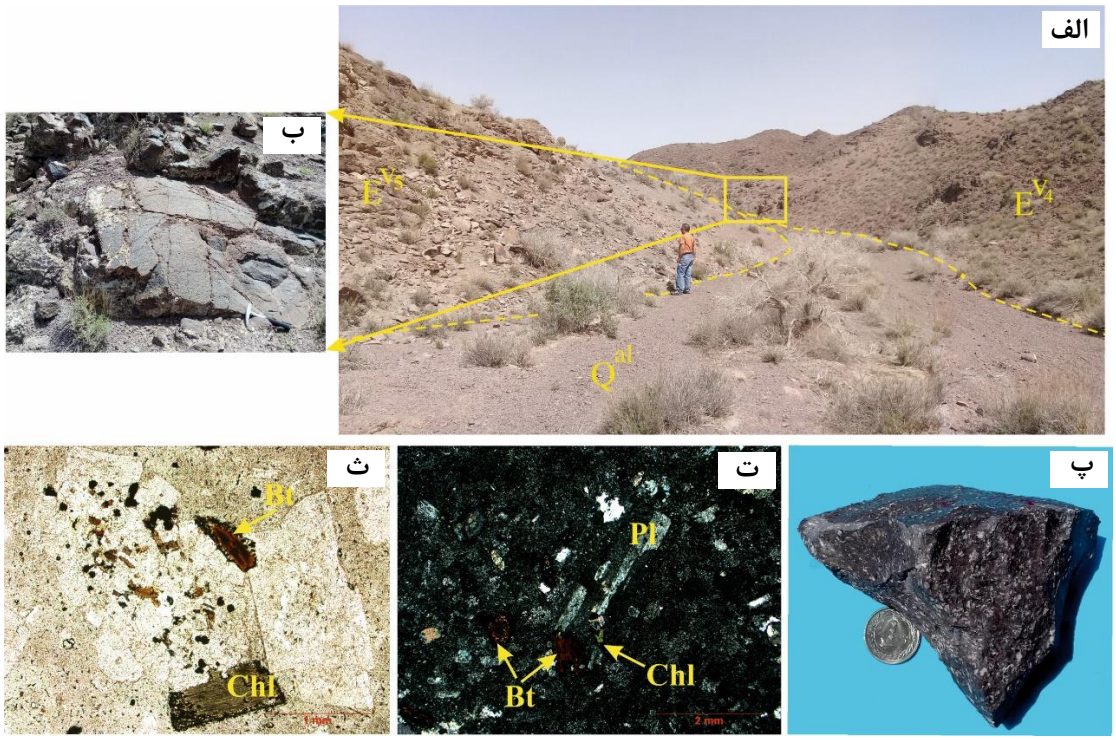


شکل۳-۱۲- الف) نمایی از رخنمون زیرواحد E^{V4a} (زاویه دید به سمت شمال‌شرق)، ب) نمایی نزدیک‌تر از همان واحد سنگی، پ) تصویر نمونه‌دستی از زیرواحد E^{V4a} که در آن رگه کوارتز دیده می‌شود، ت) تصویر میکروسکوپی از این زیرواحد (XPL)، Pl= پلاژیوکلاز، Bt= بیوتیت، Qtz= کوارتز، Cal= کلسیت.

۳-۲-۵- واحد E^{V5} (آندزیت خاکستری روشن)

واحد E^{V5} یکی دیگر از واحدهای اصلی این محدوده معدنی به‌شمار می‌رود که با ریخت‌شناسی برجسته در شرق منطقه رخنمون دارد (شکل ۳-۱۳، الف). این واحد گدازه‌ای با ترکیب آندزیتی نسبت به واحدهای دیگر از نظر سنی جوان‌تر بوده و در مقیاس نمونه‌دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شود (شکل ۳-۱۳، ب). از لحاظ ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌های پلاژیوکلاز، اکسی‌هورنبلند و بیوتیت اصلی‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده این واحد هستند که در زمینه‌ای شیشه‌ای قرار گرفته‌اند. از بافت‌های غالب این سنگ‌ها در مقاطع نازک می‌توان به بافت پورفیری، گلومروپورفیری و بادامکی (آمیگدالوئیدال) اشاره نمود. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار عمدتاً به سریسیت و کلسیت

دگرسان شده‌اند. بیوتیت ازجمله مهم‌ترین کانی مافیک این واحد محسوب می‌شود که غالباً به کلریت تجزیه شده است (شکل ۳-۱۳، ت و ث). قابل ذکر است که حضور کلریت در این سنگ‌ها، بیانگر وجود فاز سیال در طی دگرسانی می‌باشد. به‌علاوه، کانی‌های کدر (به‌طور عمده مگنتیت و پیریت) به‌فرم دانه پراکنده و بعضاً تجمعی در این سنگ دیده می‌شوند. همچنین کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و کوارتز نیز به‌صورت پرکننده فضاهای خالی و درزه و شکستگی‌ها در این سنگ‌ها یافت می‌شوند.



شکل۳-۱۳- الف) نمایی از رخنمون واحد گدازه‌ایE^{V5} در منطقه مورد مطالعه (زاویه دید به سمت شمال)، ب) ساختارهای بالش‌مانند در واحد E^{V4} که در مرز با واحد E^{V5} دیده می‌شوند، پ) تصویر نمونه‌دستی از این واحد سنگی، ت و ث) تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی بیوتیت به کلریت (ت، XPL و ث، PPL)، P= پلاژیوکلاز، Bt= بیوتیت، Chl= کلریت.

۳-۳- ویژگی‌های زمین‌ساختی محدوده معدنی مورد مطالعه

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، ناحیه مورد مطالعه ویژگی‌های مربوط به ایران مرکزی و نوار طرود-چاه‌شیرین را دارا می‌باشد که بیشترین رخنمون سنگی آن را گدازه‌های زیردریایی دوران سوم تشکیل داده‌اند. از مهم‌ترین پارامترهای ساختاری در زمین‌شناسی منطقه می‌توان به گسل‌ها و شکستگی‌ها

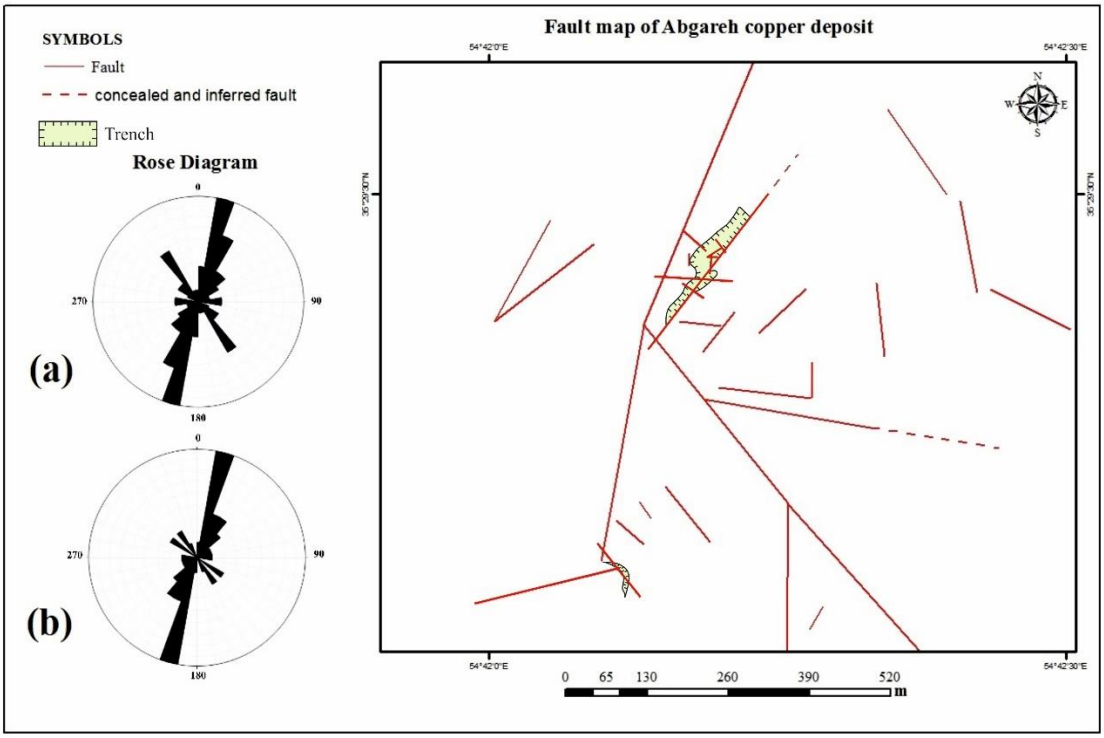
اشاره نمود که در اثر حرکات زمین‌ساختی، مجرای انتقال و خروج ماگما به سطح را فراهم نموده‌اند. در منطقه مورد مطالعه چندین گسل اصلی و گسل‌های فرعی وابسته به آنها دیده می‌شود که این گسل‌ها ارتباط تنگاتنگی با کانی‌سازی‌های صورت گرفته در منطقه دارند. به‌عبارتی این گسل‌ها و شکستگی‌ها به‌عنوان یک کانال ارتباطی عمل کرده و درنهایت، چرخش سیالات گرمابی منجر به کانه‌زایی و دگرسانی سنگ‌های منطقه شده است. با توجه به نقشه زمین‌شناسی 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 ۳-۱۵).

الف) گسل‌های با روند شمال شرقی-جنوب غربی که اصلی‌ترین روند گسل‌ها در منطقه محسوب می‌شود و مهم‌ترین نقش را در کنترل رگه‌های کانه‌دار مس و کانی‌زایی در منطقه را بر عهده دارد. راستای غالب این سیستم گسلی در نمودار گل‌سرخی به‌وضوح قابل مشاهده است که هم‌روند با گسل باغو می‌باشد.

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.

علاوه‌بر این گسل‌ها، گسل‌های دیگری نیز در منطقه دیده می‌شوند که به‌صورت مزدوج عمل کرده‌اند. از طرفی دیگر، ریزگسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌های موجود در سنگ‌های محدوده مورد مطالعه نیز عمدتاً در جهت این دو سیستم گسلی قرار گرفته‌اند.

شکل۳-۱۴- تأثیر سیستم‌های گسلی در ایجاد شکستگی‌های موجود در رخنمون‌های سنگی منطقه (زاویه دید به سمت شرق).



شکل۳-۱۵- نقشه تکتونیکی محدوده معدنی (براساس مشاهدات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای Google Earth)، (a) نمودار گل‌سرخی فراوانی گسل‌ها و (b) نمودار گل‌سرخی فراوانی رگه‌های کانه‌دار در کانسار مس آبگاره.

فصل چهارم: کانه زایی و دگرسانی

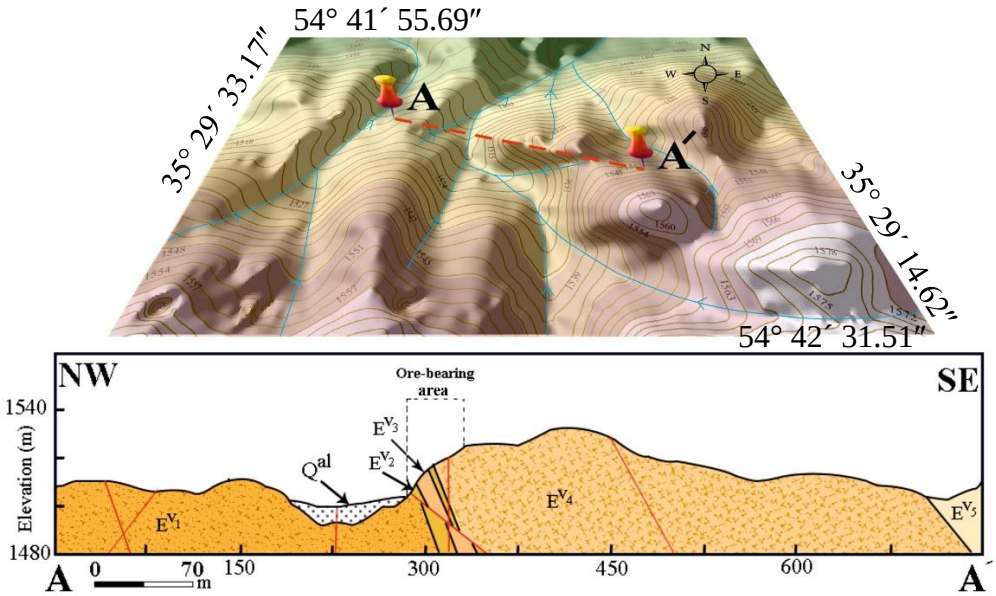
۴-۱- مقدمه

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، محدوده معدنی آبگاره، بخشی از منطقه معدنی و فلززایی نوار طرود-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 طرود 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 زمین‌شناسی ساختمانی از قبیل گسلش‌ها، 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.

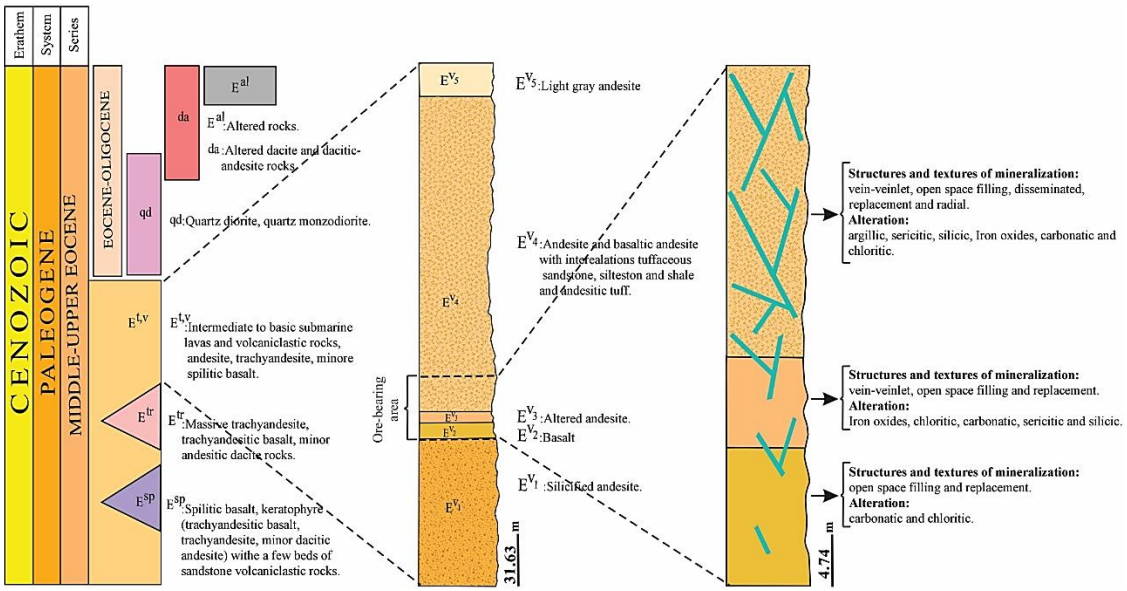
۴-۲- کانه‌زایی در توالی گدازه‌های زیردریایی و سنگ‌های آذرآواری ائوسن

همان‌گونه که در فصل سوم اشاره شد، کانه‌زایی مس در این محدوده در رخنمونی از واحدهای گدازه‌ای با ترکیب آندزیت، آندزیت بازالتی، بازالت به همراه رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های آذرآواری (کریستال‌توف)، به سن ائوسن رخ داده است (شکل‌های ۴-۱ و ۴-۲) که از شرایط کلی زمین‌شناسی حاکم بر جنوب گسل طرود در حاشیه کویر مرکزی تبعیت می‌کند. به‌نظر 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 گرمابی از جهت چرخش سیالات کانه‌دار، جمع‌آوری و تمرکز ماده معدنی در محلی مناسب، دارند.



شکل۴-۱- نیم‌رخ عرضی محدوده معدنی و موقعیت کانه‌زایی صورت گرفته (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی آبگاره در فصل سوم).



شکل۴-۲- ستون چینه‌شناسی عمومی از واحدهای سنگی ائوسن میانی-بالایی در منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان) به‌همراه ستون چینه‌شناسی محدوده معدنی آبگاره (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی بزرگ‌مقیاس آبگاره در فصل سوم) و موقعیت کانه‌زایی صورت گرفته.

مطالعات و پیمایش‌های صحرایی صورت گرفته در منطقه و رسم توالی چینه‌شناسی، نشان می‌دهند که بخش اعظم افق‌های کانه‌زایی به‌صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی در گدازه‌های

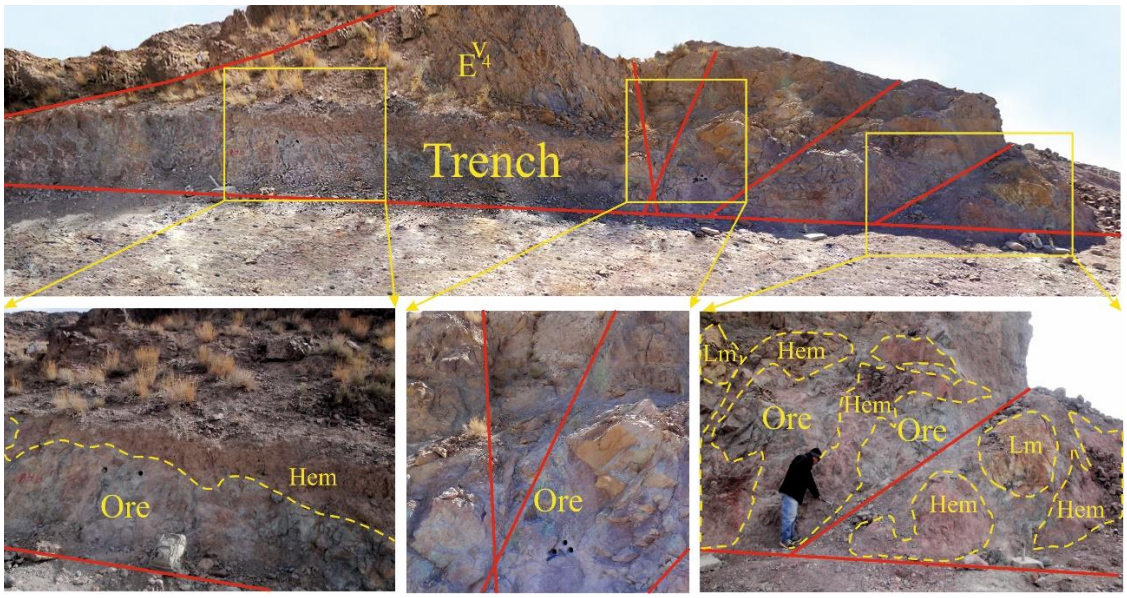
آندزیتی تشکیل شده‌اند. در این راستا کانه‌زایی در امتداد گسل‌ها، شکستگی‌ها و فضاهای خالی به‌طور بسیار ضعیفی از واحد بازالتی کانه‌دار به‌سوی کمربالا در واحد آندزیتی ادامه یافته، ولی به‌شدت کاهش می‌یابد. همان‌طور که در بخش‌های قبلی ذکر گردید، یکی از عوامل کنترل‌کننده ماده معدنی، ساختارهای موجود از قبیل گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه و شکاف‌ها هستند که در جهات مختلف سنگ میزبان را قطع و به‌صورت شبکه‌های نامنظم ولی متراکم، فضاهای لازم را برای ورود محلول‌های کانی‌ساز فراهم کرده‌اند. به‌طور مسلم، این گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه و شکاف‌ها، محل‌های مناسبی برای نفوذ و حرکت سیالات کانسارساز و تجمع ماده معدنی به‌شمار می‌روند (Baker, 1978). لازم به ذکر است که حفاری‌های صورت گرفته در منطقه نیز هم‌راستا با روند گسل‌های شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشند. از طرفی، به نظر می‌رسد که برخی از این گسل‌ها و شکستگی‌ها، ارتباطی با کانه‌زایی ندارند و توسط کلسیت و کوارتز پر شده‌اند. به‌علاوه، گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های عاری از هرگونه نهشت سیالات گرمابی نیز وجود دارند. شیب و روند رگه‌های حاوی ماده معدنی در محدوده آبگاره و همچنین تعداد بی‌شماری از کانسارهای دیگر با روند گسل طرود 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 آبگاره

همان‌طور که قبلاً اشاره شد، کانه‌زایی در سنگ‌های گدازه‌ای منطقه با روند NE-SW همراه با گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان رخ داده است. این کانه‌زایی‌ها براساس شکل، کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی، عیار آن و نوع ارتباط با سنگ میزبان به سه نوع متفاوت رگه‌ای، پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی و دانه‌پراکنده قابل تقسیم می‌باشند. این در حالی است که تقریباً این کانه‌زایی‌ها در بخش‌های مختلف منطقه همراه با هم دیده می‌شوند و تفکیک آنها از هم دشوار به نظر می‌رسد. در ضمن تشخیص این کانه‌زایی‌ها براساس بررسی‌های صحرایی، مطالعات نمونه‌دستی و میکروسکوپی میسر گردیده است. در زیر خصوصیات و ویژگی‌های هر یک از این کانه‌زایی‌ها شرح داده شده است.

۴-۳-۱- کانه‌زایی رگه‌ای

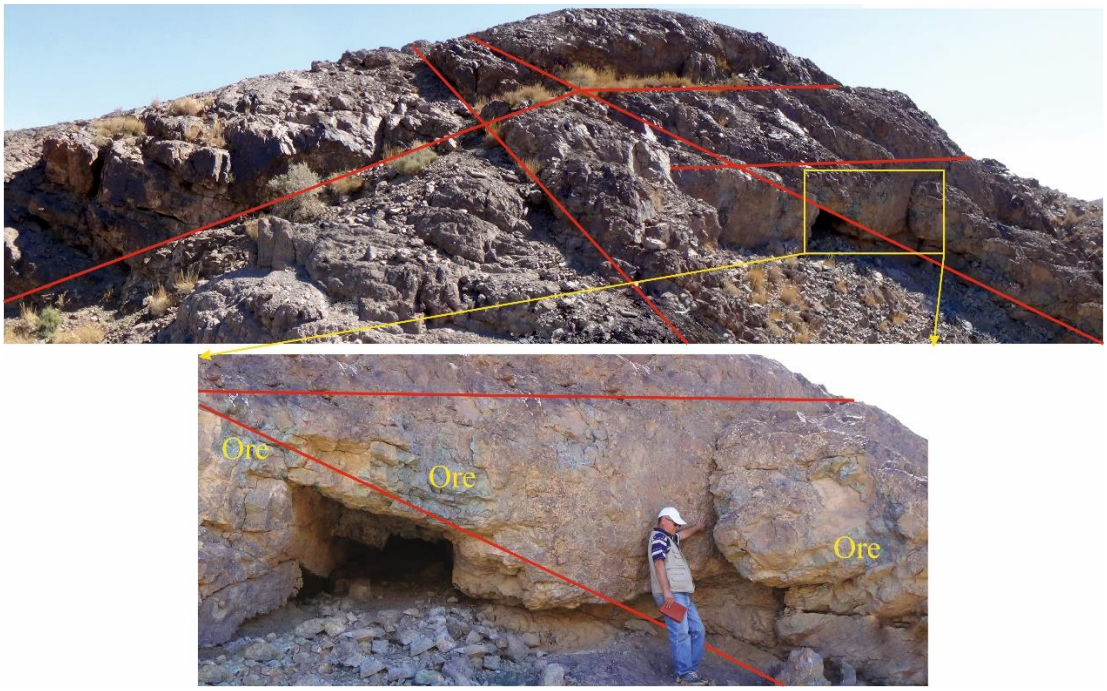
منطقه به لحاظ تکتونیکی فعال و دارای گسل‌ها و درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان می‌باشد که زمین ریخت‌شناسی منطقه را به‌شدت تحت تأثیر قرار داده است. کانه‌زایی گرمابی به‌صورت رگه‌ای به‌طور عمده در طول صفحات گسلی و شکستگی‌های گدازه‌های آندزیتی رخ داده است؛ به‌ویژه این گسل‌ها و شکستگی‌ها در بخش‌های نزدیک به این نوع کانی‌زایی، فضاهای مناسب فراوانی جهت نفوذ محلول‌های گرمابی فراهم آورده‌اند که سبب تشدید فرآیندهای کانه‌زایی و دگرسانی در این واحد شده است. با توجه به مشاهدات صحرایی می‌توان عنوان نمود که این نوع کانه‌زایی بیشتر به‌صورت شبکه‌های نامنظم از رگه-رگچه‌های مالاکیت بوده که سنگ میزبان را در جهات مختلف قطع نموده‌اند. به‌علاوه در محل تقاطع گسل‌ها کانه‌زایی گسترده‌تری را شاهد هستیم (شکل ۴-۳). همان‌طور که در فصل سوم ذکر شد، سامانه گسل‌های منطقه آبگاره 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.



شکل۴-۳- کانه‌زایی مس در امتداد گسل با روند NE-SW و شیب قائم و گسل‌های فرعی و درزه و شکستگی‌های وابسته به آن در سنگ‌های آندزیتی (زاویه دید به سمت جنوب‌شرق)، Ore= ماده معدنی، Hem= هماتیت، Lm= لیمونیت.

ناگفته نماند که کانه‌زایی رگه‌ای بیشترین وسعت را در منطقه آبگاره دارد و بالاترین میزان ماده معدنی

نیز مربوط به آن است، بنابراین قابلیت استخراج و بهره‌برداری را دارا می‌باشد. از طرفی معدن‌کاری قدیمی نیز به‌صورت حفریاتی در راستای گسل‌های منطقه انجام شده است (شکل ۴-۴). 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، به‌نظر می‌رسد که شکستگی‌های موجود در سنگ‌های بازالتی بیشتر توسط کلسیت پر شده باشند.

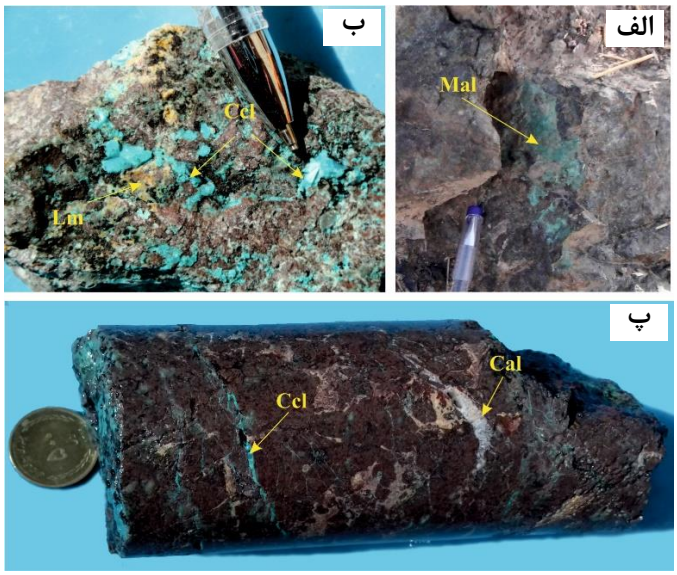


شکل۴-۴- معدن‌کاری قدیمی به‌صورت حفریاتی منطبق بر راستای گسل‌های منطقه (زاویه دید به سمت جنوب‌شرق).

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

با توجه به ارتباط تنگاتنگ کانه‌زایی در منطقه آبگاره با فعالیت‌های ساختاری در محل طلاقی شکستگی‌ها و حفرات ایجاد شده در سنگ میزبان، کانه‌زایی به‌صورت حفره پرکن 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 ۴-۵، الف). به‌عبارتی، سیالات گرمابی کانه‌دار 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 ۴-۵، ب و پ).



شکل۴-۵- الف) کانه‌زایی به‌صورت پرکننده فضاهای خالی در سنگ‌های بازالتی، ب و پ) تصاویر نمونه‌دستی از کانه‌زایی به‌صورت پرکننده شکستگی‌ها و فضاهای خالی در سنگ‌های آندزیتی، Mal= مالاکیت، Ccl= کریزوکولا، Ca= کلسیت، Lm= لیمونیت.

۴-۳-۳- کانه‌زایی دانه‌پراکنده

طبق شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، این نوع کانه‌زایی به‌صورت پراکنده در بخش‌های مختلف محدوده معدنی حضور دارد. کانه‌زایی دانه‌پراکنده در سطح رخنمون‌ها دارای گسترش و عیار کمتری نسبت به کانه‌زایی رگه‌ای و پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی می‌باشد که با افزایش عمق گسترش چشمگیری پیدا می‌کند. این نوع کانه‌سازی بیشتر به‌صورت کانه‌های پیریت، کالکوپیریت و بورنیت در متن سنگ‌های گدازه‌ای منطقه قابل مشاهده است.

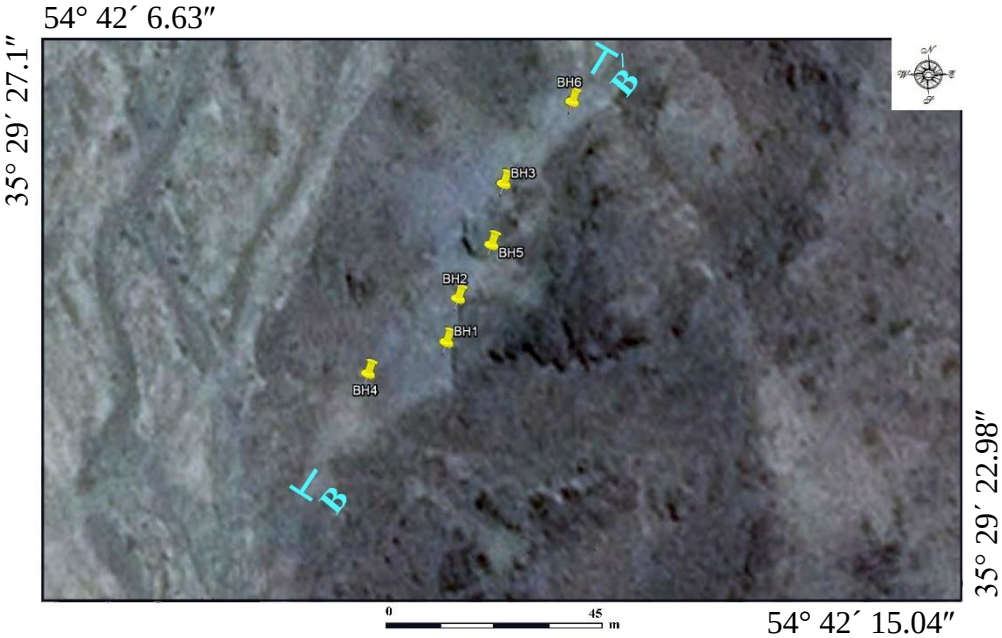
۴-۴- بررسی کانه‌زایی در گمانه‌های اکتشافی

بعد از مطالعات میدانی و مشخص نمودن پهنه‌های کانی‌سازی، به‌منظور تعیین نقاط مناسب جهت حفاری، تعیین عمق کانسار و بررسی گسل‌های عمقی منطقه، عملیات ژئوفیزیک به روش IP و RS صورت پذیرفت. براساس این مطالعات و تلفیق نتایج حاصل از این بررسی‌ها، حدود ۶ گمانه اکتشافی در بخش شمالی منطقه آبگاره، در مناطق پرعیار ماده معدنی پیشنهاد و مورد حفاری قرار گرفت

(شکل ۴-۶). این گمانه‌های اکتشافی به متراژ کلی ۱۸۱ متر به‌صورت شیب‌دار و یا قائم در فواصل مختلف، با عمق‌های ۲۰ تا ۴۳ متری در واحد میزبان(E^{V4})، حفاری گردید که موقعیت، عمق و شیب هر یک از آنها در جدول (۴-۱) ارائه شده است.

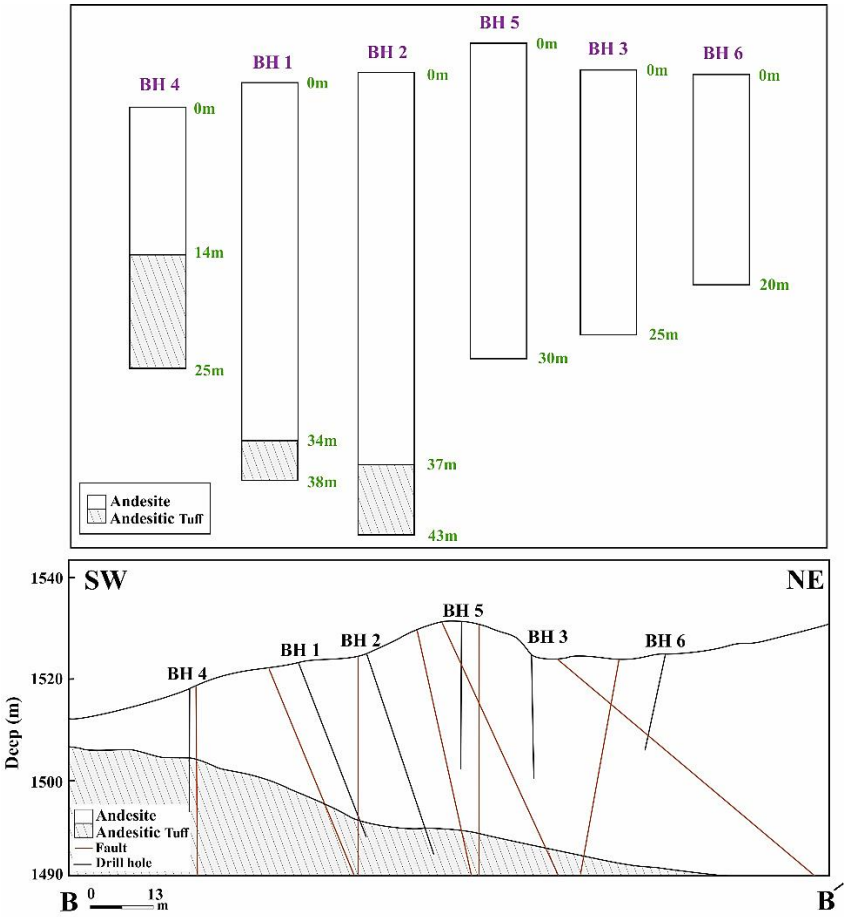
جدول۴-۱- موقعیت و مشخصات گمانه‌های حفاری شده در محدوده اکتشافی آبگاره.

BHID	X	Y	Z	Depth	DIP
BH1	54° 42´ 10.9″	35° 29´ 24.7″	1522	38	65
BH2	54° 42´ 11″	35° 29´ 25″	1524	43	60
BH3	54° 42´ 11.4″	35° 29´ 25.8″	1524	25	65
BH4	54° 42´ 9.7″	35° 29´ 24.3″	1519	25	90
BH5	54° 42´ 11.2″	35° 29´ 25.5″	1532	30	90
BH6	54° 42´ 12.4″	35° 29´ 26.8″	1524	20	65



شکل۴-۶- محل حفر گمانه‌های اکتشافی بر روی تصویر ماهواره‌ای (Google Earth).

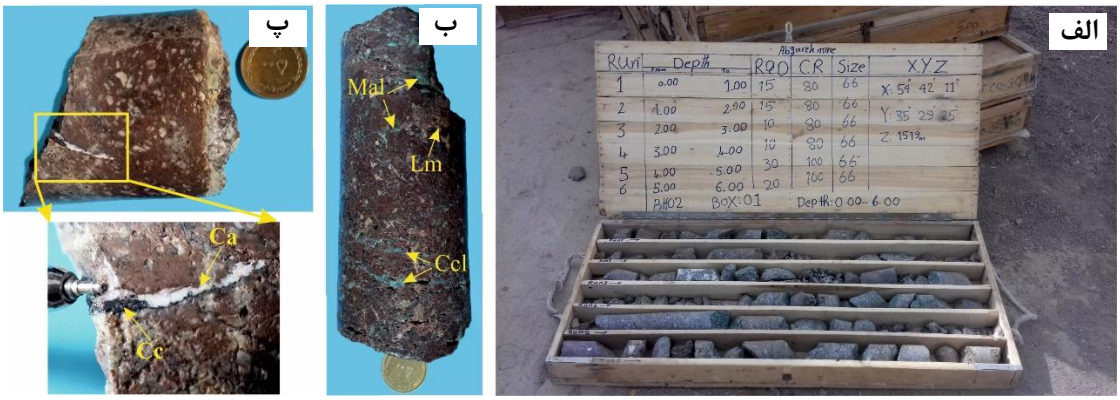
مغزه‌ها پس از حفاری به‌جهت تشخیص و تفکیک واحدهای سنگی (نوع سنگ میزبان)، نوع دگرسانی و شدت آنها، کانی‌های اولیه و ثانویه ماده معدنی و همچنین کانی‌های باطله، ساخت و بافت ماده معدنی در فواصل یک متر به یک متر مورد بررسی قرار گرفتند. طبق شکل (۴-۷) همان‌طور که ملاحظه می‌شود، از سطح به عمق، جنس سنگ‌های منطقه از آندزیت به سمت توف آندزیتی تغییر ماهیت می‌دهد.



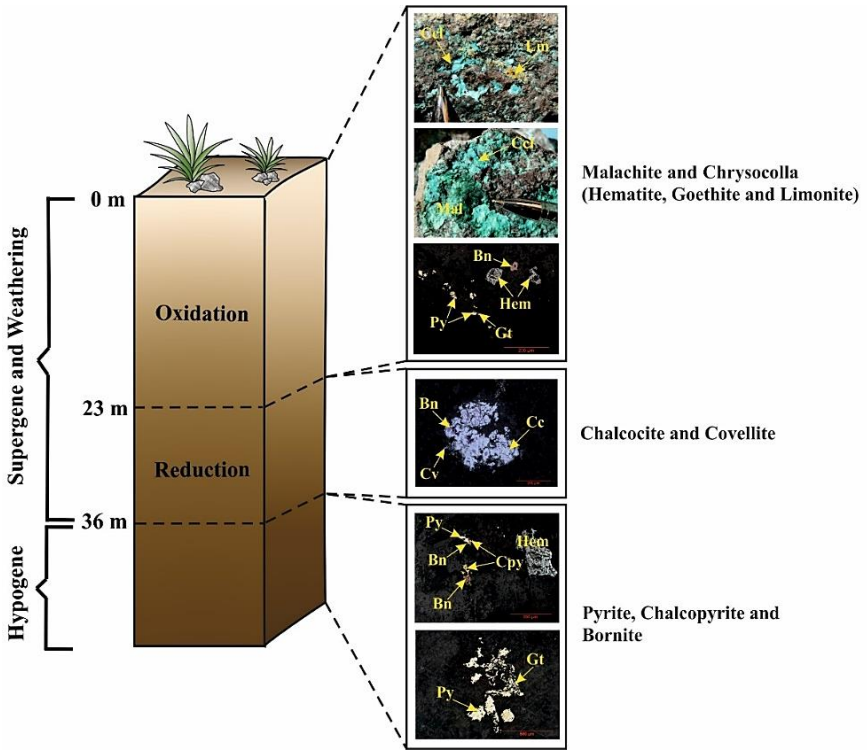
شکل۴-۷- لاگ زمین‌شناسی گمانه‌های اکتشافی و موقعیت قرارگیری آنها بر روی نیم‌رخ عرضی.

مطالعه مغزه‌های حفاری نشان می‌دهد که از سطح به عمق، مجموعه کانی‌های کانسارساز برونزاد و درونزاد باقی‌مانده تفاوت آشکاری دارند. کانه‌سازی مس در نمونه‌های سطحی و نزدیک به سطح بیشتر به‌صورت مالاکیت و به‌مقدار کم کریزوکولا نمود دارد که غالباً به‌صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی هستند (شکل ۴-۸، ب). قابل ذکر است که در نتیجه عملکرد فرآیند هوازدگی و تأثیر اکسیژن و آب بر کانی‌های درونزاد مانند پیریت، کالکوپیریت و بورنیت، کانی‌های محیط اکسیدان از جمله مالاکیت و کریزوکولا به همراه اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) در درون درزه و شکاف‌های سنگ میزبان تشکیل شده‌اند. ذکر این نکته ضروری است که تخریب پیریت تحت شرایط اکسیدان در مجاورت با سیالات جوی نقش به‌سزایی در ایجاد سیال اسیدی و گسترش زون اکسیدان در منطقه دارد. با افزایش عمق و گذر از عمق ۲۳ متری تا حدود ۳۶ متری، کانی‌سازی بیشتر شامل کالکوسیت و مقدار کمی کوولیت به‌صورت پرکننده فضاهای خالی و جانشینی می‌باشد (شکل ۴-۸، پ).

کوولیت به‌طور معمول پس از تشکیل کالکوسیت، شکل می‌گیرد. در این افق آثاری از کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و بورنیت نیز به‌صورت باقی‌مانده مشاهده می‌شود. از عمق ۳۶ متری به بالا کانی‌زایی به‌صورت درونزاد می‌باشد که اغلب به‌شکل دانه‌پراکنده در زمینه باطله مشاهده می‌شود.



شکل۴-۸- الف) تصویری از مغزه‌های حفاری با مشخصات جغرافیایی آن، ب) تصویر نمونه‌دستی از مغزه حفاری حاوی کانی‌های مالاکیت و کریزوکولا به‌صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی در میزبان آندزیتی، ت) تصویر نمونه‌دستی از مغزه حفاری حاوی کالکوسیت در عمق ۲۵ متری، Mal= مالاکیت، Ccl= کریزوکولا، Cc= کالکوسیت، Ca= کلسیت، Lm= لیمونیت.



شکل۴-۹- مدل شماتیکی از افق‌های مختلف کانه‌زایی به همراه کانی‌های شاخص هر کدام (براساس اطلاعات گمانه‌های اکتشافی)، Py= پیریت، Cpy= کالکوپیریت، Bn= بورنیت، Cc= کالکوسیت، Cv= کوولیت، Mal= مالاکیت، Ccl= کریزوکولا، Hem= هماتیت، Gt= گوتیت، Lm= لیمونیت.

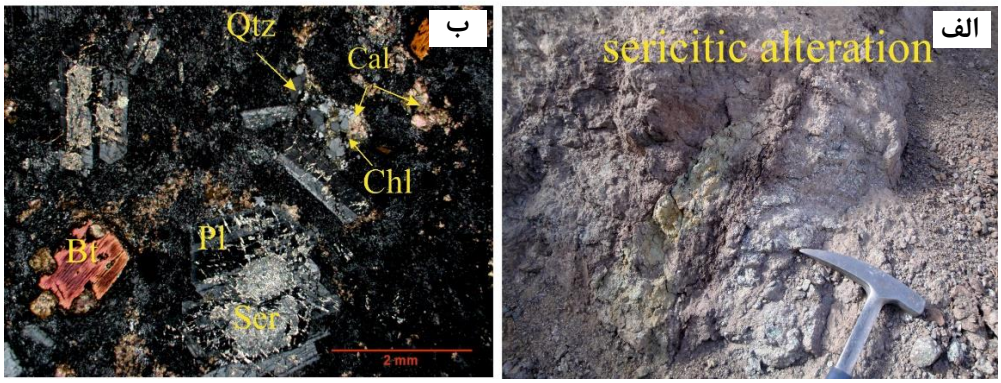
۴-۵- دگرسانی‌های موجود در منطقه مورد مطالعه

سنگ‌های دربرگیرنده کانسارهای گرمابی، تقریباً همیشه آثار واکنشی نشان می‌دهند که نتیجه تمایل سیال‌های 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 شکل‌گیری سیالات کانسارساز، ترکیب شیمیایی محلول گرمابی و یا ماگمایی، شرایط Eh و pH محلول و ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ میزبان، از مؤثرترین عوامل کنترل‌کننده واکنش‌های دگرسانی محسوب می‌شوند. با به‌دست آوردن این پارامترها، می‌توان درجه نفوذ و گسترش اثرات دگرسانی را در کل سنگ‌های منطقه نشان داد. به‌نظر می‌رسد که شرایط دما و ترکیب معمولاً در فاصله‌های مختلف از یک شکاف با یک مجرا، متفاوت باشد، به‌گونه‌ای که انواع گوناگونی از دگرسانی‌ها می‌توانند به‌طور هم‌زمان در کنار یکدیگر به‌وجود آیند. بر این اساس، دست‌کم ۶ نوع دگرسانی مجزا، از جمله سریسیتی، سیلیسی، آرژیلیتی حدواسط، کربناتی، کلریتی و همچنین آغشتگی اکسیدهای آهن در منطقه آبگاره و به‌ویژه در اطراف رگه‌ها 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.

۴-۵-۱- دگرسانی سریسیتی

سریسیتی شدن یکی از دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی‌های صورت گرفته در منطقه محسوب می‌شود که با رنگ سفید قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۰، الف). این دگرسانی در نتیجه هجوم سیال گرمابی

سبب بیرون رانده شدن کاتیون‌های Na, Ca 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. همان‌طور که می‌دانیم سریسیت نام عمومی اعضای دانه‌ریز گروه میکا به‌خصوص مسکویت است که در کانسارهای اپی‌ترمال در شرایط نسبتاً اسیدی و در محدوده دمایی ۳۰۰ تا ۳۵۰ 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). هان‌طور 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 ۴-۱۰، 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.

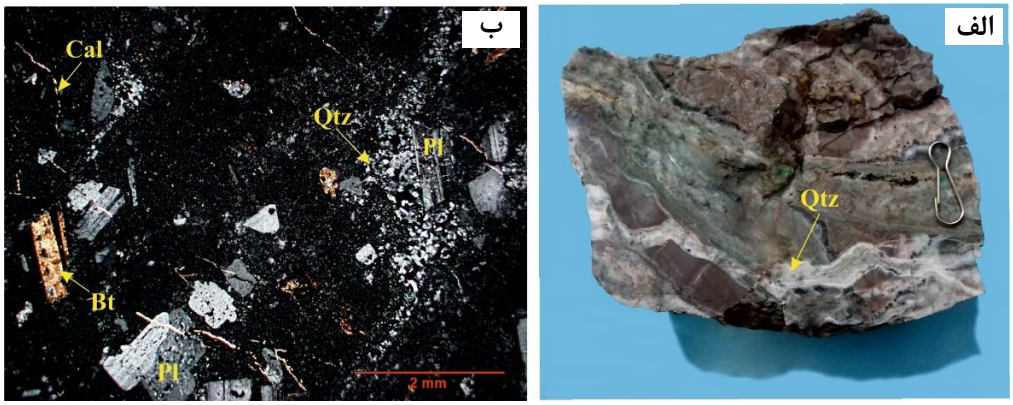


شکل۴-۱۰- الف) تصویر صحرایی دگرسانی سریسیتی، ب) تصویر میکروسکوپی از سریسیتی شدن پلاژیوکلازها

(XPL)، Pl= پلاژیوکلاز، Bt= بیوتیت، Cal= کلسیت، Chl= کلریت، Qtz= کوارتز، Ser= سریسیت.

۴-۵-۲- دگرسانی سیلیسی

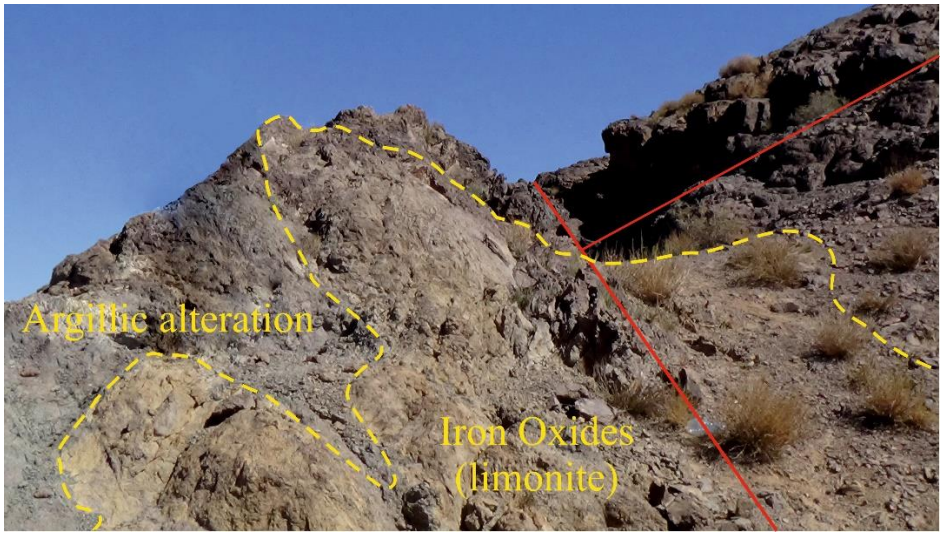
سیلیسی شدن یکی از متداول‌ترین انواع دگرسانی گرمابی محسوب می‌شود که با افزایش درصد کوارتز و یا اکسیدهای سیلیس در سنگ همراه است. قابل ذکر است که سیلیسی شدن از دو راه صورت می‌گیرد: (۱) اضافه‌شدن SiO_2 به سنگ، توسط محلول‌های ماگمایی و یا گرمابی و (۲) افزایش میزان سیلیس در سنگ به دلیل انحلال یا تجزیه کانی‌های سیلیکاته موجود در سنگ. 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 ۴-۱۱، الف). قابل ذکر است که سیلیسی شدن معمولاً به‌تنهایی مشاهده نمی‌شود و همواره در کنار آن دگرسانی کربناته مشهود است (شکل ۴-۱۱، 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.



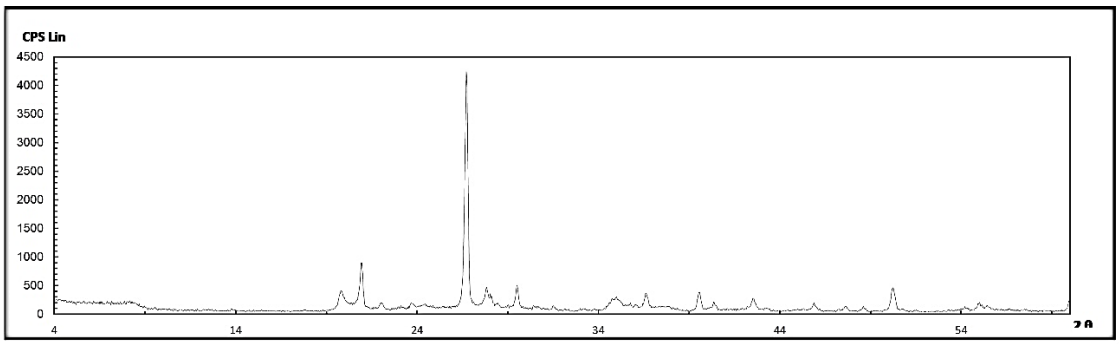
شکل۴-۱۱- الف) تصویر نمونه‌دستی از رگه-رگچه‌های کوارتز، ب) تصویر میکروسکوپی از رگه سیلیسی به همراه رگه-رگچه‌های کلسیتی (XPL)، Pl= پلاژیوکلاز، Bt= بیوتیت، Cal= کلسیت، Qtz= کوارتز.

۴-۵-۳- دگرسانی آرژیلیتی حدواسط

دگرسانی آرژیلیتی حدواسط به‌صورت پراکنده در محدوده معدنی رخ داده است که گدازه‌های آندزیتی بیشترین تأثیر را پذیرفته‌اند (شکل ۴-۱۲). براساس نتایج حاصل از آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) این دگرسانی با اجتماعی از کانی‌های کوارتز، مونت‌موریلونیت و ایلیت به‌عنوان فاز اصلی مشخص می‌شوند که کانی‌های آلبیت، کلسیت، هماتیت و کلریت نیز کم‌وبیش آنها را همراهی می‌کنند (شکل ۴-۱۳). به‌نظر می‌رسد که هوازدگی و اکسیداسیون سنگ‌های غنی از پیریت در ایجاد این نوع دگرسانی نقش اساسی داشته‌اند. حضور کانی‌های اورتوکلاز و آلبیت در نمونه‌های آنالیز شده را می‌توان دلیلی بر شدت کم این دگرسانی دانست. بنا به اعتقاد Titley and Bean (1981)، حضور این گروه از کانی‌ها، نشان‌دهنده شرایط pH پایین (اسیدی)، حضور آب فراوان در محیط و دمای کمتر از ^{C} ۲۲۰ است (تقی‌زاده قورولی، ۱۳۹۳). قابل ذکر است که در شرایط اسیدی، تمامی کاتیون‌های قلیایی به‌طور کامل یا به‌طور وسیعی از سنگ خارج می‌شوند و چنانچه مقادیر محدودی Ca ,K و Mg در سنگ باقی بماند، صرف تشکیل مونت‌موریلونیت، ایلیت و کلریت می‌شود. با توجه به این‌که نمونه‌های محدوده مورد مطالعه بیشتر با کانی ایلیت همراه هستند، به‌نظر می‌رسد که سیال گرمابی عموماً دارای دمای ^{C} ۲۵۰ و pH ۵/۴ تا ۵/۵ باشد. کانی مونت‌موریلونیت نیز بیشتر در اثر دگرسانی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم‌دار تشکیل می‌شود. حضور این کانی در سنگ‌های منطقه را می‌توان به تغییر در شرایط pH محیط از اسیدی به خنثی، تغییر در ترکیب شیمیایی محلول گرمابی و یا نسبت واکنش آب به سنگ در سامانه گرمابی نسبت داد (زمانیان و همکاران، ۱۳۹۴).



شکل۴-۱۲- تصویر صحرایی از رخنمون دگرسانی آرژیلیتی حدواسط همراه با اکسیدهای آهن در محدوده معدنی (زاویه دید به سمت شرق).



Sample:
D3
Az: 66069
Date : 17/5/2017
kV = 40
mA = 30
Ka. = Cu
Fil. = Ni

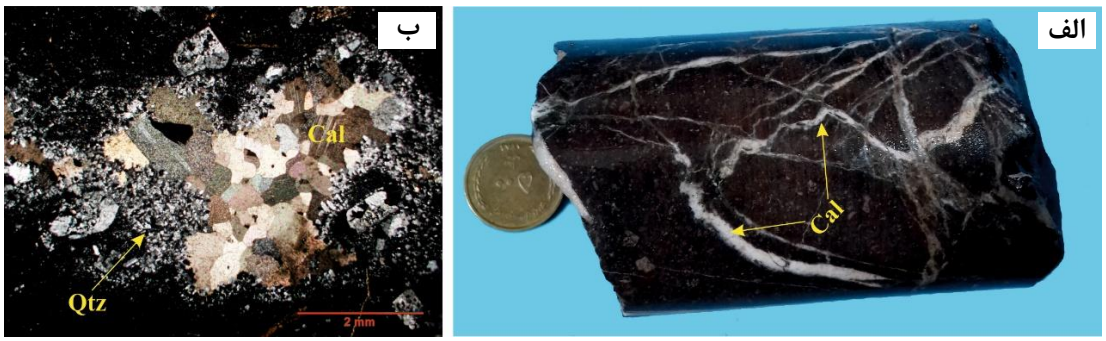
Major Phase(s)	Minor Phase(s)	Trace Phase(s)
Quartz (33-1161) SiO2	Albite (09-0466) NaAlSi3O8	--
Montmorillonite-Illite (13-0135) Ca0.2(Al,Mg)2Si4O10(OH)2 .xH2O	Calcite (05-0586) CaCO3	
	Hematite (33-0664) Fe2O3	
	Chlorite (29-0701) (Mg,Fe)6(Si,Al)4O10(OH)8	

شکل۴-۱۳- داده‌های حاصل از آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) که کوارتز، مونت‌موریلونیت و ایلیت به همراه کانی‌های آلبیت، کلسیت، هماتیت و کلریت در آن مشخص شده است.

۴-۵-۴- 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 ۴-۱۴، الف و ب). 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 میزبانش واکنش دهد (Robb, 2004). غلظت بالای CO_2 سبب افزایش قلمرو پایداری کلسیت و کاهش نسبت $a_{Ca^{2+}} / a_{H^+}$ 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. همان‌طور که می‌دانیم، پلاژیوکلازها حاوی مقدار زیادی کلسیم هستند که در اثر برخورد سیالات گرمابی متلاشی شده و کلسیم حاصل از آنها ابتدا به‌صورت بی‌کربنات و سپس به‌صورت 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.

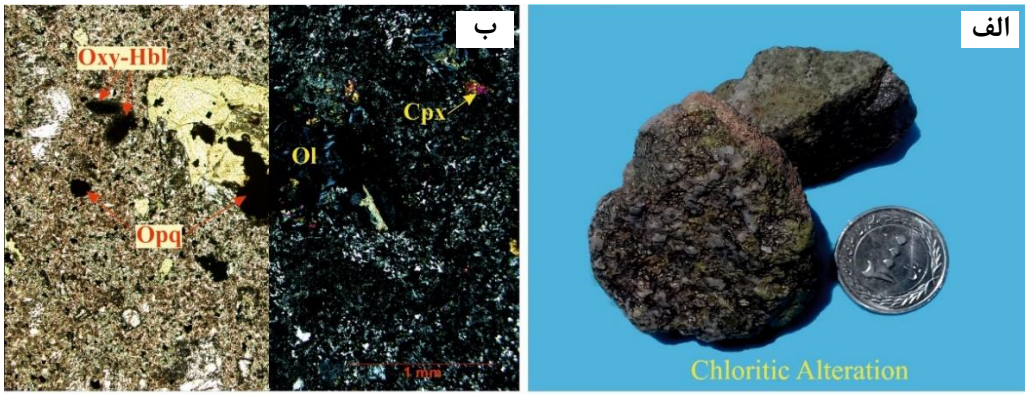


شکل۴-۱۴- الف) تصویر نمونه‌دستی از رگه-رگچه‌های کلسیت، ب) حضور کلسیت به‌صورت پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی در زیر میکروسکوپ (XPL)، Cal= کلسیت، Qtz= کوارتز.

۴-۵-۵- دگرسانی کلریتی

همان‌طور که می‌دانیم، کلریتی شدن حالت خاصی از دگرسانی پروپیلیتی محسوب می‌شود که به‌دلیل

درصد بالای کلریت، آن را به نام دگرسانی کلریتی می‌نامند. این دگرسانی یکی از مهم‌ترین پدیده‌هایی است که در اثر محلول‌های گرمابی غنی از Fe و Mg رخ می‌دهد و در اثر این فرآیند، سنگ ظاهری سبز رنگ پیدا می‌کند (شکل ۴-۱۵، الف). دگرسانی کلریتی گسترده‌ترین نوع دگرسانی در محدوده معدنی می‌باشد که در بیشتر موارد با دگرسانی کربناتی ظاهر شده است. کلریتی شدن سنگ دیواره به‌طور معمول در فاصله دور از رگه‌های کانی‌سازی به‌وقوع می‌پیوندد. به نظر می‌رسد که توسعه کلریت تا حدودی توسط ترکیبات سنگ میزبان کنترل می‌شود، به‌طوری که کلریت در سنگ‌های بازالتی و آندزیت بازالتی و تا حدودی در سنگ‌های آندزیتی غالب است. بنا به نظر Yang et al. (2000)، کلریت در محدوده دمایی گسترده، از کمتر از ۱۰۰ ^{C} (همراه با اسمکتیت) تا بیش از ۲۰۰ ^{C} (در ارتباط با ایلیت) رخ می‌دهد. McCarroll et al. (2014)، نیز معتقدند که حضور کلریت به همراه ایلیت، نشان‌دهنده pH اسیدی تا نزدیک به خنثی است. براساس مطالعات میکروسکوپی، کانی‌های مافیک از جمله اولیوین، کلینوپیروکسن، هورنبلند و بیوتیت تحت تأثیر دگرسانی در حال تبدیل شدن به کلریت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن می‌باشند. به‌علاوه کلریت به‌صورت پراکنده در متن سنگ نیز مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۵، ب).

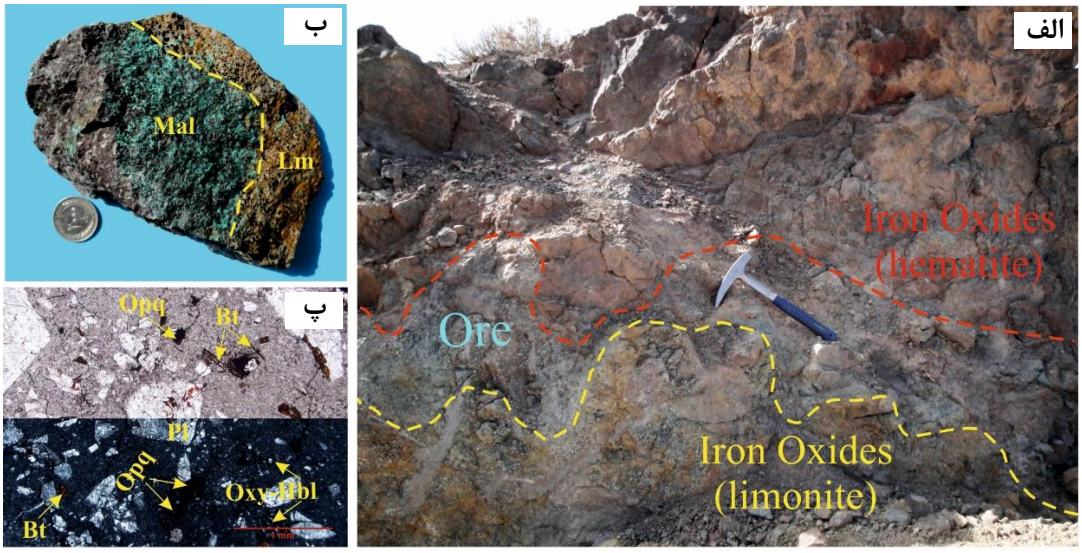


شکل۴-۱۵- الف) تصویر نمونه‌دستی از دگرسانی کلریتی، ب) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی کانی اولیوین به کلریت (تصویر سمت راست XPL و تصویر سمت چپ PPL)، Ol= اولیوین، Cpx= کلینوپیروکسن، Oxy-Hbl= اکسی‌هورنبلند، Opq= کانی‌های کدر.

۴-۵-۶- آغشتگی به اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت)

آغشتگی به اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) به‌طور گسترده در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های

مجاور رگه‌های کانه‌دار قابل مشاهده هستند (شکل ۴-۱۶، الف و ب). به‌نظر می‌رسد که هرجا تراکم شکستگی‌ها و ساختارهای تکتونیکی در منطقه بالا بوده، آغشتگی به اکسیدهای آهن نیز بیشتر رخ داده است و حکایت از حضور جریان سیالی دارد که به راحتی کانی‌های سولفیدی اولیه (به‌ویژه پیریت و کالکوپیریت) را تجزیه و ترکیبات اکسید آهن را به خصوص درون درزه و شکاف‌های سنگ‌ها برجای گذاشته است (شکل ۴-۱۶، پ). با توجه به گسترش سطحی این کانی‌ها و اکسید شدن پیریت‌ها، احتمالاً محلول اسیدی حاصل از اکسایش پیریت سبب تشکیل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن شده و این واکنش بر اسیدی شدن محلول گرمابی افزوده است. بدیهی است که در اثر فعالیت این شاره اسیدی، کائولینیت و سایر کانی‌های رسی بر روی دگرسانی منطقه تحمیل شده‌اند. قابل ذکر است که هماتیتی شدن می‌تواند از حاشیه و در امتداد شکستگی‌های دانه‌های مگنتیت، به دلیل اُفت فشار و تحت تأثیر حرکت سیال و تبدیل Fe^{2+} به Fe^{3+} نیز ایجاد شده باشد.



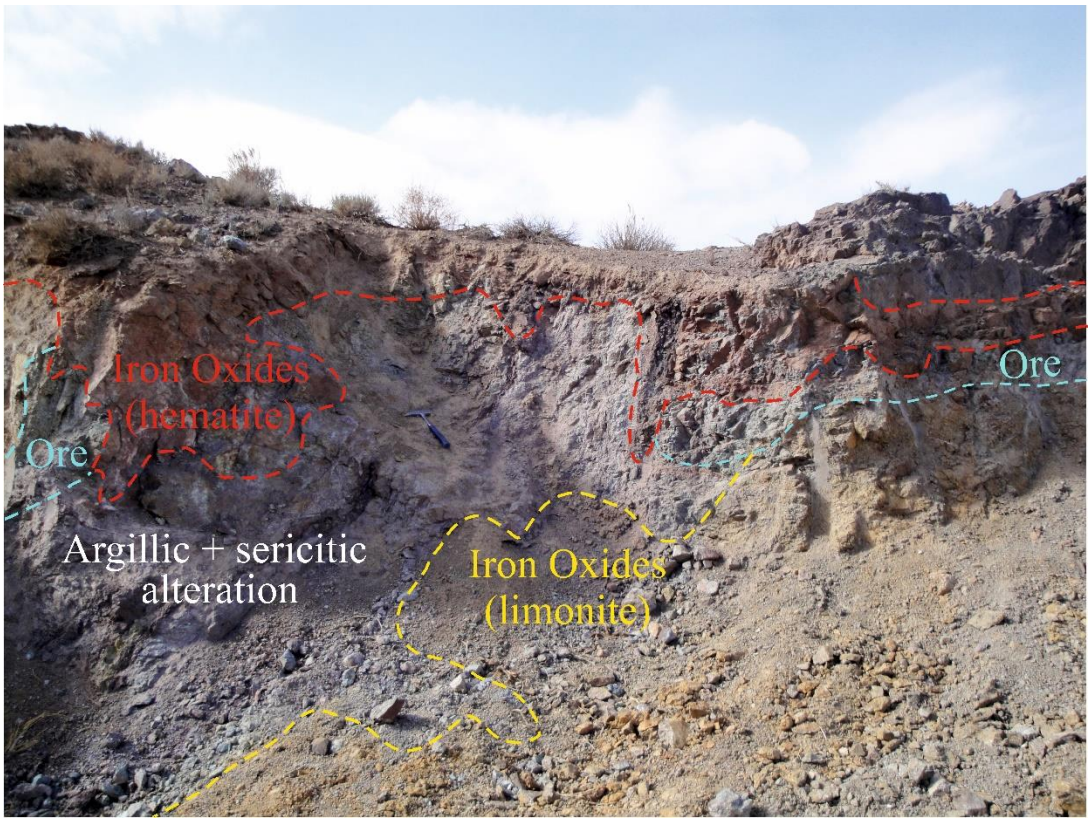
شکل۴-۱۶- الف) حضور اکسیدهای آهن در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های مجاور رگه‌های کانه‌دار، ب) آغشتگی به اکسیدهای آهن در نمونه‌دسته آندزیتی، پ) چرخش محلول‌های آهن‌دار در شکستگی‌های بلورهای پلاژیوکلاز (تصویر پایین XPL و تصویر بالا PPL)، Pl= پلاژیوکلاز، Bt= بیوتیت، Oxy-Hbl= اکسی‌هورنبلند، Opq= کانی‌های کدر.

۴-۶- اهمیت و کابرد مطالعات پهنه‌های دگرسانی

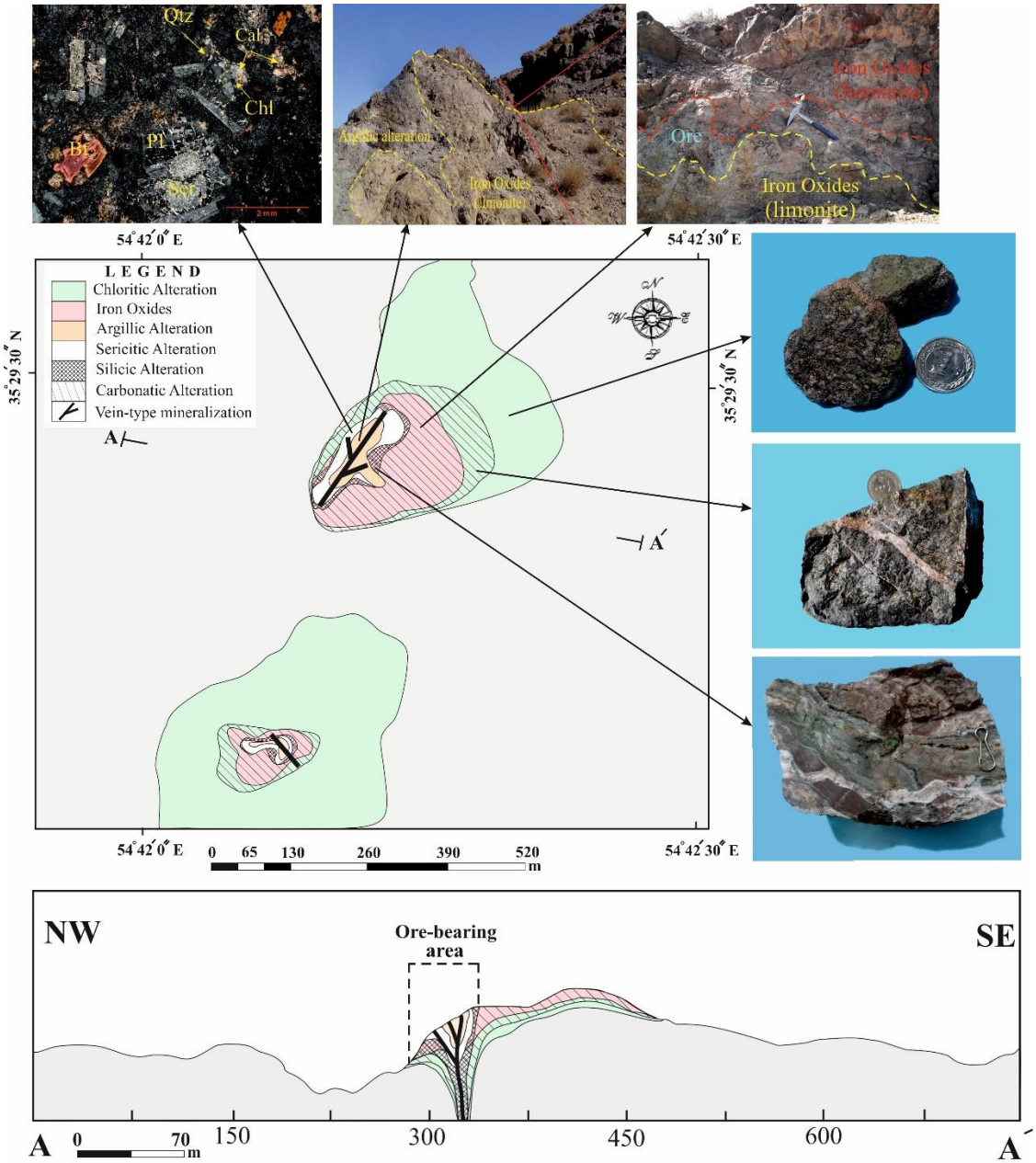
یک نکته کلیدی در اینجا آن است که سازوکار دگرسانی‌ها، معمولاً در رابطه بسیار نزدیک با فرآیند کانی‌سازی گرمابی و در واقع بخشی از آن محسوب می‌شوند (McCarroll et al., 2014). کانی‌سازی‌ها

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 حدواسط، سریسیتی 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 به‌صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، جانشینی در پلاژیوکلاز و زمینه سنگ دیده می‌شود. با فاصله گرفتن از رگه‌های کانه‌دار، دگرسانی کلریتی دگرسانی غالب خواهد بود. از دیگر دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی، آغشتگی به اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) در زمینه سنگ میزبان می‌باشد که با افزایش عمق مقدار آن به‌شدت کاهش می‌یابد. به‌طور معمول شدت آغشتگی اکسیدهای آهن در کنار پهنه‌های کانی‌سازی افزایش می‌یابد،

به‌گونه‌ای که مجموعه سنگ‌های دارای کانه‌زایی، دارای میزان بالایی آغشتگی اکسیدهای آهن می‌باشند (شکل ۴-۱۷). برای درک بیشتر مطالب مطرح شده، نمایی از پهنه‌بندی کلی دگرسانی‌های محدوده معدنی در شکل (۴-۱۸) ارائه شده است.



شکل۴-۱۷- تصویر صحرایی از پهنه‌بندی دگرسانی‌ها در مجاور رگه‌های کانه‌دار (زاویه دید به سمت شمال‌غرب).



شکل۴-۱۸- نمایی کلی از پهنه‌بندی دگرسانی به همراه نیم‌رخ عرضی آن در کانسار مس آبگاره، بر پایه مشاهدات صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و داده‌های حاصل از آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD).

فصل پنجم: کانی شناسی، ساخت، بافت و توالی همبود (پاراژنتیک) کانی ها

۵-۱- مقدمه

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 (برگرفته از طائفی، ۱۳۹۳)؛ 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 (پاراژنزی) 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 آبگاره، رهنمون می‌سازد. بدین منظور طی بازدیدهای صحرایی، نمونه‌هایی از بخش‌های مختلف کانه‌زایی و سنگ دربرگیرنده آنها برداشته و در نهایت، ۲۹ مقطع نازک و ۲۸ مقطع صیقلی تهیه و مطالعه گردید. قابل ذکر است که مقاطع به نحوی انتخاب گردید، تا برش عرضی کانسار را پوشش داده و تغییرات کانی‌شناسی و بافتی کانسار را در بخش‌های مختلف نشان دهد. علاوه‌بر این، جهت تشخیص برخی کانی‌های مجهول، با توجه به این‌که همواره تعدادی از کانی‌ها به‌دلیل اندازه بسیار ریز و یا نحوه قرارگیری در نمونه‌ها ممکن است در میدان دید میکروسکوپ ظاهر نشوند، ۷ نمونه نیز برای آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) در آزمایشگاه شرکت مواد معدنی زرآزما 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.

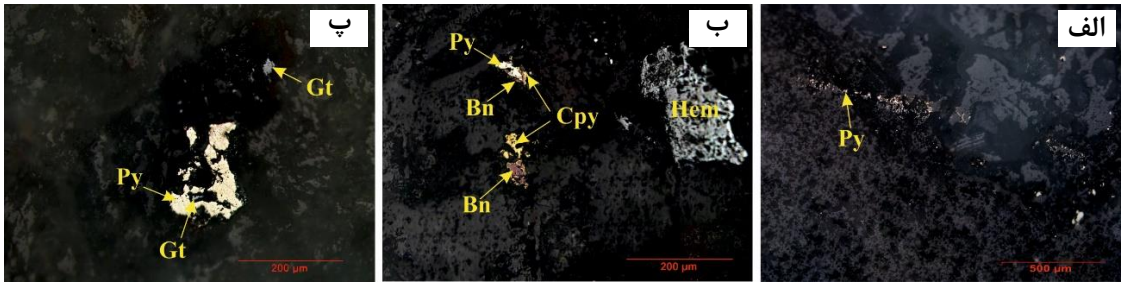
۵-۲- کانی‌شناسی

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، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت و کوولیت)، کربناتی و سیلیکاتی (مالاکیت و کریزوکولا)، اکسیدی و هیدروکسیدی (مگنتیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت) و کانی‌های باطله (کلسیت، کوارتز و ژیپس) دسته‌بندی شدند که به‌صورت اولیه (هیپوژن)، ثانویه (سوپرژن) 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 سولفیدی

- **پیریت (FeS_2):** پیریت از جمله معمول‌ترین و گسترده‌ترین کانه از کانه‌های سولفیدی در پوسته زمین می‌باشد. از ویژگی‌های مهم این کانی در مقطع صیقلی می‌توان به رنگ سفید مایل به زرد و همچنین انعکاس بسیار بالای آن اشاره نمود. بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پیریت در اندازه‌های متفاوت به‌صورت دانه‌پراکنده در زمینه برخی مقاطع مورد مطالعه به‌وضوح دیده می‌شود. به‌علاوه، این کانی به‌صورت ریزبلور و بی‌شکل در شکستگی‌ها و فضاهای خالی جای گرفته و بافت پرکننده فضای خالی و رگه‌ای را به وجود آورده است (شکل ۵-۱، الف). با توجه به این‌که پیریت یکی از فراوان‌ترین کانی‌ها در اغلب مراحل کانه‌زایی به‌شمار می‌رود، در برخی مقاطع می‌توان این کانی را به‌صورت هم‌رشد

با کالکوپیریت و بورنیت مشاهده نمود (شکل ۵-۱، ب). افزون‌بر این، بلورهای پیریت به‌طور عمده تحت فرآیندهای برونزاد، به اکسید و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده و یا از حاشیه‌ها و مرز شکستگی‌ها در حال تبدیل شدن به این کانی‌ها از جمله گوتیت می‌باشد (شکل ۵-۱، پ). لازم به یادآوری است که معمولاً پیریت در حضور اکسیژن، آب و در محیط‌های کم‌عمق، جایی که شرایط برای اکسید شدن آن مهیا باشد، ناپایدار است و از حاشیه بلورها و محل شکستگی‌ها، توسط محلول‌های اکسیدان به اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت و لیمونیت) تبدیل می‌شود؛ به‌طوری‌که تنها قالبی از این کانی باقی می‌ماند. بدون شک حضور هماتیت و گوتیت را می‌توان از نشانه وجود این سولفید و همچنین راهنمای مشخصی برای کانسنگ‌ها در نظر گرفت.

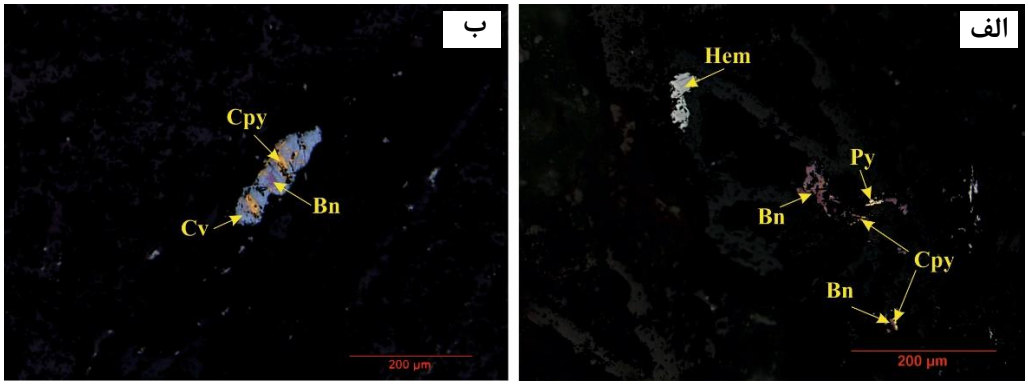


شکل۵-۱- الف) تصویر میکروسکوپی پیریت به‌صورت رگه‌ای (PPL)، ب) تصویر هم‌رشدی کالکوپیریت و بورنیت با پیریت (PPL)، پ) جانشینی پیریت به‌وسیله گوتیت (PPL)، Py= پیریت، Cpy= کالکوپیریت، Bn= بورنیت، Hem= هماتیت، Gt= گوتیت.

- **کالکوپیریت ($CuFeS_2$)**: کالکوپیریت یکی از فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانه‌های اولیه کانسنگ مس محسوب می‌شود (Agangi and Reddy, 2016). از ویژگی‌های این کانی در مقطع صیقلی می‌توان به رنگ زرد برنجی متمایل به سبز با انعکاس بالا و آنیزوتروپی ضعیف اشاره نمود. این کانه به همراه پیریت به‌صورت اولیه با اندازه بلورهای ریز تا متوسط و به فرم دانه‌پراکنده رشد یافته است. همچنین در برخی نمونه‌ها، کالکوپیریت با مقادیر اندکی بورنیت به‌صورت هم‌رشد با پیریت دیده می‌شود که بیانگر رشد همزمان این کانی‌ها از سیال می‌باشد (شکل ۵-۲، الف). به‌علاوه در اثر هوازدگی و فرآیندهای برونزاد (سوپرژن) بعدی، در طول شکستگی‌ها و حواشی به کانی‌های ثانویه مس نظیر کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است که حاکی از تغییر شرایط محیط از احیایی

به اکسیدان می‌باشد. بدون شک قرار گرفتن کالکوپیریت و بورنیت تحت تأثیر فرآیندهای برونزاد و حمل مس توسط محلول‌های فرورو یکی از منابع اصلی تأمین کانی‌های ثانویه مس به‌شمار می‌رود. قابل ذکر است که کالکوپیریت در نتیجه تغییر در نسبت Cu/Fe یا فوگاسیته S_2، به جایگزینی بورنیت گرایش دارد (علیرضایی، ۱۳۸۹).

– **بورنیت (Cu_5FeS_4)**: بورنیت کانه معمولی بسیاری از کانسارهای واجد مس و بیشتر به‌عنوان کانه اولیه یافت می‌شود که در مقطع صیقلی به رنگ ارغوانی و دارای آنیزوتروپی ضعیف می‌باشد. این کانی بیشتر به‌شکل دانه‌های پراکنده نامنظم قابل رؤیت است. بورنیت گاه به‌صورت اولیه به فرم هم‌رشد با کالکوپیریت دیده می‌شود که پدیده اخیر از لحاظ دمایی، تشکیل و همراهی این دو کانی با هم را توجیه می‌کند. این کانی سولفیدی مس از حاشیه و در طول شکستگی‌ها به کانی کالکوسیت و در نهایت به کوولیت تبدیل شده است (شکل ۵-۲، ب). قابل ذکر است که تشکیل بورنیت نیازمند نسبت فعالیت بیشتر Cu^{2+}/Fe^{2+} و نسبت بالاتر فلز به گوگرد در نظام‌های کانه‌سازی است. براساس رنگ، بورنیت‌ها به دو نوع مختلف تفکیک می‌شوند: ۱) بورنیت صورتی که معمولاً غنی از گوگرد هستند و ۲) بورنیت بنفش که فقیر از گوگرد و غنی از مس می‌باشد. به‌طور کلی بورنیت‌های صورتی‌رنگ (غنی از گوگرد) در تماس با کالکوپیریت ظاهر می‌شوند و جایی‌که کالکوسیت در حواشی بورنیت قرار بگیرد، این کانی بیشتر به رنگ بنفش (غنی از مس) می‌باشد (Brown, 1971). با توجه به بررسی‌های صورت گرفته، بورنیت‌های منطقه معدنی بیشتر از نوع صورتی و غنی از گوگرد هستند.

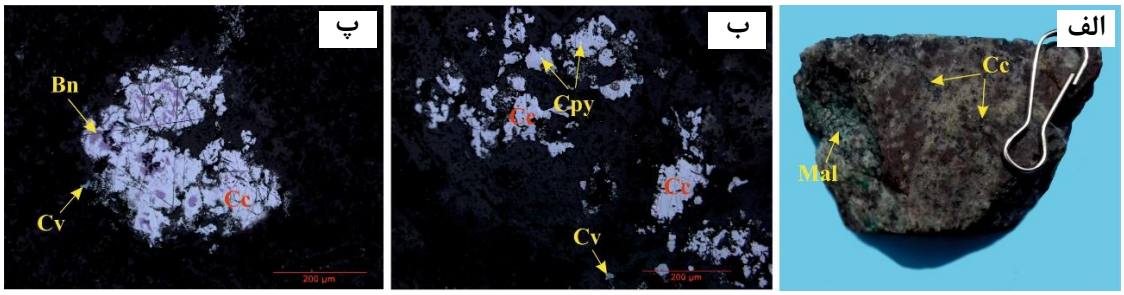


شکل۵-۲- الف) تصویر میکروسکوپی از هم‌رشدی کالکوپیریت و بورنیت (PPL)، ب) جانشینی کالکوپیریت و بورنیت

توسط کالکوسیت و در نهایت کوولیت (PPL)، Py= پیریت، Cpy= کالکوپیریت، Bn= بورنیت، Cv= کوولیت، Hem= هماتیت.

- **کالکوسیت (Cu_2S)**: کالکوسیت به سبب محتوای بالای مس، کانه مهمی محسوب می‌شود که در نمونه‌دستی به رنگ خاکستری متمایل به سیاه تا سیاه می‌باشد (شکل ۵-۳، الف). در زیر میکروسکوپ معمولاً بی‌شکل و به رنگ سفید خاکستری متمایل به آبی دیده می‌شود که به‌راحتی از کوولیت قابل تشخیص است. این کانی در کنار کوولیت، در اثر فرآیندهای برونزاد (سوپرژن) از جانشینی کانی‌های سولفیدی اولیه حاوی مس نظیر کالکوپیریت و بورنیت، تشکیل شده است (شکل ۵-۳، ب). به‌طور کلی فرآیندهای غنی‌سازی برونزاد (سوپرژن)، ضمن تبدیل کالکوپیریت و بورنیت به کالکوسیت و کوولیت، منجر به افزایش نسبت Cu/S و تشکیل کانی‌های فقیر از آهن و گوگرد و غنی از مس می‌شوند. به‌علاوه، کالکوسیت در اثر جانشینی به کوولیت تبدیل شده است.

- **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، بورنیت و کالکوسیت قابل مشاهده است (شکل ۵-۳، پ). به‌طور کلی کوولیت را می‌توان به‌عنوان کانی ثانویه حاصل از دگرسانی 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 کوولیت را می‌توان نشانه‌ای از آب‌شویی مس در منطقه دانست.



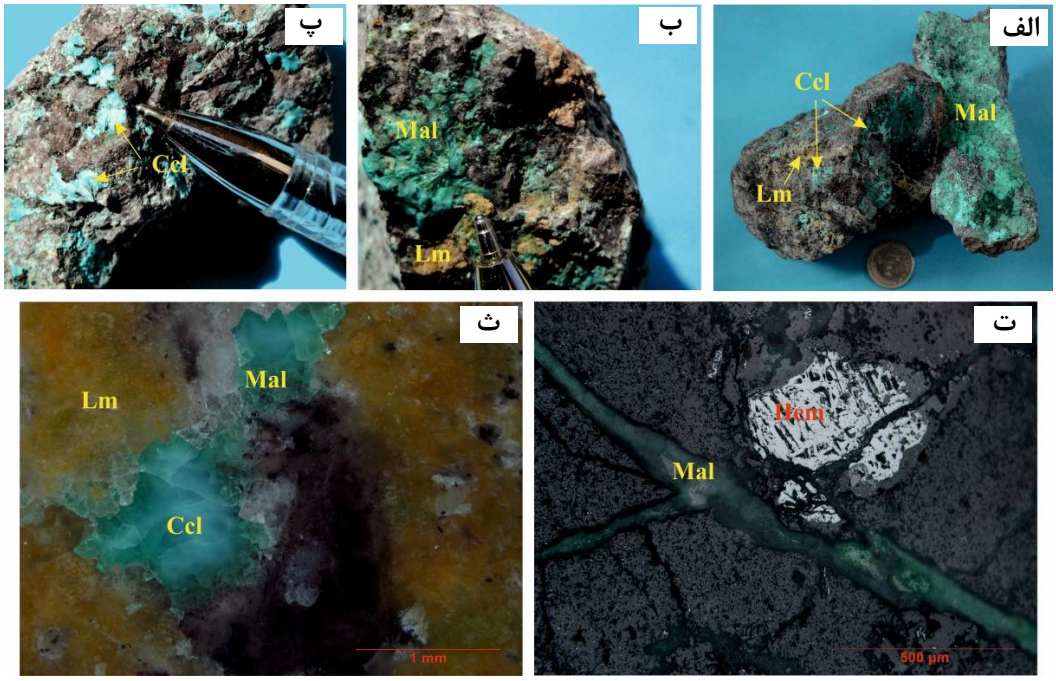
شکل۵-۳- الف) تصویر نمونه‌دستی از کانه کالکوسیت، ب) تصویر میکروسکوپی از جانشینی کالکوپیریت به‌وسیله کالکوسیت و کوولیت (PPL)، پ) بورنیت در حال جانشینی به کالکوسیت و در نهایت کوولیت (PPL)، Cpy= کالکوپیریت، Bn= بورنیت، Cc= کالکوسیت، Cv= کوولیت، Mal= مالاکیت.

۵-۲-۲- کانی‌های کربناتی و سیلیکاتی

- **مالاکیت** ($Cu_2CO_3(OH)_2$): مالاکیت فراوان‌ترین کانی غیرسولفیدی مس‌دار و از جمله کانی‌های ثانویه منطقه می‌باشد که در اثر اکسیداسیون کانی‌های اولیه و سولفیدی مس به‌وجود آمده است. در واقع فراوان‌ترین کانه مس‌دار در نمونه‌های سطحی و کم‌عمق منطقه که در شرایط اسیدی تشکیل می‌شود. به‌دلیل حضور این کانی، اکثر رخنمون‌های سطحی را غشای نازک سبز رنگی پوشانده است (شکل ۵-۴، الف). مالاکیت در مقطع صیقلی (PPL) به‌رنگ سبز تیره تا سبز متمایل به سیاه و در نور XPL با انعکاس داخلی سبز می‌باشد (شکل ۵-۴، ث). همان‌طور که می‌دانیم این کانی، یکی از کانی‌های کربناته مس است که در همه ذخایر مس، حتی ذخایری که اثری از مس داشته باشند، به‌وجود می‌آید. پیدایش ثانویه مالاکیت از نظر زمانی و نوع سیال با کانه‌زایی سولفیدی کانسار متفاوت است و احتمالاً ناشی از نفوذ سیالات جوی و اکسید شدن کانی‌های سولفیدی می‌باشد. پس از کانه‌زایی سولفیدی، در طی فرآیند برونزاد (سوپرژن) اکسیدی، از طریق واکنش محلول‌های مس‌دار با کانی‌های کربناته، کانی‌هایی نظیر مالاکیت به همراه اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در شکستگی‌ها و فضاهای کم‌فشار به‌شکل رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی شکل گرفته است (شکل ۵-۴، ت). این جانشینی معمولاً تا جایی ادامه پیدا می‌کند که تمام سولفیدهای مس (کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت) به مالاکیت تبدیل شوند و یا به‌صورت رگه-رگچه‌های ثانویه فضاهای خالی را پر کنند. به‌علاوه این کانی در برخی

از نمونه‌ها به‌صورت شعاعی نیز قابل مشاهده است (شکل ۴-۵، ب). لازم به ذکر است که مهم‌ترین عامل در تشکیل مالاکیت فشار جزئی CO_2 در نظر گرفته می‌شود. تغییر در فوگاسیته CO_2 (کمتر از $10^{-3/45}$) و pH (بیشتر از۶/۹۵) تأثیر به‌سزایی در پایداری این کانی دارد (غلامی‌فشارکی و همکاران، ۱۳۸۹).

- **کریزوکولا ($(Cu,Al)_2H_2Si_2O_5.nH_2O$)**: این کانی همراه مالاکیت در پهنه اکسیدان یافت می‌شود و در نمونه‌دستی به‌رنگ آبی کم‌رنگ تا سبزآبی مشخص می‌شود (شکل ۵-۴، ث). کریزوکولا یک محصول دگرسانی کانی‌های مس‌دار است که معمولاً با کانی‌های ثانویه مس در سطوح بالای رگه ایجاد می‌شود و نشان‌دهنده بالا بودن غلظت Si در سیال است. این کانه به‌فرم رگه-رگچه‌ای، شکافه‌پرکن و شعاعی در منطقه معدنی دیده می‌شود (شکل ۵-۴، الف و پ).



شکل۵-۴- الف) تصویر نمونه‌دستی از مالاکیت و کریزوکولا، ب و پ) تصاویر نمونه‌دستی از مالاکیت و کریزوکولا با بافت شعاعی، ت) تصویر میکروسکوپی از مالاکیت با بافت رگه-رگچه‌ای (PPL)، ث) تصویر میکروسکوپی مالاکیت و کریزوکولا به همراه لیمونیت (XPL)، Mal= مالاکیت، Ccl= کریزوکولا، Hem= هماتیت، Lm= لیمونیت.

۵-۲-۳- کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی

- **مگنتیت (Fe_3O_4)**: مگنتیت یکی از کانه‌های موجود در منطقه مورد مطالعه است که در مقطع

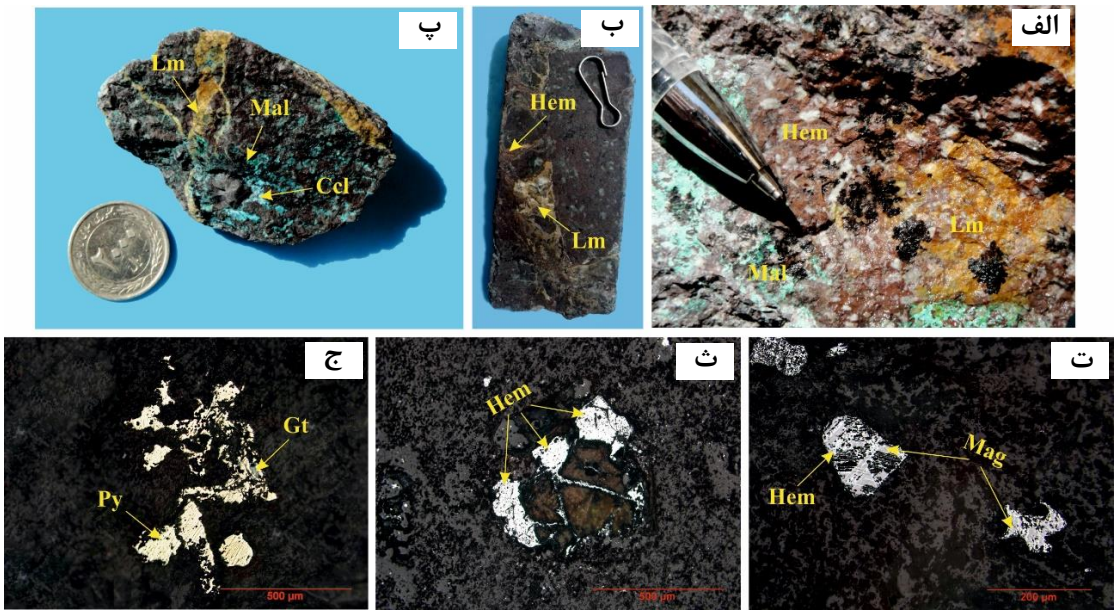
صیقلی به رنگ خاکستری متمایل به قهوه‌ای و به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با قدرت انعکاس ضعیف دیده می‌شود. بنا به عقیده Ramdhor (1980)، رنگ قهوه‌ای روشن در مگنتیت می‌تواند به‌دلیل خارج نشدن Ti از شبکه مگنتیت و سرد شدن سریع سیال حاوی اکسید آهن باشد. این کانی به‌صورت پراکنده در متن واحدهای سنگی منطقه شکل گرفته است. در برخی نمونه‌ها، مگنتیت از حاشیه و در امتداد شکستگی‌ها و سطوح رخ در حال تبدیل شدن به هماتیت می‌باشد، به‌گونه‌ای که در بعضی مقاطع لکه‌هایی از مگنتیت در مرکز باقی مانده و یا این‌که به‌طور کامل به هماتیت تبدیل شده است (مارتیتی شدن؛ شکل۵-۵، ت). قابل ذکر است که مارتیتی 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. به‌عبارت دیگر باید فوگاسیته اکسیژن افزایش پیدا کند که آب‌های جوی غنی از اکسیژن به‌عنوان بهترین منبع خارجی تأمین‌کننده اکسیژن مطرح هستند. این کانی در اثر اکسیداسیون و تحت تأثیر محلول‌ها، به‌طور معمول از جانشینی کانی‌هایی نظیر پیریت و مگنتیت شکل گرفته است؛ به‌گونه‌ای که در بیشتر موارد این کانی‌ها به‌طور کامل به هماتیت تبدیل شده‌اند. به‌علاوه، به‌صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی نیز در منطقه معدنی به‌وضوح دیده می‌شود (شکل ۵-۵، الف، ب و ث). 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 یکی از فراوان‌ترین و پایدارترین کانی‌های اکسید آهن در بخش‌های

اکسیدان و سطحی و محصول هوازدگی یا دگرسانی کانی‌های آهن‌دار به شمار می‌رود. Petruk (2000)، معتقد است که این کانی یک شکل پایدار از اکسید Fe^{3+} و همچنین حاوی مقادیری عناصر فرعی و کمیاب دیگر می‌باشد. این کانی در مقاطع صیقلی با شدت بازتابش ضعیف و عمدتاً بی‌شکل قابل تشخیص است. همان‌طور که می‌دانیم، پدیده انحلال و اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی، سبب خارج شدن یون گوگرد و برجای ماندن هیدروکسیدهای آهن در محیط می‌شود. بنا به نظر Sillitoe and Perello (2005)، حضور گوتیت بیانگر اسیدیته کم و درصد پایین سولفید می‌باشد (برگرفته از سلطانی، ۱۳۹۵). به‌طور معمول این کانی از تجزیه و هوازدگی کانی‌های آهن‌دار نظیر هماتیت، پیریت و مگنتیت شکل می‌گیرد. قابل ذکر است که آهن موجود در پیریت در شکل‌گیری گوتیت نقش به‌سزایی دارد (McCarroll et al., 2014؛ شکل ۵-۵، ج).

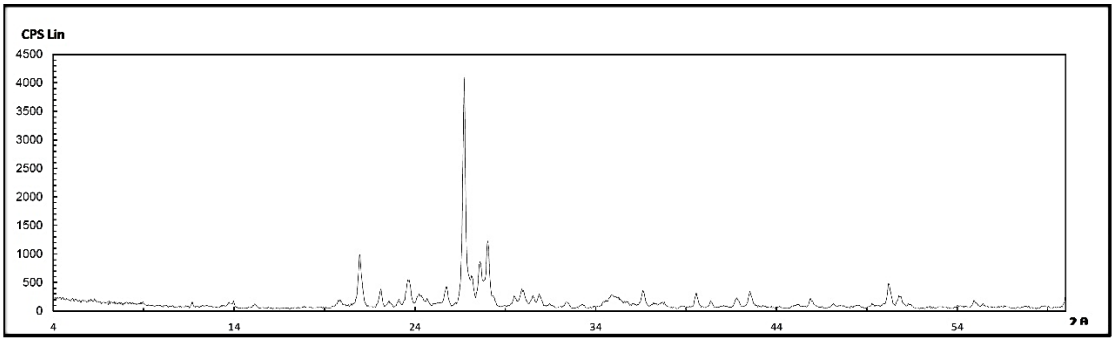
– **لیمونیت** (**$FeO.OH.nH_2O$**): لیمونیت اکسید آهن آبدار به رنگ زرد تا قهوه‌ای است که در پهنه اکسیدان و سطحی دیده می‌شود (شکل ۵-۵، پ). به‌عبارتی این کانی اکسید آهن از تجزیه پیریت، هماتیت و مگنتیت به‌وجود می‌آید. قابل ذکر است که کانی‌های بسیاری در طبیعت دارای ترکیبی از گوتیت و هماتیت آبدار هستند که به‌عنوان کانی‌های لیمونیتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. بنا به اعتقاد Sillitoe (2005)، محلول‌های فرورو با منشاء سطحی پس از واکنش با پیریت و یا سولفیدهای موجود، اسیدی شده که در نتیجه سبب انحلال مس و برجای ماندن اکسید و هیدروکسیدهای آهن در غالب هماتیت، گوتیت و لیمونیت می‌شود.



شکل۵-۵- الف) تصویر نمونه‌دستی از هماتیت و لیمونیت به همراه ماده معدنی، ب و پ) تصاویر نمونه‌دستی از رگه-رگچه‌های کلسیتی آغشته به لیمونیت و هماتیت، ت) پدیده مارتیتی شدن و تبدیل مگنتیت به هماتیت (PPL)، ث) هماتیت به‌صورت دانه‌پراکنده و پرکننده فضاهای خالی (PPL)، ج) تصویر میکروسکوپی از پیریت که از حاشیه و محل شکستگی‌ها در حال تبدیل شدن به گوتیت می‌باشد (PPL)، Py= پیریت، Mal= مالاکیت، Ccl= کریزوکولا، Mag= مگنتیت، Hem= هماتیت، Gt= گوتیت، Lm= لیمونیت.

۵-۲-۴- کانی‌های باطله

کانی‌های باطله را می‌توان جزو بی‌ارزش یک کانسنگ به‌حساب آورد؛ کانی‌هایی که الزاماً استخراج ولی بعداً جدا و دور ریخته می‌شوند. در سال‌های اخیر به کانی‌های باطله در کانسارهای سولفیدی توجه بیشتری شده است، زیرا زمین‌شناسان اقتصادی بر این باورند که کانه‌ها و کانی‌های باطله، رابطه زایشی با هم دارند (علیرضایی، ۱۳۸۹). بدون شک اگر کانی‌های باطله به همان شیوه ماده معدنی به‌وجود آمده باشد، می‌توان از وجود آنها به‌عنوان راهنمایی به سوی ساخت‌های کانه‌دار یا محیط‌های بالقوه مناسب سود جست. 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 به‌صورت اولیه و هم در داخل شکستگی‌ها به صورت ثانویه تشکیل شده‌اند. قابل ذکر است که این کانی‌های باطله توسط آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) نیز تشخیص داده شده‌اند (شکل ۵-۶).



Sample:
D2
Az: 66068
Date : 17/5/2017
kV = 40
mA = 30
Ka. = Cu
Fil. = Ni

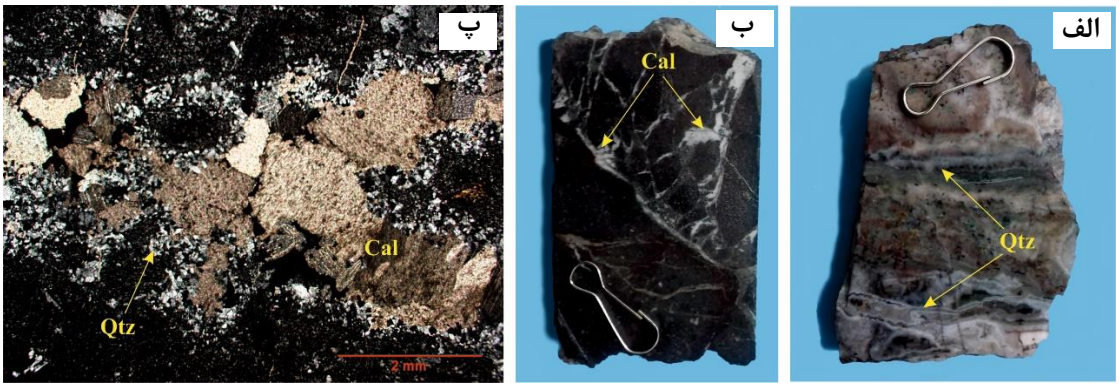
Major Phase(s)	Minor Phase(s)	Minor Phase(s)
Quartz (33-1161)	Muscovite - illite (26-0911)	Chlorite (29-0701)
SiO2	KAl2Si3AlO10(OH)2	(Mg,Fe)6(Si,Al)4O10(OH)8
Albite (09-0466)	Calcite (05-0586)	
NaAlSi3O8	CaCO3	
Orthoclase (31-0966)	Montmorillonite (13-0135)	
KAlSi3O8	Ca0.2(Al,Mg)2Si4O10(OH)2 ,xH2O	
	Gypsum (33-0311)	
	CaSO4, 2H2O	

شکل۵-۶- داده‌های حاصل از آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) که کلسیت، کوارتز و ژیپس به همراه کانی‌های آلبیت، ارتوکلاز، مسکویت، مونت‌موریلونیت و کلریت در آن مشخص شده است.

- **کوارتز (SiO_2):** کوارتز به‌عنوان کانی اصلی سیلیس و یکی از فراوان‌ترین کانی‌های غیرفلزی است که در اکثر کانسارها (به ویژه کانسارهای رگه‌ای) به وفور یافت می‌شود. تشکیل این کانی هم‌زمان با بیشترین فعالیت گرمابی در کانسار بوده و به‌عنوان باطله، ماده معدنی را در کانسار همراهی می‌کند. همان‌طور که قبلاً اشاره شد، سیلیس علاوه‌بر این‌که در کانسار به‌صورت کانی کوارتز وجود دارد، می‌تواند سازنده سایر کانی‌های سیلیکاته نیز باشد. بنابراین وجود مقادیر زیاد کوارتز در کانسنگ به‌دور از انتظار نیست. قابل ذکر است که بیشترین حجم عمده این کانی به‌صورت رگه-رگچه‌ای تشکیل شده است که این امر بیانگر عبور سیال غنی از سیلیس مرتبط با فعالیت‌های گرمابی از گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها می‌باشد (شکل ۵-۷، الف).

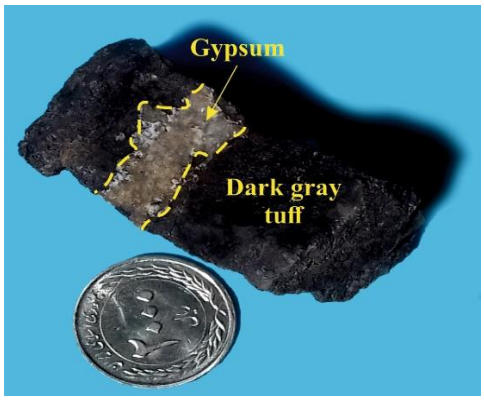
- **کلسیت ($CaCO_3$):** یکی از فراوان‌ترین کانی‌های باطله در منطقه به شمار می‌رود که تحت تأثیر فرآیندهای مختلف از جمله فعالیت‌های گرمابی و همچنین فرآیندهای سطحی و سوپرژن، در نتیجه دگرسانی پلاژیوکلازها و کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار تشکیل شده است (Simmons et al., 2000). این کانی به‌دلیل وجود شکستگی‌ها و فضاهای خالی به‌صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی یا مجتمع به‌صورت بادامکی به همراه کوارتز در منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۵-۷، ب). در برخی

نمونه‌های محدوده معدنی، این رگه-رگچه‌های کلسیت در اثر آغشتگی با اکسیدهای آهن تغییر رنگ داده‌اند و به رنگ زرد متمایل به نارنجی و قهوه‌ای دیده می‌شوند. همچنین در مقاطع نازک، این کانی در نور XPL به رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ تا آجری با رخ‌های بسیار واضح قابل مشاهده است (شکل ۵-۷، پ).



شکل۵-۷- الف و ب) تصاویر نمونه‌دستی از رگه-رگچه‌های کوارتز و کلسیت، پ) تصویر میکروسکوپی از رگه-رگچه کلسیتی به همراه کوارتز که شکستگی‌ها و فضاهای خالی را پر کرده‌اند (XPL)، Qtz= کوارتز، Cal= کلسیت.

- **ژیپس ($CaSO_4.2H_2O$):** ژیپس از جمله کانی‌های سولفاته آبدار می‌باشد که در نتیجه تأثیر آب‌های جوی بر روی کانی‌های سولفوری از جمله پیریت تشکیل می‌شود. گوگرد خارج شده از ساختار پیریت در محیط پیرامون، در اثر واکنش با سیال تشکیل اسیدسولفوریک را می‌دهد که این اسید سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده و سبب آزاد شدن کلسیم می‌شود. در نهایت در شرایط اکسیدان بنیان SO_4^{2-} با کلسیم آزاد شده، تشکیل قشر سفیدرنگی از سولفات کلسیم (ژیپس) را در محدوده معدنی می‌دهد که به مقدار فراوان در بخش جنوبی منطقه، به‌خصوص در توف‌ها دیده می‌شود (شکل ۵-۸).



شکل۵-۸- تصویر نمونه‌دستی از ژیپس موجود در منطقه

۵-۳- ساخت و بافت ماده معدنی

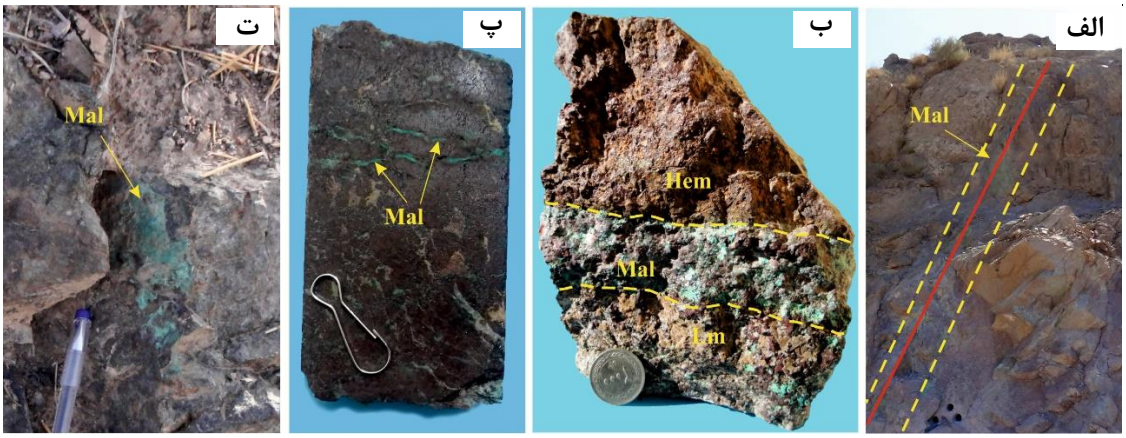
ساخت و بافت‌ها در کانسارهای گوناگون، با توجه به ماهیت سیال‌های کانی‌ساز، مشخصات فیزیکی و شیمیایی سنگ‌های میزبان و شیوه جایگزینی کانسنگ متفاوت هستند. لذا، بررسی ویژگی‌های ساختی و بافتی، برای تعیین رابطه بین کانه‌های معدنی و سنگ میزبان آنها در طول زمان از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. از طرفی، تفسیر آنها اطلاعات جالبی را در تعیین رابطه زمانی مجموعه‌های متوالی کانی‌ها در یک کانسار، شرایط و نحوه تشکیل و فرآیندهای اعمال شده بر روی کانسار، در اختیار ما قرار می‌دهند. به‌نظر می‌رسد که همخوانی بافت‌های ماده معدنی با ساخت‌های موجود، از جمله مسائلی باشد که ما را در فهم و درک زایشی کانسارهای همزاد (سین‌ژنتیک) و غیرهمزاد (اپی‌ژنتیک) یاری نماید و حتی در شناخت، ارزیابی و اکتشاف، طراحی استخراج و توسعه یک کانسار نقش اساسی را ایفا می‌کند. بر این اساس، از ساخت‌های مشاهده در منطقه می‌توان به ساخت رگه‌ای، رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی و از عمده‌ترین بافت‌ها به بافت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، شعاعی، جانشینی و دانه‌پراکنده اشاره نمود. در این قسمت با توجه به کانی‌های تشکیل‌دهنده کانسار مورد مطالعه، خصوصیات و ویژگی‌های بارز انواع ساخت و بافت‌های مشاهده شده، به‌طور مختصر شرح داده می‌شود.

۵-۳-۱- ساخت

- **ساخت رگه‌ای و 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 ۵-۹، الف). 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 ۵-۹، ب و پ). به‌علاوه، حضور رگه-رگچه‌های مالاکیت و کریزوکولا معرف تحرک مس در منطقه می‌باشند که تحت تأثیر محلول‌های گرمابی تشکیل شده‌اند.

- **ساخت پرکننده فضاهای خالی:** در این ساخت، سیال گرمابی کانه‌دار در طی عبور از سنگ میزبان، کانه‌های خود را در شرایط مناسب، در فضاهای خالی به جا می‌گذارد. همان‌طور که قبلاً اشاره شد، این فضاهای خالی تحت تأثیر فعالیت شدید تکتونیکی در منطقه شکل گرفته‌اند. این نوع ساخت در کانی‌هایی نظیر مالاکیت، کریزوکولا، اکسید و هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های باطله قابل مشاهده است (شکل ۵-۹، ت).



شکل۵-۹- الف) کانی‌سازی مالاکیت در امتداد گسل (زاویه دید به‌سمت جنوب‌شرقی)، ب و پ) تصاویر نمونه‌دستی از ساخت رگه‌ای و رگه-رگچه‌ای، ت) حضور مالاکیت به‌صورت پرکننده فضای خالی، Mal= مالاکیت، Hem= هماتیت، Lm= لیمونیت.

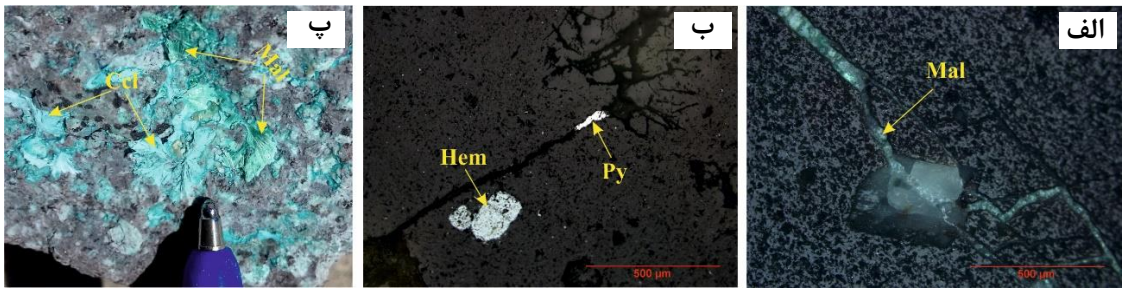
۵-۳-۲- بافت

- **بافت رگه-رگچه‌ای:** این بافت یکی از عمده‌ترین بافت‌های مشاهده در منطقه معدنی می‌باشد که در نتیجه حرکت سیال در امتداد درزه 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 پیریت، کالکوپیریت، هماتیت، مالاکیت، کریزوکولا و همچنین کوارتز،

کلسیت و اکسیدهای آهن اشاره نمود (شکل ۵-۱۰، الف).

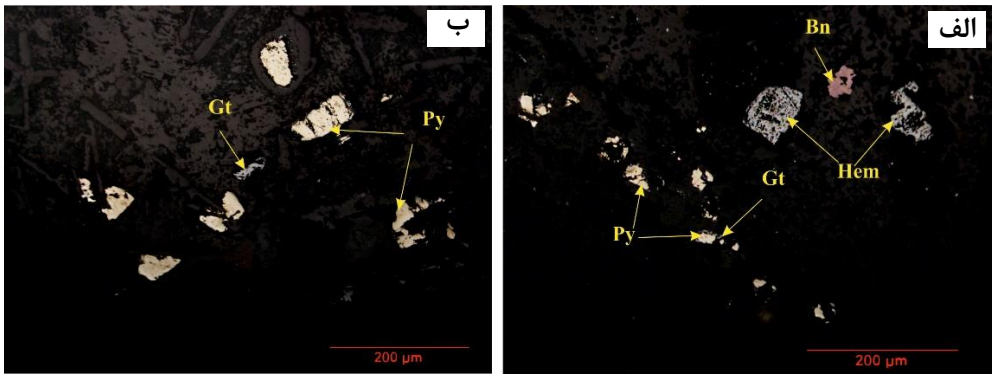
- **بافت پرکننده فضاهای خالی:** این نوع بافت به‌عنوان یکی از متداوترین بافت‌ها در اعماق کم و سطحی مطرح است. زیرا در این مناطق سنگ‌ها شکننده‌اند و جنبش‌های زمین‌ساختی عموماً با پذیرش شکستگی، پاسخ می‌دهند. به‌گونه‌ای که حفرات و شکستگی‌ها در این مناطق به‌دلیل فشار کمی که از سنگ‌های دربرگیرنده وارد می‌شود، توسعه بیشتری دارد. بنابراین سیالات کانه‌دار گردش نسبتاً آزادی دارند و به هنگام عبور از گسل‌ها و شکستگی‌ها و یا فضاهای خالی، مواد همراه خود را برجای 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 جانشینی همراه است. براساس مطالعات صورت گرفته، کانی‌هایی نظیر پیریت، مالاکیت، کریزوکولا، کوارتز، کلسیت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) این بافت را به‌وضوح نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۰، ب).

- **بافت شعاعی:** در این بافت بلورهای کانی به‌صورت منشوری و سوزنی در کنار یکدیگر قرار می‌گیرند و در نتیجه دسته بلورهایی به‌شکل رشته‌ای و شعاعی در حفره‌ها و فضاهای خالی تشکیل می‌شوند. این نوع بافت بیشتر در کانی‌های مالاکیت و کریزوکولا مشاهده شده است (شکل ۵-۱۰، پ).



شکل۵-۱۰- الف) تصویر میکروسکوپی مالاکیت با بافت رگه-رگچه‌ای (XPL)، ب) تشکیل پیریت در حفره‌ها و فضاهای خالی (PPL)، پ) تصویر نمونه‌دستی مالاکیت و کریزوکولا با بافت شعاعی، Py= پیریت، Mal= مالاکیت، Ccl= کریزوکولا، Hem= هماتیت.

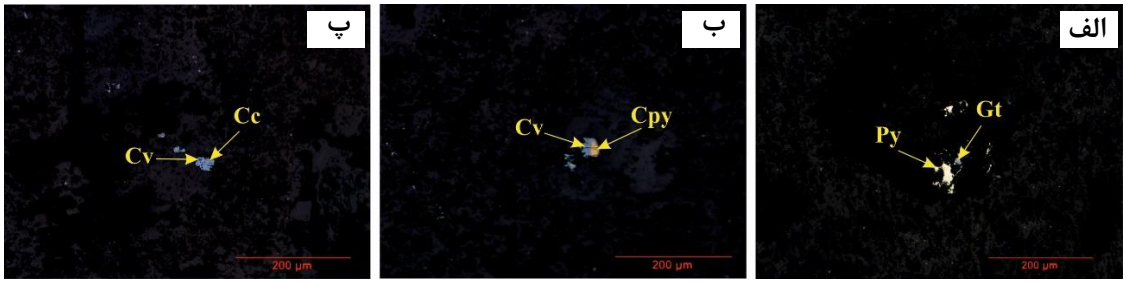
- **بافت دانه‌پراکنده:** از جمله بافت‌های مهمی است که شواهد زایشی بسیار ارزشمندی در اختیار می‌گذارد. از ویژگی‌های بارز این بافت ته‌نشست سولفیدها به‌صورت دانه‌پراکنده در کنار هم می‌باشد. ناگفته نماند که کانی‌های سولفیدی مس به‌صورت دانه‌پراکنده می‌توانند با تراکم کم و یا زیاد تشکیل شوند. به‌طوری که هرچه اندازه دانه‌های تشکیل‌دهنده کانسنگ بزرگتر باشند، تراکم سولفیدهای مس بالاتر است. این بافت در قسمت‌های عمقی کانسار، در کانی‌های نظیر پیریت، کالکوپیریت و بورنیت قابل مشاهده است (شکل ۵-۱۱، الف و ب).



شکل۵-۱۱- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی از بافت دانه‌پراکنده (PPL)، Py= پیریت، Bn= بورنیت، Hem= هماتیت، Gt= گوتیت.

- **بافت جانشینی:** جانشینی از جمله فرآیندهایی است که در طی دگرسانی و هوازدگی در بسیاری از کانسنگ‌ها تشکیل می‌شود. این بافت یکی از بافت‌های ثانویه محسوب می‌شود که در نتیجه واکنش شیمیایی سطحی رخ می‌دهد و از این رو شکستگی‌ها، رخ‌ها و مرز بین دانه‌ها از جمله اولین مکان‌های مناسب جهت آغاز این فرآیند به‌شمار می‌آیند. در ابتدایی‌ترین مراحل جانشینی، این فرآیند را می‌توان به راحتی تشخیص داد، زیرا بخش اعظم کانی اصلی هنوز باقی مانده و به‌علاوه شکستگی‌ها، رخ‌ها و مرز دانه‌های اولیه هنوز قابل مشاهده‌اند. ناگفته نماند که ترکیب شیمیایی فاز اولیه ممکن است ترکیب شیمیایی فازی که جانشین آن می‌شود را کنترل نماید. مطالعه کانی‌هایی که می‌توانند جانشین یکدیگر شوند، نشان می‌دهد که عملاً هیچ محدودیتی جهت متاسوماتیسم وجود ندارد. به‌عنوان یک قانون کلی می‌توان بیان کرد که تحت شرایط مناسب، هر کانی می‌تواند جانشین کانی دیگر شود، هرچند که

فرآیندهای طبیعی معمولاً به واکنش‌های سازگار و عموماً تکرار شونده منجر می‌شوند. از جمله بافت‌های جانشینی که به راحتی در منطقه معدنی قابل تشخیص هستند، می‌توان به جانشینی سولفیدهای فلزی (نظیر پیریت) با اکسید و هیدروکسیدهای آهن (نظیر هماتیت، لیمونیت و گوتیت؛ شکل ۵-۱۲، الف)، جانشینی حاشیه‌ای (تبدیل کالکوپیریت و بورنیت به کالکوسیت و در نهایت به کوولیت؛ شکل ۵-۱۲، ب و پ) و جانشینی کالکوپیریت، بورنیت و کالکوسیت توسط مالاکیت اشاره نمود که با شرایط جدید سازگارترند.



شکل۵-۱۲- تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های جانشینی، الف) پیریت در حال تبدیل شدن به گوتیت (PPL)، ب) جانشینی کالکوپیریت توسط کوولیت (PPL)، پ) تبدیل کالکوسیت به کوولیت (PPL)، Py= پیریت، Cpy= کالکوپیریت، Cc= کالکوسیت، Cv= کوولیت، Gt= گوتیت.

۵-۴- توالی همبود (پاراژنتیک) کانی‌ها

توالی همبود (پاراژنتیک) معرف تقدم و تأخر نهشته شدن کانی‌ها به‌صورت فازهای جدا یا مجموعه کانی‌ها در یک کانسار است. افزون‌بر 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 به‌خوبی 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، کالکوپیریت و بورنیت و ۲) مرحله برونزاد (سوپرژن و هوازدگی): نفوذ آب‌های سرد جوی و تشکیل کانی‌های ثانویه نظیر کالکوسیت، کوولیت، 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. در نهایت با افزایش غلظت مس، کانی‌هایی نظیر کالکوپیریت و بورنیت شکل می‌گیرند. 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 به‌صورت 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 کوولیت می‌شود. کوولیت به‌طور معمول پس از تشکیل کالکوسیت، شکل می‌گیرد. قابل ذکر است که به سبب تأثیر شدید فرآیندهای برونزاد (سوپرژن)، کانه‌زایی اولیه فقط درعمیق‌ترین نمونه‌های به‌دست آمده از حفاری، به‌صورت بافت باقی‌مانده، قابل مشاهده هستند. 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. به‌عبارتی حضور اکسید و هیدروکسیدهای آهن در شرایط سطحی، بیانگر شرایط اکسیدی سیالات گرمابی می‌باشد (Tristá-Aguilera et al., 2006). ژیپس نیز در همین مرحله شکل گرفته است. 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.

جدول۵-۱- مراحل تشکیل و تکوین کانه‌زایی و توالی همبود (پاراژنتیک) کانه‌ها و کانی‌ها و بافت آنها در کانسار مس آبگاره.

Minerals \ Stages		Pre-mineralization	Hypogene	Supergene and Weathering	
				Reduction	Oxidation
Mineralization	Magnetite	▬			
	Pyrite	▬	▬		
	Chalcopyrite		▬		
	Bornite		▬		
	Chalcocite			▬	
	Covellite			▬	
	Hematite				▬
	Malachite				▬
	Chrysocolla				▬
	Goethite				▬
	Limonite				▬
Gangues	Quartz		▬	▬	
	Calcite		▬	▬	▬
	Gypsum				▬
	Clay minerals		▬		
Textures	Vein-veinlets		▬	▬	▬
	Disseminated	▬	▬		
	Open space filling		▬	▬	▬
	Radial				▬
	Replacement			▬	▬

فصل ششم: مطالعات زمین شیمیایی

۶-۱- مقدمه

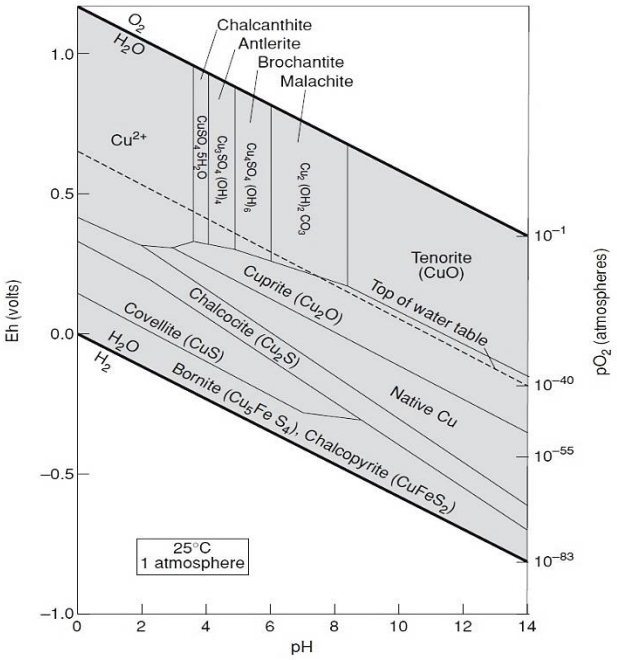
مدت مدیدی است که بررسی زمین‌شیمی سنگ‌ها، مورد علاقه و توجه زمین‌شیمیدان‌ها قرار گرفته است. زیرا از این طریق می‌توانند استانداردهای زمین‌شیمیایی مشخصی را جهت تشخیص توده‌های مولد و عقیم به‌دست آورند. بنا به نظر کلارک، هر سنگ را می‌توان به‌صورت یک سامانه شیمیایی در نظر گرفت، که در آن تغییرات شیمیایی توسط عوامل مختلفی روی می‌دهند. این تغییرات به‌سبب وجود آشفتگی 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 به‌نظر 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 مدبّری، 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 و 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 به‌وجود آمدن دگرسانی‌ها و پهنه‌بندی‌های گوناگون در کانسارهای مختلف می‌گردد. با این حال دگرسانی سولفیدهای اولیه سبب به‌وجود آمدن کانی‌های ثانویه‌ای نظیر اکسیدها، هیدروکسی‌کربنات‌ها، هیدروکسی‌سیلیکات‌ها 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 ^{63}Cu و ^{65}Cu که فراوانی آنها به‌ترتیب ۶۹/۱۷ و ۳۰/۸۳ درصد است، می‌باشد. عنصر مس در حالت یک ظرفیتی به عناصر قیمتی مانند Au و Ag و در حالت دو ظرفیتی به دیگر سری‌های اول عناصر واسطه (Ni، Co و 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+} به‌دلیل داشتن تشابه یونی (۰/۲۷ A°) با یون‌های Fe^{2+} (۰/۸۲ A°) و Mn^{2+} (۰/۹۱ A°)، 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 به‌هم 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 این‌رو 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 Cu^{2+} آزاد می‌شود. لازم به ذکر است که مس از پهنه اکسیدان توسط آب‌های فرورو حمل و در زیر سطح آب‌های زیرزمینی به‌دلیل افزایش pH و کاهش Eh به‌صورت سولفید یا مس طبیعی برجای گذاشته می‌شود. غنی‌شدگی مس تحت تأثیر فرآیندهای برونزاد را می‌توان در دو پهنه اکسیدان فوقانی و غنی‌شده مورد بررسی قرار داد. قابل ذکر است که پهنه احیایی به‌دلیل افزایش عیار اولیه به پهنه غنی‌شده نیز معروف است. در پهنه اکسیدان فوقانی مقادیر بالای گوتیت و کانی‌های مس اکسیدی مانند مالاکیت 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 Eh-pH 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.



شکل۶-۱- نمودار پایداری برخی ترکیبات مس‌دار در سیستم $Cu\text{-}H_2O\text{-}S\text{-}O_2\text{-}CO_2$ در دمای ^{oC} ۲۵ و فشار ۱ اتمسفر (Robb, 2004).

۶-۳- ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار

سنگ‌های آذرین در منطقه آبگاره به‌صورت گدازه‌های زیردریایی با ترکیب متفاوت به همراه سنگ‌های آذرآواری برونزد دارند. با توجه به این‌که سنگ‌های میزبان کانه‌زایی در منطقه سنگ‌های حدواسط تا مافیک هستند؛ لذا مطالعات زمین‌شیمیایی بر روی این سنگ‌ها اطلاعات مهمی را در رابطه با منشاء و ترکیب سنگ‌های منطقه در اختیار قرار خواهد داد. از این‌رو پس از مطالعات میدانی و نمونه‌برداری از سنگ‌های میزبان و کانسنگ‌های این منطقه، جهت بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب، از رگه‌ها و سنگ‌های موجود در محدوده معدنی، تعداد ۵ نمونه به روش XRF، ۱۲ نمونه به روش ICP-MS، ۲ نمونه به روش Fire Assay، در آزمایشگاه شرکت مواد معدنی زرآزما مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند که نتایج آن در پیوست ملاحظه می‌گردد. البته قابل ذکر است که میزان طلا با توجه به سطحی بودن نمونه‌ها، قابل ملاحظه نبوده و نیاز به بررسی‌های بیشتری دارد. علاوه‌بر این، برای دسترسی به تحلیل‌های صحیح‌تر و دقیق‌تر، سعی گردید از نتایج آنالیزهای شیمیایی صورت گرفته توسط شرکت زمین‌پویان فرآز آسیا که به روش ICP-MS در آزمایشگاه شرکت مواد

معدنی زرآزما تجزیه شده‌اند، نیز استفاده شود.

۶-۳-۱- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های زمین‌شیمیایی

قبل از استفاده از داده‌های حاصل از تجزیه‌های زمین‌شیمیایی در ترسیم نمودارها و پردازش آنها، تغییرات و تصحیحات مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I) و به درصد رساندن اکسیدهای اصلی و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO باید بر روی آنها اعمال گردد که در ادامه شرح داده می‌شود. لازم به یادآوری است که برای داده‌های سنسورد، به دلیل تعداد کم این گونه داده‌ها از روش جایگزینی ساده استفاده شده است. برای داده‌های کمتر از حد قابل ثبت، ۳/۴ حد قابل ثبت (با در نظر گرفتن روش تجزیه و آزمایشگاه) جایگزین شده است. قابل ذکر است که هیچ نمونه‌ای بالاتر از حد قابل ثبت گزارش نشده است.

۶-۳-۱-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I)

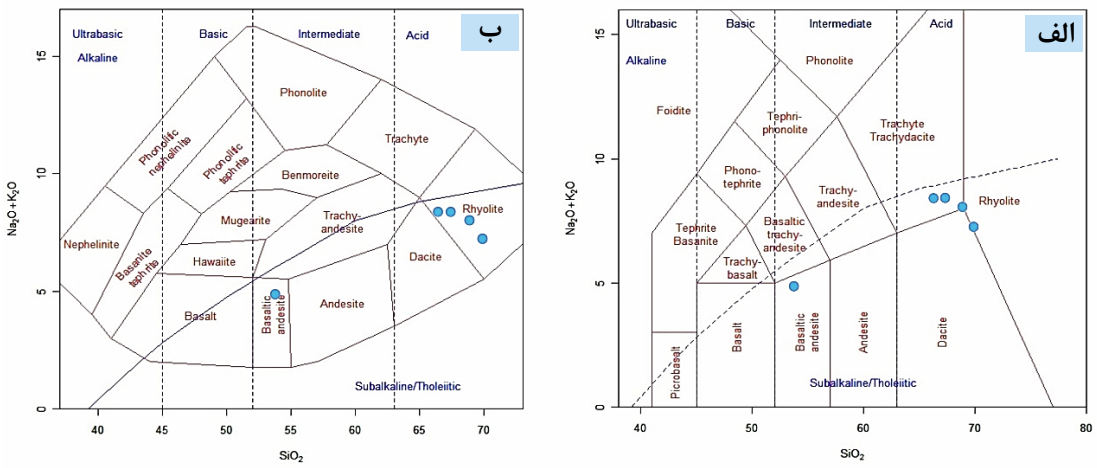
میزان مواد فرآر در سنگ‌های ماگمایی کم است و با وجود این، حضور این مواد در سنگ‌های آذرین عمدتاً ناشی از فرآیندهای ثانویه مانند دگرسانی و هوازدگی می‌باشد. به‌منظور حذف مواد فرآر برای هر نمونه سنگی، درصد L.O.I را از مقدار حاصل‌جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد به‌دست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدها در سنگی خواهد بود که مواد فرآر آن حذف شده است. سپس نسبت به‌دست آمده (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به‌صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، تا درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرآر محاسبه گردد.

۶-۳-۱-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO

به‌منظور تعیین دقیق مقادیر Fe_2O_3 و FeO (که در نتایج تجزیه به‌صورت آهن کل ارائه می‌شود) و همچنین برای استاندارد کردن مقدار آهن سه‌ظرفیتی سنگ‌های ماگمایی باید محاسبات عددی خاصی انجام داد. به کمک نمودار لومتر (۱۹۷۶) می‌توان مقدار Fe_2O_3 موجود در تجزیه شیمیایی سنگ‌های ماگمایی را تصحیح نمود (غفاری، ۱۳۸۹).

۶-۳-۲- طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین براساس نتایج تجزیه شیمیایی

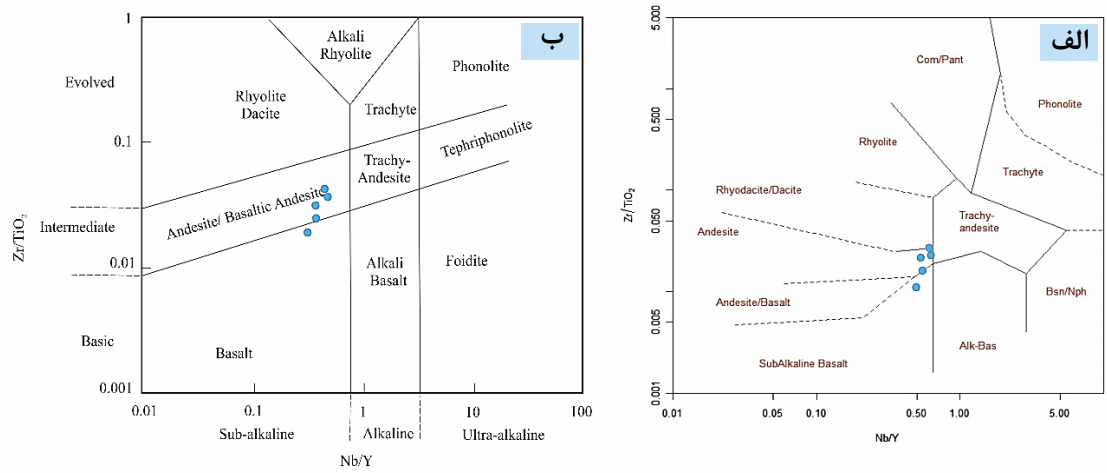
مهم‌ترین کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین است. این طبقه‌بندی به ما این امکان را می‌دهد تا درستی نام‌گذاری براساس مشاهدات میکروسکوپی را بررسی نموده و با قاطعیت و یقین بیشتری اظهار نظر نماییم. در اغلب طبقه‌بندی‌های زمین‌شیمیایی، درصد تعدادی از اکسیدها که در ساخت کانی‌های اصلی سنگ نقش اساسی دارند، مورد توجه قرار می‌گیرند. طبقه‌بندی‌های معمول برای سنگ‌ها، براساس نمودارهایی صورت می‌گیرد که در آنها دو یا چند اکسید اصلی در برابر یکدیگر قرار می‌گیرند. یکی از مهم‌ترین این نوع نمودارها، نمودار رده‌بندی Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 است که توسط پژوهشگران متعددی نظیر Le bas et al. (1986)، Cox et al. (1979) و ...، استفاده شده است. البته محدوده‌های تعریف شده برای سنگ‌ها ممکن است اندکی متفاوت باشد. Le bas et al. (1986) و Irvine and Baragar (1971)، نشان دادن که دلایل منطقی برای انتخاب SiO_2 و Na_2O+K_2O به‌عنوان مبنایی برای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین وجود دارد. زیرا مقدار SiO_2 به‌عنوان اصلی‌ترین اکسید سازنده سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین، خواص فیزیکی و ساختمانی مذاب را کنترل می‌کند (یوسفی، ۱۳۹۶). در طبقه‌بندی Le bas et al. (1986)، نمونه‌های منطقه عمدتاً دارای طیف ترکیبی تراکیت-تراکی‌داسیت، ریولیت و به میزان کمتر آندزیت بازالتی می‌باشد، ولی براساس رده‌بندی Cox et al. (1979)، اکثر سنگ‌های فوق‌الذکر در محدوده سنگ‌های ریولیتی واقع می‌شوند و فقط یک نمونه در محدوده آندزیت بازالتی جای گرفته است. در ضمن از ویژگی‌های بارز این نمودارها، وجود خط جداکننده‌ی محدوده آلکالن از ساب‌آلکالن/تولئیتی است که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ساب‌آلکالن/تولئیتی قرار گرفته‌اند.



شکل۶-۲- نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمودارهای TAS (Na_2O+K_2O/SiO_2)، الف) موقعیت نمونه‌های سنگی بر روی نمودار Le bas et al. (1986)، که در محدوده تراکیت-تراکی‌داسیت، ریولیت و آندزیت بازالتی قرار گرفته‌اند، ب) موقعیت نمونه‌های سنگی بر روی نمودار Cox et al. (1979)، که بیشتر نمونه‌ها در محدوده ریولیت و کمتر در محدوده آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند.

از آنجایی که استفاده از آنالیزهای شیمیایی، جهت تعیین نام‌گذاری و خصوصیات شیمیایی سنگ میزبان صورت گرفت؛ اما به‌علت دگرسانی شدید اغلب سنگ‌ها و با توجه به این‌که اکسیدهای قلیایی متحرک بوده و در برابر دگرسانی و هوازدگی ناپایدارند، در نمودارهای رسم شده، تمرکز مشخصی در محدوده سنگ‌ها نشان داده نشد. از این‌رو به‌منظور اطمینان از رده‌بندی انجام شده و تعیین ماهیت این سنگ‌ها از نمودارهای Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977؛ Pearce, 1996)، استفاده شد (شکل۶-۳). از ویژگی‌های این نمودارها استفاده از عناصر کمیاب کم‌تحرک در جدا کردن مرز بین ترکیبات سنگی است. زیرا عناصر Zr, Ti, Nb و Y جزو عناصر HFSE بوده و در برابر فرآیندهای ثانویه کم‌تحرک می‌باشند. بنابراین، این عناصر ابزار مفیدی جهت تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌ها به‌شمار می‌آیند (یوسفی، ۱۳۹۶). براساس این نمودارها، طیف ترکیبی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار آبگاره گرایش به سمت سنگ‌های با ترکیب بازالت و آندزیت نشان می‌دهند. چنانچه در پایین مشاهده می‌شود، با توجه به نام‌گذاری سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از روش‌های مختلف، نتایج تقریباً مشابهی را به نمایش می‌گذارند. به‌طور کلی تفاوت این نمودارها، می‌تواند در نحوه مرزبندی میدان‌های مختلف آنها باشد. در مجموع با توجه به مشاهدات صحرایی و سنگ‌شناسی و ملاحظات زمین‌شیمیایی نام بازالت و

آندزیت برای سنگ‌های منطقه مناسب و منطقی است.

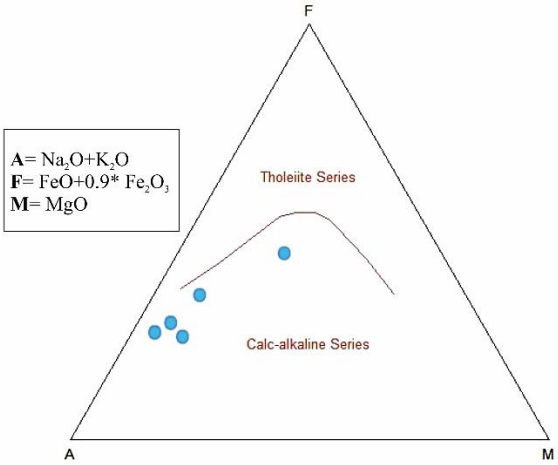


شکل۶-۳- نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانه‌زایی در نمودارهای دوتایی Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y، الف) موقعیت نمونه‌های سنگی بر روی نمودار Winchester and Floyd (1977)، که در محدوده بازالت و آندزیت قرار گرفته‌اند، ب) موقعیت نمونه‌های سنگی بر روی نمودار Pearce (1996)، که بیشتر نمونه‌ها در محدوده آندزیت-آندزیت بازالتی و کمتر در محدوده بازالت قرار می‌گیرند.

۶-۳-۳- تعیین سری ماگمایی مولد سنگ‌های منطقه

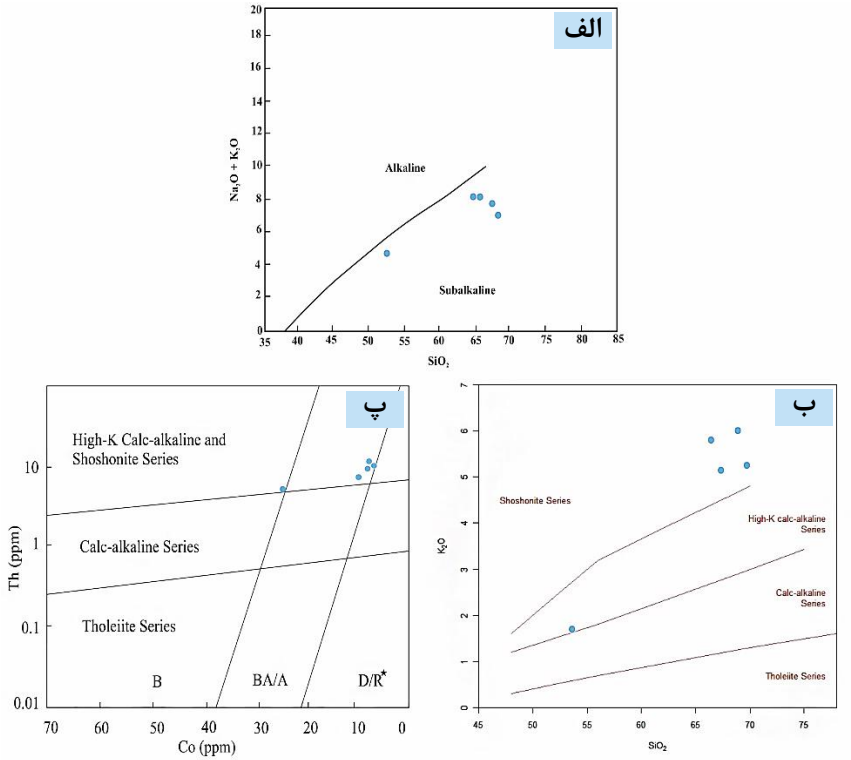
یکی از ره‌آوردهای مطالعات زمین‌شیمی، تعیین سری ماگمایی مولد سنگ‌های ناحیه و ارتباط بین آنها می‌باشد. برای تعیین این سری می‌توان براساس اختصاصات کانی‌شناسی و شیمیایی که از خود نشان می‌دهند به جدایش آنها اقدام نمود. بدین جهت از مقادیر اکسید عناصر اصلی برای این منظور استفاده شد. نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971)، تغییرات درصد آهن را در طول تفریق نشان می‌دهد و قادر است سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن و تولئیتی را از یکدیگر متمایز سازد (شکل۶-۴). این نمودار براساس درصد وزنی آلکالی‌ها (Na_2O+K_2O) و اکسیدهای آهن (FeO_t) و منیزیم (MgO) رسم شده است. از این نمودار چنین استنباط می‌شود که عموماً سنگ‌های سری تولئیتی در مراحل اولیه تفریق، تمایل شدیدی به غنی‌شدگی آهن از خود نشان می‌دهند. در حالی‌که، سری کالک‌آلکالن در عرض نمودار ظاهر می‌شود، زیرا تبلور اولیه اکسیدهای آهن و تیتانیم، از غنی‌شدگی نسبت به آهن در مرحله‌های بعدی جلوگیری می‌کند (خواجه‌زاده، ۱۳۸۸). بر این اساس، ماگمای مولد سنگ‌های آذرین منطقه از روند تفریق ماگمایی کالک‌آلکالن تبعیت می‌کند. این ماگماها معمولاً در کمان‌های قاره‌ای، در

مکان‌هایی که سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب بازالت و عمدتاً حدواسط (آندزیتی) هستند، بیشترین گسترش را دارند (Murphy, 2007). حضور کانی‌هایی نظیر کلینوپیروکسن (اوژیت)، هورنبلند و بیوتیت در این نوع ماگماها، نتایج حاصل از این نمودار را تأیید می‌کند (Wilson, 1989).



شکل۶-۴- نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) و ماهیت کالک‌آلکالن سنگ‌های آذرین منطقه.

پس از بررسی نمونه‌ها در نمودار مثلثی AFM، انطباق کلیه نمونه‌ها در گستره کالک‌آلکالن ملاحظه گردید. در نهایت به‌منظور بررسی بیشتر سری سنگ‌های آذرین منطقه از نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2، استفاده شد که برمبنای این نمودار تمام نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن واقع شدند (شکل۶-۵، الف). از طرفی Peccerillo and Taylor (1976)، سنگ‌های آتشفشانی را براساس مقادیر SiO_2 و به‌ویژه K_2O به تقسیمات جزئی‌تری تقسیم نمودند. بر این اساس، سنگ‌های منطقه مورد بررسی، در سری شوشونیتی و به ندرت در قلمرو سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا جای گرفتند. با توجه به گستردگی دگرسانی در سنگ‌های مورد مطالعه و از آنجایی‌که دگرسانی بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی اثر می‌گذارد، در این راستا از نمودار عناصر غیرمتحرک Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007)، استفاده شد. این نمودار برای سنگ‌های آتشفشانی که به‌شدت دگرسان شده‌اند و یا در معرض دگرسانی گرمابی قرار گرفته‌اند، طراحی شده است. براساس این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه به سری کالک‌آلکالن غنی از پتاسیم و شوشونیتی تعلق دارند. این نمودارها افزون بر شناسایی سری ماگمایی در شناخت سرگذشت ماگمای ایجادکننده نیز مؤثر هستند.

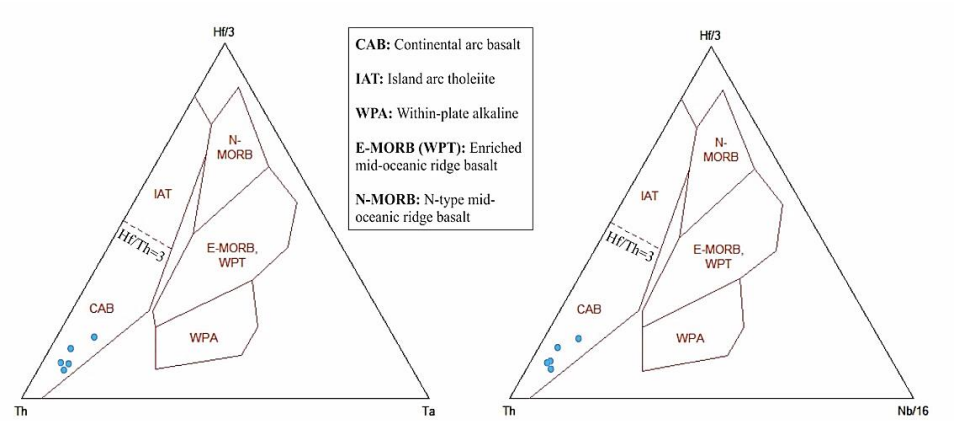


شکل۶-۵- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، الف) نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن، ب) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) و موقعیت سنگ‌ها در قلمرو سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی، پ) نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007؛ B: بازالت، BA/A: آندزیت بازالتی/آندزیت، D/R: داسیت/ریولیت (*: لاتیت و تراکیت هم می‌توانند در این محدوده قرار بگیرند)).

۶-۳-۴- تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های دربرگیرنده کانسار

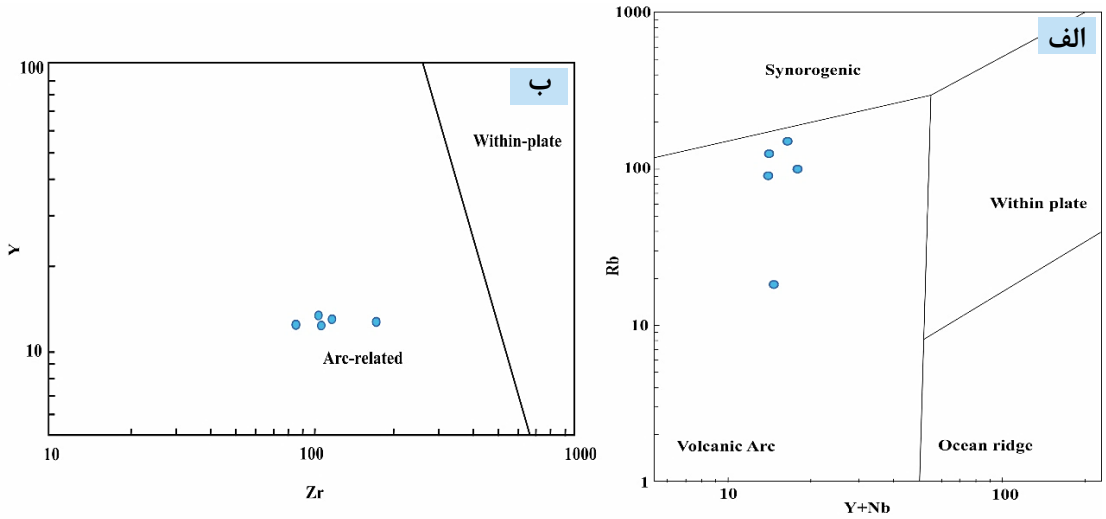
از آنجایی که ارتباط خاصی بین شیمی عناصر اصلی و کمیاب با محیط تکتونوماگمایی سنگ‌ها وجود دارد؛ امروزه از نمودارهای زمین‌شیمیایی برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌ها استفاده می‌شود. همان‌گونه که پیش‌تر عنوان شد، سنگ‌های منطقه دارای ترکیب حدواسط تا بازی با ویژگی‌های کالک‌آلکالن هستند که حجم اصلی سنگ‌ها را سنگ‌های آندزیتی تشکیل می‌دهند. Wood (1980)، بر پایه عناصر HFSE غیرمتحرک Th-Hf-Ta، یک نمودار تمایزی پیشنهاد کرد. براساس این نمودار تمامی نمونه‌ها در گستره کمان قاره‌ای (CAB) جای گرفته‌اند (شکل۶-۶). از آنجایی که نمونه‌ها نزدیک به رأس Th و زیر خط جداکننده Hf/Th=3 قرار گرفته‌اند، همه آنها دارای ماهیت کالک‌آلکالن هستند که طی فرآیند فرورانش و از مذاب‌های متأثر از پوسته اقیانوسی فرورونده حاصل شده‌اند. از این‌رو نتایج

حاصله با مطالعات صورت گرفته بر موقعیت تکتونیکی سنگ‌های پالئوژن کمربند ماگمایی البرز، مطابقت دارند.



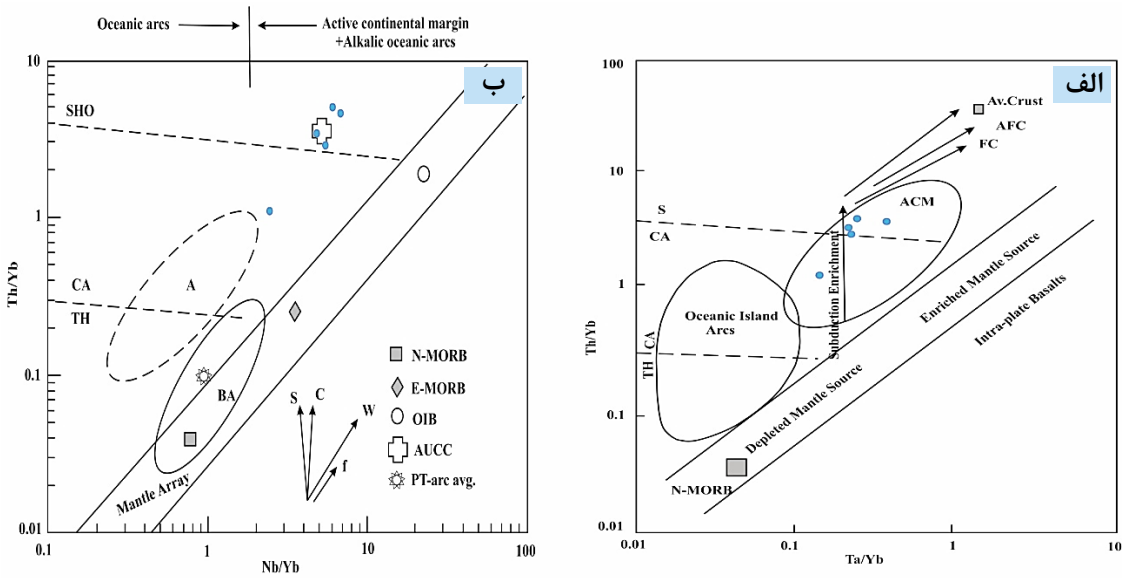
شکل۶-۶- نمودارهای مثلثی Wood (1980) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در گستره کمان قاره‌ای (CAB).

همچنین، در نمودار Rb در مقابل Y+Nb (du Bray, 2017)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار گرفته‌اند که احتمالاً در ارتباط با فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای تشکیل شده‌اند. از طرفی Muller and Groves (1993)، به منظور تفکیک محدوده‌های مرتبط با کمان ماگمایی از درون صفحه‌ای، نموداری را ارائه نمودند که در این راستا نمونه‌های مورد مطالعه در ارتباط با کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش می‌باشند (شکل۶-۷، ب).



شکل۶-۷- الف) نمودار Rb در مقابل Y+Nb (du Bray, 2017) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای، ب) تفکیک محدوده‌های کمان آتشفشانی از درون صفحه‌ای با استفاده از نمودار Muller and Groves (1993).

برای تفکیک قلمرو سنگ‌های حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) از جزایر قوسی اقیانوسی و همچنین تعیین تحولات ژنتیکی، نمودارهای ارائه شده توسط Pearce (1983) و Manikyamba et al. (2009) مورد استفاده قرار گرفت (شکل۶-۸، الف). در نمودار Pearce (1983)، با استفاده از روند غنی‌شدگی نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb می‌توان به محیط تکتونیکی حاکم در منطقه پی برد. لازم به‌ذکر است که این نسبت‌ها عموماً مستقل از تبلور تفریقی و یا ذوب‌بخشی عمل می‌کنند، بنابراین تغییرات منشاء و آلودگی آن را به‌خوبی نشان می‌دهد. جهت پیکان‌ها در این نمودار معرف روند غنی‌شدگی در اثر سیالات مشتق شده از لیتوسفر فرورونده در پهنه‌های فرورانش (Subduction Enrichment)، روند تغییر ترکیب گدازه‌ها تحت تأثیر فرآیندهای اختلاط ماگمایی و تفریق (FC) و همچنین روند تغییر ترکیب گدازه‌ها تحت تأثیر فرآیندهای اختلاط ماگمایی، تفریق و آلودگی (AFC) می‌باشد. در نمودار مذکور سنگ‌های آتشفشانی از لحاظ زمین‌شیمیایی با سنگ‌های سری شوشونیتی و کالک‌آلکالن محیط فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای قابل انطباق هستند. فرآیندهای مربوط به غنی‌شدگی داخل صفحه‌ای همراه با غنی‌شدگی مساوی از Th و Ta هستند، در حالی‌که فرآیندهای فرورانشی بیشتر، دارای Th و به میزان کمتر Ta می‌باشند (برگرفته از ناهیدی‌فر، ۱۳۹۳). از طرفی برای بررسی‌های بیشتر از نمودار ارائه شده توسط Manikyamba et al. (2009)، استفاده شد. در این نمودار Yb به‌عنوان یک فاکتور به‌هنجارکننده برای Nb و Th در نظر گرفته می‌شود. این عناصر ابزاری برای ارزیابی سهم عناصر کمیاب گوه گوشته‌ای در منطقه فرورانش فراهم می‌کند. علاوه‌بر این در سیالات مشتق شده از گوه گوشته‌ای در مناطق فرورانش با افزایش مقدار Th/Yb و کاهش مقدارNb/Yb مواجه هستیم. لازم به‌ذکر است که مقادیر بالای Th در این سنگ‌ها می‌تواند تحت تأثیر دو عامل آلودگی ناشی از آلایش با پوسته بالایی و تأثیر سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده باشد.

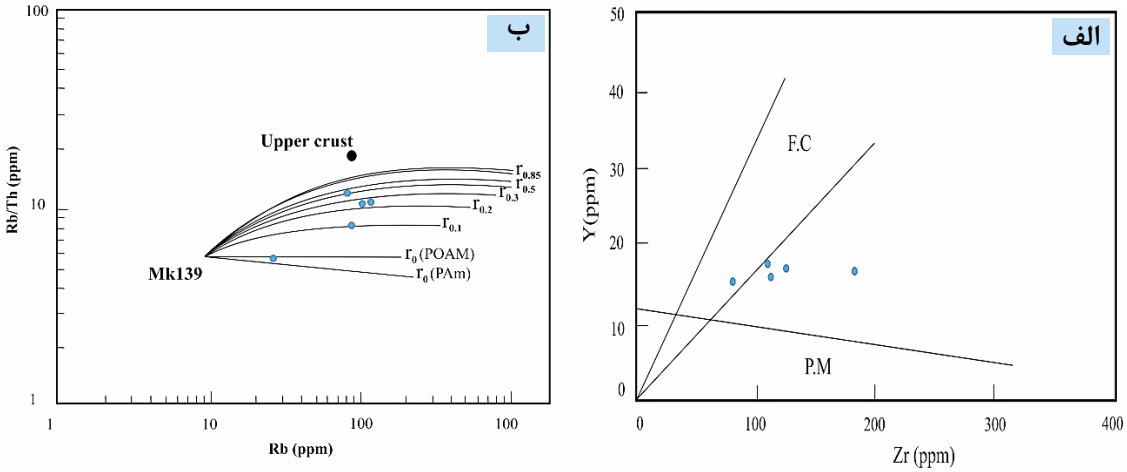


شکل۶-۸- الف) جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه و تفکیک قلمرو سنگ‌های حاشیه فعال قاره (ACM) از جزایر قوسی اقیانوسی (Pearce, 1983) ب) نمودار Th/Yb در برابرNb/Yb (Manikyamba et al., 2009).

۶-۳-۵- عوامل مؤثر بر ماگماتیسم در منطقه مورد مطالعه

ماگماهای حاشیه فعال قاره‌ای از عوامل زیادی تأثیر می‌پذیرند که در این بین می‌توان به تبلور تفریقی، ذوب‌بخشی، گوه گوشته‌ای، ورقه اقیانوسی فرورونده، رسوبات فرورونده، سیالات در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای اشاره نمود. لذا برای تعیین نقش تبلور تفریقی و ذوب‌بخشی از نمودار Y در برابر Zr استفاده شده است (Abdollah et al., 1997). براساس این نمودار تبلور تفریقی در تحول سنگ‌های منطقه نقش داشته است. در پدیده ذوب‌بخشی (P.M)، همراه با افزایش مقدار Zr، Y کاهش می‌یابد. در حالی که در پدیده تبلور تفریقی (F.C)، تغییرات مقدار Zr به مقدارY نسبت مستقیم دارند و با افزایش Zr، Y افزایش می‌یابد. همچنین از نمودار پتروژنتیکی AFC ارائه شده توسط Keskin et al. (1998)، برای تعیین هضم و تبلور تفریقی استفاده شد. لازم به‌ذکر است که Rb و Th تنها عناصری هستند که تحت تأثیر تبلور مجموعه‌های آبدار یا بدون آب قرار نمی‌گیرند و مقدار آنها در سنگ‌های پوسته‌ای به مراتب از گدازه‌های بازیک بیشتر می‌باشد. در این نمودار Rb بر روی محور افقی به‌عنوان شاخص تفریق قرار می‌گیرد و درجات متفاوت تبلور تفریقی را در مقابل مقادیر مختلف r نشان می‌دهد. r نشان‌دهنده سرعت هضم به‌سرعت تبلور تفریقی می‌باشد که هرچه ترکیب سنگ‌ها به ترکیب

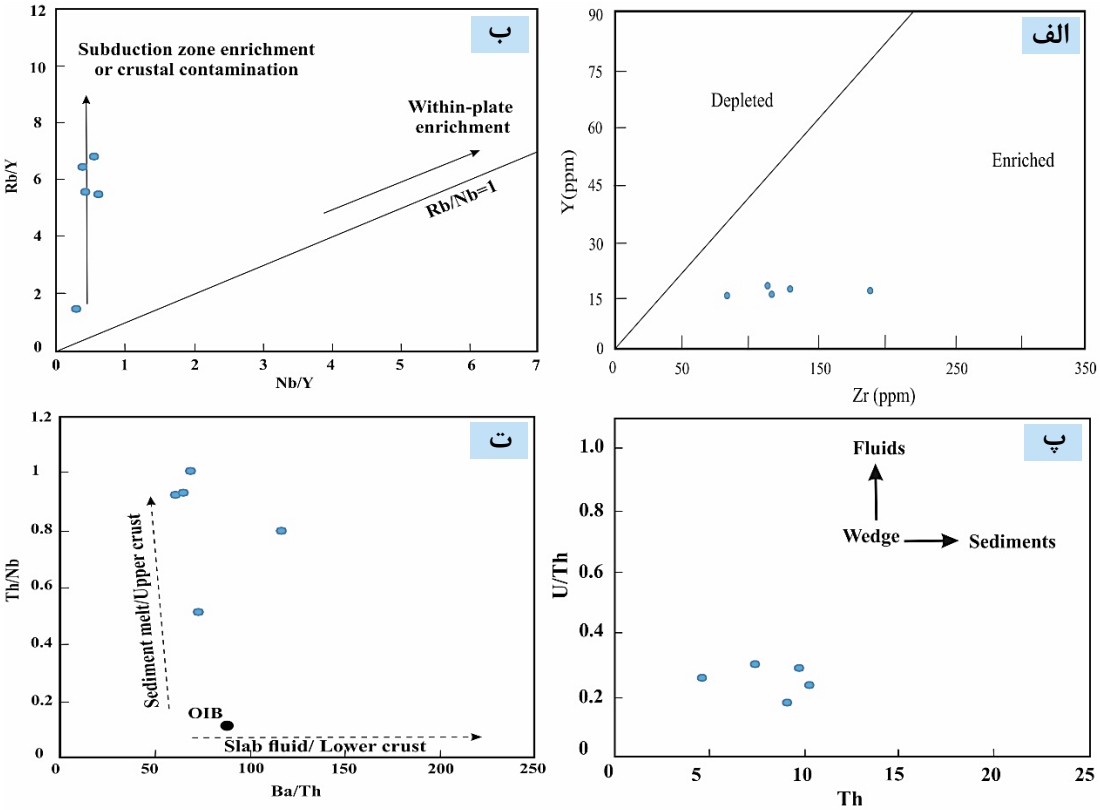
پوسته نزدیک‌تر باشند، مقادیر بالاتری از r را در بر می‌گیرند. با توجه به این‌که سنگ‌های مورد مطالعه r_0 تا $r_{0.5}$ قرار گرفته‌اند، لذا براساس این نمودار ماگمای سازنده سنگ‌ها از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای غنی شده واقع در بالای ورقه اقیانوسی فرورونده که ضمن تبلور تفریقی، تا حدودی متحمل آلایش پوسته‌ای شده باشد، نشأت گرفته است.



شکل۶-۹- الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Y در برابر Zr (Abdollah et al., 1997) و نقش تبلور تفریقی در شکل‌گیری سنگ‌های منطقه، ب) مدل پتروژنتیکی AFC (Keskin et al., 1998) و سهم آلایش پوسته‌ای در به وجود آمدن سنگ‌های منطقه.

همچنین، برای تعیین غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی منبع نمونه‌ها، نمودار Y در برابر Zr (Sun and McDonough, 1989) مورد استفاده قرار گرفت که غنی‌شدگی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. همان‌طور که می‌دانیم، ماگماهای حاشیه فعال قاره‌ها درجات بالاتری از غنی‌شدگی را نشان می‌دهند که احتمالاً ناشی از تأثیر مشترک سرچشمه گرفتن از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده و آلایش پوسته‌ای باشد. لذا برای تشخیص غنی‌شدگی به‌وسیله سیالات در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در موقعیت درون‌صفحه‌ای می‌توان از نمودار ارائه شده توسط Temel et al. (1998)، استفاده نمود. روندهای عمومی در این نمودار در نتیجه غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای به‌وجود می‌آید و بدین ترتیب میزان Rb در نسبت Rb/Y بالا می‌رود. در صورتی که در موقعیت غنی‌شدگی درون صفحه‌ای روندی مثبت بین Rb و Nb نشان می‌دهند که برابر با ۱ است. با پیاده کردن مقادیر مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار، روند عمودی

داده‌ها به‌وضوح قابل مشاهده می‌باشد. بنابراین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه خصوصیات غنی‌شدگی به‌وسیله محلول‌های فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای را از خود بروز می‌دهند. یکی دیگر عوامل مؤثر در تعیین ژنز سنگ‌های منطقه، رسوبات فرورانده شده می‌باشد. از آنجایی که Th در تعیین نقش رسوبات فرورانده در سیستم کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش، از اهمیت به‌سزایی برخوردار است، برای تعیین نقش رسوبات فرورانده شده از نمودار U/Th در برابر Th (Hawkesworth et al., 1997)، استفاده شد. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه میزان نسبتاً بالایی Th و نسبت پایینی از U/Th را نشان می‌دهند که احتمالاً ناشی از نقش رسوبات فرورانده در تشکیل ماگمای مادر این سنگ‌ها است (شکل۶-۱۰، پ). همچنین برای بررسی ذوب رسوبات بالایی و ذوب صفحه‌ای پوسته پایینی از نمودار پیشنهاد شده توسط Orozco-Esquivel et al. (2007)، استفاده شد. مقادیر بالای Th/Nb و پایین Ba/Th نیز نمایانگر گسترش شرکت مواد پوسته بالایی در به وجود آوردن سنگ‌ها می‌باشد. در واقع مقدار این نسبت‌ها می‌تواند نشان‌دهنده شدت شرکت محصولات زون فرورانش (محلول‌ها و مواد مذاب) و یا مواد پوسته‌ای در ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌ها باشد. بنابراین با توجه به نمودارهای زمین‌شیمیایی عنوان شده، ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه هم تأثیرات سیالات آزاد شده از پوسته فرورونده اقیانوسی و هم تأثیرات هضم پوسته‌ای را نشان می‌دهند.



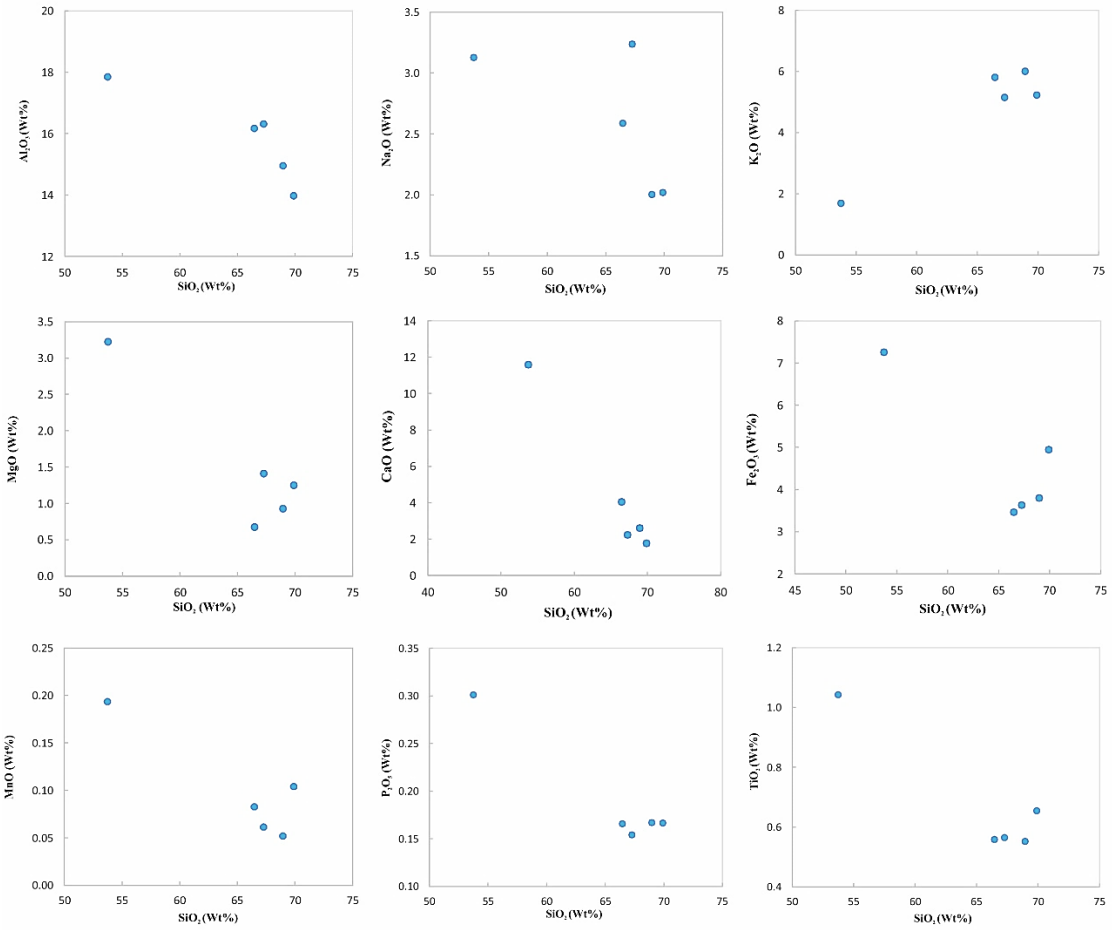
شکل۶-۱۰- الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Y در برابر Zr (Sun and McDonough, 1989)، ب) نمودار Rb/Y در برابر Nb/Y که نمونه‌های منطقه دارای روند عمودی در این نمودار هستند. این مسئله بیانگر دخیل بودن آلودگی پوسته‌ای در به‌وجود آمدن سنگ‌های منطقه می‌باشد (Temel et al., 1998)، پ) تعیین نقش رسوبات فرورانده با استفاده از نمودار U/Th در برابر Th (Hawkesworth et al., 1997)، ت) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Th/Nb در برابر Ba/Th (Orozco-Esquivel et al., 2007).

۶-۳-۶- بررسی تغییر و تحولات زمین‌شیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات

در نگاه نخست، هر جدول از داده‌های زمین‌شیمیایی ممکن است نشان‌دهنده تغییراتی تقریباً درک ناشدنی از تک‌تک عناصر باشد. یکی از وظایف اصلی زمین‌شیمیدان‌ها ابداع روشی برای ساده و خلاصه کردن تغییرات میان هر یک از عناصر می‌باشد؛ به‌گونه‌ای که روابط بین تک‌تک عناصر را به‌توان تشخیص داد. نمودار تغییرات از جمله روش‌هایی است که اهمیت آن در بررسی داده‌های زمین‌شیمیایی به اثبات رسیده است و می‌تواند حجم بزرگی از اطلاعات عددی را گویا و خلاصه نماید. این نمودار یک نمودار دو متغیره است که جهت بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و تحولات سنگ‌شناسی به‌کار می‌رود. این‌گونه نمودارها را آلفرد هارکر از سال ۱۹۰۹ در کتاب "تاریخ طبیعی سنگ‌های آذرین" مرسوم کرد

و نوعی خاص از نمودارهای تغییرات است که SiO_2 به‌عنوان پارامتر ترسیمی برای بسیاری از سری‌های سنگ‌های آذرین در امتداد محور x پیاده می‌شود (مُر و مدبّری، ۱۳۸۴). مرسوم است که از انسجام زمین‌شیمیایی قوی میان عناصر اصلی برای نشان دادن وجود فرآیندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب‌بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلایش و هضم پوسته‌ای که روابط میان عناصر اصلی را توضیح می‌دهد، استفاده نمود. در تفسیر روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات باید جانب احتیاط را رعایت نمود. زیرا ممکن است در اثر عملکرد فرآیندهای متفاوت، روندهای مشابهی دیده شود. روند پیوسته تغییرات اکسیدهای اصلی در این نمودارها، به‌عنوان شاهدی مبنی بر روند تحول شیمیایی ماگما و مُبین خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری از زمان تشکیل تا جایگزینی می‌باشد. همچنین از الگوی پراکندگی نقاط بر روی این نمودارها، جهت تعیین وابستگی یا عدم وابستگی سنگ‌ها به یکدیگر و منشاء آنها کاربرد دارد. با توجه به نمودارهای هارکر ترسیم شده برای نمونه‌های مورد مطالعه، با افزایش SiO_2 بعضی از اکسیدهای عناصر اصلی نظیر Al_2O_3، TiO_2، MgO، CaO، Fe_2O_3، MnO و P_2O_5 روند نزولی و مقادیر K_2O روند صعودی محسوسی را از سنگ‌های بازالتی به سمت آندزیتی نشان می‌دهند که می‌تواند شاهدی بر وقوع تفریق یافتگی پیوسته از مذاب اولیه باشد. این تغییرات با تبلور کانی‌هایی نظیر اولیوین، پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و پلاژیوکلازها توجیه‌پذیر است. لذا ماگمای مادر دارای ترکیب بازالتی بوده است که می‌تواند در اثر جایگزینی در پوسته و ذوب‌بخشی پوسته از پتاسیم، سدیم، آب و ...، غنی شده باشد و به یک ماگمای آندزیتی غنی از پتاسیم تحول پیدا کرده باشد. K_2O جزو عناصر ناسازگار محسوب می‌شود که با افزایش میزان SiO_2، ماگما روندی افزایشی را نشان می‌دهد. از طرفی این روند در Na_2O خیلی واضح نیست و پراکندگی ضعیفی را نشان می‌دهد که می‌تواند در حین صعود ماگما، تحت تأثیر فرآیندهای جدایشی (تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و هضم)، دستخوش تغییر شده باشد. با توجه به سنگ‌شناسی سنگ‌های مورد مطالعه، به‌نظر می‌رسد که Al_2O_3 در ساخت کانی‌های هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز شرکت کرده است، لذا متناسب با سهم هر یک از کانی‌های نام‌برده و ترکیب آنها مقدار Al_2O_3 می‌تواند تغییر کند. از آنجایی که با افزایش تفریق‌یافتگی مقدار

کانی‌های مافیک و به‌خصوص پلاژیوکلازهای کلسیک کاهش می‌یابد، مقدار Al_2O_3 نیز کاهش می‌یابد. در نمونه‌هایی که مقدار CaO به بیشترین حد خود می‌رسد، وجود مقدار قابل ملاحظه CaO در این سنگ‌ها با وجود کلینوپیروکسن (اوژیت)، هورنبلند و مقدار قابل توجهی پلاژیوکلاز کلسیک قابل توجیه است. روند نزولی تغییرات CaO در برابر SiO_2، وابسته به مقدار کانی‌های ذکر شده می‌باشد، بدین صورت که با افزایش تفریق و کاهش مقدار کانی‌های نام‌برده به استثنای کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت مقدار CaO کاهش می‌یابد. با کاهش مقدار MgO، به دلیل مشارکت آن در تبلور کانی‌های فرومنیزین و باقی ماندن SiO_2 در مذاب، غلظت SiO_2 از سنگ‌های بازالتی تا آندزیتی افزایش می‌یابد که معرف تفریق‌یافتگی پیوسته از مذاب اولیه می‌باشد. طی فرآیند تفریق‌یافتگی بیشتر میزان Fe_2O_3 با افزایش Si_2O روند نزولی مشخصی را نشان می‌دهد. همان‌طور که می‌دانید، Fe^{+2} دارای شعاع یونی نزدیک به Mg می‌باشد و در طول مراحل اولیه تفریق در شبکه بلوری اولیوین و پیروکسن وارد می‌شود. بنابراین با تبلور این کانی‌ها در مراحل اولیه تفریق و فقیر شدن ماگما از Fe_2O_3، مقدار آن در ماگمای باقی‌مانده کاهش می‌یابد و سبب ظهور روند نزولی می‌شود. در مورد کاهش TiO_2 و P_2O_5 نیز باید گفت که همزمان با تشکیل کانی‌های کلینوپیروکسن و هورنبلند در طول تبلور تفریقی، میزان این اکسیدها در ماگما نیز کاهش می‌یابد.



شکل۶-۱۱- تغییر روند مقادیر اکسیدهای اصلی در نمودارهای هارکر سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده کانسار آبگاره.

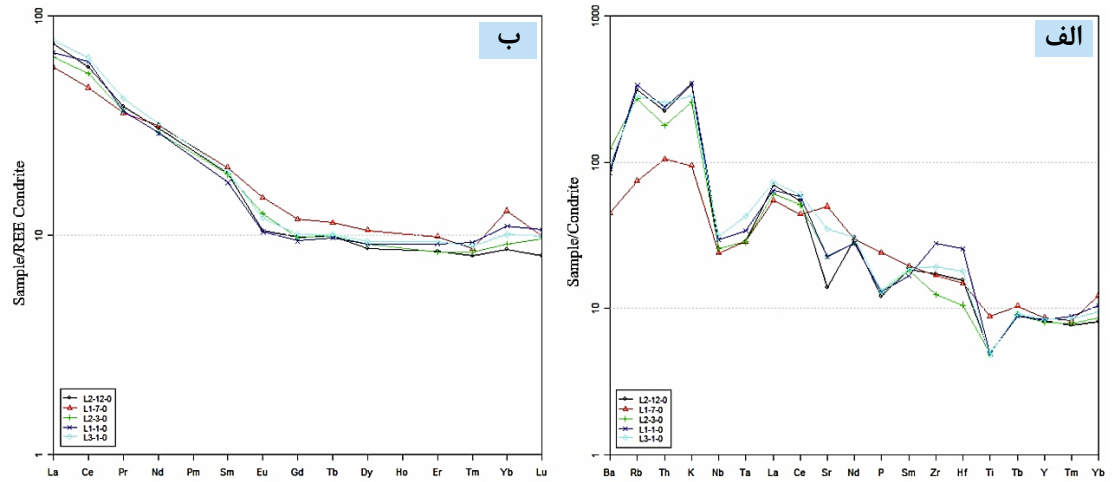
۶-۳-۷- زمین‌شیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

الگوی پراکندگی عناصر کمیاب و نادر خاکی برای تفسیر تاریخچه تشکیل و ژنز کانسارها کاربرد زیادی دارد. کانسارهایی که توسط سامانه‌های گرمابی تشکیل می‌شوند دارای ترکیباتی از عناصر کمیاب بوده که منعکس‌کننده شرایط حمل و ته‌نشینی توسط محلول‌های گرمابی می‌باشند. جهت برآورد فراوانی عناصر کمیاب ناسازگار در کره زمین اولیه، فراوانی این عناصر به‌صورتی قانونمند شده‌اند. لازم به ذکر است که این عناصر براساس نسبت بار به اندازه به دو دسته قابل تقسیم هستند: ۱) کاتیون‌های کوچک با بار زیاد: کاتیون‌های با قدرت میدان بالا (HFSE) که دارای پتانسیل یونی بالاتر از ۲ و شامل عناصر Sc، Th، Zr، Hf، Ti، Nb، Ta، U، Pb و REE و ۲) کاتیون‌های بزرگ با بار کم: کاتیون‌های با قدرت میدان پایین (LFSE) یا عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILE) که دارای پتانسیل یونی کمتر از ۲ و شامل

عناصر Rb، Cs، Eu، Sr، Ba و K می‌باشند. از این‌رو، غلظت عناصر LILE را به‌عنوان تابعی از رفتار فاز سیال در نظر می‌گیرند، در حالی‌که غلظت HFSE توسط شیمی منشاء و فرآیندهای بلور-مذاب در هنگام تکوین سنگ کنترل می‌شود (مُر و مدبّری، ۱۳۸۴). همان‌طور که می‌دانیم عناصر نادر خاکی، به‌عنوان بهترین ردیاب و شناساگر برای عملکردهای زمین‌شناسی به‌شمار می‌آیند که در مسائل پتروژنتیکی از جمله بررسی تحول سنگ‌های آذرین در طی ذوب‌بخشی پوسته یا مواد گوشته‌ای، تبلور تفریقی و یا مخلوط شدن ماگماها، بیشترین کاربرد را دارند. شعاع یونی این عناصر با افزایش عدد اتمی از La^{+3} تا Lu^{+3} کاهش می‌یابد. از طرفی، عناصر نادر خاکی به دو دسته قابل تقسیم هستند که در این بین عناصر با عدد اتمی پایین را عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و با عدد اتمی بالا را عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) می‌نامند. افزون بر این، عناصر LREE نسبت به عناصر HREE تحرک کمتری دارند (Chiristidis, 1998) که به‌سبب اندازه نسبتاً بزرگ LREEها، این عناصر تاحدی ناسازگارتر از HREEها می‌باشند. در نهایت برای شناخت بهتر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، داده‌های عناصر به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Thompson,1982; Boyntch, 1984) و گوشته اولیه (Sun and Mcdonogh, 1989) مورد استفاده قرار گرفت. این نمودارها جهت بررسی میزان تغییر و تحولات ماگمای مولد نسبت به ماگماهای اولیه و همچنین منشاء و قرابت‌های ژنتیکی آنها از اهمیت خاصی برخوردارند. بنا به عقیده Thompson (1982)، به‌هنجارسازی عناصر با مقادیر گوشته اولیه مبتنی بر ارقام تخمینی است، لذا به‌هنجار کردن با مقادیر کندریتی بر مقادیر گوشته اولیه ارجحیت دارد (مُر و مدبّری، ۱۳۸۴). از این‌رو، بر پایه داده‌های به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Thompson,1982)، این نمودار بی‌هنجاری مثبت Ba، Th و Rb و بی‌هنجاری منفی Ta، Ti و Nb از خود نشان می‌دهد که از ویژگی‌های محیط کمان آتشفشانی است. معمولاً Rb، Ba و Th در فلدسپات‌ها تمرکز پیدا می‌کنند که در مراحل پایانی تفریق ماگما بر مقدار آنها افزوده می‌گردد و در نتیجه سبب تمرکز فزاینده این عناصر در ماگماهای تفریق‌یافته می‌شود. از طرف دیگر Y در کانی‌های مافیک مثل بیوتیت، هورنبلند و اوژیت تمرکز پیدا می‌کند و با افزایش روند تفریق، مقدار این کانی‌ها کاسته می‌شود

و در نتیجه فراوانی این عناصر نیز کاهش می‌یابد (خواجه‌زاده، ۱۳۸۸). از آنجا که عناصر Ta، Ti و Nb در بخش‌های پوسته‌ای زمین اندک هستند؛ بنابراین آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های مشتق شده از گوشته در طول صعود و جایگیری در سطوح بالا سبب ایجاد بی‌هنجاری منفی در نمونه‌ها می‌شود که این بی‌هنجاری منفی بیانگر انحلال کمتر این عناصر در سیالات انتقال‌دهنده است (غفاری، ۱۳۸۹). لازم به‌ذکر است که با توجه به الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت‌ها (Boyntch, 1984)، در حالت کلی شاهد غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین هستیم. در این نمودار، شیب عناصر نادر خاکی از LREE تا Eu رو به پایین است، اما از Eu به سمت HREE الگوی عناصر به صورت مسطح دیده می‌شود و حتی به سوی HREEها شیب تاحدودی رو به بالا می‌باشد که این امر نشان دهنده جدایش HREE نسبت به LREE است (Prowatke and Klemme, 2006). می‌توان گفت که در طی تفریق ماگمایی به‌علت ناسازگاری عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین، این عناصر در مذاب باقی‌مانده و غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند. Franceschelli et al. (2003)، معتقدند که غنی‌شدگی LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE، یکی از ویژگی‌های مهم ماگماتیسم در محیط‌های فرورانش می‌باشد و می‌تواند در منابع ماگمایی حاصل از فرورانش ورقه اقیانوسی و گوشته متاسوماتیسم شده بالای ورقه فرورانده شده که متحمل تبلور تفریقی، هضم و آلایش با مواد پوسته‌ای شده، مشاهده شود و این درحالی است که HREE و HFSE در منبع باقی می‌مانند. یکی از پارامترهای مهمی که تمرکز عناصر کمیاب را کنترل می‌کند مقدار pH (علاوه‌بر ترکیب شیمیایی محلول) است که مقدار آنها با کاهش pH، افزایش می‌یابد. لازم به ذکر است که در حین فروشست عناصر نادر خاکی، pH و دمای سیال گرمابی مهم‌ترین عامل تعیین‌کننده نحوه جذب این عناصر در سطوح کانی هستند. pH پایین و دمای زیاد از شرایط جذب مستقیم در سطح کانی محسوب می‌شود که در این صورت جذب REEهای با ظرفیت پایین و شعاع یونی بزرگ افزایش می‌یابد، در این حالت غلظت عناصر نادر خاکی سبک افزایش یافته و سبب ایجاد بی‌هنجاری منفی Eu سیال و بی‌هنجاری مثبت در La و Ce می‌شود. گفته می‌شود که می‌توان

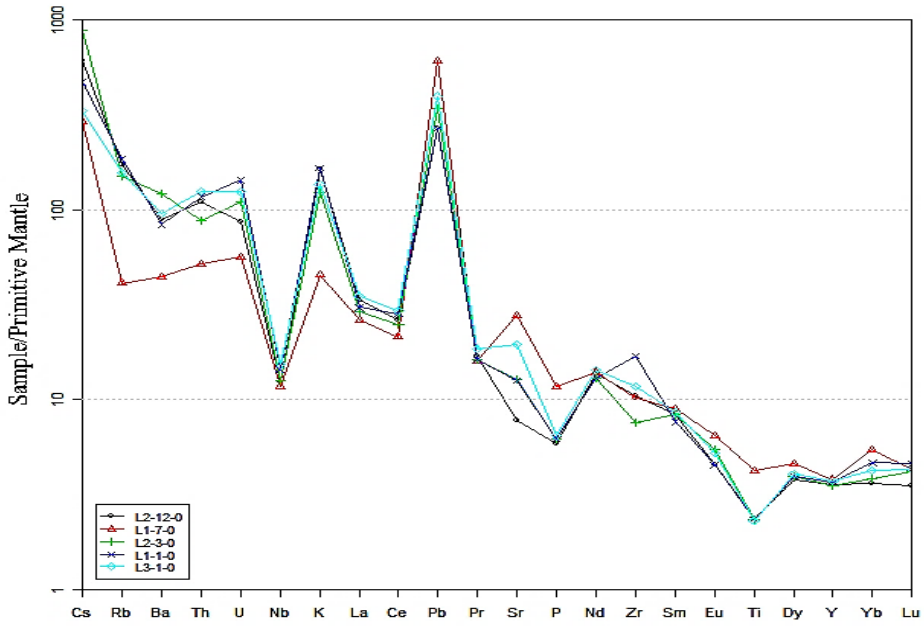
از بی‌هنجاری Ce در جهت تشخیص بین محیط آب‌های احیایی و اکسیدی استفاده کرد. لذا بی‌هنجاری‌های مثبت دیده شده در نمونه‌های آنالیز شده دلیلی بر شرایط اکسیدان محیط می‌باشد. بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌های منطقه نیز بیانگر جدایش پلاژیوکلاز از مذاب در اعماق طی فرآیند تفریق و یا منشاء گرفتن از عمقی باشد که فلدسپار وجود ندارد و همچنین فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور ماگما بالا باشد (Weaver and Tarney, 1984).



شکل۶-۱۲- الف) غلظت عناصر کمیاب به‌هنجار شده نسبت به ترکیب شخانه‌های کندریتی (Thompson, 1982)، ب) غلظت عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت‌ها (Boyntch, 1984) که نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE و الگوی تقریباً مسطح HREE.

در نهایت پس از بررسی داده‌ها در نمودارهای به‌هنجار شده نسبت به کندریت، به‌منظور بررسی بیشتر انطباق کلیه داده‌ها در الگوی تغییرات عناصر کمیاب، نمودار به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mcdonogh, 1989) مورد استفاده قرار گرفت. در این نمودار عناصر HFSE، REE و LILE براساس افزایش سازگاری با گوشته اولیه از چپ به راست در عرض نمودار مرتب شده‌اند. این نمودار نسبت به عناصری مانند K، Th، U، Sr، Cs و Pb غنی‌شدگی نشان می‌دهند که بنا به نظر Davidson (1996)، این غنی‌شدگی، ناشی از آلودگی گوه گوشته‌ای به رسوبات و مواد سطحی از طریق پوسته اقیانوسی فرورونده بوده است. چرا که در مناطق فرورانش سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده که از LILE غنی هستند، به گوه گوشته‌ای افزوده می‌شوند (یوسفی، ۱۳۹۶). قابل ذکر است که غنی‌شدگی

از عناصر Pb، Sr و K حاکی از منشاء گرفتن از گوشته غنی‌شده در نرخ ذوب کم و دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین ماگمای مولد سنگ‌های منطقه می‌باشد. به‌علاوه، غنی‌شدگی این سنگ‌ها نسبت به Cs نشانه متاسوماتیسم منشاء در اثر سیال‌های آزاد شده از لیتوسفر اقیانوسی در حال فرورانش است. در ضمن این نمودار از عناصری مانند Nb، Ti، P و Ba تهی‌شدگی قابل توجهی را نشان می‌دهد که با توجه به عدم شرکت Nb و Ti در فرآیندهای مربوط به ذوب‌بخشی، ماگمای تولید شده در گوه گوشته‌ای، نسبت به این عناصر تهی‌شدگی دیده می‌شود و از ویژگی‌های حاشیه قاره‌ای به‌شمار می‌آید. معمولاً بلورهای هورنبلند، اکسیدهای آهن و مگنتیت و همچنین آپاتیت این عناصر را در خود جای می‌دهند و جدایش آنها از مذاب، این تهی‌شدگی‌ها را به وجود می‌آورد (غفاری، ۱۳۸۹). در کل با توجه به نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و نتایج حاصل از مطالعات سنگ‌شناسی و صحرایی بیان شده در فصل‌های پیشین، می‌توان گفت که منشاء ماگمای سازنده سنگ‌ها از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای واقع در بالای ورقه اقیانوسی فرورونده و تا حدودی متاسوماتیسم شده تحت تأثیر محلول‌های آزاد شده از لیتوسفر فرورونده در پهنه‌های فرورانش است که ضمن تبلور تفریقی، با عبور از پوسته قاره‌ای تا حدودی متحمل آلایش پوسته‌ای شده است.



شکل۶-۱۳- غلظت عناصر کمیاب به‌هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and Mcdonogh, 1989) و

نمایش بی‌هنجاری مثبت عناصر ناسازگار سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) و بی‌هنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE).

۶-۳-۸- زمین‌شیمیایی دگرسانی‌های گرمابی

ماهیت دگرسانی گرمابی و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آن، اهمیت زیادی در اکتشاف کانسارهای گرمابی دارد. از آنجا که این دگرسانی‌ها با تغییرات کانی‌شناسی، شیمیایی و بافتی سنگ دیواره مشخص می‌شوند، با تشکیل کانی‌های گرمابی متنوعی همراه هستند که اغلب به تغییرات دما و pH حساس بوده و می‌توانند اطلاعات مفیدی را درباره ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال منطقه ارائه کنند. برای درک بهتر فرآیندهای دگرسانی گرمابی و تغییرات زمین‌شیمیایی ایجاد شده مرتبط با سامانه‌های گرمابی می‌توان علاوه‌بر بررسی‌های کانی‌شناسی از داده‌های تجزیه شیمیایی کل سنگ و نمودار جعبه‌ای دگرسانی که تلفیقی از شاخص دگرسانی ایشی‌کاوا (AI) و شاخص دگرسانی کلریت-کربنات-پیریت (CCPI) است، استفاده نمود. اگرچه این نمودار برای بررسی کانسارهای سولفید توده‌ای مطرح و مورد استفاده قرار گرفته است، با این حال مطالعات انجام شده حکایت از قابلیت استفاده آنها در بررسی و توصیف دگرسانی‌های کانسارهای رگه‌ای دارد. شاخص ایشی‌کاوا به منظور بیان کمی شدت دگرسانی کلریتی و سریسیتی در کانسارهای سولفید توده‌ای نوع کوروکو معرفی شد و سپس همراه با شاخص دگرسانی CCPI توسط Large et al. (2001) و Gemmell and Large (1976)، برای بررسی دگرسانی این دسته از کانسارها مورد استفاده قرار گرفت.

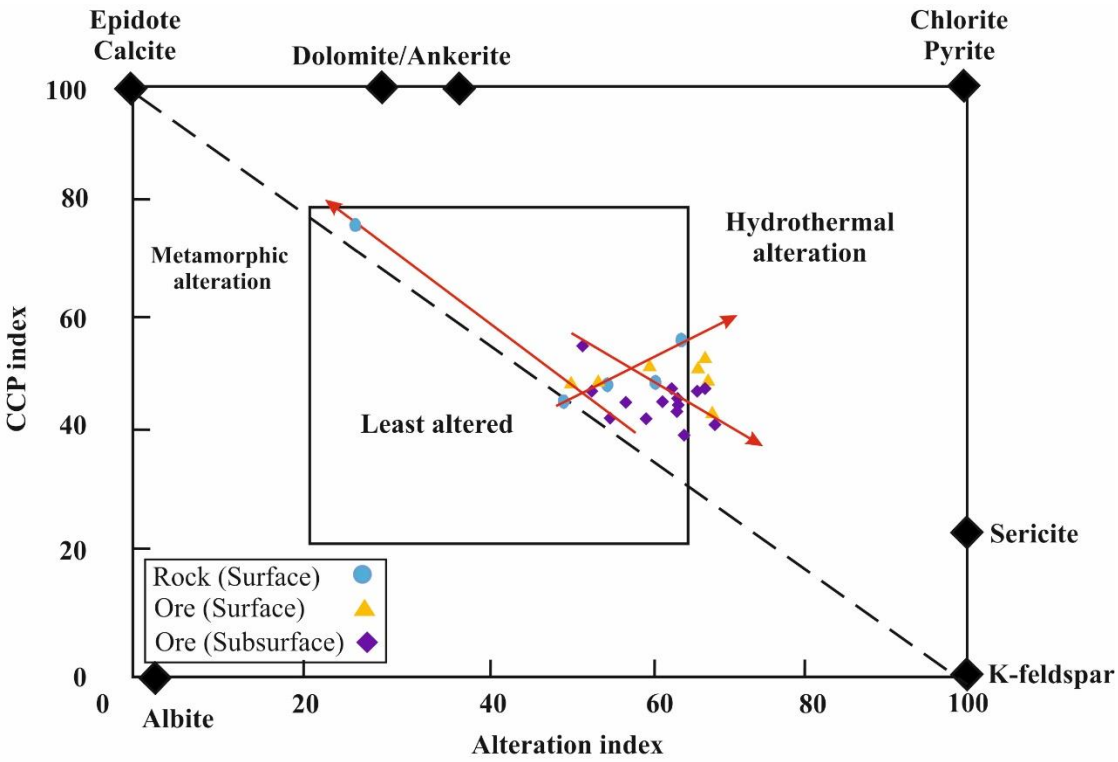
$$AI = 100*(K_2O + MgO)/(K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$$

همان‌طور که بیان گردید، شاخص ایشی‌کاوا بیانگر نسبت عناصر اصلی کاسته شده و افزوده شده در طی دگرسانی‌های کلریتی و سریسیتی است. از آنجا که این شاخص در محاسبه دگرسانی کربناتی و جداسازی دگرسانی کلریتی و سریسیتی از یکدیگر ناتوان است، لذا از شاخص دگرسانی کلریت-کربنات-پیریت استفاده می‌شود که قادر به تعیین MgO و FeO افزوده شده به سنگ در طی جانشینی کلریت به‌جای آلبیت، فلدسپات پتاسیم و سریسیت می‌باشد.

$$CCPI = 100*(MgO + FeO_{total})/(MgO + FeO_{total} + Na_2O + K_2O)$$

$FeO_{total} = (FeO + Fe_2O_3)$

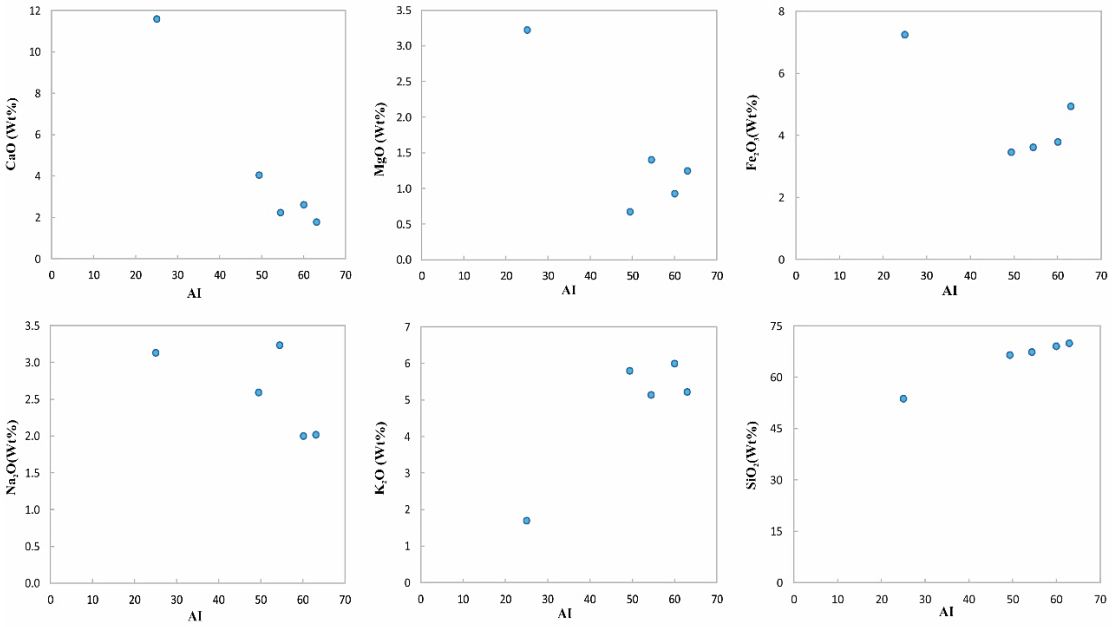
همان‌طور که مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو دگرسانی گرمابی قرار گرفته و با افزایش پیشروی دگرسانی گرمابی به سمت دگرسانی‌های سریسیتی، کلریتی و کربناتی متمایل شده‌اند که با توجه به شواهد سنگ‌نگاری مبنی بر حضور و فراوانی کانی‌های گرمابی سریسیت، کلریت و کلسیت همخوانی دارد.



شکل۶-۱۴- نمودار جعبه‌ای دگرسانی که تلفیقی از شاخص دگرسانی ایشی‌کاوا (AI) و شاخص دگرسانی کلریت-کربنات-پیریت (CCPI) می‌باشد (Large et al., 2001).

به‌منظور کنترل این نتایج، تغییرات غلظت اکسیدهای K_2O، MgO، Na_2O، CaO، Fe_2O_3 و SiO_2 نسبت به AI مورد بررسی قرار گرفت. بررسی تغییرات CaO در برابر AI نشان‌دهنده کاهش مقادیر CaO همزمان با افزایش AI است که این ویژگی یکی از مشخصات دگرسانی گرمابی رگه‌ای می‌باشد. برمبنای مطالعات کانی‌شناسی، اغلب پلاژیوکلازهای سنگ دیواره به سریسیت دگرسان شده‌اند که می‌تواند مبین کاهش CaO در طی فرآیندهای دگرسانی باشد. اگرچه کلسیت یکی از محصولات گرمابی است، ولی با پیشرفت دگرسانی و نزدیک شدن به رگه‌ها از فراوانی آن کاسته شده است. همچنین بررسی

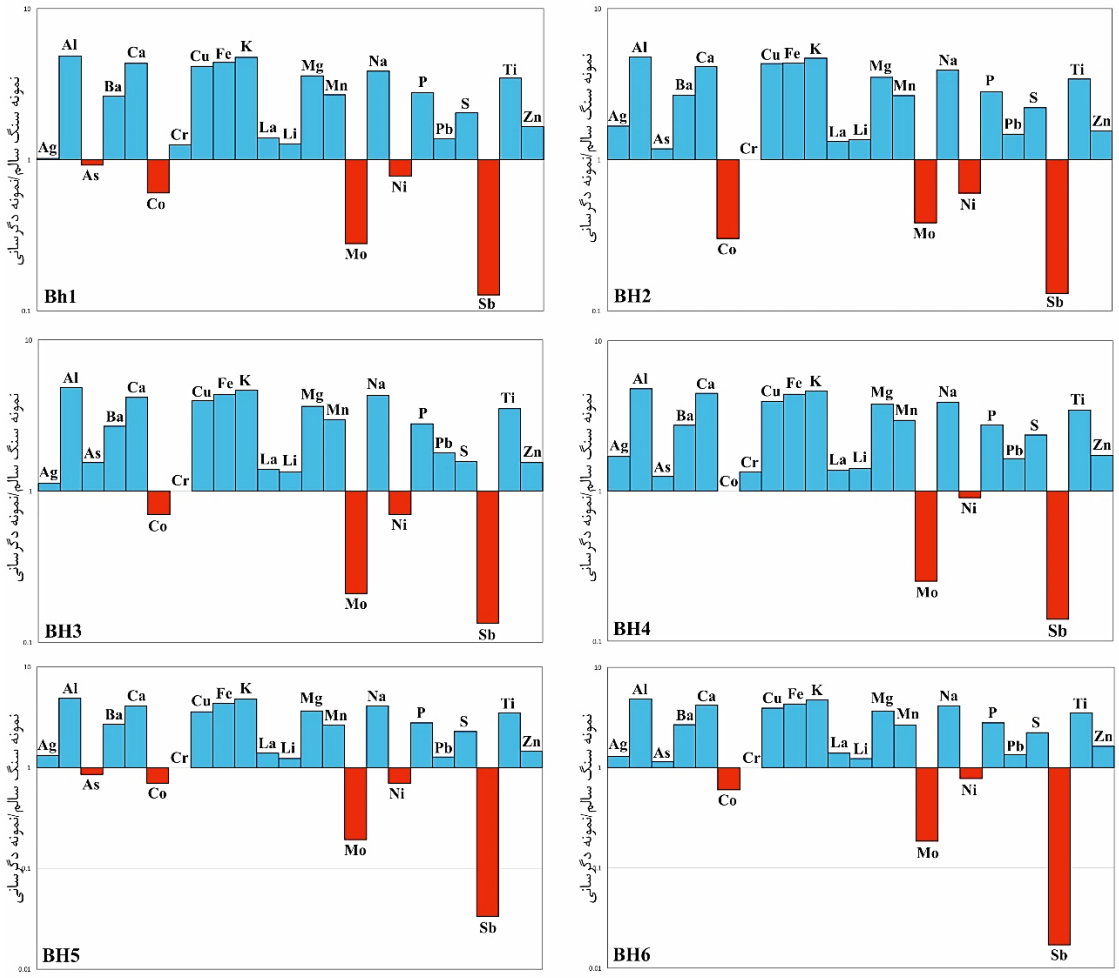
تغییرات MgO و Fe_2O_3 در مقابل AI نشانگر روند کاهشی آن است که در مراحل اولیه دگرسانی این عناصر از شست‌وشوی آهن و منیزیم از کانی‌های فرمنیزین، وارد ساختمان کانی‌هایی چون مونت‌موریلونیت، کلریت و ... می‌شوند. مقادیر K_2O و Na_2O در مقابل AI روند کاهشی مورد انتظاری که در مناطق دگرسانی گرمابی اغلب کانسارهای اپی‌ترمال گزارش شده، مشاهده نمی‌شود. افزایش مقدار K_2O در مقابل AI را می‌توان به نوع ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌دیواره آندزیتی، عدم تشکیل آدولاریا به‌علت کمبود پتاسیم در سنگ دیواره و گسترش وسیع و توسعه یافته دگرسانی کلریتی نسبت داد. بررسی تغییرات SiO_2 در مقابل AI روند افزایشی آن را نشان می‌دهد که با حضور کوارتزهای گرمابی به‌صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی و جانشینی همخوانی دارد. براساس نمودارهای مورد بررسی، دگرسانی صورت گرفته در سامانه گرمابی آبگاره از نوع دگرسانی سریسیتی، آرژیلیتی، سیلیسی، است که دارای گسترش و توسعه یافتگی کمتر، مگر در نزدیکی رگه‌ها می‌باشند و دگرسانی کربناتی و کلریتی در فاصله بیشتر از رگه‌ها رخ داده است.



شکل۶-۱۵- تغییرات غلظت اکسیدهای K_2O، MgO، Na_2O، CaO، Fe_2O_3 و SiO_2 در برابر شاخص دگرسانی ایشی‌کاوا (AI).

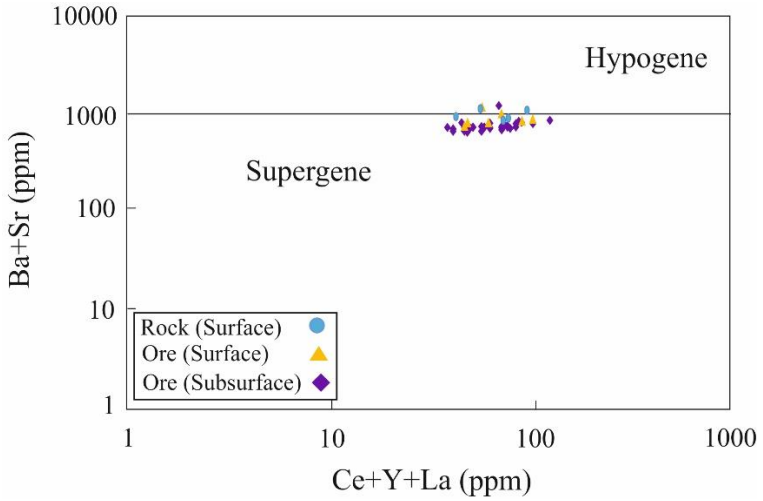
جهت شناخت رفتار زمین‌شیمیایی عناصر و فرآیندهای زمین‌شیمیایی درگیر در حین دگرسانی‌های

گرمابی و همچنین روابط بین سنگ مادر و محصولات دگرسانی، نمودارهای غنی‌شدگی-تهی‌شدگی عناصر ترسیم شد. بدون شک استفاده این نمودارها، روشی مناسب برای نمایش تحرک عناصر و غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نسبی از عناصر اصلی، فرعی و کمیاب، به‌ویژه در پهنه‌های دگرسانی همراه با کانه‌زایی محسوب می‌شود. با توجه به نمودارهای رسم شده در شکل (۶-۱۶)، تمام نمونه‌های نسبت به Fe غنی‌شدگی نشان می‌دهند که بالا بودن میزان این عنصر در بخش‌های سطحی را می‌توان در ارتباط با تبدیل کانی‌های سولفیدی به اکسید و هیدروکسیدهای آهن دانست. در دو نمونه BH1 و BH4 تا حدی شاهد غنی‌شدگی Cr می‌باشیم. البته این غنی‌شدگی صرفاً بدین معناست که Cr موجود در سنگ میزبان طی مراحل مختلف دگرسانی حتی در حضور محلول‌های اسیدی قوی و با وجود خروج سایر عناصر، از سنگ خارج نشده است. در تمام نمونه‌های به جزء BH1 و BH5 تا حدی غنی‌شدگی نسبت به As مشاهده می‌شود. لازم به یادآوری است که وجود آرسنیک می‌تواند به انتقال یون‌های فلزی کمک شایانی کند. به‌علاوه، مقدار Ag نیز در بیشتر نمونه‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهد. همان‌طور که می‌دانیم همبستگی بین Cu و Ag می‌تواند نشانه قرارگیری این فلزات در ساختمان کالکوپیریت و کالکوسیت باشد، زیرا این کانی‌ها میزبان خوبی برای این عناصر است. از طرفی منطقه نسبت به Co، Ni، Mo و Sb تهی‌شدگی نشان می‌دهد. Ni^{2+} از لحاظ بار و شعاع یونی شبیه Mg^{2+} و Fe^{2+} است و در ساختمان کانی‌های مافیک حضور دارد. قابل ذکر است که شست‌وشوی اسیدی می‌تواند سبب خروج این عنصر از سنگ و سبب تهی‌شدگی آن در نمونه‌ها شود. از طرفی، Al به‌سبب تشکیل کانی‌های رسی مانند ایلیت افزایش پیدا کرده است. غنی‌شدگی K در تمامی نمونه‌ها را می‌توان در ارتباط با تشکیل کانی‌های رسی و سریسیت در منطقه دانست. به‌علاوه، Ca نیز به‌سبب تأثیر سیالات گرمابی و تجزیه کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن افزایش پیدا کرده که گسترش دگرسانی کربناتی در منطقه تأییدکننده این مطلب می‌باشد.



شکل۶-۱۶- نمودار تهی‌شدگی-غنی‌شدگی برخی عناصر در نمونه‌های دگرسان شده نسبت به نمونه سنگ سالم در منطقه آبگاره.

علاوه‌بر این‌که عناصر کمیاب و فرعی موجود در کانی‌ها، تشکیل ماده معدنی را تا اندازه‌ای منعکس می‌کنند؛ می‌توانند تا اندازه‌ای بیانگر مدل زایشی کانسارها نیز باشند. بر این اساس، جهت تشخیص ماهیت منشاء محلول‌های دگرسان‌کننده، نمودار Ba+Sr در برابر Ce+Y+La مورد استفاده قرار گرفت (Dill et al., 2000). با توجه به این نمودار، مقادیر بالای Ba+Sr مرتبط با محلول‌های درونزاد و مقادیر پایین آن مرتبط با پهنه‌های دگرسان برونزاد می‌باشد. از این‌رو براساس موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار می‌توان چنین استنباط کرد که تشکیل کانسار رگه‌ای آبگاره در ارتباط با عملکرد سیالات درونزاد و برونزاد بر روی سنگ‌های میزبان کالک‌آلکالن بوده که نقش مؤثری در شکل‌گیری دگرسانی‌های منطقه مورد مطالعه داشته‌اند.



شکل۶-۱۷- موقعیت یافته‌های مربوط به نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار تفکیکی برونزاد (سوپرژن)-درونزاد (هیپوژن) (Dill et al., 2000).

۶-۴- زمین‌شیمی کانسار مورد مطالعه

روش‌های زمین‌شیمیایی، نقش مهمی در تعریف بی‌هنجاری‌های وابسته به کانسارها دارند. از بین ۳۰ فلز واسطه، فقط Co، Mn، Fe، Cu، Zn، Mo، Au و Ag عموماً ذخایر گرمابی بزرگی را تشکیل می‌دهند. در این بخش، بررسی توزیع و پراکنگی عناصر در واحدهای سنگی منطقه و ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر از جنبه‌هایی است که در مطالعات زمین‌شیمیایی محدوده کانسار مدنظر قرار گرفته است. به‌طوری‌که تا حدودی می‌توان به محیط و فرآیندهای مؤثر در تشکیل کانسار پی برد. لازم به‌ذکر است که تمرکز و پراکندگی عناصر در هر زمان، تابع شرایط خاص محیطی از جمله Eh، pH، درجه حرارت، فشار و ویژگی‌های عناصر مانند پتانسیل یونی، تمایل ویژگی‌های ذاتی هر عنصر و یا مجموعه‌های عنصری می‌باشد (تقی‌زاده قورولی، ۱۳۹۳).

۶-۴-۱- ضریب همبستگی و ارتباط زمین‌شیمیایی بین عناصر

یکی از مهم‌ترین پرسش‌هایی که زمین‌شیمیدان‌ها هنگام بررسی جدول داده‌های زمین‌شیمیایی مطرح می‌کنند این است که ارتباط میان عنصرهای فهرست شده در جدول چیست؟ قابل ذکر است که این‌گونه پرسش‌ها به‌طور مرسوم با استفاده از روش‌های آماری همبستگی پاسخ داده می‌شوند. از این‌رو برای شناخت ارتباط معنادار بین عناصر مختلف جهت تفسیر صحیح داده‌های زمین‌شیمیایی و درک

بهتر شرایط محیطی و کانه‌زایی صورت گرفته در منطقه، از ضریب همبستگی استفاده گردید. همان‌طور که می‌دانیم روش‌های گوناگونی برای محاسبه ضرایب همبستگی وجود دارد که در این بین، به‌منظور بررسی همبستگی آماری میان متغیرهای کانه‌ساز با یکدیگر در منطقه، روش محاسبه پیرسون مورد توجه قرار گرفت. از آنجایی‌که این ضریب، یک آزمون آماری است، بنابراین لازم است که توزیع داده‌ها، از توزیع نرمال تبعیت کند (حبیب‌پور گتابی و صفری شالی، ۱۳۸۸). قابل به ذکر است که مقادیر ضریب همبستگی بین دو عدد ۱ و ۱- در نوسان هستند. همبستگی بیشتر از ۰/۵+ نشان‌دهنده خروج یا ورود همزمان دو عنصر از یک محیط و یا معرف منشاء یکسان دو عنصر است، در حالی‌که بیشتر از ۰/۵- بیانگر ارتباط معکوس این دو عنصر با یکدیگر و به معنی ورود یک عنصر به محیط، همزمان با خروج عنصر دیگر و یا نشأت گرفتن دو عنصر از دو منبع جدا از یکدیگر می‌باشد. اعداد ۰/۵+ تا صفر و ۰/۵- تا صفر نیز نشان‌دهنده همبستگی ضعیف یا عدم همبستگی بین زوج عناصر می‌باشد (برگرفته از صالحی‌نسب، ۱۳۹۴). بر این اساس، ضریب همبستگی پیرسون برای عناصر Ag، As، Co، Cu، Fe، Li ، Mn، Ni، Pb، S، Sb، Ti و Zn با استفاده از نرم‌افزار آماری SPSS مورد محاسبه قرار گرفت که نتایج آن در جدول (۶-۱) ارائه شده است.

جدول۶-۱- ضریب همبستگی بین بعضی از عناصر به روش پیرسون (Pearson) در نمونه‌های کانسار مس آبگاره.

Ag	1												
As	-0.209	1											
Co	-0.277	0.077	1										
Cu	0.768**	-0.172	-0.306	1									
Fe	-0.090	-0.122	0.620**	-0.072	1								
Li	0.074	0.040	0.586**	0.059	0.668**	1							
Mn	-0.026	0.223	0.589**	-0.037	0.615**	0.685**	1						
Ni	-0.155	-0.017	0.828**	-0.203	0.803**	0.677**	0.589**	1					
Pb	-0.209	0.095	0.696**	-0.214	0.270	0.394*	0.397*	0.411*	1				
S	0.045	-0.294	0.545**	0.050	0.272	0.318	0.106	0.465**	0.582**	1			
Sb	-0.251	0.411*	0.059	-0.094	0.198	-0.041	0.136	0.049	-0.061	-0.111	1		
Ti	-0.329	0.086	0.802**	-0.323	0.713**	0.521**	0.519**	0.924**	0.422*	0.447**	0.162	1	
Zn	-0.133	0.002	0.811**	-0.055	0.736**	0.777**	0.634**	0.799**	0.678**	0.560**	0.099	0.754**	1
	Ag	As	Co	Cu	Fe	Li	Mn	Ni	Pb	S	Sb	Ti	Zn

**. Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

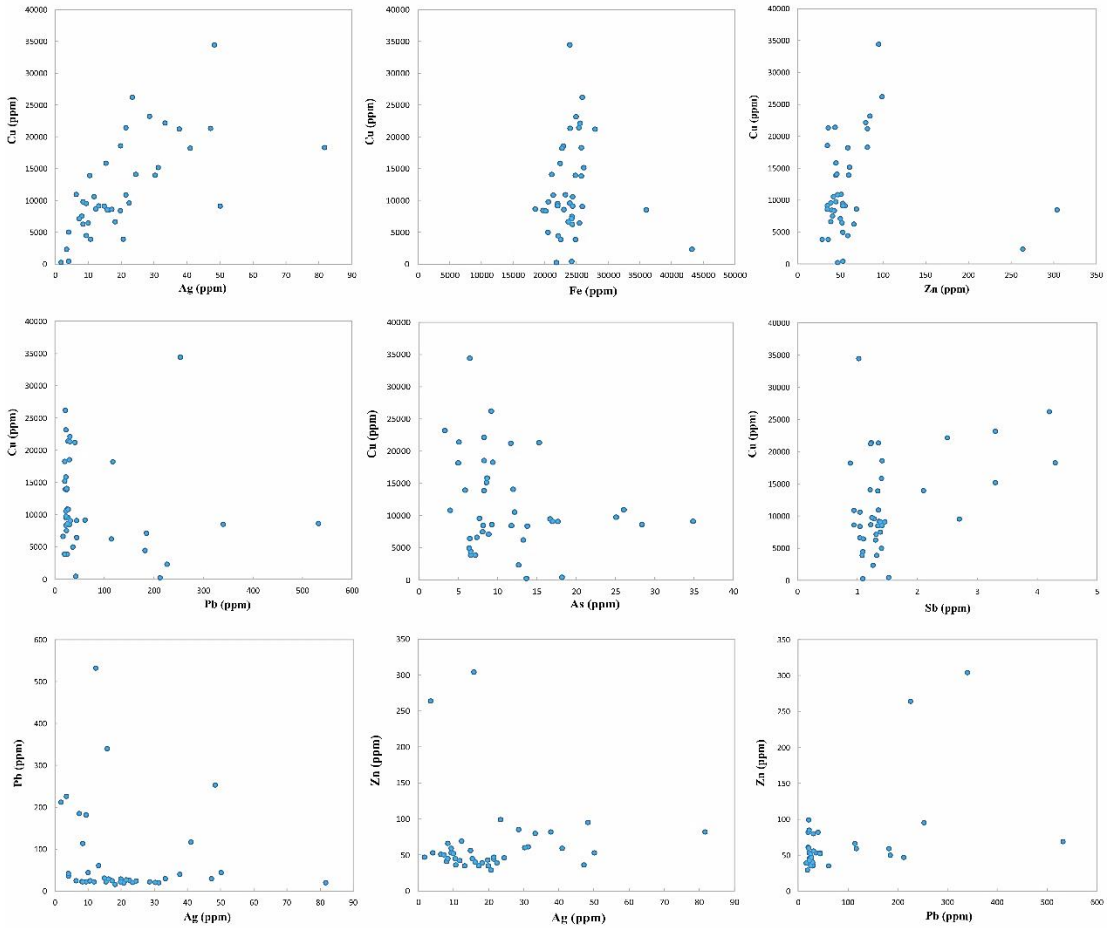
*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

با توجه به این‌که کانسار آبگاره بیشتر به‌عنوان یک کانسار مس شناخته شده است، اما این عنصر همبستگی بالایی با فلزاتی همچون Ag (r =۰/۷۶۸) دارا می‌باشد. از آنجایی‌که Ag به تنهایی کانی خاصی را تشکیل نداده است؛ در نتیجه انتظار می‌رود که در شبکه کانی‌های دیگر از جمله کالکوپیریت و کالکوسیت قرار بگیرد، زیرا میزبان خوبی برای این عنصر به‌شمار می‌روند. باید به این نکته توجه داشت که همراه بودن مس با نقره نشان‌دهنده پایین بودن فشار مؤثر گوگرد است. از این‌رو حضور کانی‌های سولفیدی مس از جمله کالکوپیریت و بورنیت به همراه پیریت و همچنین کالکوسیت در طی مطالعات کانه‌نگاری ارتباط ژنتیکی میان عنصر مس و گوگرد را تأیید می‌کنند. مطالعه توزیع و پراکندگی و محاسبه ضریب همبستگی عناصر نشان می‌دهد که مس همبستگی منفی با عناصر Zn، Fe، Pb و Ti دارد. از طرفی Fe با Zn (r =۰/۷۳۶)، Co (r =۰/۶۲۰)، Mn (r =۰/۶۱۵)، Ti (r =۰/۷۱۳)، Ni (r =۰/۸۰۳) و Li (r =۰/۶۶۸) دارای همبستگی مثبت می‌باشد. افزایش Mn نشان می‌دهد که این عنصر به جهت تشابه خواص زمین‌شیمیایی با آهن، در ترکیبات اکسیدی جانشین آهن می‌شود. همچنین همبستگی ضعیف Fe با S نیز می‌تواند به دلیل تبدیل کانی‌های سولفیدی به اکسید آهن باشد. کاهش میزان گوگرد به تبدیل کانه‌های پیریت و کالکوپیریت به اکسید و هیدروکسیدهای آهن مرتبط است که در مناطق سطحی مشاهده می‌شود. همبستگی منفی Fe و Cu (r =-۰/۰۷۲) به تغییرات pH و Eh در محیط بستگی دارد، زیرا مس تحت شرایط اکسیدان و pH متوسط تا پایین، دارای قابلیت انحلال وسیعی می‌باشد. در حالی‌که آهن تحت این شرایط از قابلیت انحلال کمتری برخوردار است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عناصر Co و Ni نیز شبیه هم هستند و از طرفی مقدار این دو عنصر در تمامی نمونه‌ها پایین است. همچنین As دارای همبستگی مثبت با Sb می‌باشد، در حالی‌که میزان همبستگی این عنصر با Ni منفی و با Co ضعیف است. همبستگی مثبت Ni و Mn نیز می‌تواند به دلیل جانشینی این عناصر به جای آهن در کانی‌های سولفیدی آهن‌دار نظیر پیریت باشد. همبستگی منفی Cu با Zn را می‌توان به ضریب حلالیت بالای Zn و مهاجرت آن در منطقه مورد مطالعه ارتباط داد. Pb با اکثر عناصر همبستگی ضعیفی دارد و تنها با Co و Zn همبستگی بالایی را نشان می‌دهد. همچنین، همبستگی

منفی Cu با Pb را می‌توان به تحرک بالای Pb نسبت به Cu نسبت داد. به‌طور کلی در جاهایی که مس ته‌نشین می‌شود، Pb و Zn تمایل به مهاجرت دارند.

۶-۴-۲- نمودار همبستگی بین عناصر در منطقه آبگاره

برای بررسی همبستگی و رفتار زمین‌شیمیایی عناصر در رخنمون‌های سطحی و گمانه‌های اکتشافی، نمودارهای همبستگی بین عناصر Cu-Ag، Cu-Fe، Cu-Zn، Cu-Pb، Cu-As، Cu-Sb، Pb-Ag، Zn-Ag و Zn-Pb در کانسار آبگاره ترسیم گردید (شکل۶-۱۸).



شکل۶-۱۸- نمودارهای همبستگی بین عناصر Cu-Ag، Cu-Fe، Cu-Zn، Cu-Pb، Cu-As، Cu-Sb، Pb-Ag، Zn-Ag و Zn-Pb در کانسار آبگاره.

با توجه به نمودارهای رسم شده، بین فراوانی مقادیر مس و نقره تطابق و هماهنگی خوبی مشاهده می‌شود. اگرچه کانی‌های حاوی نقره به‌صورت مستقل در کانسارهای مورد مطالعه مشاهده نشده است،

ولی حضور نقره در کانه‌زایی‌های مس با ماهیت مشابه در دنیا امری متداول است. همچنین در این نمودارها، همبستگی منفی بین مس با آهن و همبستگی ضعیف با آرسنیک و آنتیموان نیز مشهود است. معمولاً بین مس و سرب و همچنین مس و روی ارتباط زمین‌شیمیایی خاصی وجود ندارد و این عناصر با مس همبستگی منفی نشان می‌دهند. در حالی‌که سرب و روی همبستگی بالا و تغییرات مشابهی را از خود نشان می‌دهند. به عبارتی در بین مقادیر مس و نقره نظم و تطابق خاصی مشاهده می‌شود، در صورتی که این نظم و هماهنگی بین مس با سرب و روی به خوبی مشهود نیست و بیشترین میزان فراوانی این عناصر در قسمت‌هایی است که مس دارای حداقل فراوانی باشد. به‌علاوه، با توجه به نمودار همبستگی رسم شده، بین عناصر نقره با سرب و روی همبستگی منفی وجود دارد که به احتمال زیاد، در ارتباط با قرارگیری نقره در ساختمان کالکوپیریت و کالکوسیت است.

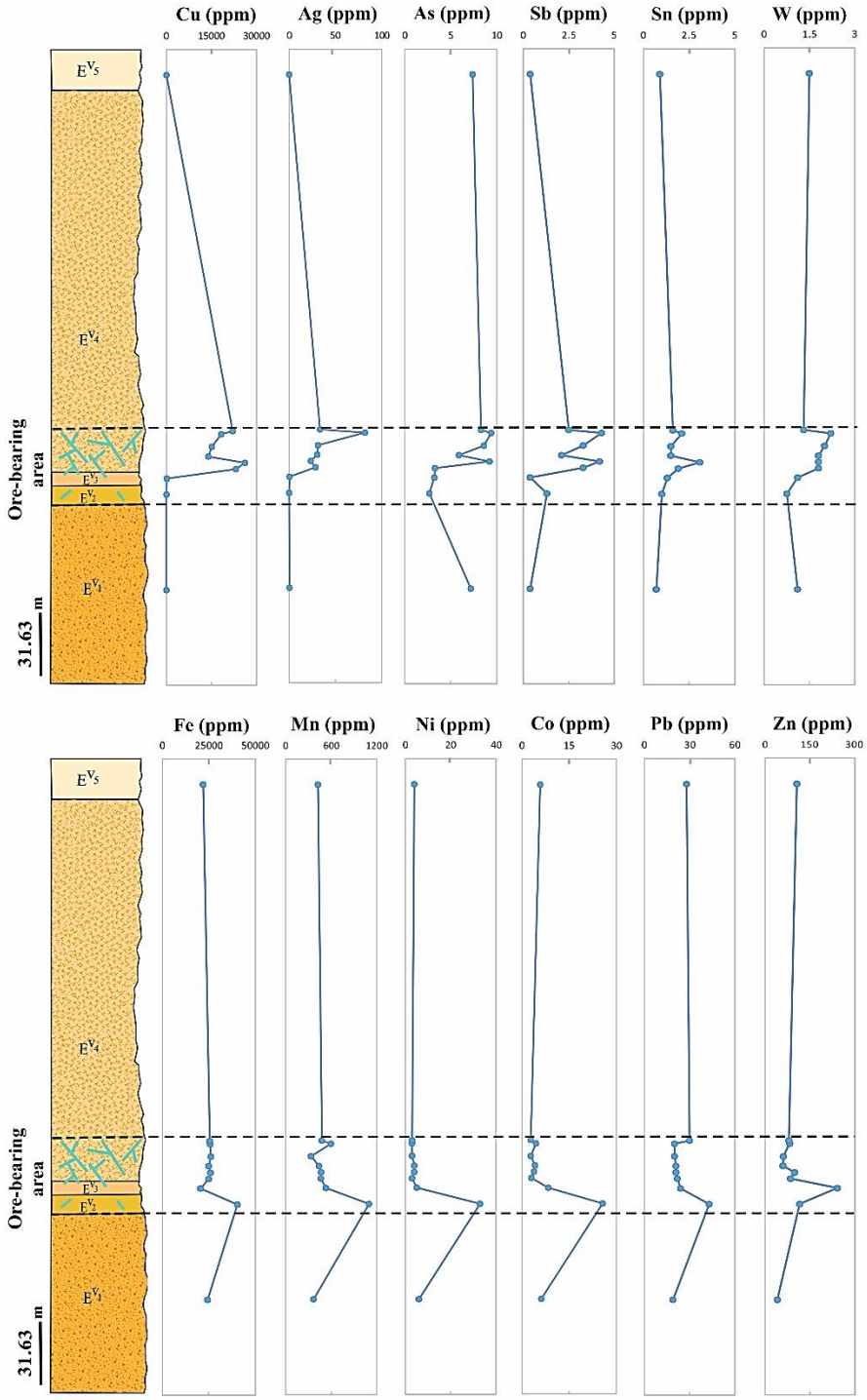
۶-۴-۳- پراکندگی و همبستگی عناصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی منطقه آبگاره

با توجه به این‌که مطالعات شیمی زمین‌شناسی از اهمیت زیادی برخوردار هستند، لذا تغییرات زمین‌شیمیایی برخی از عناصر در مقاطع زمین‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت. در نهایت به منظور دست‌یابی به خصوصیات زمین‌شیمیایی منطقه مورد مطالعه، نمونه‌برداری به روش‌های مختلف شامل نمونه‌برداری از رخنمون‌های سطحی و گمانه‌های اکتشافی انجام و پس از آماده‌سازی نمونه‌ها، جهت تجزیه شیمیایی مورد استفاده قرار گرفت.

۶-۴-۳-۱- رخنمون‌های سطحی

یکی از مناسب‌ترین روش‌های به کار برده شده جهت مطالعات زمین‌شیمیایی، بررسی تغییرات و مقدار عناصر معدنی و ارتباط آنها با عناصر همراه در افق‌های کانه‌دار و توالی سنگ‌های در برگیرنده آنها می‌باشد. از این‌رو جهت ارزیابی چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف و بررسی همبستگی بین آنها، مقطع لیتوژئوشیمیایی از منطقه مذکور تهیه گردید. بر این اساس نمونه‌برداری به‌صورت منظم و عمود بر روند کانه‌زایی از بخش‌های مختلف صورت گرفت. در این بین رفتار بعضی عناصر از جمله Ag،

As، Co، Cu، Fe، Mn، Ni، Pb، Sb، Sn، W و Zn مورد ارزیابی قرار گرفت که در ادامه شرح داده می‌شود. لازم به ذکر است که ترسیم و مطالعه این ستون تکمیل‌کننده و تأییدکننده نتایج پیشین ما در این فصل می‌باشد.



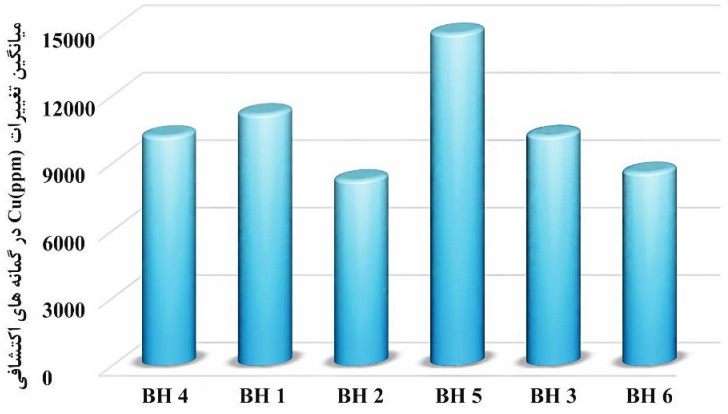
شکل۶-۱۹- میزان تغییرات برخی عناصر در مقطع لیتوژئوشیمیایی رخنمون‌های سطحی کانسار مس آبگاره (براساس داده‌های ICP-MS).

نتیجه بررسی‌های اکتشافی بر روی این کانسار حاکی از افزایش قابل توجه Cu به سمت افق کانه‌دار است. همان‌طور که در شکل (۶-۱۹) مشاهده می‌شود، بیشترین میزان مس (معادل ۲۶۲۱۷ ppm) مربوط به واحد E^{V4} است. همچنین شاهد افزایش Ag همراه مس هستیم، به‌گونه‌ای که تغییرات این عناصر در بخش‌های مختلف مقطع لیتوژئوشیمیایی مشابه بوده و نشان‌دهنده همبستگی مثبت میان این عناصر می‌باشد. قابل ذکر است که نقره و مس تمایل کالکوفیلی قوی دارند (Agangi and Reddy, 2016). همان‌طور که می‌دانیم، Cu تحت شرایط اکسیدان و pH متوسط تا پایین، دارای محدوده قابلیت انحلال وسیعی می‌باشد، در حالی که Fe تحت این شرایط از انحلال کمتری برخوردار است. لذا، این تفاوت منجر به جدایش Cu از Fe می‌شود. Pb و Zn نیز به سمت بخش‌های کانه‌زایی کاهش نشان می‌دهند که احتمالاً با تحرک‌پذیری بالای این عناصر ارتباط دارد. Pb از عناصری است که در pH بالا قادر به مهاجرت کمی است. رفتار Mn نیز در ماگما بسیار شبیه به Fe است، بنابراین انتظار می‌رود که بتواند جانشین Fe^{2+} شود. قابل ذکر است که مقدار آن در سنگ‌های بازیک بیشتر از سنگ‌های اسیدی است و در ساختمان کانی‌های مافیک حضور دارد. از طرفی در مراحل اولیه دگرسانی این عنصر از ساختمان کانی‌های مافیک آزاد شده و وارد ساختمان کانی‌هایی چون مونت‌موریلونیت، کلریت و ... می‌شود (نصرالهی، ۱۳۹۳). Fe با Co نیز همبستگی مثبت نشان می‌دهد که می‌توان به جانشینی Co توسط اکسی-هیدروکسیدهای آهن (گوتیت و لیمونیت) در نظر گرفت. Ni نیز از لحاظ بار و شعاع یونی شبیه Mg^{2+} و Fe^{2+} است و در ساختمان کلریت یا مونت‌موریلونیت جانشین این عناصر شده و تثبیت می‌شود. به هر حال نسبت Ni به Mg در بلورهایی که در ابتدای تفریق ماگمایی تشکیل می‌شوند (به‌ویژه اولیوین)، در بیشترین حد خود است و کاهشی پیوسته را در سنگ‌ها و کانی‌هایی که بعداً تشکیل می‌شوند، نشان می‌دهد. همچنین، روند کاهشی عناصر سازگار Ni و Co به‌عنوان شاهدی بر جدایش این عناصر سنگین در طی فرآیند تفریق ماگما می‌باشد. As نیز همبستگی بالایی با Sb و W و به طور ضعیف با Sn نشان می‌دهد. همان‌طور که می‌دانیم وجود آرسنیک می‌تواند به انتقال یون‌های فلزی کمک کند. همبستگی‌های ذکر شده در بالا نشان می‌دهد که عناصری مانند Ag، As،

Sb، Sn و W رفتاری مشابه با مس دارند و از یک روند تبعیت می‌کنند. این درحالی است که عناصر Co، Fe، Mn، Ni، Pb و Zn دارای رفتاری متفاوت با مس می‌باشند، به‌طوری که هر جا مس افزایش یافته، میزان این عناصر نیز کاهش نشان می‌دهد. البته توجه به نقش فرآیندهای برونزاد و مهاجرت عنصری و تشکیل کانی‌های ثانویه مس (سولفید، کربنات و سیلیکات) در ایجاد این همبستگی‌ها لازم است. با توجه به مباحث ذکر شده فوق می‌توان گفت که بالاترین تمرکز عناصر محدود به رگه‌های حاوی مواد معدنی می‌باشد و با فاصله گرفتن از رگه‌ها، افت شدید میزان عناصر مشهود است.

۶-۴-۳-۲- گمانه‌های اکتشافی

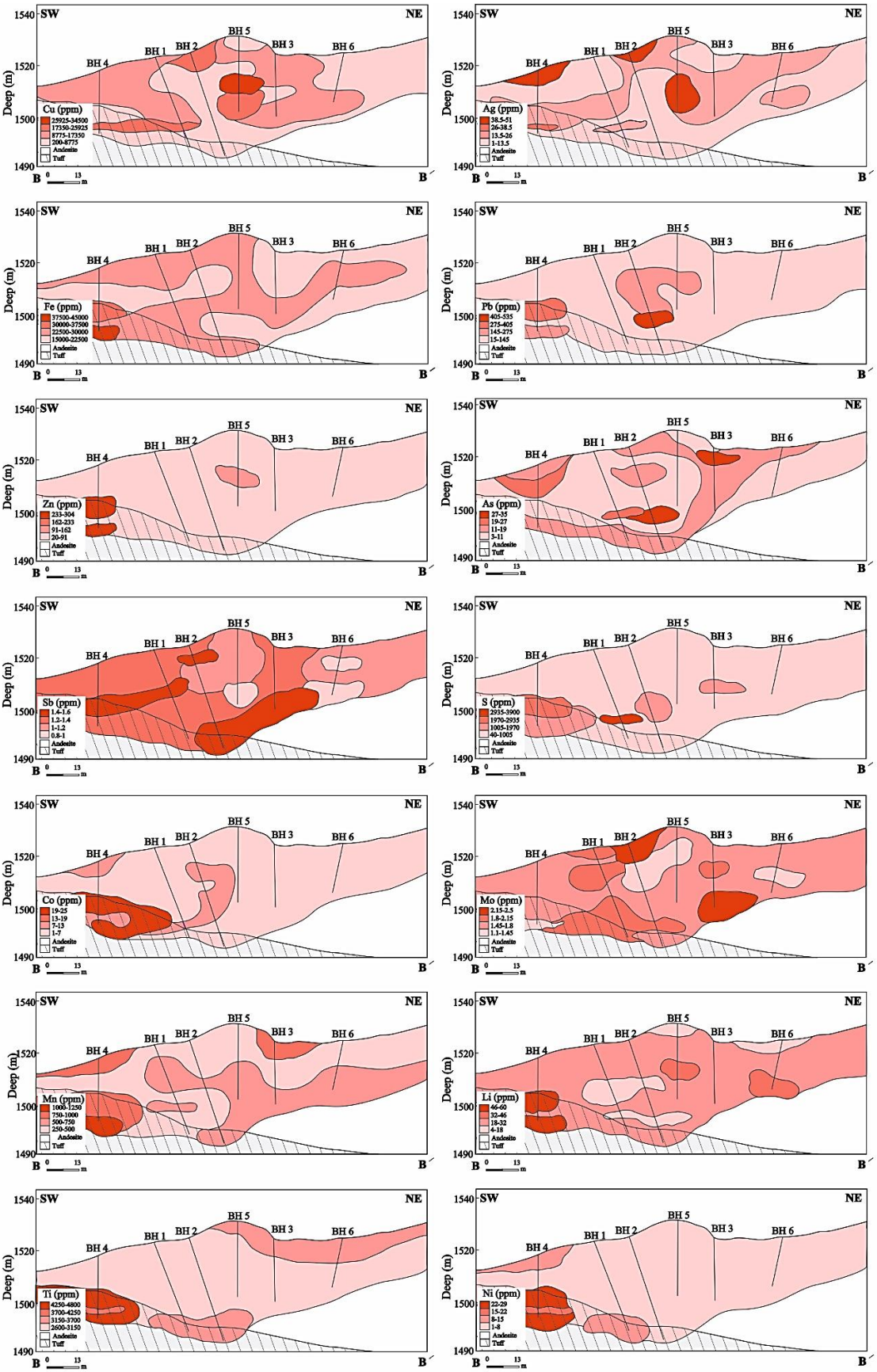
با توجه به نمونه‌برداری‌های صورت گرفته در هر یک از گمانه‌های اکتشافی، میانگین توزیع عنصر مس در هر گمانه مشخص گردید (شکل ۶-۲۰). همان‌طور که در شکل (۶-۲۰) ملاحظه می‌گردد، حداکثر میزان مس مربوط به گمانه BH5 می‌باشد. پس از آن گمانه‌های BH1، BH3 و BH4 از نظر میزان مس در اولیت قرار می‌گیرند.



شکل۶-۲۰- نمودار میانگین توزیع عنصر Cu (ppm) در گمانه‌های اکتشافی.

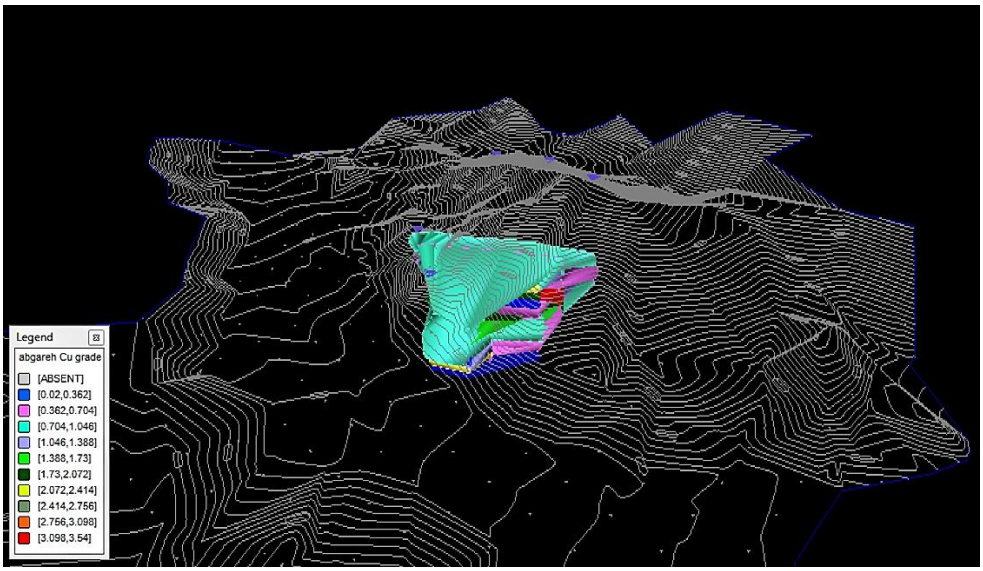
براساس مطالب ارائه شده در بخش‌های گذشته و به‌منظور کنترل و بررسی بیشتر انطباق کلیه داده‌ها، با استفاده از نتایج حاصل از آنالیز ICP-MS در ۶ گمانه‌های اکتشافی، الگوی پراکندگی برخی عناصر از جمله Ag، As، Co، Cu، Fe، Mn، Mo، Ni، Li، Pb، Sb، S، Ti و Zn نسبت به جوانب و عمق مشخص گردید (شکل ۶-۲۱). بی‌شک، مطالعات زمین‌شیمیایی گمانه‌های اکتشافی می‌تواند اطلاعات بسیار

سودمندی از تغییرات عناصر نسبت به عمق را در اختیار ما قرار دهند. در میان عناصر مرتبط با کانسنگ، نقره به‌سبب همبستگی بالای مثبت با مس، همرا با افزایش میزان مس، نیز افزایش نشان می‌دهد. از طرفی، هم‌روند با این افزایش، گوگرد نیز افزایش می‌یابد که وجود کانی‌های سولفیدی مس و آهن در عمق، در افزایش آن مؤثر است. مس ارتباط نزدیکی با آهن نشان نمی‌دهد و میزان آن کاهش می‌یابد که این نشان‌دهنده تفاوت‌های فضایی میان این عناصر است. لازم به ذکر است که جانشینی کالکوسیت برونزاد (سوپرژن) سبب کاهش آهن و افزایش مس شده است. با این حال وجود مقادیری از پیریت باقی‌مانده و کالکوپیریت و بورنیت در اعماق سبب افزایش همزمان آهن و مس نیز شده است. بالا بودن میزان آهن در بخش‌های سطحی را نیز می‌توان به تبدیل کانی‌های سولفیدی به اکسید و هیدروکسیدهای آهن نسبت داد. در اغلب کانی‌های تشکیل شده در نزدیک سطح زمین، آهن غالباً از نوع سه ظرفیتی (Fe^{3+})، است که با اکسیژن ترکیب شده و تشکیل اکسید و هیدروکسیدهای آهن را می‌دهد. در حالی‌که در بخش‌های عمیق‌تر پوسته، به‌صورت دو ظرفیتی (Fe^{2+})، شرکت می‌کند. زمین‌شیمی آهن اغلب با شرایطی تعیین می‌شود که تحت آن با تغییر در شرایط Eh-pH محیط، از یک ظرفیت به ظرفیت دیگر تبدیل می‌شود. Fe و Mn دارای ضریب همبستگی مثبت و معنی‌دار با یکدیگر هستند. همچنین عناصر Ni و Co به‌دلیل تحرک کم رفتار مشابهی دارند و در کل، از سطح به عمق افزایش نشان می‌دهند. عنصر مس با عناصری نظیر Ti و همچنین Co همبستگی منفی دارد. Pb و Zn دارای همبستگی مثبت با یکدیگر هستند و تغییرات مشابهی از خود نشان می‌دهند. بیشترین میزان فراوانی این دو عنصر در بخش‌هایی است که مس دارای حداقل فراوانی باشد. به‌عبارتی، تحرک‌پذیری بالای Pb و Zn سبب شده که با افزایش مس میزان آنها نیز کاهش یابد. به‌طور کلی می‌توان گفت که توزیع مس و عناصر مرتبط بیانگر مسیر عبور سیالات کانی‌ساز در امتداد گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها می‌باشد. همان‌طور که قبلاً ذکر شد، این گسل‌ها و شکستگی‌ها نه‌تنها به‌عنوان یک کانال مهاجرت برای سیالات کانی‌ساز، بلکه به‌عنوان یک تله برای عناصر کانی‌ساز عمل کرده‌اند.



شکل۶-۲۱- میزان تغییرات تعدادی از عناصر نسبت به جوانب و عمق در نیم‌رخ عرضی از محل گمانه‌های اکتشافی (براساس داده‌های ICP-MS).

پس از مطالعات و بررسی‌های صورت گرفته در ۶ گمانه اکتشافی، به‌منظور تعیین حجم ماده معدنی، مدل سه‌بعدی کانسار با استفاده از نرم‌افزار Data mine تهیه شد (شکل ۶-۲۲). در نهایت براساس اطلاعات به‌دست آمده و تلفیق آنها، میزان ذخیره احتمالی این کانسار، ۳۰۰۰۰۰ تن کانسنگ مس با عیار ۰/۷۸ درصد برآورد شد.



شکل۶-۲۲- مدل سه‌بعدی کانسار مس آبگاره با استفاده از نرم‌افزار Data mine (بیانی، ۱۳۹۵).

فصل هفتم: مطالعات سیالات درگیر

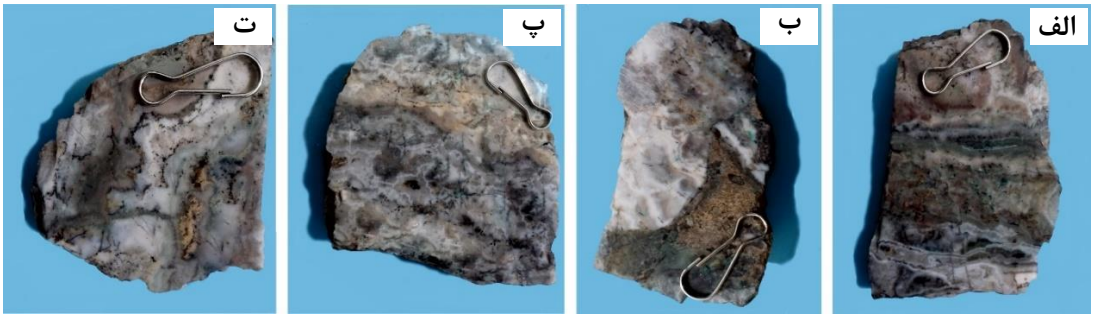
۷-۱- مقدمه

هرساله با پیشرفت تکنیک‌های تجزیه‌ای، حجم زیادی از یافته‌ها و تحقیقات نوین علمی در رابطه با نحوه مطالعات و تجزیه سیالات درگیر در کانسارهای مختلف ارائه می‌شود. به‌گونه‌ای که در سال‌های اخیر، مطالعه آنها بیش از هر روش دیگری در تعیین دمای نهشت کانه‌ها مورد توجه قرار گرفته‌اند. به‌علاوه در جدیدترین مطالعات اخیر، جهت تعیین سن کانسارهای گرمابی و رخدادهای دگرسانی گرمابی توسط روش‌های ایزوتوپی نظیر Rb-Sr و K-Ar مورد استفاده قرار گرفته‌اند. این مسأله اهمیت سیالات درگیر را به‌عنوان شاهدی از محلول‌های کانه‌ساز برای اکتشاف، مفید و ضروری نشان می‌دهد. همان‌طور که می‌دانیم بلورها همچنان که رشد می‌کنند، ممکن است مقداری از گازها یا سیالاتی را که از آنها متبلور می‌شوند را در خود حبس کنند. با توجه به عدم تغییر سیالات درگیر در طول میلیون‌ها سال و به علت محبوس بودن در یک فضای بسیار کوچک، مطالعه آنها می‌تواند اطلاعات سودمندی درباره ویژگی‌های شیمیایی سیال و فرآیندهای ته‌نشست آنها در اختیار محققین بگذارند (Simmons and Browne, 2000). در این فصل سعی بر آن شده است که با استفاده از مطالعه سیالات درگیر، ترکیب و ارتباط سیالات گرمابی را در چگونگی تشکیل کانسار مس آبگاره بررسی کرده و در مورد ارتباط و شرایط دما، شوری و فشار این سیالات و فرآیندهای نهشت کانسنگ به‌منظور تعیین ژنز کانسار مذکور بحث گردد که نتایج حاصله به شرح زیر می‌باشد.

۷-۲- روش انجام مطالعات

مطالعه سیالات درگیر بیشتر بر روی کانی‌های باطله همراه با مواد معدنی صورت می‌گیرد. بدیهی است که این میانبارها علاوه‌بر کانی‌های شفاف، در کانی‌های نیمه‌شفاف و کدر نیز حضور دارند. ذکر این نکته ضروری است که کوارتز به‌سبب فراوانی، شفافیت و توانایی تبلور مجدد آسان و همچنین عدم وجود رخ، به یک میزبان مناسب برای میانبارهای سیال تبدیل شده است. لذا در بیشتر موارد می‌توان مطئمن بود که سیالات، همزمان با رشد، محبوس گشته‌اند و از نوع اولیه هستند. در نتیجه جهت تکمیل مطالعات

زمین‌شناسی و همچنین تعیین دما، شوری، چگالی و حتی ترکیب احتمالی سیال مسئول کانه‌زایی و دگرسانی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، ۴ نمونه از رگه-رگچه‌های کوارتز همراه با کانه‌زایی، جهت تهیه مقاطع دوبرصیقلی انتخاب گردید (شکل ۷-۱).



شکل۷-۱- الف، ب، پ و ت) تصاویر نمونه‌دستی از رگه-رگچه‌های کوارتز جهت مطالعات سیالات درگیر.

مطالعات بر روی سیالات درگیر نمونه‌های دوبرصیقل تهیه شده، در آزمایشگاه تحقیقاتی زمین‌شناسی اقتصادی و میانبارهای سیال دانشگاه صنعتی شاهرود صورت گرفت. نتایج حاصل از این مطالعات در (پیوست ۶) ارائه شده است. قابل ذکر است که اندازه‌گیری پارامترهای دمایی بر روی مقاطع با استفاده از Stage گرمایش-انجماد مدل MDSG600 ساخت شرکت Linkam، انجام شد. دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. این دستگاه مجهز به دو کنترلگر، گرمایش (TMS94/2) و سرمایش (LNP94/2)، مخزن ازت (جهت پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (جهت خنک کردن دستگاه در دمای بالا) می‌باشد. جهت کالیبراسیون دستگاه از استانداردهای زیر استفاده گردید:

کالیبراسیون دستگاه با تلورانس:

Heating : ±0.6, Freezing: ±0.2

Heating: Cesium nitrate, melting point: +414 °C

Freezing: n-Hexane, melting point:-94.3 °C

کالیبراسیون Stage در گرمایش با دقت ۰/۶± درجه بوده که با نیترات سزیم (Cesium nitrate) و با نقطه ذوب °C ۴۱۴ صورت پذیرفت و در انجماد با دقت ۰/۲± درجه و با ماده استاندارد اِن-هگزان[1] با نقطه ذوب °C ۹۴/۳- انجام گرفت.

[1] n-Hexane

۷-۳- طبقه‌بندی سیالات درگیر

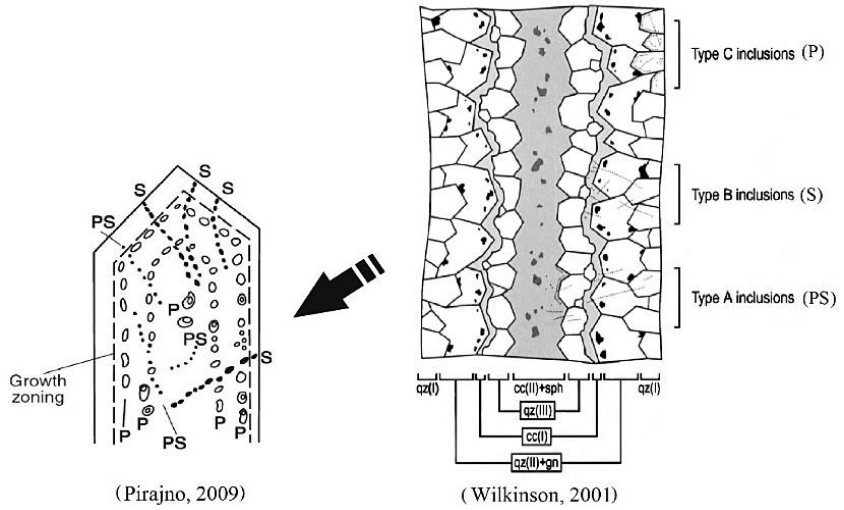
تاکنون رده‌بندی‌های گوناگونی جهت مطالعه سیالات درگیر ارائه شده است. بدیهی است که در این رده‌بندی‌ها، معیارهای مختلفی مد نظر قرار گرفته است که از این میان می‌توان به زمان تشکیل میانبار سیال نسبت به بلور میزبان، نسبت فازهای شرکت‌کننده در میانبار سیال و درجه شوری آن اشاره نمود.

۷-۳-۱- رده‌بندی میانبارهای سیال برحسب زمان تشکیل

بر اساس مطالعات ShePHerd et al. (1985)، میانبارهای سیال را از نقطه نظر زمان تشکیل می‌توان به سه گروه اولیه (P) [1]، ثانویه (S) [2] و ثانویه کاذب (PS) [3] تقسیم‌بندی نمود. میانبارهای سیال اولیه (P)، همزمان با رشد بلور تشکیل می‌شوند و با ساختمان‌های اولیه بلورین (نظیر سطوح رشد) همراه هستند. در ضمن پراکندگی این گروه در داخل کانی کاملاً نامنظم می‌باشد و در مطالعات حرارت‌سنجی و تعیین ترکیب محلول‌های کانه‌ساز، از این میانبارها استفاده می‌شود. قابل ذکر است که تشکیل میانبارهای سیال ثانویه (S)، همزمان با رشد بلور نبوده و با ساختمان‌های ثانویه بلورین (نظیر شکستگی‌ها) همراه است. به‌علاوه در پاره‌ای موارد، مسیر حرکت مایعات یا گازها در آنها قابل تشخیص است. این گروه از میانبارهای سیال معمولاً برای مطالعات معدنی قابل اطمینان نیستند. میانبارهای سیال ثانویه کاذب (PS) نیز حد واسط انواع اولیه و ثانویه محسوب می‌شوند. این نوع میانبارهای سیال، نظیر میانبارهای سیال نوع ثانویه، درون شکستگی‌ها دیده می‌شوند، با این تفاوت که در نوع ثانویه کاذب، شکستگی‌ها محدود به سطوح رشد بلور هستند که در مراحل بعدی رشد پوشیده می‌شوند.

---

[1] Primary fluid Inclusions
[2] Secondary fluid Inclusions
[3] Pseudosecondary fluid Inclusions



شکل۷-۲-انواع سیالات درگیر (P، S و PS) به دام افتاده در یک رگه فرضی کوارتز به همراه توزیع ایده‌آل آنها در بلور کوارتز.

۷-۳-۲- رده‌بندی میانبارهای سیال برحسب نسبت فازهای شرکت‌کننده

در این رده‌بندی که در سال ۱۹۸۵ توسط .Shepherd et al، ارائه گردید، میانبارهای سیال را برحسب نسبت فازهای جامد، گاز و مایع در دمای اتاق، به شش رده (و با احتساب میانبارهای مذاب، به هفت رده) تقسیم نمودند. در جدول (۷-۱)، خلاصه‌ای از رده‌بندی مذکور توسط Pirajno (2009)، ارائه شده است:

جدول۷-۱- رده‌بندی سیالات درگیر بر مبنای انواع فازهای موجود در دمای اتاق و محتوای آنها (Pirajno,2009).

Inchusion type	number of Phases	Phase types	Appearance
Type I	Monophase	Liquid (L)	
Type II	Two phase	Liquid > 50% (L) + Vapour < 50% (V)	
Type III	Two phase	Vapour > 50% (V) + Liquid < 50% (L)	
Type IV	Monophase	Vapour only (V)	
Type V	Multiphase	Liquid (L) ± Vapour (V) + Solids (S) ≤ 50%	
Type VI	Immiscible Liquid	Liquid $L_1 + L_2$ ± Vapour (V)	

۷-۴- پتروگرافی سیالات درگیر در منطقه مورد مطالعه

میانبارهای سیال حجم‌های کوچکی از سیالات تشکیل‌دهنده کانسار محسوب می‌شوند که ضمن تبلور کانی یا پس از تبلور در شکستگی‌های ریز یا رخ‌های کانی میزبان به دام افتاده‌اند. در مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر علاوه‌بر تعیین انواع سیالات و مشخصات هر یک از آنها، میانبارهای مناسب جهت مطالعات مراحل بعدی نیز انتخاب می‌شوند. در واقع بدون انجام مطالعات پتروگرافی نمی‌توان به داده‌های حاصل از تجزیه سیالات درگیر اعتماد نمود. همچنین با مطالعه و بررسی دقیق این میانبارها، تا حدودی می‌توان به اطلاعات مهمی نظیر ویژگی‌های سیال کانه‌دار، سیر تکاملی آنها و فرآیندهای زمین‌شیمیایی مؤثر در نهشت سیالات درگیر مانند پدیده جوشش، اختلاط و جدایش فازی دست پیدا کرد. در این مطالعات، شکل و اندازه میانبارهای سیال، رده‌بندی ژنتیکی (اولیه، ثانویه، ثانویه کاذب)، محتویات میانبارهای سیال (L+V+S) و همچنین پدیده‌هایی مانند نشت [1] و دم‌بریدگی [2] مورد بررسی قرار می‌گیرند. قابل ذکر است که پدیده‌هایی مانند نشت و دم‌بریدگی باعث می‌شوند تا داده‌ها و نتایج سیال‌های درگیر قابل اعتماد نگردد، لذا از مطالعه حرارت‌سنجی آنها صرف‌نظر شده است. ذکر این نکته ضروری است که میانبارهای با اشکال غیر عادی مانند بلورهای منفی، سیالات کشیده شده و یا دارای اشکال متقارن جهت انجام مطالعات دماسنجی مناسب نمی‌باشند.

۷-۴-۱- شکل ظاهری و اندازه سیالات درگیر

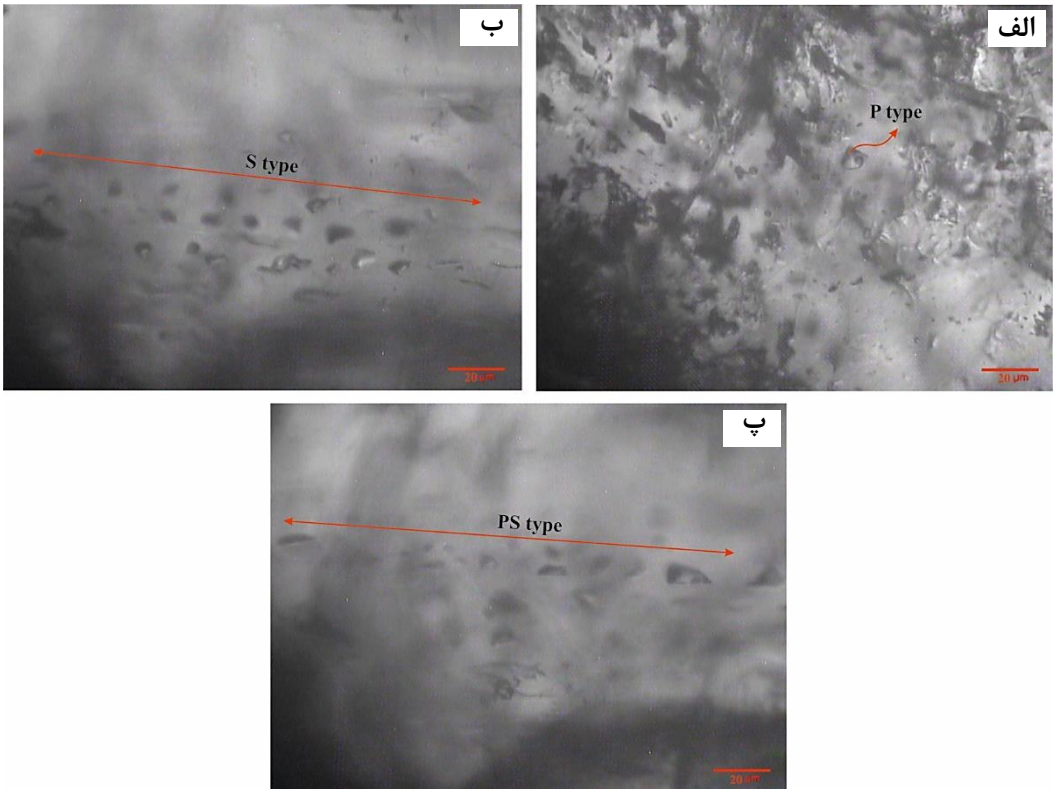
شکل سیالات درگیر کاملاً متفاوت می‌باشد و تا حدودی توسط ساختمان بلوری کانی میزبان کنترل می‌شوند. این سیالات ممکن است شکل بلورین منفی کانی میزبان و یا کاملاً شکل نامنظم داشته باشند. با توجه به پارامترهای تعیین شده، از لحاظ شکل ظاهری میانبارهای سیال در نمونه‌ها را می‌توان به ترتیب فراوانی به سیالات درگیر با اشکال نامنظم، چندوجهی نامنظم و کشیده تقسیم نمود. به‌علاوه پدیده نشت و باریک‌شدگی نیز در برخی نمونه‌ها مشاهده شد. بدون‌شک تشخیص پدیده باریک‌شدگی

---
[1] Leakage
[2] Necking down

بسیار مهم است؛ زیرا از آنجایی‌که شرایط اولیه در این گونه میانبارها تغییر کرده است، می‌تواند منجر به خطا در دمای به‌دست آمده برای فرآیند همگن‌شدگی شود. این مطالعات حاکی از آن است که بیشتر میانبارهای سیال در نمونه‌ها دارای ابعاد کوچک و در اندازه‌های بین ۲ تا ۷ میکرون است. ذکر این نکته ضروری است که اطلاعات سیالات درگیر کوچکتر از ۴ میکرون فاقد ارزش می‌باشد.

۷-۴-۲- انواع سیالات درگیر بر حسب زمان به دام افتادن

از نظر رده‌بندی ژنتیکی، توزیع میانبارهای سیال در نمونه‌ها عمدتاً از نوع اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب می‌باشد. میانبارهای سیال اولیه به‌صورت میانبارهای مجزا و درشت در زمینه کانی‌های مورد مطالعه پراکنده هستند (شکل ۷-۳، الف). از آنجایی که تشکیل این نوع میانبارها در شرایطی همزمان با رشد بلور آغاز و با ادامه دادن رشد آن پایان می‌یابد؛ لذا ماهیت سیال به‌خوبی نشانگر ماگمایی است که در آن شناور بوده است. میانبارهای سیال ثانویه به جهت تنش‌های تکتونیکی منطقه، در امتداد یک خط و احتمالاً در ارتباط با درزه و شکستگی‌های ایجاد شده، به‌صورت تک‌فازی مایع تشکیل شده‌اند (شکل ۷-۳، ب). از آنجایی‌که هدف از مطالعه میانبارهای سیال بازسازی شرایط زمان تشکیل کانی از جمله فشار، دما و شوری سیال می‌باشد؛ بنابراین با توجه به اهمیت کمتر این نوع میانبارهای سیال و به‌منظور اجتناب از هر گونه خطا در تشخیص، از مطالعه آنها صرف‌نظر شد و بیشتر سیالات درگیر اولیه جهت ریزدماسنجی مورد استفاده قرار گرفت. میانبارهای سیال ثانویه کاذب نیز اکثراً به‌صورت ادخال‌های ریز و به‌صورت ممتد (خطی) در کانی‌ها دیده می‌شوند (شکل ۷-۳، پ).



شکل۷-۳- پتروگرافی میانبارهای سیال، الف) میانبار سیال اولیه به‌صورت چندوجهی نامنظم، ب و پ) روند خطی میانبارهای سیال ثانویه و ثانویه کاذب، P= میانبار سیال اولیه، S= میانبار سیال ثانویه، PS= میانبار سیال ثانویه کاذب.

۷-۴-۳- انواع سیالات درگیر براساس ترکیب فازها

به‌منظور رده‌بندی سیالات درگیر در نمونه‌های مورد مطالعه از نظر منشاء و نوع آنها برمبنای محتوای سیال و یا به عبارتی ترکیب فازهای مشاهده شده، دو نوع سیال درگیر تک‌فازی مایع نوع I (L) و دو فازی مایع-گاز نوع II (L+V; Liquid rich) شناسایی شدند. قابل ذکر است که در مطالعات صورت گرفته، اثری از فازهای جامد نظیر هالیت، سیلویت و ... مشاهده نشد که این موضوع بیانگر میزان شوری پایین سیالات کانه‌ساز در منطقه می‌باشد.

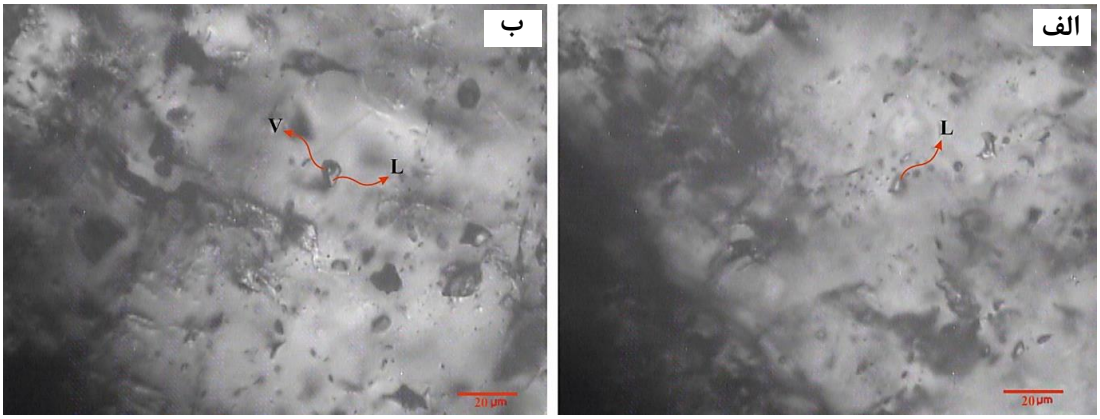
- سیالات درگیر تک‌فازی مایع نوع I (L)

این نوع از سیالات درگیر، شامل میانبارهای سیال تک‌فازی غنی از H_2O با فراوانی متوسط در نمونه‌های مطالعه شده می‌باشند (شکل ۷-۴، الف). به‌طور کلی، این نوع میانبارهای سیال به‌صورت ثانویه در امتداد یک خط و احتمالاً در ارتباط با درزه و شکستگی‌ها و همچنین با اشکال نامنظم و کشیده با پراکندگی

تصادفی و انبوه در بخش‌های داخلی کانی کوارتز رشد کرده‌اند. به‌علاوه، تشکیل برخی از این سیالات درگیر در پهنه‌های رشدی بلورهای کوارتز می‌تواند بیانگر منشاء اولیه تشکیل آنها باشد. اندازه این نوع میانبارها بین ۲ تا ۷ میکرون متغیر می‌باشد. قابل ذکر است که این نوع از سیالات به‌سبب عدم وجود فاز گازی، جهت مطالعه ترموبارومتری مورد استفاده قرار نگرفتند.

- سیالات درگیر دو فازی مایع-گاز نوع II (L+V; Liquid rich)

این سیالات درگیر در کانسار آبگاره با درجه پرشدگی بین ۶۵ تا ۹۰ درصد هستند که براساس نوع فاز غالب به‌صورت دو فازی غنی از مایع می‌باشند (شکل ۷-۴، ب). قابل ذکر است که فاز گازی تنها حدود ۱۰ الی ۳۵ درصد حجم سیال درگیر را اشغال کرده است. این سیالات درگیر دارای منشاء اولیه و مهم‌ترین نوع میانبار سیال مطالعه شده در نمونه‌ها هستند که به اشکال نامنظم، چندوجهی نامنظم و کشیده همراه با سیالات درگیر تک‌فازی مایع مشاهده می‌شوند. اندازه این نوع میانبارهای سیال به‌طور میانگین بین ۲ تا ۷ میکرون متغیر است.



شکل۷-۴- الف) سیالات درگیر تک‌فازی مایع (L)، ب) سیال‌های درگیر دوفازی مایع-گاز با محتوای فاز غالب مایع (L+V; Liquid rich).

۷-۵- مطالعات ریزدماسنجی (میکروترمومتری) سیالات درگیر

همان‌طور که می‌دانیم، مطالعات ریزدماسنجی (میکروترمومتری)، براساس مشاهده دقیق و تشخیص تغییرات فازی سیال درگیر، طی مراحل سرمایش و گرمایش بنا شده است. بدین منظور ابتدا عملیات

سرمایش [1] و سپس گرمایش [2] بر روی میانبارهای سیال دوفازی صورت گرفت. قابل ذکر است که در مواردی به‌دلیل کوچک بودن میانبارها و یا واضح نبودن تغییرات، مشاهده دمای ذوب نهایی یخ و دمای همگن شدن حباب بخار به درستی امکان‌پذیر نبود، در نتیجه از مطالعه این میانبارهای سیال صرف‌نظر گردید. در زیر به‌صورت مختصر نتایج حاصل از این مطالعات شرح داده شده است.

۷-۵-۱- مطالعات سرمایش

به‌طور کلی، سرمایش به فرآیندی گفته می‌شود که در طی آن یک سیال درگیر تا زیر دمای اتاق تا جایی که تغییر فاز از مایع به جامد مشاهده شود، سرد می‌شود. این میانبارها بسته به ترکیب، نوع فازهای تشکیل‌دهنده، چگالی و یا شوری سیالات، در دماهای مختلفی منجمد می‌شوند. در این روش ابتدا دما افزایش داده شد تا یخ شروع به ذوب شدن کند. قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارت دیگر اولین دمایی که در آن یخ ذوب می‌شود، دمای یوتکتیک (Te) نامیده می‌شود. این دما ارتباط مستقیم با نوع نمک‌ها و کاتیون‌های موجود در مایع دارد. با ادامه روند گرم کردن، ذوب بلورهای یخ ادامه می‌یابد تا جایی که آخرین بلور یخ از بین برود. دمایی که در آن آخرین بلور یخ ذوب شود، دمای ذوب نهایی یخ (Tm_{ice}) در نظر گرفته می‌شود. ذکر این نکته ضروری است که نتایج حاصل از این مطالعات برای به‌دست آوردن درجه شوری سیال مورد استفاده قرار می‌گیرد. برای سیستم‌های آبگین آب و نمک، مطالعات سرمایش بهترین روش برای تعیین شوری سیالات درگیر است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص دارای رابطه‌ای مستقیم با نمک موجود در محلول است. این امر با اندازه‌گیری دمای ذوب نهایی یخ در هنگام حرارت دادن مجدد میانبارهایی که قبلاً منجمد شده‌اند، قابل حصول است. به دلیل دشواری تشخیص نوع نمک در سیال درگیر، معمولاً دمای ذوب یخ را به‌صورت معادل وزنی نمک طعام گزارش می‌کنند. در مورد سیالات درگیر مورد مطالعه، به‌علت عدم حضور بلور نمک به‌صورت فاز جامد نمی‌توان از دمای انحلال فاز جامد به‌منظور تعیین شوری استفاده نمود؛ لذا از معادله زیر که برای

[1] Freezing
[2] Heating

سیستم‌های دو فازه فاقد بلور نمک ارائه شده است، استفاده گردید (Shepherd et al, 1985).

$$\text{Salinity (Wt\% NaCl)} = 1.76958Tm - 4.2384*10^{-2}Tm^2 + 5.2778*10^{-4}Tm^3 + 0.28$$

Tm: دمای ذوب آخرین قطعه یخ بر حسب درجه سانتی‌گراد

با توجه به فرمول ارائه شده، سیالات موجود در نمونه‌های مورد مطالعه دارای شوری بین ۳/۷۳ تا ۹/۸۴ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند.

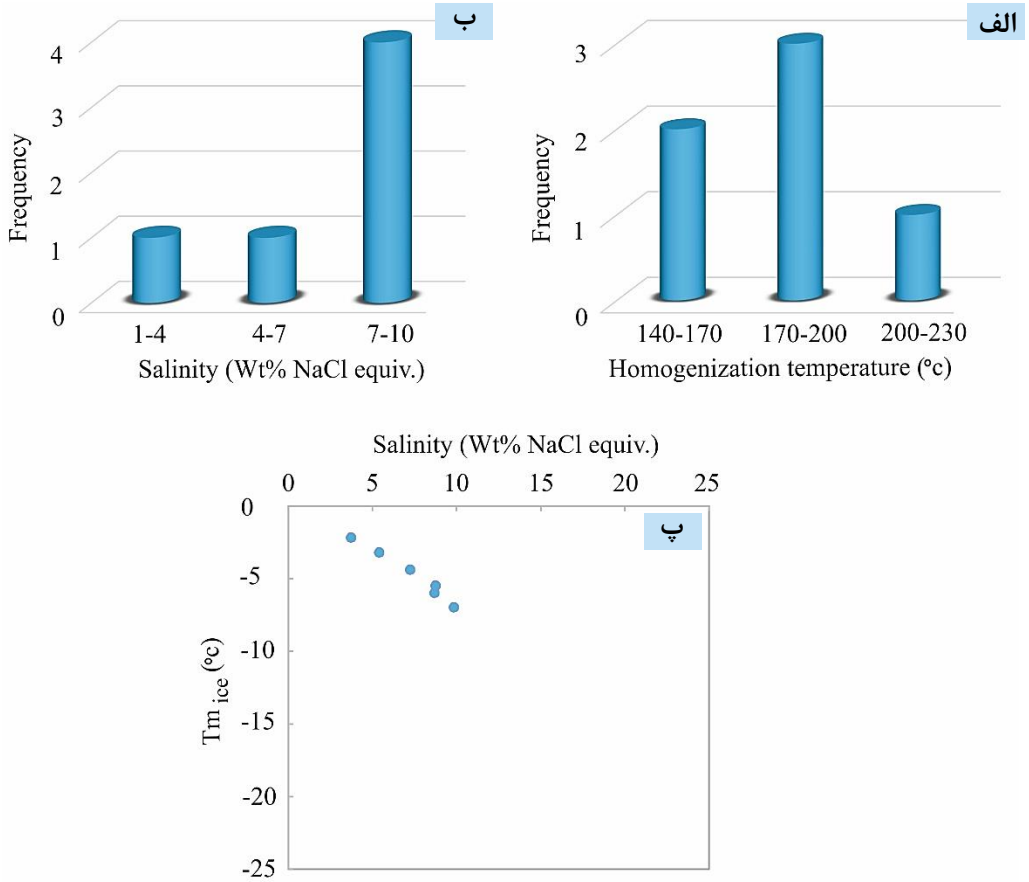
۷-۵-۲- مطالعات گرمایش

در این مطالعات دمای همگن شدن یا T_H [1]سیالات درگیر به‌دست می‌آید که نشان‌دهنده حداقل دمای به دام افتادن سیال درگیر (T_T) یا دمای تشکیل بلور کانی میزبان است (Shepherd et al, 1985)؛ یعنی عملیات گرمایش تا جایی افزایش پیدا می‌کند که حباب بخار موجود در نمونه همگن شود. در سیال‌های درگیر مورد مطالعه، همگن شدن فاز بخار به فاز مایع صورت گرفت. دمای همگن شدگی در کانسار آبگاره نشان می‌دهد که حداقل دمای همگن شدن سیالات ۱۴۵ درجه سانتی‌گراد و حداکثر دما ۲۱۷ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

۷-۶- تعیین دما و شوری سیالات درگیر

ارتباط دمای همگن شدن و شوری با یکدیگر در سامانه‌های گرمابی حائز اهمیت می‌باشند؛ به‌گونه‌ای که هر یک به‌تنهایی نمی‌توانند نقش مؤثری در ایجاد ویژگی‌های ذخایر معدنی داشته باشند. باتوجه به نمودارهای توزیع فراوانی مربوط به دمای همگن شدن و میزان شوری میانبارهای سیال، به‌ترتیب مقدار ۲۰۰-۱۷۰ درجه سانتی‌گراد و ۱۰-۷ درصد وزنی معادل NaCl را نشان می‌دهند (شکل ۷-۵، الف و ب). به‌علاوه، نمودار شوری در مقابل دمای نهایی ذوب یخ (Large et al., 1988)، رسم شد که بر این اساس پایین‌ترین دمای ذوب یخ مطابق با بالاترین درجه شوری در سیال می‌باشد (شکل ۷-۵، پ).

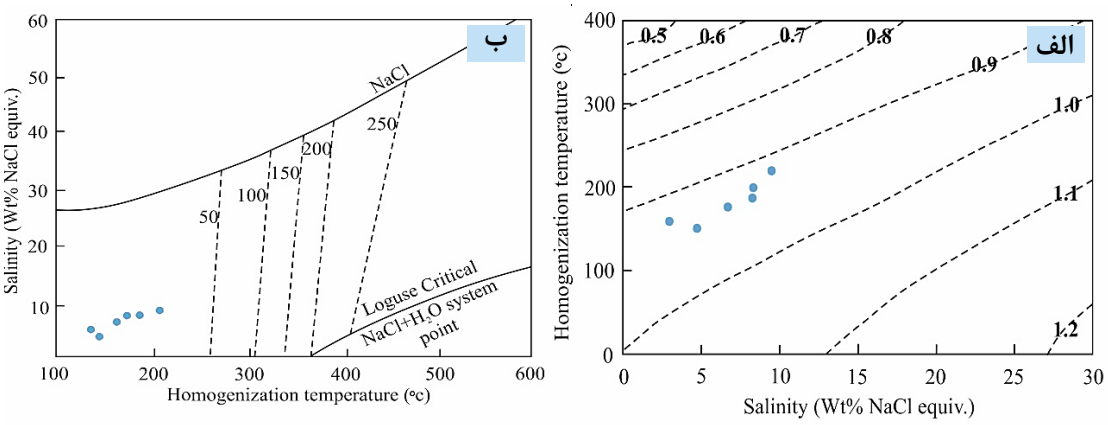
[1] Temperature of Homogenization



شکل۷-۵- الف) نمودار توزیع فراوانی دمای همگن شدن میانبارهای سیال در منطقه مورد مطالعه، ب) نمودار توزیع فراوانی میزان شوری میانبارهای سیال در منطقه مورد مطالعه، پ) نمودار شوری در برابر دمای نهایی ذوب یخ (Large et al., 1988).

۷-۷- تعیین چگالی و فشار در زمان تشکیل کانسنگ

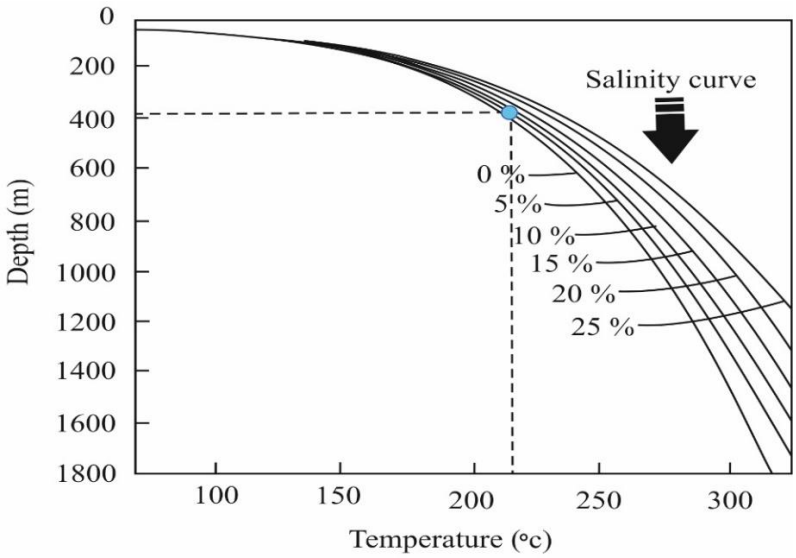
براساس نمودار ارائه شده بر پایه دمای همگن شدن و شوری، می‌توان چگالی سیالات مؤثر در سامانه‌های کانه‌زایی را مشخص نمود (Bodnar, 1983؛ شکل ۷-۶، الف). بر این اساس، چگالی میانبارهای سیال نمونه‌های بررسی شده در منطقه مورد مطالعه از لحاظ دمایی و شوری در محدوده بین ۰/۹ تا ۱ gr/cm^3 قرار می‌گیرند. به‌علاوه، با در اختیار داشتن شوری و دمای همگن شدگی می‌توان میزان فشار را محاسبه نمود. لذا جهت تعیین میزان فشار از نمودار ارائه شده توسط Ramdohr (1980)، استفاده شد (شکل ۷-۶، ب). با توجه به این نمودار، فشار حاکم در طی تشکیل کانسنگ در کانسار مس آبگاره کمتر از ۵۰ بار می‌باشد. ذکر این نکته ضروری است که بین میزان فشار محیط با عمق تشکیل میانبارهای سیال ارتباط مستقیمی وجود دارد.



شکل۷-۶- الف) نمودار دما-شوری جهت تعیین چگالی محلول‌های $NaCl+H_2O$ اشباع از بخار (Bodnar, 1983)، ب) نمودار تعیین فشار بخار محلول براساس دمای همگن شدن و میزان شوری (Ramdohr, 1980).

۷-۸- برآورد عمق تشکیل کانسار براساس سیالات درگیر

با استفاده از دمای همگن شدگی و شوری طبق نمودار ارائه شده توسط Hass (1971)، امکان تعیین عمق تشکیل سیال‌ها و کانی‌سازی وجود دارد (شکل ۷-۷). بر این اساس، حداقل عمق به دام افتادن میانبارهای سیال در کانسار مس آبگاره ۳۹۰ متر برآورد شد.

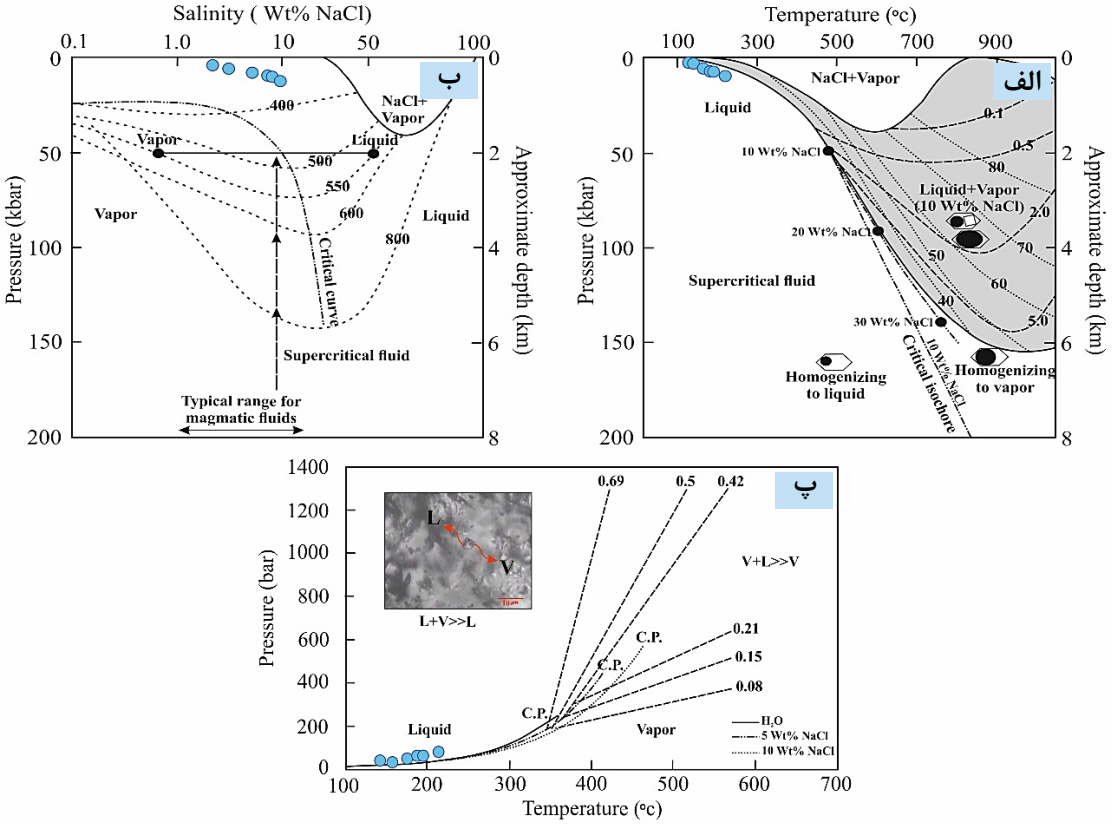


شکل۷-۷- تعیین عمق به‌دام افتادن میانبارهای سیال در منطقه مورد مطالعه (Haas, 1971).

به‌منظور تفسیر داده‌های میانبارهای سیال در سامانه کانسارهای گرمابی رگه‌ای، نمودارهای P-T و P-X در سامانه $NaCl+H_2O$ مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۷-۸، الف و ب). این نمودارها به‌خوبی قادرند تا ضمن تعیین فازهای میانبارهای سیال، ارتباط بین جریان سیالات ماگمایی و جوی را در کانسارهای

گرمابی رگه‌ای نشان دهند (Wilkinson, 2001). داده‌های میانبارهای سیال نشان می‌دهند سیالی که رگه‌های کوارتز را تشکیل داده‌اند، دارای دمای ۲۱۷-۱۴۵ و شوری ۹/۸۴-۳/۷۳ می‌باشد. قابل ذکر است که این داده‌ها با عمق ۳۹۰ سازگار هستند. با توجه به نمودار P-T، در عمق، دما و فشار پایین شاهد حضور فاز مایع به‌عنوان فاز غالب هستیم که به‌نوعی با دگرسانی‌های صورت گرفته در منطقه به‌ویژه دگرسانی سریسیتی و کلریتی همخوان هستند و می‌تواند بیانگر تأثیر غالب آب‌های جوی در شکل‌گیری آنها باشد. قابل ذکر است که در دماهای بالاتر فاز بخار به‌عنوان فاز غالب مطرح است. همان‌طور که می‌دانیم، میانبارهای سیال تحت شرایط جوشش شاخص‌های ارزشمندی برای تعیین P–T هستند، زیرا تحت این شرایط دمای همگن شدن با دمای تشکیل برابر می‌باشد (Al-Hwaiti et al., 2010). به این نکته باید توجه کرد که دمای همگن شدن به‌ندرت معادل دمای به دام افتادن سیال (T_T) است. اگر سیال در حین جوشش به دام افتاده باشد، می‌توان امیدوار بود که دمای همگن شدن با دمای به دام افتادن سیال برابر باشد که وجود میانبارهای غنی از بخار با میانبارهای غنی از مایع از مهم‌ترین نشانه‌های آن می‌باشد. با مشاهده تغییرات فشار نسبت به دمای همگن شدگی در نمودار ارائه شده توسط Al-Hwaiti et al. (2010)، می‌توان به این نتیجه رسید که پدیده جوشش در منطقه مورد مطالعه صورت نگرفته است (شکل ۷-۸، پ). از طرفی، کوچک بودن حباب گاز و عدم وجود میانبارهای دوفازی غنی از گاز در این کانسنگ عدم رخداد فرآیند جوشش در این کانسار را تأیید می‌کند. هر چند با توجه به این مطالب شواهد قطعی از رخداد پدیده جوشش در منطقه به‌دست نیامد؛ ولی با این حال حضور مسکویت ریزدانه (سریسیت) و ایلیت در نزدیکی رگه‌ها نشان می‌دهد که احتمالاً جوشش محدودی در منطقه مورد مطالعه رخ داده باشد. قابل ذکر است که فرآیند جوشش زمانی اتفاق می‌افتد که فشار هیدروستاتیک بیشتر از فشار لیتوستاتیک باشد که همین امر سبب کاهش سریع فشار محصورکننده سیالات گرمابی خواهد شد. در حقیقت جوشش سیالات گرمابی یک سازوکار و فرآیند اولیه برای تحرک و تمرکز فلزات در هنگام تشکیل کانسارهای فلزی محسوب می‌شود که این فرآیند در شرایط دمای بالا و فشار پایین رخ می‌دهد. از آنجایی‌که کانسار مورد مطالعه در عمق کم و فشار پایین

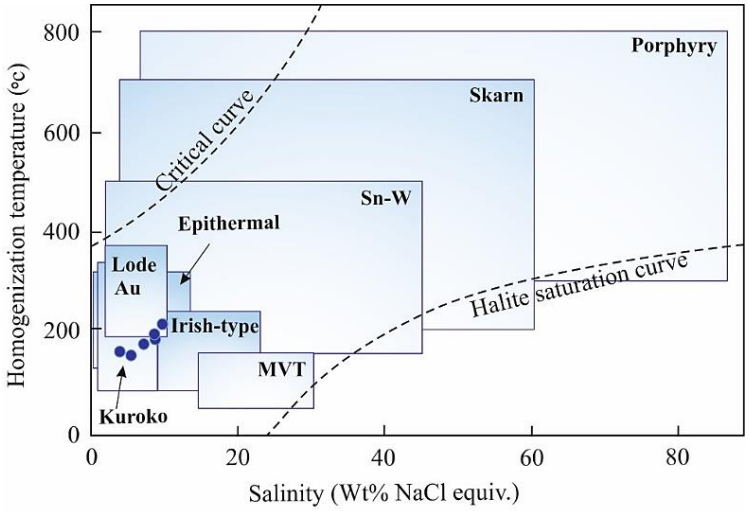
نهشته شده است، چگالی ترکیب اثر چندانی بر درجه حرارت همگن شدن ندارد و می‌توان از آن صرف‌نظر نمود. در نتیجه می‌توان دمای همگن شدن را به‌عنوان درجه حرارت واقعی در نظر گرفت.



شکل۷-۸- الف و ب) نمودارهای فشار-دما و فشار-شوری در سامانه $NaCl+H_2O$ جهت تعیین فازهای میانبارهای سیال (Hedenquist et al., 1998)، پ) نمودار فشار-دما جهت تعیین میانبارهای غنی از بخار و مایع به همراه منحنی جوشش (سامانه $NaCl+H_2O$ با شوری ۵ Wt% NaCl؛ Al-Hwaiti et al., 2010).

۷-۹- تعیین تیپ کانسار احتمالی

با توجه به درصد شوری و دمای همگن شدن میانبارهای سیال موجود در نمونه‌های مورد مطالعه و همچنین براساس نمودار طراحی شده توسط Wilkinson (2001)، میانبارهای سیال مورد مطالعه در کانسار مس آبگاره، در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌گیرند (شکل ۷-۹).

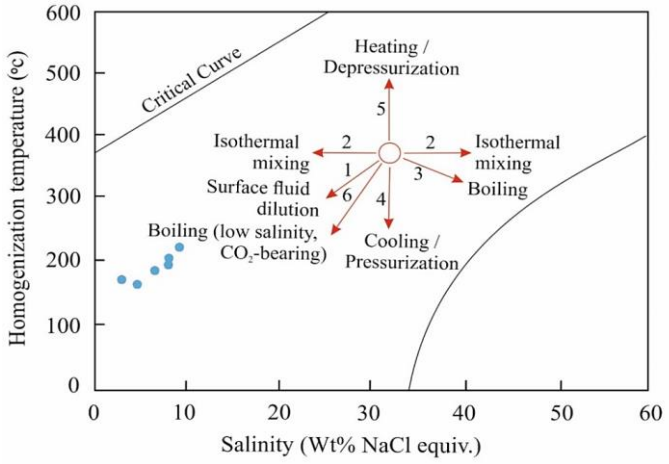


شکل۷-۹- نمودار دمای همگن شدن در برابر درجه شوری میانبارهای سیال و تعیین تیپ احتمالی (Wilkinson, 2001).

۷-۱۰- عوامل مؤثر بر ته‌نشست کانه‌ها

برای پی بردن به سیر تکاملی سیالات مسبب کانی‌سازی، نمودار ارائه شده توسط Wilkinson (2001)، مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۷-۱۰). ذکر این نکته ضروری است که با استفاده از روندهای کلی حاصل از فرآیندهای مختلفی که دما و شوری یک سیال را تحت تأثیر قرار می‌دهند، می‌توان مسیر تحول سیال را تعیین نمود. از آمیخته شدن سیال با سیالات سردتر و شور پایین، روند ۱ حاصل می‌شود. به‌علاوه، آمیخته شدن سیال ایزوترمال با سیالات با شوری متفاوت، روند ۲ را ایجاد خواهد کرد. قابل ذکر است که سیالات جوی با نفوذ به مناطق عمیق پوسته‌ای داغ شده و در حین صعود به سمت بالا با سیالات گرمابی افق‌های کم‌عمق‌تر آمیخته می‌شود. در مسیر ۳ جوشش سیال باعث افزایش شوری فاز مایع باقی مانده خواهد شد. قابل ذکر است که پدیده جوشش از سیال گرمابی ناهمگن به‌وجود می‌آید، در نتیجه نسبت فازهای گاز و مایع در میانبارهای سیال متفاوت خواهد بود. سیالات غنی از گاز در دماهای بالا همگن می‌شوند، در نتیجه این سیالات در کنار سیالات غنی از مایع می‌توانند عاملی در گستردگی دامنه دمایی اندازه‌گیری شده باشد. سرد شدن ساده نیز روند ۴ را شکل می‌دهد. همچنین، نشت میانبارها در طی گرم شدن، روند ۵ را به‌وجود می‌آورد. لذا با ترسیم داده‌های حاصل از مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی این نمودار، می‌توان فرآیند سرد شدگی و مخلوط شدن با آب‌های

سرد جوی را مسئول تحولات ایجاد شده در سیال دانست. بنا به نظر Wilkinson (2001)، سرد شدن اهمیت ناچیزی در ته‌نشست مقادیر قابل توجهی مواد معدنی در یک حجم محدود از سنگ، به سبب نبود شیب زمین‌گرمایی زیاد در محیط‌های پوسته‌ای دارد. با این وجود، همان‌گونه که در شکل (۷-۱۰) نشان داده شده است، کاهش دمای همگن‌شدگی از ۲۱۷ به ۱۴۵ درجه سانتی‌گراد، سبب کاهش سرعت سیال کانسنگ‌ساز و در نتیجه نهشت ماده معدنی می‌شود. تغییرات دمایی به علت دور شدن سیال‌ها از مرکز سامانه، عبور آنها از مسیر گسل‌ها، مخلوط شدن با آب‌های سرد جوی و رقیق شدن آن صورت گرفته است. قابل ذکر است که روندهای سردشدگی و رقیق‌شدگی عمومی در این کانسار نشان‌دهنده ورود آب‌های سرد سطحی به درون سامانه است. این پدیده با حضور میانبارهای سیال با دما و شوری پایین‌تر که بیانگر آمیخته شدن سیال با منشاء جوی در فرآیند کانی‌سازی رگه‌ای است؛ مشخص می‌شود.

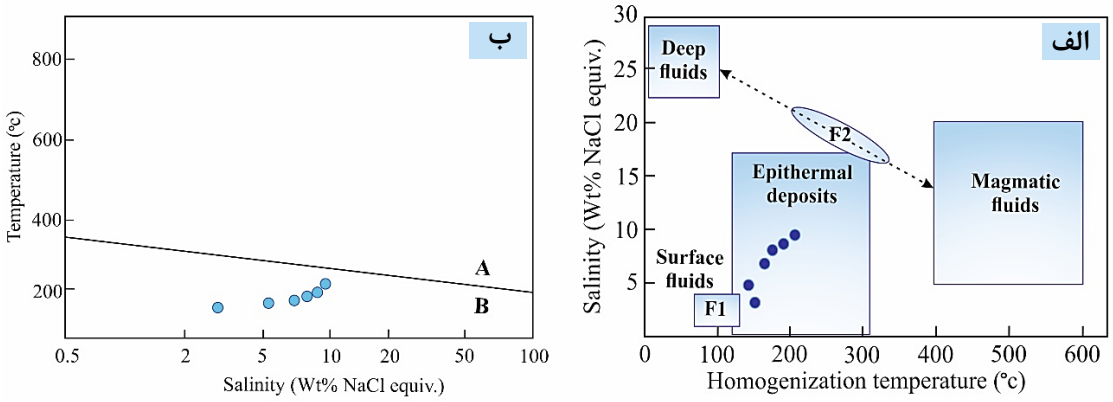


شکل۷-۱۰- نمودار دمای همگن شدن-شوری جهت تعیین عوامل مؤثر در تکامل سیال و ته‌نشست مواد معدنی (Wilkinson, 2001).

۷-۱۱- تعیین منشاء سیال و نوع لیگاندهای احتمالی

رسم نمودارهای دمای همگن شدگی در برابر شوری نشان می‌دهد که ارتباط مثبتی بین این دو مقدار وجود دارد. لذا به‌منظور تعیین منشاء سیال کانی‌سازی در منطقه آبگاره و همچنین بررسی بیشتر انطباق کلیه داده‌ها و مشخص کردن سهم هر کدام از سیالات، از نمودار ارائه شده توسط Esteban-Arispe et al. (2016)، استفاده گردید (شکل ۷-۱۱، الف). قابل ذکر است که در این نمودار

F1، سیال گرمابی با شوری کم (Wt.% NaCl eq ۳-۱) و درجه حرارت $۱۰۰^{\circ C}$ به‌عنوان آب‌های سطحی و F2، سیال با شوری متوسط (Wt.% NaCl eq ۲۱-۱۶) و درجه حرارت بالاتر ($۳۴۰^{\circ C}$-۲۰۰) مخلوطی از سیال اولیه و ماگمایی می‌باشد. لذا با ترسیم داده‌های حاصل از مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی این نمودار، می‌توان نتیجه گرفت که سیالات مؤثر در کانی‌سازی، سیالی با شوری و دمای پایین‌تر است که این ویژگی می‌تواند معرف سیالاتی که توسط آب‌های جوی و یا در اثر تأثیر همین آب‌های جوی بر روی سیالات ماگمایی حاصل شده‌اند، باشد. بنابراین سیالات بیشتر از سطح منشاء گرفته‌اند که در اعماق گردش کرده و سیالاتی با شوری و دمای پایین ایجاد کرده‌اند. Wilkinson (2001)، معتقد است که سیالات کانی‌ساز که دارای دما و شوری بالایی هستند، می‌توانند در اثر مخلوط شدن با آب‌های جوی دارای دما و شوری کمتری شوند. از طرفی، جهت تعیین نوع لیگاندهای مؤثر در حمل فلزات، نمودار(Larg et al. (1988، مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۷-۱۱، ب). در این نمودار سیال‌های گرمابی با شوری و دماهای بالا، لیگاندهای کلریدی و در شوری و دماهای پایین، لیگاندهای سولفیدی نقش مؤثری در حمل فلزات دارند. با توجه به این‌که نمونه‌های مورد مطالعه غالباً دارای دما و شوری پایینی بودن، در نمودار (Larg et al. (1988، تمامی نمونه‌ها در بخش لیگاندهای سولفیدی واقع شدند. به‌طور کلی می‌توان گفت لیگاندهای سولفیدی نقش مؤثری در حمل فلزات داشته‌اند.



شکل۷-۱۱- الف) نمودار درجه شوری-دمای همگن شدن جهت تعیین منشاء سیال به‌دام افتاده (Esteban-Arispe et al., 2016)، ب) نمودار (Larg et al. (1988، جهت تعیین لیگاندهای احتمالی حمل فلزات در کانسار مورد مطالعه، A: لیگاندهای کلریدی، B: لیگاندهای سولفیدی.

فصل هشتم: تیپ کانه‌زایی، الگوی تشکیل، نتیجه‌گیری و پیشنهادات اکتشافی

۸-۱- مقدمه

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، زمین‌شیمیایی و میانبارهای سیال 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 آبگاره 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.

۸-۲- برخی از شواهد ژنتیکی مهم در ارتباط با کانسار آبگاره

۸-۲-۱- جایگاه زمین‌شناسی و محیط تکتونیکی

محدوده معدنی آبگاره، بخشی از مجموعه آتشفشانی-رسوبی نوار طرود-چاه‌شیرین محسوب می‌شود که به‌صورت 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 به‌طور چیره از سنگ‌های 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 طرود-چاه‌شیرین را تشکیل می‌دهد (رشیدنژادعمران، ۱۳۷۱). در این ناحیه، فعالیت‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن ترشیری و کانی‌سازی مرتبط با آن بیشتر با گسل‌هایی که در شمال به موازات گسل عطاری و در جنوب به موازات گسل درونه هستند، ارتباطی تنگاتنگ دارد. قابل ذکر است که الگوی ساختاری این ناحیه توسط دو گسل امتدادلغز اصلی انجیلو در شمال و طرود در جنوب با راستای شمال شرقی-جنوب غربی کنترل می‌شود (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳). در یک نگاه کلی، سنگ‌های رخنمون یافته در نوار طرود-چاه‌شیرین 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 پتاسیم بالا 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 Nb، Ti، Zr و Ta مشخص می‌شوند که از دید جایگاه زمین‌ساختی، در موقعیت کمان ماگمایی مرتبط با پهنه فرورانش قاره‌ای قرار می‌گیرند (حقیقی و همکاران، ۱۳۹۲).

۸-۲-۲- 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 طرود محسوب می‌شود. بررسی‌های صورت گرفته در خصوص توالی سنگ‌شناسی منطقه مؤید وجود گدازه‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی و بازالت به همراه رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های آذرآواری (کریستال‌توف) 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 آبگاره، در گدازه‌های آندزیتی بیشترین گسترش را دارند. برپایه تجزیه‌های شیمیایی و با استفاده از نمودارهای مربوطه (رجوع به شکل‌های ۶-۴ و ۶-۶)، 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.

۸-۲-۳- 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 آبگاره می‌توان به آن اشاره نمود، نقش ساختارها و گسل‌ها به عنوان عامل اصلی کنترل کننده 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، به‌صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی رخ داده است. کانه‌های سولفیدی پیریت، کالکوپیریت و بورنیت به‌عنوان مهم‌ترین فازهای کانه‌سازی کانه‌های 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 و لیمونیت) نیز شکل گرفته‌اند. کانی‌سازی در منطقه به دلیل

هوازدگی سطحی سولفیدهای مس در سطح رخنمون‌های سنگی بیشتر به‌صورت کانی‌هایی نظیر مالاکیت و کریزوکولا به‌شکل 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 به‌صورت اولیه و هم در داخل شکستگی‌ها به صورت ثانویه تشکیل شده‌اند.

۸-۲-۴- 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 آبگاره 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، سریسیتی 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 به‌صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، جانشینی در پلاژیوکلاز و زمینه سنگ دیده می‌شود. همچنین، کلریتی‌شدن 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 به‌دلیل آغشتگی به اکسید و هیدروکسیدهای آهن به رنگ‌های قرمز و زرد دیده می‌شود.

۸-۲-۵- شواهد زمین‌شیمیایی

نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب به خوبی می‌توانند منشاء 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 منشاء 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. علاوه‌بر این در سیالات مشتق شده از گوه گوشته‌ای در مناطق فرورانش با افزایش مقدار Th/Yb و کاهش مقدار Nb/Yb (رجوع به شکل ۸-۶، ب) مواجه هستیم. لازم به‌ذکر است که مقادیر بالای Th در این سنگ‌ها می‌تواند تحت تأثیر دو عامل آلودگی ناشی از آلایش با پوسته بالایی و تأثیر سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده باشد. بنابراین بر اساس نمودارهای مربوطه (رجوع به شکل‌های ۶-۹ و ۶-۱۰)، ماگمای سازنده سنگ‌ها از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای غنی شده واقع در بالای ورقه اقیانوسی فرورونده که ضمن تبلور تفریقی، تا حدودی متحمل آلایش 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 به‌صورت 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 درحالی 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.

۸-۲-۶- شواهد حاصل از مطالعات سیالات درگیر

با توجه به مطالعات سیالات درگیر، میانگین درجه همگن شدن سیالات درگیر در کانسار مس آبگاره ۱۴۵-۲۱۷°C و دامنه تغییرات شوری Wt%NaCl ۳/۷۳-۹/۸۴ به‌دست آمده است. براساس نمـودار ارائه

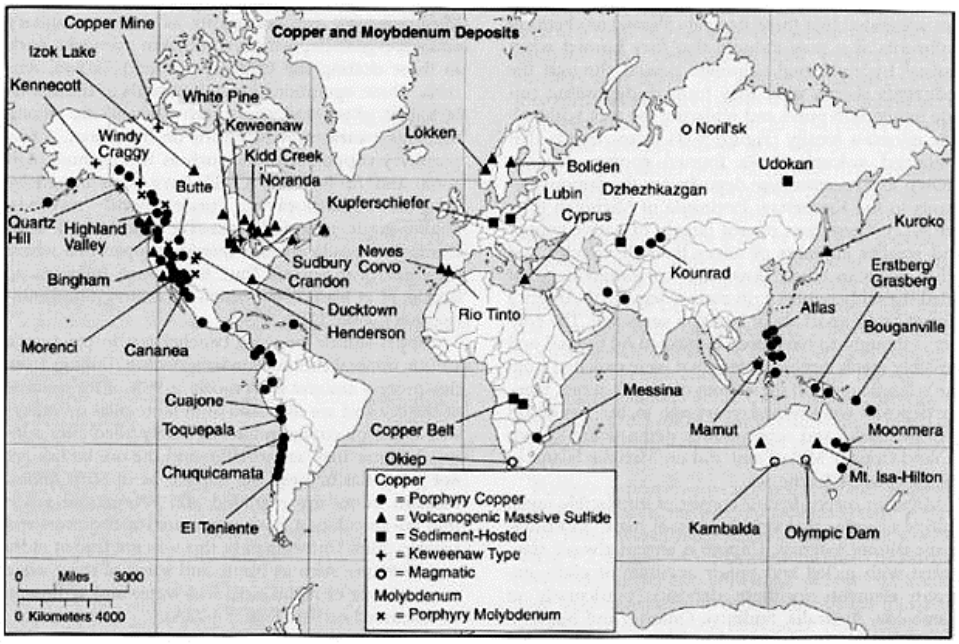
شده توسط Willkinson (2001)، ایـن سیالات در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌گیرند که در واقع شرایط دما-شوری احراز شده با شرایط تشکیل کانسارهای اپی‌ترمال همخوانی دارد. به‌علاوه، با توجه به روند تغییرات شوری نسبت به دمای همگن شدن، عمق تشکیل سیال‌ها و کانی‌سازی ۳۹۰m تخمین زده شد. بدون شک کاهش دما و شوری در طی صعود سیال و اختلاط سیالات ماگمایی با آب‌های کم‌شور و سرد جوی، سبب تشکیل رگه‌های کانه‌دار در عمق ۳۹۰m شده است.

۸-۳- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس آبگاره با کانسارهای شاخص جهان و ایران

کانسنگ‌ها در چه شرایطی و در نتیجه چه فرآیندهایی تشکیل می‌شوند؟ چه عواملی به تمرکز عنصرهایی خاص در محیطی معین می‌انجامند؟ و چه چیزهایی سبب جایگزینی و نهشت کانسنگ می‌شود؟ احتمالاً بهترین راه پاسخ به این پرسش‌ها، و از این‌رو بهترین شیوه کاوش کانسارهای جدید، مطالعه ساختار و زایش کانسارهای شناخته شده و سپس کاوش زمین‌شناختی ناحیه‌های همانند و مناسب است. گرچه هیچ دو کانساری به‌طور کامل همانند نیستند، با این وجود ویژگی‌های مشترک به اندازه‌ای هستند که می‌توان آنها را در رده کانسارهای با ویژگی‌های خاص خود قرار داد.

۸-۳-۱- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس آبگاره 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 به‌دست 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 (۸-۱)، موقعیت و پراکندگی انواع کانسارهای مس در جهان نشان داده شده است.



شکل۸-۱- موقعیت و پراکندگی انواع کانسارهای مس در جهان (برگرفته از صالحی‌نسب، 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[1]، لایه‌های سرخ آتشفشانی[2]، میشیگان آمریکا (کویناوی)[3] و همچنین کانسارهای گرمابی رگه‌ای (اپی‌ترمال)[4] 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 فوق الذکر در جدول (۸-۱) 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

[1] Manto-type Copper
[2] Volcanic Redbed Copper
[3] Michigan (Keweenaw) Type
[4] Hydrothermal vein-type (Epithermal)

(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 کششی 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±دیژنیت، کالکوپیریت و کوولیت می‌باشد. این ذخایر دارای عیار بالای مس و محتوای نقره پایین و در بیشتر موارد بدون طلا هستند. کانسار ال‌سولدادو[1] 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 به‌صورت سولفات حمل شود و در محل‌های ته‌نشست کانه‌ها، به سولفید احیا شود. قابل ذکر است که مقدار ^{34}S در این گونه نهشته‌ها بیانگر احیای باکتریایی سولفات به‌منظور تولید سولفید می‌باشد.

[1] El Soldado

- کانسارهای **نوع کویناوی** که به کانسارهای مس نوع میشیگان نیز معروف‌اند؛ در شبه جزیره کویناوی (میشیگان شمالی) و درگروه 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. پرطرفدارترین نظریه در مورد زایش کانه‌سازی این‌گونه 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 خصوصیاتی نظیر سنگ میزبان، محیط زمین‌ساختی، شکل هندسی، نوع ساخت و بافت، توالی همبود (پاراژنتیکی) و نوع دگرسانی، تفاوت‌های آشکار بین کانسارهای تیپ مانتو، لایه‌های سرخ آتشفشانی و میشیگان با کانسار مورد مطالعه بیشتر مشخص می‌شود. در نتیجه نمی‌توان کانسار مس آبگاره را در رده این تیپ کانسارها قرار داد. لذا با استناط به مطالب مطرح شده، اذهان به سمت کانسارهای 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 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 سه دسته قبلی موقعیت و جایگاه مناسبی ندارند. بنابراین در ادامه جهت روشن‌تر شدن بیشتر این شباهت‌ها، مشخصات کانسار آبگاره با ویژگی‌های اساسی این تیپ کانسارها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

جدول۸-۱- تیپ کانه‌زایی کانسار مس آبگاره در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای تیپ مانتو، لایه‌های سرخ آتشفشانی، میشیگان و گرمابی رگه‌ای (اپی‌ترمال) در سایر نقاط جهان.

ویژگی‌های شاخص	آبگاره	Manto-type Copper	Volcanic redbed copper	Michigan (Keweenaw) Type	Hydrothermal vein-type (Epithermal)
موقعیت جغرافیایی	ایران (جنوب دامغان)	شمال شیلی (Arica-Iquique, Tocopilla-Taltal, Copiapó, La Serena, Santiago)	کانادا (Mont Alexandre)	میشیگان (western Upper Peninsula)	شمال‌غرب چین (Tuola/Gongliu)
محیط تکتونیکی	حاشیه فعال قاره‌ای	حوضه‌های پشته کمانی درون قاره‌ای	بازالت‌های کمانی	ریفت میان‌قاره‌ای	فرورانش (در ارتباط با کمان‌های آتشفشانی)
سری ماگمایی	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن تا تولئیتی	کالک‌آلکالن	تولئیتی (نیمه‌قلیایی)	کالک‌آلکالن
سنگ میزبان و همراه	آندزیت، آندزیت بازالتی، بازالت و توف	آندزیت، آندزیت بازالتی، ماسه‌سنگ، توف‌برش سیلتستونی و سنگ آهک	بازالت اسپیلیتی شده	ریفت‌های آتشفشانی بازالتی با لایه‌های کنگلومرای قرمز همراه با لنزهایی از ماسه‌سنگ قرمز و قهوه‌ای، سیلتستون و شیل‌های سیاه تا خاکستری	توف و آندزیت
سن	ائوسن میانی- بالایی	ژوراسیک-کرتاسه زیرین	سیلورین بالایی	پرکامبرین-سیلورین	کربونیفر پیشین
کانی‌شناسی کانسنگ	پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و کریزوکولا	کالکوپیریت، پیریت، بورنیت، کالکوسیت، دیژنیت، کوولیت، تتراهدریت، مس طبیعی، تنانتیت، اسفالریت، گالن، مگنتیت و هماتیت	مس طبیعی، بورنیت، کالکوپیریت، دیژنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و یاروویت (Cu_9S_8)	کالکوسیت، بورنیت، کالکوپیریت، کوپریت، تنوریت، مس طبیعی، مالاکیت و کریزوکولا	پیریت، طلا، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، کوولیت و لیمونیت
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت و ژیپس	کوارتز و کلسیت	کوارتز، کلسیت، هماتیت و کلریت	کلسیت، کوارتز، اپیدوت و فلدسپار پتاسیم‌دار	کوارتز، سریسیت، کلریت، کلسدوئن و کلسیت
دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی	سیلیسی، آرژیلیتی حدواسط، سریسیتی، کربناتی، کلریتی و اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت)	آلبیتی، کربناتی و پروپیلیتی	آلبیتی، کلریتی و هماتیتی	*	سیلیسی، آرژیلیتی، سریسیتی و پروپیلیتی
ساخت و بافت کانی‌سازی	رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، دانه‌پراکنده، شعاعی و جانشینی	رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، استوک‌ورک و دانه‌پراکنده	دانه‌پراکنده، جانشینی، پرکننده فضاهای خالی و رگچه‌ای	دانه‌پراکنده، پرکننده فضاهای خالی، برشی، آمیگدالوئیدال و رگه‌ای	پرکننده فضاهای خالی، برشی، کلوفرم نواری، شانه‌ای، رگه‌ای، استوک‌ورک و دانه‌پراکنده
عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی	گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها	ویژگی‌های ساختاری، گسل‌های فرعی و دایک‌های تغذیه‌کننده	گسل‌ها	گسل‌ها و ویژگی‌های ساختاری	گسل‌ها
شکل هندسی	رگه‌ای	چینه‌کران، انباشتی تخت و شبه چینه‌سان	چینه‌سان	چینه‌سان/چینه‌کران	رگه‌ای
منبع	تحقیق حاضر	Kojima et al., 2009	Cabral and Beaudoin, 2006; 2007	Bornhorst and Barron, 2011	Chen et al., 2012

علامت*به معنای کمبود داده می‌باشد.

۸-۳-۱-۱- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس آبگاره با کانسارهای گرمابی رگه‌ای (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 سال۱۹۷۰ 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 گرمابی فعالیت‌های 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 گرمابی 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.

جدول۸-۲- تفکیک محیط‌های کانسارهای اپی‌ترمال و خصوصیات آنها (Robb, 2004).

High-sulfidation Oxidized sulfur species (SO_2, SO_4^{2-}, HSO_4^-) in ore fluid/vapor	**Low-sulfidation** Reduced sulfur species (HS^-, H_2S) in ore fluid/vapor
Also referred to as Gold–alunite, acid–sulfate, alunite–kaolinite	Adularia–sericite, hotspring-related
Fluids Acidic pH, probably saline initially, dominantly magmatic	Near-neutral pH, low salinity, gas-rich (CO_2, H_2S), dominantly meteoric
Alteration assemblage Advanced argillic (zonation: quartz–alunite–kaolinite–illite–montmorillonite–chlorite)	Adularia–sericite (zonation: quartz/chalcedony–calcite–adularia–sericite–chlorite)
Metal associations Au–Cu (lesser Ag, Bi, Te)	Au–Ag (lesser As, Sb, Se, Hg)

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 (۸-۳) ارائه شده است.

جدول۸-۳- برخی از مشخصات مهم کانسارهای اپی‌ترمال در جهان (Sillitoe and Hedenquist, 2003).

Epithermal Type	High sulfidation		Intermediate sulfidation	Low sulfidation	
	Oxidized magma	(Reduced magma)[1]		Subalkaline magma	Alkaline magma
Type example	El Indio, Chile (vein); Yanacocha, Peru (disseminated)	Potosí, Bolivia; Fresnillo, Mexico (Ag-rich)	Baguio, Philippines (Au-rich);	Midas, Nevada	Emperor, Fiji
Genetically related volcanic rocks	Mainly andesite to rhyodacite	Rhyodacite	Principally andesite to rhyodacite but locally rhyolite	Basalt to rhyolite	Alkali basalt to trachyte
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
Silica gangue	Massive fine-grained silicification and vuggy residual quartz		Vein-filling crustiform and comb quartz	Vein-filling crustiform and colloform chalcedony and quartz; carbonate-replacement texture	Vein-filling crustiform and colloform chalcedony and quartz; quartz deficiency common in early stages
Carbonate gangue	Absent		Common, typically including manganiferous varieties	Present but typically minor and late	Abundant but not manganiferous
Other gangue	Barite common, typically late		Barite and manganiferous silicates present locally	Barite uncommon; fluorite present locally	Barite, celestite, and/or fluorite common locally
Sulfide abundance	10–90 vol %		5–>20 vol %	Typically <1–2 vol % (but up to 20 vol % where hosted by basalt)	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	
Te and Se species	Tellurides common; selenides present locally	None known but few data	Tellurides common locally; selenides uncommon	Selenides common; tellurides present locally	Tellurides abundant; selenides uncommon

APS = aluminum-phosphate-sulfate minerals
[1] See text for elaboration of this lithocap-hosted style of mineralization

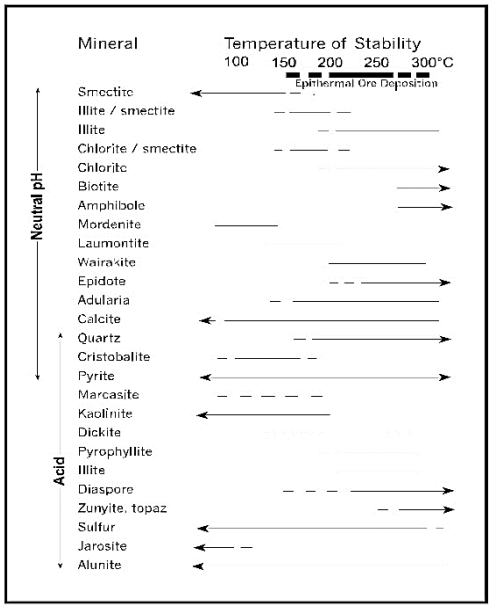
- کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا

از خصوصیات شاخص کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا، می‌توان به حضور مجموعه کانی‌های انارژیت، پیریت±کوولیت، آلونیت، باریت، پیروفیلیت، دیاسپور، ایلیت و کائولینیت، دگرسانی آرژیلیتی پیشرفته که توسط مقادیر فراوان آلونیت ($KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$) اولیه مشخص می‌گردند و نهایتاً عدم حضور آدولاریا اشاره نمود. این نوع کانسارها توسط سیالات غنی از گوگرد و اکسیدی (HSO_4^-, SO_4^{2-}, SO_4) با pH اسیدی، شوری نسبتاً بالا و با منشاء ماگمایی حاصل می‌شوند. از فلزات آنها

می‌توان به Cu و Au به همراه مقادیر کمتری Bi، Ag و Te اشاره نمود. این دسته از کانسارها از نوع همجوار[1] بوده و در داخل و یا نزدیکی دهانه آتشفشانی شکل می‌گیرند (نجف‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰؛ Nadeau, 2011؛ Zhong et al., 2017).

- کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین

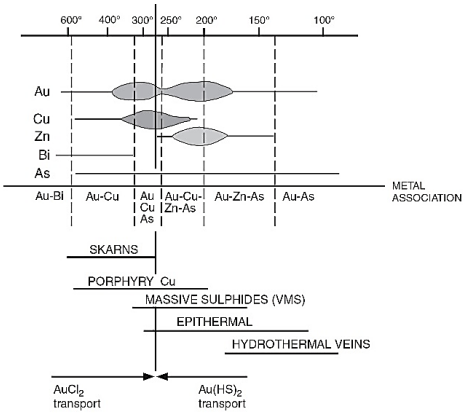
کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین توسط سیالات فقیر از گوگرد و احیایی (H_2S ,HS^-)، با pH تقریباً خنثی، شوری پایین و با منشاء جوی حاصل می‌شوند. این نوع کانسارها با حضور کانی‌های آدولاریا و سریسیت و همچنین کلسدونی، کلسیت، ایلیت یا ایلیت- اسمکتیت در نزدیکی یا درون رگه‌ها و عدم حضور آلونیت و کائولینیت اولیه مشخص می‌گردند. قابل ذکر است که کانسارهای با سولفیداسیون پایین معمولاً مانع کانی‌سازی Cu نمی‌شوند ولی فلزاتی نظیر Au و Ag و همچنین فلزات پایه (Pb و Zn) به همراه مقادیر کمتری Se، Sb، As و Hg در این کانسارها بیشتر شناخته شده‌اند (نجف‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰؛ Nadeau, 2011؛ Zhong et al., 2017). به‌علاوه، این نوع کانسارها نسبت به نوع سولفیداسیون بالا، ذخایر بیشتری را در دنیا به خود اختصاص می‌دهند.



شکل۸-۲- پایداری کانی‌های رایج در محیط اپی‌ترمال. در سامانه‌های با سولفیداسیون پایین، کوارتز، کلسیت و آدولاریا کانی‌های اصلی محسوب می‌شوند؛ در حالی‌که در سامانه‌های با سولفیداسیون بالا، کوارتز کانی عمده می‌باشد (Williams-Jones and Heinrich, 2005).

[1] Proximal

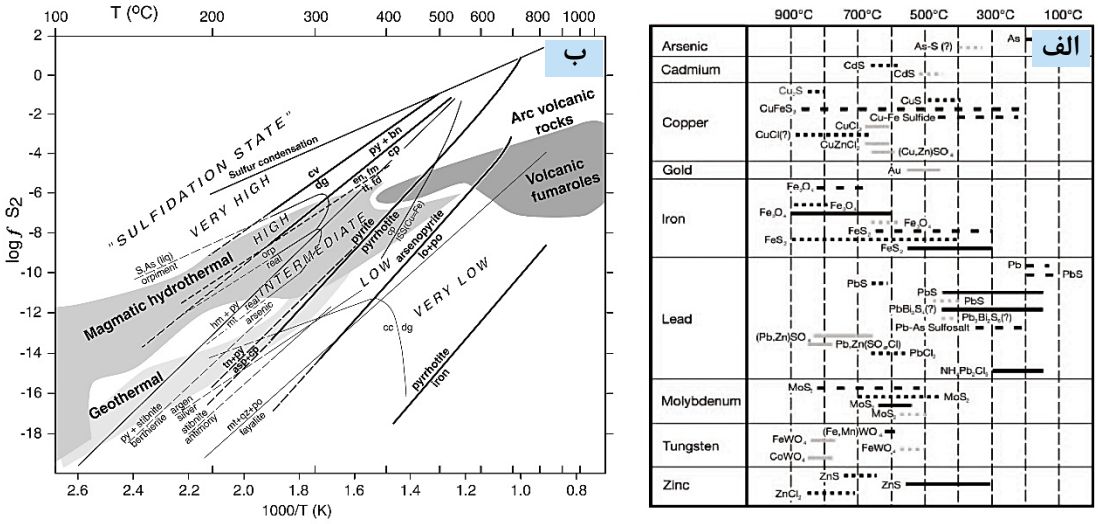
لیگاندها یا انواع آنیونی کلرید (Cl^-) و سولفید (به‌ویژه HS^-) از جمله عوامل تثبیت عناصر در محلول‌های گرمابی به شمار می‌روند. در محلول‌های گرمابی احیایی و pH نزدیک به خنثی، عناصر به صورت لیگاندهای HS^-دار حمل شده و به نظر می‌رسد که چنین شرایطی، عامل انتقال عناصر (به‌ویژه طلا) در محیط‌های سولفیداسیون پایین باشد. برعکس، در دماهای بالاتر (بیشتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) و در محلول‌های اسیدی‌تر و با شوری بالاتر، عناصر به‌شکل لیگاندهای Cl^-دار حمل می‌شوند که این نوع انتقال در محیط‌های سولفیداسیون بالا رخ می‌دهد.



شکل۸-۳- نمودار محدوده درجه حرارت انتقال فلزات با هر یک از لیگاندهای Cl^- و HS^- و سیستم‌های معدنی مرتبط با آنها (Pirajno, 2009).

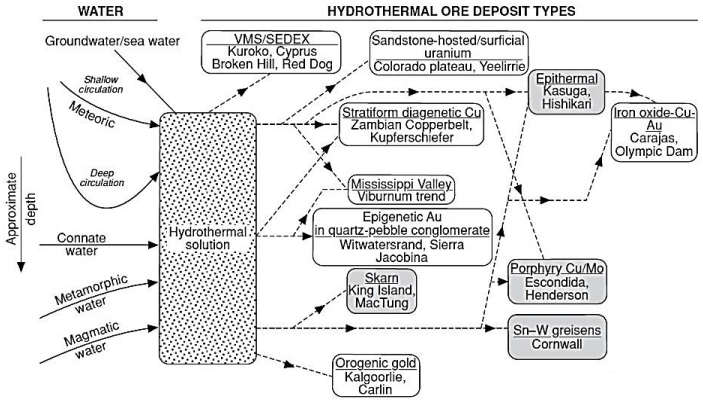
با توجه به این‌که مشخصات یک سیال کانه‌دار، ضمن مهاجرت به تدریج تغییر می‌کند، کانی‌های متفاوتی هم در طول بخش‌های مختلف یک شکاف تشکیل می‌شوند. هنگامی‌که یک کانی در شرایط خاصی در حال نهشت در یک مکان یا افق معین است، کانی‌های دیگری نیز در شرایطی متفاوت در جاهای دیگر در حال تشکیل هستند. از این‌رو، تشکیل یک کانی معمولاً با نهشت دیگر کانی‌ها از نظر زمان و مکان همپوشی دارد. تغییرات اندک در دما، فشار یا شیمی سیال‌های انتقال‌دهنده نیز ممکن است جریان عادی نهشت را تغییر دهند و باعث واژگونی یا وقفه‌هایی در این فرآیند شوند. از جمله کانه‌های معمول در کانسارهای اپی‌ترمال می‌توان طلای خالص، نقره خالص، الکتروم، آکانتیت، پیریت طلادار، مارکازیت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، سینابر، استیبنیت، رآلگار و اورپیمنت اشاره نمود. همچنین سیلیس (به‌صورت چرت یا کلسدونی)، کلسیت، کلریت فقیر از آهن، اپیدوت، کربنات، فلوریت و باریت از جمله

کانی‌های باطله این کانسارها محسوب می‌شوند. پیریت از کانی‌های معمول کانسارهای اپی‌ترمال می‌باشد که در نتیجه هوازدگی به لیمونیت، گوتیت و هماتیت تبدیل می‌شود و راهنمای مشخصی را به سمت کانسنگ‌ها پدید می‌آورد. کالکوپیریت نیز تقریباً کانی اصلی مس محسوب می‌شود. از بافت‌های معدنی شناخته شده در این کانسارها می‌توان به نواربندی قشرگون، رگه‌های برشی و حفره‌ای اشاره نمود.



شکل۸-۴- الف) دمای تشکیل انواع کانی‌های فلزی (Williams-Jones and Heinrich, 2005)، ب) نمودار fS_2-T نشان‌دهنده تشکیل انواع مجموعه‌های سولفیدی در کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا، حدواسط و پایین (Sillitoe and Hedenquist, 2003).

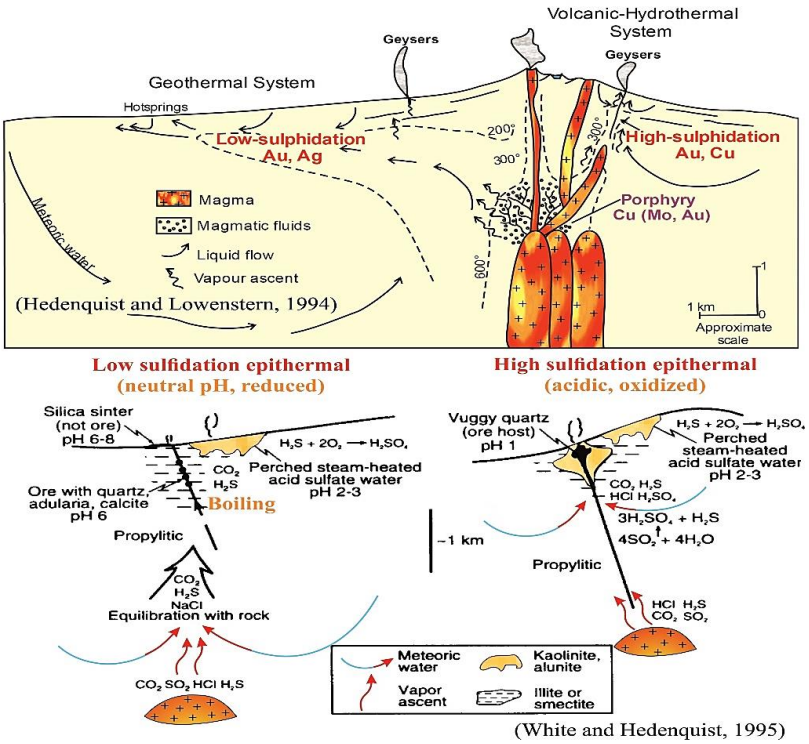
آشکارترین منطقه‌بندی کانسارهای اپی‌ترمال در ارتباط با ساختارهایی تشکیل شده‌اند که به سطح راه داشته‌اند و آب‌های زیرزمینی توانسته در آنها نفوذ کند. شواهد موجود نشان می‌دهند که این کانسارها به‌طور مستقیم یا غیرمستقیم با توده‌های آذرین نفوذی (در مجاور و بالای توده‌های نفوذی و یا با فاصله کمی از آن) به‌عنوان منبع گرما مرتبط می‌باشند که می‌تواند سبب جریان همرفتی سیال‌های روزنه‌ای، آب‌های جوی مرتبط با سطح و آب‌های زیرزمینی پیرامون خود شود. اطلاعات حاصل از مطالعه ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن کانسارهای فلزات گرانبها نشان داده است که برای تشکیل این نوع کانسارها، محلول‌های گرمابی با منشاء جوی نقش به‌سزایی دارند. بدیهی است که نظام‌های گسلی-رگه‌ای که به هنگام فعالیت محلول‌های گرمابی با سطح زمین در ارتباطند، از ورود آب‌های جوی در امان نیستند. در شکل (۸-۵) تشکیل کانسارهای گرمابی و تیپ‌های مختلف در ارتباط با انواع سیالات کانسارساز نشان داده شده است.



شکل۸-۵- ارتباط بین نوع سیالات کانسارساز مختلف و تشکیل انواع کانسارهای گرمابی (Robb, 2004).

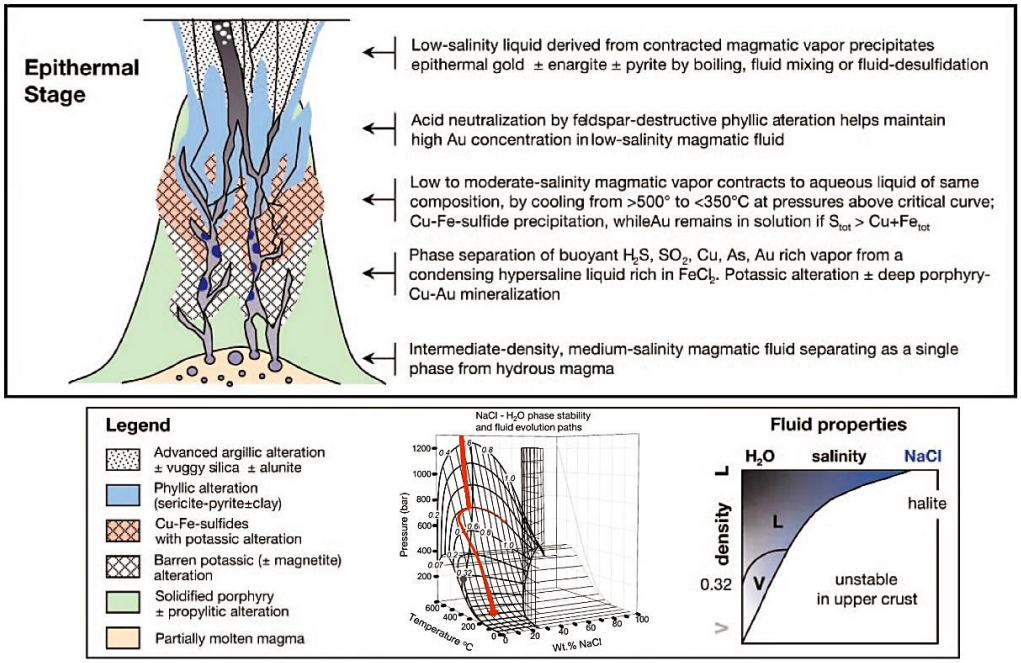
با توجه به این‌که مکانیسم انتقال عناصر در دو نوع کانسار اپی‌ترمال (نوع سولفیداسیون بالا و سولفیداسیون پایین) متفاوت است، بنابراین به نظر می‌رسد که عوامل فیزیکی و شیمیایی کنترل‌کننده ته‌نشینی عناصر از سیالات گرمابی نیز در این گروه‌ها متفاوت باشد. در کانسارهای نوع سولفیداسیون بالا، مکانیسم ته‌نشست عناصر پیچیده‌تر است، زیرا این امکان وجود دارد که عناصر، علاوه‌بر شکل لیگاندهای Cl^-دار که در بالا به آن اشاره شد، به شکل لیگاندهای HS^-دار نیز در سیالات با میزان بالای گوگرد حمل شوند. اگر عناصر، در محیط‌های سولفیداسیون بالا به صورت لیگاندهای بی‌سولفید حمل گردند، در نتیجه، مکانیسم‌های ته‌نشست نیز (همچون سیستم‌های سولفیداسیون پایین) در ارتباط با جوشش و اختلاط سیالات می‌باشند. به‌علاوه، اگر به شکل لیگاندهای کلریدی حمل گردند، جوشش و متعاقب آن خروج گوگرد (SO_2 یا $(SO_4)^{2-}$) به درون فاز بخار، تأثیر اندکی بر روی پایداری عناصر خواهد گذاشت. بنابراین، اختلاط بین سیالات داغ، اسیدی و شور حاوی لیگاندهای Cl^-دار و محلول‌های جوی سردتر با pH خنثی از جمله مکانیسم‌های مهم جهت ته‌نشست آنها می‌باشد، زیرا اختلاط این دو سبب افزایش pH و کاهش شوری سیال کانه‌دار می‌گردد. برخلاف کانسارهای نوع سولفید شدن بالا، نشانه‌های ماگمایی آشکاری در کانسارهای نوع سولفید شدن پایین وجود ندارد. این کانسارها عموماً دور از منبع ماگمایی تشکیل می‌شوند. قابل ذکر است که ته‌نشینی عناصر در این نوع کانسارها نسبتاً ساده بوده و با دو فرآیند جوشش و اختلاط سیالات در ارتباط است. سیالات گرمابی دخیل در تشکیل این نوع کانسارها، مشابه با سیالات چشمه‌های آب گرم و سیالات موجود در مناطق با درجات زمین‌گرمایی بالا بوده و از این‌رو در تعادل با سنگ میزبان

و بیشتر منشاء جوی دارند، اگر چه این احتمال نیز وجود دارد که با سیالات ماگمایی مناطق مجاور، مخلوط گردند. با جوشش سیال کانه‌دار، H_2S به فاز بخار وارد شده که این امر به نوبه خود سبب ناپایداری لیگاندهای HS^-دار و در نتیجه، ته‌نشینی عناصر می‌گردد. قابل ذکر است که شوری پایین، pH نزدیک به خنثی و ماهیت احیایی سیال‌ها مانع از انتقال مؤثر مس می‌شوند که در نتیجه شاهد کاهش مقدار مس در این کانسارها هستیم. لازم به یادآوری است که بین دو نوع کانسار مذکور و کانسارهای مس (مولیبدن-طلا) پورفیری ارتباط تنگاتنگی وجود دارد. مشخصات کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفید بالا و سولفید پایین در شکل (۸-۶) نشان داده شده است.



شکل۸-۶- نمایی از چگونگی تشکیل کانسارهای اپی‌ترمال براساس کانی‌سازی سولفیداسیون بالا (HS) و سولفیداسیون پایین (LS).

از آنجا که کانسارهای رگه‌ای (اپی‌ترمال) در نتیجه ورود مواد به درون سنگ میزبان تشکیل می‌شوند، عموماً با دگرسانی شدید سنگ‌های دیواره همراه هستند. این امر دلالت بر ارتباط توسعه آنها با میزان فعالیت محلول‌های گرمابی و همچنین فرآیندهای دگرسانی دارد که دارای گسترش و شدت بیشتری در مرکز هستند؛ اما به‌سمت بیرون ضعیف‌تر و محدودتر می‌شوند. از طرفی، به علت باریک بودن رگه‌ها، هاله‌های زمین‌شیمیایی اطراف آنها نیز وسعت کمی دارند (شکل ۸-۷).



شکل۸-۷- نمایی از نیم‌رخ عرضی رژیم تکاملی سیالات گرمابی و دگرسانی‌هایی که می‌توانند در عمق‌های مختلف کانسارهای اپی‌ترمال، در بالای محفظه ماگمایی رخ دهند (Williams-Jones and Heinrich, 2005).

جهت دست‌یابی به تیپ احتمالی کانه‌زایی مس و عناصر همراه در منطقه مورد مطالعه، به‌طور کلی در جدول (۸-۴)، 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 آبگاره یک کانسار اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین است که بیشترین شباهت را با کانسار آرزولار [1](شمال‌شرق ترکیه)، منطقه لاگو فونتانا [2](جنوب‌غرب آرژانتین) و کانسار یوئی‌یانگ [3](جنوب‌شرق چین) دارد. اما علی‌رغم وجود شباهت‌هایی، تفاوت‌هایی نیز به چشم می‌خورد. به هر حال در یک جمع‌بندی اجمالی می‌توان کانسار مس آبگاره 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. در ادامه مبحث به شباهت‌ها و تفاوت‌های آنها با کانسار مورد مطالعه بیشتر پرداخته می‌شود.

[1] Arzular
[2] Lago Fontana
[3] Yueyang

جدول۸-۴- تیپ کانه‌زایی کانسار مس آبگاره در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا، حدواسط و پایین در سایر نقاط جهان.

ویژگی‌های شاخص	آبگاره	Zijinshan	mazarr´on	Sahinli/Tespih Dere	Lago Fontana	Yueyang	Arzular	Wadi Abu Khushayba
موقعیت جغرافیایی	ایران (جنوب دامغان)	جنوب‌شرق چین	جنوب‌شرق اسپانیا	غرب ترکیه	جنوب‌غرب آرژانتین	جنوب‌شرق چین	شمال‌شرق ترکیه	جنوب‌غرب جوردن (جنوب عمان)
محیط تکتونیکی	حاشیه فعال قاره‌ای	*	فرورانش	فرورانش	کمان آتشفشانی	*	فرورانش	کمان آتشفشانی
سری ماگمایی	کالک‌آلکالن	*	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	*	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن
سنگ میزبان و همراه	آندزیت، آندزیت بازالتی، بازالت و توف	بیوتیت‌گرانیت دانه متوسط تا ریز	سنگ‌های آتشفشانی داسیتی و آندزیتی	آندزیت-داسیت	آندزیت، آندزیت‌بازالتی، بازالت، توف و سنگ‌های رسوبی (ماسه‌سنگ و کنگلومرا)	باتولیت گرانیتی	بازالت-آندزیت	توف ریولیتی و داسیت
سن	ائوسن میانی- بالایی	ژوراسیک میانی	میوسن	الیگومیوسن-میوسن پیشین	ژوراسیک زیرین-کرتاسه	ژوراسیک زیرین-میانی	ائوسن	نئوپروتروزوئیک (۵۹۵ Ma)
کانی‌شناسی کانسنگ	پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و کریزوکولا	کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت، پیریت، کوولیت، دیژنیت، مالاکیت، طلای طبیعی، گالن، انارژیت و سولفید قلع	پیریت، اسفالریت، گالن، مگنتیت، مارکاسیت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، پیروتیت، تتراهدریت و تنانتیت	پیریت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، تتراهدریت، مولیبدنیت، بورنیت، دیژنیت، کالکوسیت، کوولیت و سروزیت	پیریت، گالن، کالکوپیریت، هماتیت، آرسنوپیریت، روتیل، کالکوسیت، کوولیت، سروزیت، طلا و نقره طبیعی	پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت، کالکوسیت، الکتروم، نقره و طلای طبیعی	گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت، طلای طبیعی، سینابر، آرسنوپیریت و استیبنیت	پیریت، کالکوپیریت و طلای طبیعی
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت و ژیپس	دیکیت، آلونیت و کوارتز	کربنات (دولومیت و سیدریت)، باریت و کوارتز	کوارتز، ایلیت، سریسیت، باریت و کلسیت	کوارتز و کلسیت	کلسیت، کوارتز-آدولاریا و آپاتیت	کوارتز، کلسیت و ژیپس	کوارتز
دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی	سیلیسی، آرژیلیتی حدواسط، سریسیتی، کربناتی، کلریتی و اکسیدهای آهن	سیلیسی، آرژیلیتی پیشرفته، سریسیتی و آلونیتی	آرژیلیتی، آرژیلیتی پیشرفته، سیلیسی و پروپیلیتی	آرژیلیتی و آرژیلیتی پیشرفته	سیلیسی، سریسیتی، آرژیلیتی و پروپیلیتی	سریسیتی و آدولاریا-کربنات	آرژیلیتی، سیلیسی و اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت)	پتاسیک و سیلیسی
ساخت و بافت کانی‌سازی	رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، دانه‌پراکنده، شعاعی و جانشینی	رگه‌ای، دانه‌پراکنده و جانشینی	پرکننده فضاهای خالی، دانه‌پراکنده، رگه‌ای، نواری و کلوفرم	رگه-رگچه‌ای و جانشینی	رگه‌ای، دانه‌پراکنده، پرکننده فضاهای خالی، برشی، جانشینی، نواری و شانه‌ای	دانه‌پراکنده، رگه-رگچه‌ای، استوک‌ورک، توده‌ای، برشی و کلوفرم	رگه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، نواری، دانه‌پراکنده، برشی، جانشینی و اکسلوشن	پرکننده فضاهای خالی، رگه‌ای، برشی و دانه‌پراکنده
عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی	گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها	گسل‌های با روند NW و درزه و شکستگی‌ها	گسل‌ها و شکستگی‌ها	گسل‌ها	گسل‌های با روند NW	گسل‌های با روند NW	گسل‌های با روند NE-SW و E-W	گسل‌ها
دما (°C) و شوری (Wt%NaCl)	T_H =145-217°C Salinity=3.73-9.84 (Wt%NaCl)	T_H =260-280°C Salinity=10 (Wt%NaCl)	T_H =190-260°C Salinity=12-18 (Wt%NaCl)	T_H =220-322°C Salinity=4.3-6.9 (Wt%NaCl)	T_H =180-325°C Salinity=1.7-4.2 (Wt%NaCl)	T_H =184-379°C Salinity=0.4-7.6 (Wt%NaCl)	T_H =130-295°C Salinity=4.3-12.4 (Wt%NaCl)	T_H=350-380°C Salinity=1.5-7 (Wt%NaCl)
عمق کانی‌سازی(m)	۳۹۰m	۱۴۰۰-۲۱۰۰m	۶۵۰m	۴۰۰-۱۰۰۰m	۶۰۰m	۴۴۸-۵۲۷m	۵۰۰-۱۵۰۰m	۲۵۰۰m
عناصر معدنی	Cu- Ag	Cu-Au	Zn-Pb-Cu-Ag-Fe	Au-Cu-Pb-Zn	Ag-Au-Pb-Cu-Zn	Ag-Au-Cu	Au	Au
تیپ کانه‌زایی	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا (HS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)
منبع	تحقیق حاضر	Zhong et al., 2018	Esteban-Arispe et al., 2016	Yilmaz et al., 2010	Lanfranchini et al., 2013	Zhong et al., 2017	Akaryalı and Tüysüz, 2013	Al-Hwaiti et al., 2010

علامت* به معنای کمبود داده می‌باشد.

- کانسار آرزولار (شمال‌شرق ترکیه)

کانسار آرزولار در شمال‌شرق ترکیه، یکی از بهترین و شاخص‌ترین نمونه‌های کانسار اپی‌ترمال در کمربند شرقی پونتیدی محسوب می‌شود که در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش (حاشیه فعال قاره‌ای) شکل گرفته است. لازم به ذکر است که این کمربند بخش مهمی از سامانه کوهزایی آلپ-هیمالیا را تشکیل می‌دهد. کانه‌زایی در کانسار آرزولار به توالی سنگی دارای ترکیب بازالتی-آندزیتی به سن ائوسن محدود می‌شود که طبق بررسی‌ها و مطالعات زمین‌شیمیایی دارای ماهیت کالک‌آلکالن می‌باشند. قابل ذکر است که کانه‌زایی‌ها در این منطقه بیشتر در ارتباط با گسل‌ها شکل گرفته است. کانی‌های گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت، طلای طبیعی، سینابر، آرسنوپیریت و استیبنیت از جمله عمده‌ترین کانی‌های این منطقه معدنی به‌شمار می‌روند که به‌صورت رگه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، نواری، دانه‌پراکنده، برشی، جانشینی و اکسلوشن دیده می‌شوند. لازم به‌ذکر است که کالکوپیریت، عمده‌ترین و مهم‌ترین کانی این منطقه محسوب می‌شود که حتی به‌صورت اکسلوشن در داخل اسفالریت قابل رؤیت است. به‌علاوه، طلا نیز همراه با این کانی در اندازه‌های ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر تشکیل شده است. کوارتز، کلسیت و ژیپس نیز به‌عنوان کانی‌های باطله در این نهشته‌ها مطرح هستند. در مناطق کانه‌سازی معمولاً با گستره‌ای از دگرسانی‌های گرمابی از نوع آرژیلیتی، سیلیسی و اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) روبرو هستیم. داده‌های میانبارهای سیال موجود در کوارتز نشان می‌دهند که کانی‌زایی در دمای همگن شدن ۲۹۵-۱۳۰ °C و شوری ۱۲/۴-۴/۳ Wt%NaCl تشکیل شده است که این دامنه حرارتی منطبق بر عمق ۴۰۰ متر زیر سطح ایستابی می‌باشد. قابل ذکر است که این میانبارها به‌صورت تک‌فازی مایع و دوفازی مایع-بخار غنی از مایع و به‌مقدار کم غنی از گاز هستند که این شرایط نشان‌دهنده رخداد پدیده جوشش در یک سامانه باز است. به‌علاوه، براساس مطالعات ایزوتوپی، مخلوطی از آب‌های ماگمایی، دگرگونی و جوی به‌عنوان منشاء محلول‌های گرمابی مؤثر در تشکیل کانه‌زایی مطرح می‌باشند. براساس مطالب مطرح شده، کانسار آرزولار یک کانسار اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین در نظر گرفته شده که در ارتباط با نفوذ ماگمای گرانیتی تشکیل شده است. با توجه به تمام شواهد موجود، تا حدودی شباهت‌های

بارزی بین کانسار آبگاره با کانسار آرزولار در شمال‌شرق ترکیه دیده می‌شود. از جمله این شباهت‌ها می‌توان به مشابهت محیط تکتونیکی تشکیل، سنگ میزبان، شکل هندسی ماده معدنی، کانی‌های باطله، دگرسانی‌ها، سن تشکیل، دما و شوری و تا حدودی عمق کانی‌سازی و نوع میانبارهای سیال و منشاء محلول‌های گرمابی اشاره نمود. علی‌رغم این شباهت‌ها، تفاوت‌های بارزی از نظر حضور و یا عدم حضور برخی از کانی‌های معدنی و محتوای عنصر معدنی، بین این دو کانسار به چشم می‌خورد.

- منطقه معدنی لاگو فونتانا (جنوب‌غرب آرژانتین)

منطقه معدنی لاگو فونتانا در جنوب غربی آرژانتین از جمله ذخایر اپی‌ترمالی است که در ارتباط با ماگماتیسم‌های کالک‌آلکالن با روند N-S کمان‌های آتشفشانی مرتبط با فرورانش در حاشیه اقیانوس آرام، طی دوره ژوراسیک-کرتاسه شکل گرفته‌اند. قابل ذکر است که در این منطقه سنگ‌های با ترکیب آندزیت، آندزیت‌بازالتی، بازالت، توف و سنگ‌های رسوبی (ماسه‌سنگ وکنگلومرا) گسترش دارند که تحت تأثیر توده‌های نفوذی و دایک‌های ریولیتی و ریوداسیتی قرار گرفته‌اند. از طرفی، رگه-رگچه‌های کوارتز حاوی فلزات پایه و گرانبها در این منطقه در یک نوار NW-SE تشکیل شده‌اند. همان‌طور که در جدول (۸-۴) آورده شده است، در این منطقه کانی‌های پیریت، گالن، کالکوپیریت، هماتیت، آرسنوپیریت، روتیل، کالکوسیت، کوولیت، سروزیت، طلا و نقره طبیعی به‌صورت رگه‌ای، دانه‌پراکنده، پرکننده فضاهای خالی و جانشینی تشکیل شده‌اند. همچنین، کانی‌های باطله آن شامل کوارتز و کمی کلسیت می‌باشد. سیالات گرمابی علاوه‌بر کانه‌زایی سبب دگرسانی سیلیسی، سریسیتی و آرژیلیتی در نزدیک رگه‌ها و دگرسانی پروپیلیتی در فاصله دورتری از رگه‌ها شده‌اند. قابل ذکر است که دگرسانی آرژیلیتی به‌صورت ضعیف در این منطقه رخ داده است. به‌علاوه نتایج حاصل از داده‌های سیالات درگیر نشان‌دهنده شوری پایین (۱/۷-۴/۲ Wt%NaCl) و دمای همگن‌شدگی بین ۱۸۰ تا ۳۲۵ درجه سانتی‌گراد است که معادل حداکثر عمق ۶۰۰ متری زیر سطح ایستابی می‌باشد. قابل ذکر است که میانبارهای سیال در نمونه‌های مورد مطالعه به‌صورت دوفازی مایع-بخار غنی از مایع و گاز هستند. براساس مطالعات ایزوتوپی، دو منشاء برای محلول‌های گرمابی در نظر گرفته شد. ۱) آب‌های حاصل از سامانه ماگمایی و احتمالاً مخلوط با آب‌های

جوی و ۲) آب‌های به دام افتاده در رسوبات به هنگام رسوب‌گذاری (آب‌های تدفینی). قابل ذکر است که پدیده جوشش در شکل‌گیری کانه‌زایی در این منطقه مؤثر بوده است. با توجه به مطالب عنوان شده، به‌نظر می‌رسد منطقه معدنی لاگو فونتانا یک کانسار اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین باشد که از نظر محیط تکتونیکی تشکیل، دگرسانی، کانی‌های باطله و تا حدودی سنگ‌های میزبان، ساخت و بافت، دما و شوری مشابه کانسار آبگاره است. با این حال تفاوت‌هایی نظیر حضور و یا عدم حضور برخی از کانی‌های معدنی، محتوای عنصر معدنی، سن و عمق تشکیل در منطقه مورد مطالعه، بین آنها وجود دارد.

- کانسار یوئی‌یانگ (جنوب‌شرق چین)

کانسار بزرگ یوئی‌یانگ، یکی از رایج‌ترین کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین در منطقه زی‌ژین‌شان (جنوب‌شرق چین) است. در این محدوده، کانه‌زایی عمدتاً به‌فرم رگه‌ای صورت گرفته که توسط ساختارهای گسلی با روند NW کنترل می‌شود. سنگ میزبان این کانسار گرانیت‌های باتولیتی به سن ژوراسیک زیرین-میانی می‌باشد. کانی‌شناسی درمنطقه شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت، کالکوسیت، الکتروم، نقره و طلای طبیعی به همراه کانی‌های کلسیت، کوارتز-آدولاریا و آپاتیت به‌عنوان باطله است که به‌صورت رگه-رگچه‌ای، استوک‌ورک، توده‌ای، برشی، دانه‌پراکنده و کلوفرم تشکیل شده‌اند. رگه‌های کوارتز مس‌دار عمدتاً با کانی‌های کالکوپیریت، پیریت و در بعضی موارد به‌صورت هم‌رشد با بورنیت همراه می‌باشند. به‌علاوه، دگرسانی‌های همراه با کانی‌سازی به‌صورت سریسیتی و آدولاریا-کربنات است که کانی‌سازی‌های صورت گرفته در این کانسار بیشتر در ارتباط با دگرسانی سریسیتی تشکیل شده‌اند. با توجه به بررسی‌های میانبارهای سیال، کانه‌زایی در کانسار یوئی‌یانگ در دمای بین ۱۸۴ تا ۳۷۹ درجه سانتی‌گراد و شوری ۰/۴ تا ۷/۶ درصد وزنی معادل NaCl و عمق ۵۲۷-۴۴۸ متر رخ داده است. به‌طور کلی، اختلاط آب‌های جوی و ماگمایی در شکل‌گیری کانه‌زایی در کانسار یوئی‌یانگ نقش داشته‌اند. به‌علاوه، حضور کانی آدولاریا در این کانسار نشان‌دهنده پدیده جوشش در عمق کم است. تمام خصوصیات ذکر شده در بالا، از ویژگی‌های مطرح در کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین می‌باشد. با توجه به مطالب عنوان شده، علی‌رغم شباهت‌های موجود بین کانسار مس آبگاره با کانسار یوئی‌یانگ از

جمله کانی‌های معدنی، شکل هندسی ماده معدنی، محتوای عنصر معدنی، دما، شوری، منشاء محلول‌های گرمابی و تا حدودی عمق تشکیل؛ از لحاظ سنگ میزبان، کانی‌های باطله، دگرسانی‌ها و سن تشکیل دارای اختلافاتی می‌باشند. به‌علاوه، عدم حضور کانی آدولاریا در کانسار آبگاره، از جمله اختلافات مطرح دیگر در بین این کانسار با کانسار یوئی‌یانگ است.

۸-۳-۲- مقایسه ویژگی‌های کانسار مس آبگاره 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 گرمابی رگه‌ای برخوردار است. لازم به ذکر است که این ذخایر در موقعیت کمان ماگمایی مرتبط با پهنه فرورانش قاره‌ای قرار می‌گیرند. در جدول‌های (۸-۵ و ۸-۶)، ضمن بیان برخی ویژگی‌های کانسارها و اندیس‌های اپی‌ترمال در ایران، سعی در مقایسه کانسار مس آبگاره با چندین مثال از این تیپ کانسارها در سایر نقاط ایران و نوار طرود-چاه‌شیرین شده است. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته در این جدول‌ها، شباهت‌های بسیار زیادی میان کانسار مس آبگاره با اندیس کالچویه در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، کانسار نیکوییه در پهنه ساختاری البرز غربی-آذربایجان و محدوده معدنی دارستان در نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین مشاهده می‌شود. براساس تشابه نوع و سن جایگیری سنگ‌های آذرین منطقه طرود-چاه‌شیرین با کمان ماگمایی البرز-آذربایجان، آن را می‌توان بخشی از این کمان ماگمایی به‌شمار آورد. در نتیجه یافتن کانسارهای مشابه با کانسار آبگاره، در این پهنه دور از انتظار نیست. بنابراین در ادامه جهت روشن‌تر شدن بیشتر این مطلب، ویژگی‌های اساسی هر یک از این کانسارها مورد بحث قرار خواهد گرفت.

جدول۸-۵- تیپ کانه‌زایی کانسار مس آبگاره در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارها و اندیس‌های اپی‌ترمال با سولفیداسیون حدواسط و پایین در سایر نقاط ایران.

ویژگی‌های شاخص	آبگاره	لهنه	گلوجه	جارو	کودکان	نیکوییه	کالچویه	یارالوجه
موقعیت جغرافیایی	جنوب دامغان	شمال استان زنجان	شمال استان زنجان	جنوب‌شرق اشتهارد و جنوب‌غرب کرج	استان خراسان جنوبی	غرب استان قزوین	جنوب‌غرب نائین	شمال‌غرب اهر-آذربایجان شرقی
محیط تکتونیکی	حاشیه فعال قاره‌ای	فرورانش (محیط برخوردی ماگمایی حاشیه قاره‌ها)	کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ها و فرورانش	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای (در ارتباط با فرورانش بلوک لوت)	کمان حاشیه قاره‌ای	فرورانش (کمان‌های آتشفشانی و مناطق همزمان با برخورد)	کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای
موقعیت زمین‌ساختی	نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین	پهنه طارم (پهنه ساختاری البرز غربی-آذربایجان)	پهنه طارم-هشتجین (پهنه ساختاری البرز غربی-آذربایجان)	پهنه فلززایی ساوه-کاشان-نائین (در محل اتصال پهنه‌های ساختاری ارومیه-دختر و ایران مرکزی)	پهنه ساختاری لوت شمالی (شرق خردقاره ایران مرکزی)	پهنه طارم-هشتجین (پهنه ساختاری البرز غربی-آذربایجان)	کمربند ماگمایی ارومیه-دختر	نوار ماگمایی البرز-آذربایجان
سری ماگمایی	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	ساب‌آلکالن-کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن
سنگ میزبان و همراه	آندزیت، آندزیت بازالتی، بازالت و توف	توف‌برش با ترکیب ریوداسیت و کوارتزمونزونیت	توف، ایگنمبریت، ریولیت، گدازه‌های تراکی‌آندزیتی، آندزیت پورفیری و ریوداسیت	تراکیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت، آندزیت بازالتی، توف‌های ریولیتی، داسیت و ایگنمبریت	آندزیت، تراکی‌آندزیت و ریولیتی	توف، ریوداسیت و آندزیت-آندزیت‌بازالت	گدازه‌های پیروکسن آندزیت، تراکی‌آندزیت، ماسه‌سنگ توفی و لیتیک‌توف	توده نفوذی با ترکیب میکرودیوریت
سن	ائوسن میانی- بالایی	ترشیری	ائوسن-الیگوسن	ائوسن میانی-الیگوسن	ائوسن-نئوژن	ائوسن	ائوسن	الیگوسن
کانی‌شناسی کانسنگ	پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و کریزوکولا	پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت و تتراهدریت	مگنتیت، اسپیکولاریت (هماتیت ورقه‌ای)، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت، پیریت، سروزیت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، دیژنیت، کوولیت و همی‌مورفیت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مس طبیعی، بورنیت، گالن، کالکوسیت، کوولیت و کریزوکولا	پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، رآلگار، اورپیمنت، کوولیت، سروزیت، سیدریت، آنکریت، هماتیت، لیمونیت، آزوریت، مالاکیت، اکسید و هیدروکسیدهای آهن و منگنز	مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، اسفالریت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، سروزیت، هماتیت و گوتیت	کالکوپیریت، گالن، پیریت، مگنتیت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، گوتیت، هماتیت، مالاکیت، آزوریت و کوپریت	اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت و ژیپس	کوارتز، فلدسپار قلیایی گرمابی (آدولاریا)، سریسیت، کانی‌های رسی، کلسیت و به مقدار کم باریت	کوارتز، کلسیت، گوتیت، اکسید آهن و فلوریت	کوارتز، اپال، کلسیت، باریت و کلریت	کوارتز و کلسیت	کوارتز و کلسیت	کوارتز، کلسیت و باریت	کوارتز و کربنات (کلسیت و دولومیت)
دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی	سیلیسی، آرژیلیتی حدواسط، سریسیتی، کربناتی، کلریتی و اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت)	سیلیسی، آرژیلیتی و سریسیتی	سیلیسی، آرژیلیتی حدواسط، سریسیتی و پروپیلیتی	سیلیسی، سریسیتی، کلریتی، پروپیلیتی	آرژیلیتی متوسط و پیشرفته، سیلیسی، سریسیت-پیریت، کوارتز-اکسید آهن-کربنات و پروپیلیتی	سیلیسی، آرژیلیتی، سریسیتی و پروپیلیتی	سیلیسی و پروپیلیتی	سریسیتی و کربناتی

ادامه جدول (۸-۵)

ساخت و بافت کانی‌سازی	رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، دانه‌پراکنده، شعاعی و جانشینی	شکافه پرکن، رگه-رگچه‌ای، نواری، جانشینی، دانه‌پراکنده و کلوفرم	شکافه پرکن، برشی، حفره‌ای، نواری و جانشینی	رگه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، برشی و افشان	دانه‌پراکنده، پرکننده فضاهای خالی و رگه-رگچه‌ای	رگه-رگچه‌ای، نواری، توده‌ای، دانه‌پراکنده، پرکننده فضاهای خالی، برشی، کلوفرم، تیغه‌ای، جانشینی، اسفروئیدال و اکسلوشن	رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، منطقه‌ای، جانشینی، افشان، خوشه‌انگوری و برشی	رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، کاتاکلاستی، جانشینی و داربستی
عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی	گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها	گسل‌ها و شکستگی‌ها	گسل‌ها	گسل‌ها	گسل‌ها (امتدادلغز و نرمال)	گسل‌ها	گسل‌ها و درز و شکاف‌ها	گسل‌های معکوس و راندگی
دما (°C) و شوری (Wt%NaCl)	T_H =145-217°C Salinity=3.73-9.84 (Wt%NaCl)	T_H =125-290 °C Salinity=1-6.5 (Wt%NaCl)	T_H =140-320 °C Salinity=5.3-15.8 (Wt%NaCl)	T_H =98.2-161.5°C Salinity=6.2-12 (Wt%NaCl)	T_H =109-429 °C Salinity=0.2-9.17 (Wt%NaCl)	T_H =133-312 °C Salinity=0.3-5.5 (Wt%NaCl)	T_H =175-324 °C Salinity=0.166-9.188 (Wt%NaCl)	200-300 °C
عمق کانی‌سازی(m)	۳۹۰m	کمتر از ۱۰۰۰ متر	۴۰۰-۹۰۰m	بیش از ۴۰۰ متر	۱۸۹-۱۵۱۰m	۲۰۵-۱۳۰۰m	۴۰۰m	*
عناصر معدنی	Cu- Ag	Cu-Au	Cu-Au	Cu-Ag-Au	Au-Cu	Au-Ag-Pb-Zn-Cu-Fe	Cu-Au	Cu-Pb-Zn
تیپ کانه‌زایی	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط تا پایین (IS-LS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)
منبع	تحقیق حاضر	رحمانی و همکاران، ۱۳۹۴	مهرابی و همکاران، ۱۳۸۸	شهسوار و همکاران، ۱۳۹۱؛ صالحی و همکاران، ۱۳۹۳	امرایی و نیرومند، ۱۳۹۵	آقاجانی مرسا و همکاران، ۱۳۹۵	مهوری و همکاران، ۱۳۸۸؛ حسینی، ۱۳۹۰؛ حسینی‌دینانی و باقری، ۱۳۹۱، حسینی‌دینانی و همکاران، ۱۳۹۱	جبارزاده و همکاران، ۱۳۹۴، ۱۳۹۵

علامت* به معنای کمبود داده می‌باشد.

جدول۸-۶- تیپ کانه‌زایی کانسار مس آبگاره در مقایسه با برخی از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون حدواسط و پایین در نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین.

ویژگی‌های شاخص	آبگاره	چشمه‌حافظ	گندی	ابوالحسنی	دارستان	چاه‌موسی	چالو
موقعیت جغرافیایی	جنوب دامغان	شمال‌غرب طرود	شمال معلمان	شمال معلمان	جنوب-جنوب‌شرق دامغان	شمال‌غرب طرود	جنوب شاهرود
محیط تکتونیکی	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای
سری ماگمایی	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن	کالک‌آلکالن
سنگ میزبان و همراه	آندزیت، آندزیت بازالتی، بازالت و توف	آندزیت، آندزیت بازالتی، تراکی‌آندزیت و ریوداسیت	ریولیت، ریوداسیت، سیلتستون و ماسه‌سنگ، لاپیلی‌توف و برش آتشفشانی	آندزیت، تراکی‌آندزیت، ماسه‌سنگ	آندزیت و توف‌برش آندزیتی و داسیتی	ساب‌ولکانیک بیوتیت‌هورنبلند آندزیت پورفیری و داسیت	تراکی‌آندزیت-تراکی‌آندزیت بازالتی، بازالت اسپیلیتی برشی

ادامه جدول (۸-۶)

سن	ائوسن میانی-بالایی	ائوسن	ائوسن میانی	ائوسن میانی-بالایی	ائوسن میانی	ائوسن پسین-الیگوسن	ائوسن
کانی‌شناسی کانسنگ	پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت و کریزوکولا	گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت، بورنیت، کالکوسیت، دیژنیت، تتراهدریت، سروزیت، کوولیت، مگنتیت، هماتیت (اسپیکولاریت)، گوتیت و لیمونیت	طلا، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت، نقره، گالن، تتراهدریت، تنانتیت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت، سروزیت، اسمیت‌زونیت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن	گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، کوولیت، مالاکیت، سروزیت و اسمیت‌زونیت	کالکوپیریت، پیریت، طلا، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت، اسپیکولاریت و هیدروکسیدهای آهن	پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، دیژنیت، کالکوسیت، کوولیت، نئوتوسیت و مالاکیت	مگنتیت، پیریت، گالن، تتراهدریت، طلا، بورنیت، کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، کریزوکولا و هماتیت تیغه‌ای
کانی‌های باطله	کوارتز، کلسیت و ژیپس	کوارتز، کلسیت، باریت و اکسیدهای آهن و منگنز	کوارتز، کلسیت و باریت	کوارتز، کلسیت، باریت، اپیدوت و کلریت	کوارتز و کلسیت	کوارتز، کلسیت و باریت	کلسیت، کوارتز باریت، فلدسپار پتاسیم، کلریت و اکسیدهای آهن و منگنز
دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی	سیلیسی، آرژیلیتی حدواسط، سریسیتی، کربناتی، کلریتی و اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت)	سیلیسی، آرژیلیتی، سریسیتی، کائولینیتی و پروپیلیتی	سیلیسی، آرژیلیتی پیشرفته، کائولینیتی، پیریتی و کربناتی	کائولینیتی، کربناتی و اپیدوتی	سیلیسی، آرژیلیتی و کلریتی-پروپیلیتی	سریسیتی و پروپیلیتی	سیلیسی-سولفیدی، سریسیتی و پتاسیک
ساخت و بافت کانی‌سازی	رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، دانه‌پراکنده، شعاعی و جانشینی	رگه-رگچه‌ای، انتشاری، برشی، شکافه پرکن و نواری نامتقارن	رگه-رگچه‌ای، برشی، پرکننده فضاهای خالی، نواری، شانه‌ای و دانه‌پراکنده	برشی، نواری، شانه‌ای، کلوفرم، پرکننده فضاهای خالی، دانه‌پراکنده و رگه‌ای	رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی، شانه‌ای و دانه پراکنده	رگچه‌ای و افشان	رگه-رگچه‌ای، شکافه پرکن، برشی و انتشاری
عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی	گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها	گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها	گسل‌ها و شکستگی‌ها	گسل‌ها و شکستگی‌ها	گسل‌های نرمال، سنگ میزبان و توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق	گسل‌ها	گسل‌ها
دما (°C) و شوری (Wt%NaCl)	T_H =145-217°C Salinity=3.73-9.84 (Wt%NaCl)	T_H =140-276°C Salinity=4.7-18 (Wt%NaCl)	T_H =139-345°C Salinity=7.9-16 (Wt%NaCl)	T_H =234-340°C Salinity=6.7-18.7 (Wt%NaCl)	T_H =252-375°C Salinity=9.5-24.3 (Wt%NaCl)	T_H =396-420°C Salinity=5-12.5 (Wt%NaCl)	T_H =290-356°C Salinity=3-11(Wt%NaCl)
عمق کانی‌سازی(m)	۳۹۰m	۳۸۰m	۴۳۰m	۶۰۰m	*	۶۰۰-۲۲۵۰m	≥ ۷۰۰m
عناصر معدنی	Cu- Ag	Pb-Zn-Cu-Ag-Au	Au-Ag-Pb-Cu-Zn	Pb-Zn-Cu-Ag-Au	Cu-Au	Cu-Ag	Cu-Au
تیپ کانه‌زایی	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط (IS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)	اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین (LS)
منبع	تحقیق حاضر	مهرابی و قاسم‌سیانی، ۱۳۸۹؛ حقیقی و همکاران، ۱۳۹۲؛ مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳؛ Mehrabi et al.,2015	Shamanian et al., 2004; Fard et al., 2006; Mehrabi et al.,2015	Shamanian et al., 2004; Mehrabi et al.,2015	تاج‌الدین، ۱۳۷۷؛ راستاد و همکاران، ۱۳۷۷، ۱۳۷۹؛ Mehrabi et al.,2015	امام‌جمعه، ۱۳۸۵؛ امام‌جمعه و همکاران، ۱۳۸۷؛ Mehrabi et al.,2015	مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳؛ Mehrabi et al.,2015

علامت* به معنای کمبود داده می‌باشد.

۸-۳-۲-۱- اندیس مس کالچویه در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر

اندیس مس کالچویه در جنوب غربی نائین و ۱۱۰ کیلومتری جاده اصفهان-نائین در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد. بخش اصلی ستون چینه‌شناسی این ناحیه را سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری به سن ائوسن تشکیل می‌دهند. کانه‌زایی در گدازه‌های پیروکسن‌آندزیت، تراکی‌آندزیت، لیتیک‌توف و ماسه‌سنگ توفی، به‌صورت پراکنده در متن سنگ تا فاصله چند سانتی‌متری از رگه‌ها و عمدتاً همراه با رگه‌های کوارتز رخ داده است. به نظر می‌رسد در اندیس کالچویه، کانه‌های فلزی طی دو مرحله تشکیل شده‌اند. در کانی‌سازی اولیه (هیپوژن)، همزمان با تشکیل رگه سیلیسی در سنگ میزبان کالکوپیریت، گالن، پیریت و مگنتیت نهشته شده‌اند. در کانی‌سازی غنی‌شدگی سولفیدی (سوپرژن)، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت و کوولیت و در شرایط اکسیداسیون، هماتیت، گوتیت، لیمونیت، مالاکیت، آزوریت و کوپریت شکل گرفته‌اند. کوارتز، کلسیت و باریت نیز از مهم‌ترین کانی‌های باطله این اندیس محسوب می‌شوند. شکل هندسی ماده معدنی رگه‌ای بوده و عمده‌ترین بافت مشاهده شده در کانسنگ منطقه بافت شکافه پرکن است. از بافت‌های دیگر می‌توان به بافت‌های جانشینی، منطقه‌ای، رگچه‌ای، افشان، خوشه انگوری و برشی اشاره نمود. با توجه به دمای پایین محلول کانه‌ساز، تنها دگرسانی‌های مشاهده شده در این اندیس، دگرسانی‌های فراگیر سیلیسی و پروپیلیتی است. طبق بررسی میانبارهای سیال نمونه‌های کوارتز ناحیه کالچویه، دمای همگن شدن °C ۳۲۴-۱۷۵ و شوری ۹/۱۸۸-۰/۱۶۶ Wt%NaCl در عمق ۴۰۰m را نشان می‌دهند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که اختلاط دو سیال با منشاء جوی و ماگمایی، مسبب کانه‌زایی بوده است. با توجه به مطالب مطرح شده، همگی دلالت بر این موضوع دارند که اندیس مس کالچویه در محدوده کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین قرار می‌گیرد. علی‌رغم شباهت‌های موجود بین کانسار مس آبگاره با اندیس مس کالچویه از جمله محیط تکتونیکی تشکیل، شکل هندسی ماده معدنی، سن تشکیل، دما، شوری و عمق تشکیل و به مقدار کم کانی‌های معدنی و باطله و دگرسانی؛ تنها از نظر سنگ میزبان دارای اختلافاتی می‌باشند.

۸-۳-۲-۲- کانسار نیکوییه در پهنه ساختاری البرز غربی-آذربایجان

کانسار نیکوییه در غرب استان قزوین، در بخش جنوبی پهنه فلززایی طارم- هشتجین (پهنه ساختاری البرز غربی-آذربایجان) قرار گرفته است. بخش اصلی ستون چینه‌شناسی این ناحیه را سنگ‌های آذرین سنوزوئیک تشکیل می‌دهند که میزبان انواع کانی‌سازی عناصر مولیبدن، سرب، روی، طلا و مس است. از دید زمین‌شناسی، رخنمون‌های سنگی منطقه نیکوییه متشکل از سنگ‌های ریوداسیت، آندزیت-آندزیت‌بازالت و توف می‌باشد که سن ائوسن به آنها نسبت داده شده است. از طرفی، این مجموعه تحت تأثیر توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق الیگومیوسن شامل گرانودیوریت، مونزودیوریت، مونزوگرانیت پورفیری قرار گرفته است. کانی‌زایی در منطقه از دو رگه اصلی و چندین رگه-رگچه فرعی تشکیل شده که منطبق بر سیمای ساختمانی گسل‌خورده و شکسته شده می‌باشد. بر پایه توالی پاراژنزی، کانه‌زایی در کانسار نیکوییه در ۳ مرحله شکل گرفته که شامل: ۱) مگنتیت، پیریت، بورنیت و کالکوپیریت، ۲) گالن، اسفالریت و به مقدار کم کالکوپیریت و ۳) کانی‌سازی برونزاد از جمله کالکوسیت، کوولیت، سروزیت، مالاکیت و اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و گوتیت). همچنین، از عمده‌ترین بافت‌ها در این کانسار می‌توان به بافت رگه-رگچه‌ای، نواری، توده‌ای، دانه‌پراکنده، پرکننده فضاهای خالی، برشی، کلوفرم، تیغه‌ای، جانشینی، اسفروئیدال و اکسلوشن اشاره نمود. کوارتز و کلسیت نیز از کانی‌های باطله این منطقه محسوب می‌شوند. بر پایه مطالعات میکروسکوپ الکترونی (SEM و EPMA)، عیار طلا و نقره در کالکوپیریت تمرکز بیشتری نشان می‌دهد؛ هرچند که این عناصر کانی مستقلی تشکیل نداده‌اند. در دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی در منطقه معدنی نیکوییه پهنه‌بندی به‌چشم می‌خورد؛ به‌طوری که در فاصله‌های نزدیک به رگه‌ها سیلیسی شدن و با فاصله گرفتن از رگه‌ها به‌ترتیب دگرسانی سریسیتی، آرژیلیتی و پروپیلیتی دیده می‌شود. داده‌های میانبارهای سیال از کوارتز نشان می‌دهند که کانی‌زایی در دمای همگن شدن °C ۳۱۲-۱۳۳ و شوری Wt%NaCl ۵/۵-۰/۳ تشکیل شده است. این دامنه حرارتی منطبق بر عمق ۲۰۵ تا ۱۳۰۰ متر زیر سطح ایستابی می‌باشد. قابل ذکر است که رقیق‌شدگی (اختلاط آب‌های جوی با آب‌های ماگمایی)، سردشدگی و جوشش به‌عنوان پارامترهای اصلی نهشت

کانسار نیکوییه مطرح هستند. به‌علاوه وجود آدولاریا که یکی از شواهد محیط‌های سولفیداسیون پایین است به‌وسیله آنالیز XRD در این منطقه تشخیص داده شده است. تمام مطالب ذکر شده در بالا، همگی اشاره به این موضوع دارند که کانسار نیکوییه، یک کانسار اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین است. اگرچه این کانسار مشابه کانسار مس آبگاره است و شباهت‌هایی نظیر محیط تکتونیکی تشکیل، شکل هندسی، ماده معدنی، سن تشکیل، سنگ میزبان، کانی‌های باطله، دگرسانی، دما، شوری و تا حدودی عمق تشکیل بین کانسار آبگاره با کانسار نیکوییه دیده می‌شود، اما تا حدودی از نظر کمبود و یا حضور برخی از کانی‌های معدنی، ساخت و بافت و محتوای عنصر معدنی و همچنین عدم وجود آدولاریا با این کانسار تفاوت دارد.

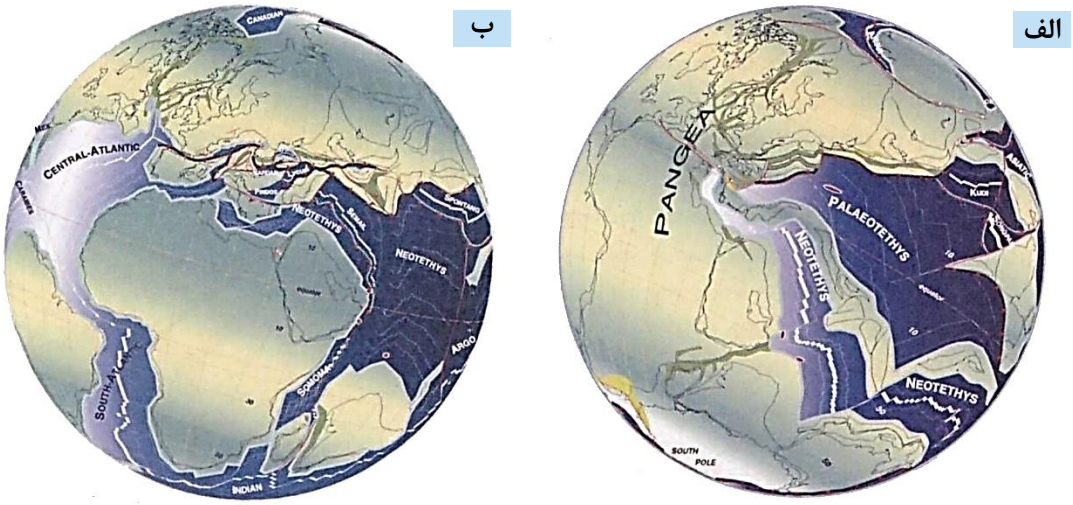
۸-۳-۲-۳- محدوده معدنی دارستان در نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین

محدوده معدنی دارستان در فاصله ۱۰۰ کیلومتری جنوب-جنوب شرقی شهرستان دامغان در نوار آتشفشانی-رسوبی طرود-چاه‌شیرین واقع شده است. رخنمون‌های سنگی این محدوده متشکل از مجموعه سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری با سن ائوسن میانی می‌باشد که ترکیب آنها از بازالت، آندزیت، داسیت تا ریولیت متغیر است که تحت تأثیر تزریق توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب غالب گرانودیوریت- دیوریت به سن ائوسن پسین-اولیگوسن قرار گرفته‌اند. کانه‌زایی در منطقه دارستان به صورت رگه سیلیسی مس-طلادار می‌باشد که در راستای گسل نرمال دارستان، قابل تعقیب است. سنگ میزبان این رگه، سنگ‌های آندزیتی و توف‌برش با ترکیب آندزیت-داسیت‌آندزیت می‌باشد که با گستره‌ای از دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیتی، کلریتی-پروپیلیتی در امتداد رگه همراه است. کانی‌شناسی این رگه سیلیسی شامل کالکوپیریت، پیریت، طلا، کالکوسیت، کوولیت، مالاکیت، آزوریت، اسپیکولاریت و هیدروکسیدهای آهن به همراه کانی‌های کوارتز و کلسیت به‌عنوان باطله می‌باشد. براساس مطالعات صورت گرفته، یک ارتباط ژنتیکی واضح بین کانه‌سازی طلا و مس در رگه سیلیسی مس-طلادار دارستان با سیالات تأخیری ماگمایی مرتبط با توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق وجود دارد. بررسی سیالات درگیر اولیه

از نمونه‌های متعلق به این رگه، دمای همگن شدن ۲۵۲ تا ۳۷۵ درجه سانتی‌گراد را اندازه‌گیری کرده است. در این رابطه درجه شوری سیالات از ۹/۵ تا ۲۴/۳ Wt%NaCl متغیر است. با توجه به مطالب عنوان شده، محدوده معدنی طلای دارستان یک کانسار اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین است. کانسار آبگاره شباهت بسیاری از نظر محیط تکتونیکی تشکیل، سنگ‌های میزبان، دگرسانی، ساخت و بافت، سن و تا حدودی کانی‌های معدنی و باطله با این محدوده معدنی دارد. با این حال از نظر دما و شوری، تفاوت‌های آشکاری بین این دو کانسار دیده می‌شود.

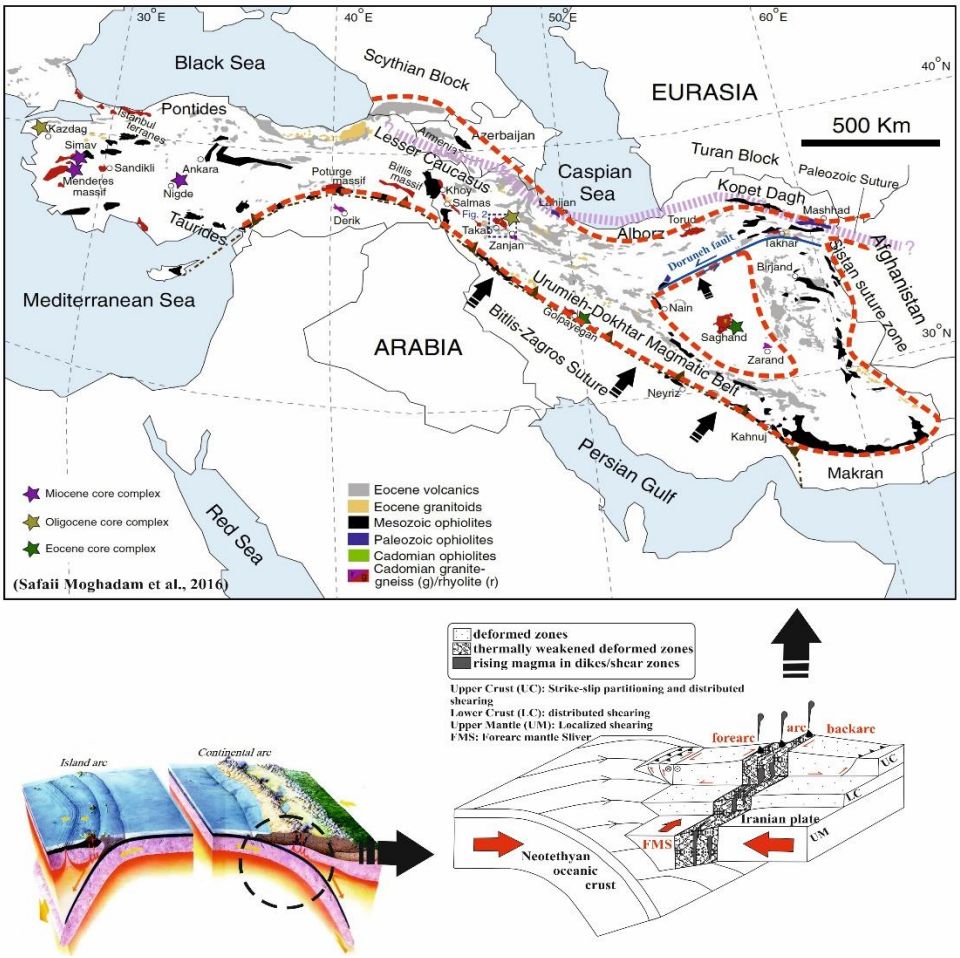
۸-۴- منشاء و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه

سرزمین ایران به‌عنوان بخشی از نواحی مرکزی-غربی سامانه کوهزایی آلپ-هیمالیا، 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 ۸-۸، 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 فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی می‌گردد (Ahmadian et al., 2014؛ شکل ۸-۸، ب).



شکل۸-۸- 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).

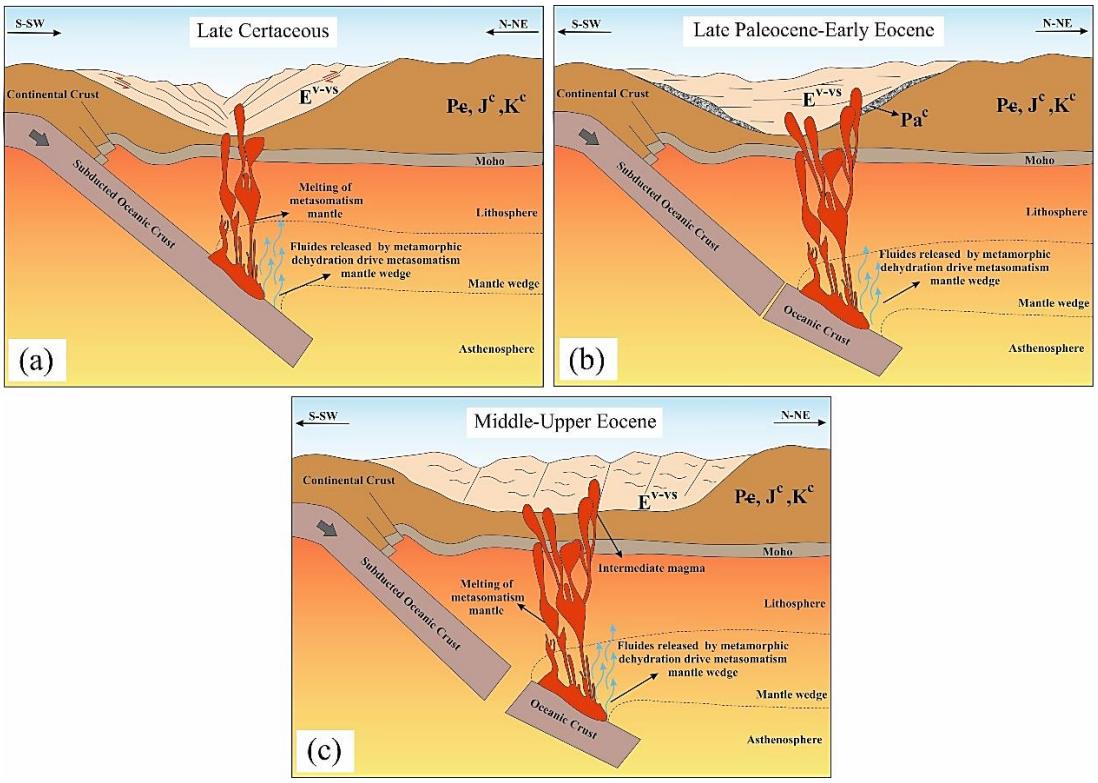
به باور بسیاری از پژوهشگران، با شروع فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی، در بخش‌های درونی و شمالی ایران مرکزی، حوضه‌های کششی پشت کمانی نابالغ اولیه در تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین تشکیل شده که برخی از آنها در طی ژوراسیک میانی-بالایی و به ویژه کرتاسه، به خوبی گسترش یافته‌اند (شکل ۸-۹). 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 پالئوسن-ائوسن و به ویژه ائوسن 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 پالئوسن-ائوسن و به ویژه در ائوسن میانی-بالایی نظریه‌های متفاوتی وجود دارد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵).



شکل۸-۹- 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 کالک‌آلکالن 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، درهم ریختگی 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 به‌وجود 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 (۸-۱۰) به نمایش گذاشته شده است.



شکل۸-۱۰- 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 با تغییرات، ۱۳۹۶).

۸-۵- بررسی الگوی تشکیل و نحوه کانه‌زایی صورت گرفته در کانسار مس آبگاره

با توجه به مطالب ارائه شده در بخش‌های قبلی، جهت درک بهتر نحوه رفتار سیالات گرمابی و همچنین نحوه تجمع و تشکیل ذخیره از سیال کانه‌دار در کانسار آبگاره، مدل پیشنهادی به‌صورت شماتیک در شکل (۸-۱۱) ارائه گردید. مطالعات ساختاری و کانه‌زایی در منطقه نشان می‌دهند که جایگیری سیالات و شکل‌گیری رگه‌های کانه‌دار ارتباط مستقیمی با گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها دارد. در واقع حضور گسل‌های متعدد و همچنین درزه و شکستگی‌های فراوان در منطقه، زمینه را برای نفوذ سیال‌های کانه‌ساز فراهم کرده‌اند. از طرفی، تخلخل و نفوذپذیری بالای سنگ‌های آذرآواری نیز در حرکت این سیالات بی‌تأثیر نیستند. به‌علاوه درصدی از این گسل‌ها و شکستگی‌ها بعد از کانه‌سازی تشکیل و گسترش یافته‌اند که نقش مؤثری در اکسیداسیون کانه‌ها و توسعه پهنه‌های اکسیدی در بخش فوقانی کانسار دارند. به‌نظر می‌رسد که سیال‌های گرمابی فعال شده در کانسار آبگاره، در طی تزریق توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق به درون واحدهای میزبان، مس و عناصر دیگر را از سنگ‌های منطقه شسته و پس از چرخش در واحدهای سنگی و حرکت به سوی بالا، در امتداد گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها و همچنین مناطق نفوذپذیر سنگ میزبان نهشت داده است. بی‌شک این توده‌های نفوذی می‌توانند نقش معنی‌داری را به‌عنوان منبع حرارتی احتمالی بازی کرده و سبب جریان همرفتی آب‌های جوی مرتبط با سطح و آب‌های زیرزمینی پیرامون خود شده باشند. با این حال به‌نظر می‌رسد که این توده‌های نفوذی منشاء اصلی عناصر نباشند. هرچند که اختلاط سیال ماگمایی و اثر حرارتی توده‌های نفوذی باید در نظر گرفته شود. بررسی میانبارهای سیال در کانسار آبگاره نشان می‌دهند که آمیختگی آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی نقش بسیار مؤثری در شکل‌گیری رگه‌های کانه‌دار در منطقه داشته‌اند. در واقع اختلاط محلول‌های گرمابی بالارو با آب‌های جوی حاوی دی‌اکسیدکربن و اکسیژن هواکره (Simmons et al., 2000)، یکی از مکانیزم‌های مهم تشکیل کانسار در سامانه‌های گرمابی محسوب می‌شوند. همان‌طور که می‌دانیم،

سیال‌های داغ تا گرم محلول در مذاب‌های ماگمایی، با سرد شدن ماگما رها می‌شوند و از کنار و فراز توده نفوذی به‌سمت بالا حرکت می‌کنند. در این حین، آب‌های سردتر و چگال‌تر فرورو، در پیرامون توده نفوذی حرکت می‌کنند و پس از گرم شدن (بر اثر گرادیان زمین‌گرمایی بالای منطقه)، با ایجاد جریان‌های همرفتی و گردش در واحدهای سنگی منطقه موجب فروشست آنها می‌شوند. بدیهی است که تفاوت چگالی در آب‌های جوی را می‌توان سبب آغاز جریان همرفتی دانست. ذکر این نکته ضروری است که آمیختگی محلول‌ها به غیر از کاهش درجه حرارت، سبب افزودن لیگاندها یا انواع آنیونی بی‌سولفیدی (HS^-) و همچنین رقیق کردن سیال می‌شوند. دمای همگن‌شدگی و شوری در این سیالات نشان‌دهنده نقش لیگاندهای سولفیدی در انتقال فلزات کانسارساز است که با شواهد کانی‌شناسی مانند حضور کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و بورنیت در کانسار آبگاره تأیید می‌شود. نکته مهم آن است که ضمن صعود سیال کانه‌دار، ارتباط بین فلزات و عوامل حمل در ترکیبات لیگاندی HS^-دار تحت تأثیر تغییر در شرایط فیزیکوشیمیایی محیط نظیر pH، Eh، فشار و درجه حرارت از یکدیگر گسسته می‌شود؛ لذا حلالیت فلزات کاهش یافته و در نتیجه کانه‌زایی سولفیدی در امتداد گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها رخ می‌دهد. قابل ذکر است که در تشکیل کانسار آبگاره، دو مرحله دخالت دارد؛ ۱) مرحله گرمابی اولیه و ۲) مرحله غنی شدگی ثانویه و اکسایش. آب‌های سطحی اکسیژن‌دار پس از نفوذ به اعماق و ترکیب با آب‌های ماگمایی دما بالا، در شرایط fS_2 بالا منجر به تشکیل پیریت در مراحل اولیه کانی‌سازی می‌شوند. درواقع پیریت فراوان‌ترین سولفید عمق‌زاد در اغلب کانسارها است که فرآیندهای برونزاد نیز عموماً با آن شروع می‌شوند. در نهایت با افزایش غلظت مس، کانی‌هایی نظیر کالکوپیریت و بورنیت شکل می‌گیرند. در ضمن کلسیت و کوارتز نیز به‌طور گسترده و همزمان با این کانه‌های سولفیدی به‌صورت اولیه تشکیل شده‌اند. در پی تغییر ماهیت سیالات به‌علت افزایش نفوذ آب‌های سرد جوی و اختلاط هر چه بیشتر سیالات با یکدیگر و همچنین تغییر محیط ته‌نشست، کانه‌زایی مرحله بعدی یعنی سوپرژن و هوازدگی رخ داده است. در منطقه اکسایش، برخورد سیالات اکسیدان با پیریت باعث تجزیه این کانی به سولفات فریک و اسیدسولفوریک می‌گردد که سبب می‌شود تا آب‌های جوی بتوانند فلزهای

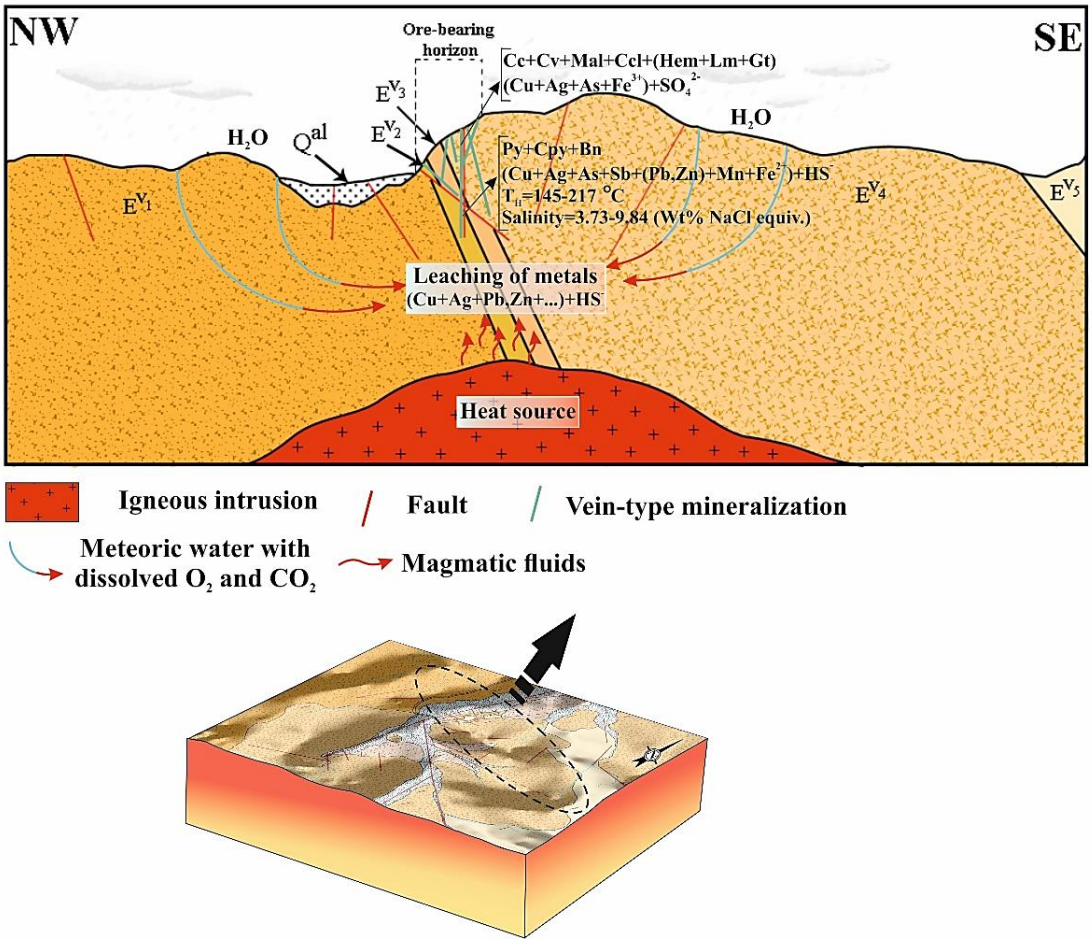
کانسنگ‌ها را حل کنند و در نتیجه باعث تشکیل کانی‌های هماتیت، لیمونیت و یا گوتیت در نزدیکی سولفیدهای مس شوند. تجزیه پیریت به‌صورت زیر صورت می‌گیرد:

$2FeS_2$ (پیریت) + $7O_2$ + $2H_2O$ → $2FeSO_4$ (مایع) + $2H_2SO_4$ (مایع)

آهن به‌صورت یون فرو یا سولفات‌فرو حل شده، سپس به سولفات فریک اکسیده می‌گردد:

$2FeSO_4$ (مایع) + H_2SO_4 (مایع) + $0.5O_2$ → $Fe_2(SO_4)_3$ (مایع) + H_2O

از طرفی، این کانی در بخش‌هایی که شدت فرآیند اکسیداسیون زیاد بوده، به‌طور کامل به هماتیت تبدیل شده است. به‌علاوه گوگرد آزاد شده، عاملی برای تشکیل ژیپس در رخنمون‌های سطحی منطقه محسوب می‌شود. اما در زیر سطح ایستابی پیریت به‌صورت دیگری ظاهر می‌شود و گوگرد خود را به آسانی در اختیار یون‌های مس، نقره و فلزهای دیگر می‌گذارد. بدون شک مس موجود در محلول می‌تواند گوگرد کانی‌های پیریت، کالکوپیریت و بورنیت را از آن خود کند و جانشین آهن در کانی‌های مذبور شود و در مناطق غنی‌شده برون‌زاد، به‌صورت کالکوسیت یا کوولیت نهشته و یون‌های آهن نیز به فاز محلول وارد شوند. به‌علاوه، مالاکیت و کریزوکولا نیز از آب‌های رقیق‌تر و دارای مس کمتر، یا توسط PCO_2 پایین‌تر، در محیط اکسیدان به‌صورت رگه-رگچه‌ای، پرکننده فضاهای خالی و شعاعی شکل گرفته‌اند.



شکل۸-۱۱- نمایی شماتیک از الگوی تشکیل و نحوه کانه‌زایی صورت گرفته در محدوده معدنی آبگاره.

۸-۶- 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.

۸-۶-۱- موقعیت تکتونیکی منطقه

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

۸-۶-۲- 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 (کریستال‌توف) است که طی فعالیت آتشفشانی ائوسن میانی-بالایی تشکیل شده‌اند. بدیهی است که این سنگ‌ها علاوه‌بر 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.

۸-۶-۳- ساختارهای زمین‌شناسی منطقه

گسل‌های ناحیه‌ای به‌عنوان کنترل‌کننده مهم در شکل‌گیری ذخایر اپی‌ترمال 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 شمال شرقی-جنوب غربی و تقریباً هم روند با گسل‌های اصلی طرود و انجیلو است.

۸-۶-۴- منبع حرارتی

کانسارهای اپی‌ترمال 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 اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین نقش مؤثری نـدارند، 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 آبگاره متصور شد.

۸-۶-۵- منشاء و ماهیت سیالات کانه‌ساز

همان‌طور که می‌دانیم در فرآیندهای کانسارساز، سیالات حاوی ماده معدنی یا سیالات کانه‌ساز، نقش بسیار مهمی را ایفا می‌کنند. محققین بر این عقیده‌اند که سیالات کانه‌ساز در سامانه کانسارهای اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین، محلول‌های کم‌دما و رقیقی هستند که از اختلاط سیالات ماگمایی و جوی حاصل می‌شوند. ارتباط بین داده‌های دما (۲۱۷-۱۴۵ درجه سانتی‌گراد) و شوری (۹/۸۴-۳/۷۳ معادل درصد وزنی NaCl) در منطقه آبگاره، روند رقیق‌شدگی را برای سیال نشان می‌دهد که دلالت بر آمیختگی یک سیال داغ و شور (ماگمایی) با یک سیال سردتر و رقیق‌تر (آب‌های جوی) و همچنین چیرگی آب‌های جوی بر سیال ماگمایی دارد. بی‌شک آمیختگی سیال ماگمایی با محلول‌های جوی، سبب افزایش pH و کاهش درجه شوری (از طریق رقیق شدن) می‌شود. به‌علاوه، کانی‌شناسی رگه‌ها و دگرسانی گرمابی (سریسیت، کوارتز، کلسیت)، نبود آلونیت و شوری پایین سیال، حاکی از ماهیت کمی قلیایی تا نزدیک به خنثی و حاوی HS^- و CO_2 سیال است. نکته مهم آن است که نهشت کانسنگ زمانی اتفاق می‌افتد که محلول‌ها در اثر اختلاط سیالات، جوشش و کاهش فشار، دچار سرد شدن و از دست رفتن مواد فرار شوند. با توجه به داده‌ها و مشاهدات صورت گرفته می‌توان این‌گونه استنباط کرد که رقیق‌شدگی، کاهش درجه حرارت و جوشش محدود از پارامترهای اصلی شکل‌گیری کانسار مس آبگاره باشند.

۸-۶-۶- منشاء عناصر کانه‌ساز

میزان تکامل سیال گرمابی 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 گرمابی، 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؛ به‌گونه‌ای 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.

۸-۷- پیشنهادات اکتشافی و تحقیقاتی

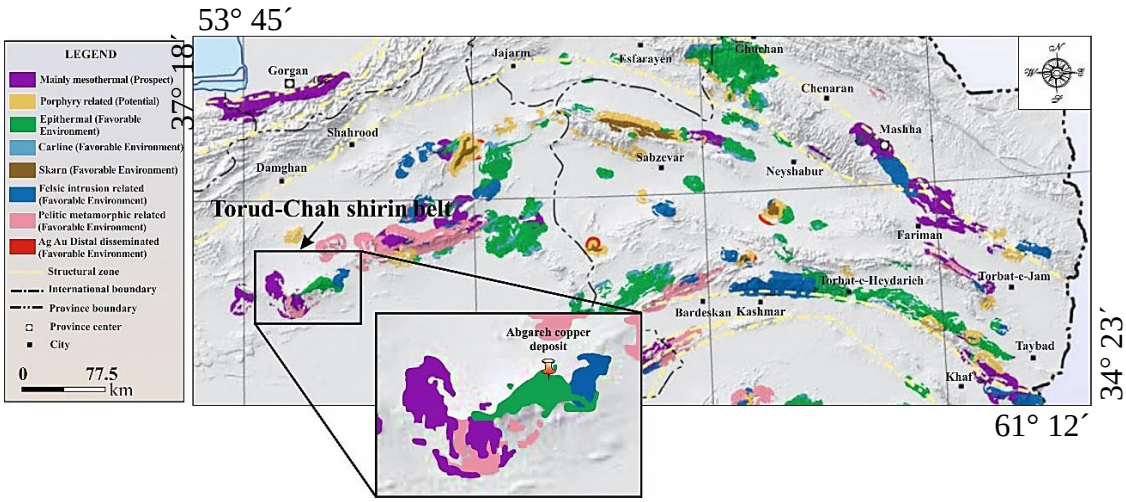
در راستای تکمیل اطلاعات به‌دست آمده در محدوده آبگاره و با توجه به نتایج اولیه حاصل شده از این محدوده، توجه به نکات زیر جهت تحقیقات بعدی و فعالیت‌های اکتشافی لازم به‌نظر می‌رسد.

- اطلاعات جمع آوری شده در این تحقیق همگی با استفاده از مشخصات سطحی و حداکثر عمق چند متری کانسار بوده است و گمانه‌های حفر شده از عمق کمی برخوردار می‌باشند. با توجه به این‌که حضور ماده معدنی در طول گمانه‌ها اثبات شده 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 عمیق‌تر در منطقه حفر گردد.

- مطالعه و تفسیر دقیق تغییرات دگرسانی، زمین‌شیمیایی و پهنه‌بندی کانیایی در گمانه‌های عمیق‌تر.

- سامانه کانسارهای اپی‌ترمال به وسیله هاله‌های دگرسانی شدید و گسترده، انتقال پتاسیم در چندصد متری بالای سامانه گرمابی و از دست رفتن مغناطیس‌شدگی[1] گسترده سنگ میزبان به دلیل حضور سولفور احیا شده، مشخص می‌گردند. از این‌رو 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 آبگاره با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین 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.



شکل ۸-۱۲- نقشه پراکندگی محیط‌های مناسب و پتانسیل‌دار طلا (نقره) بر روی کمربند فلززایی چاه‌شیرین-سبزوار-تایباد (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۷) و موقعیت کانسار آبگاره.

[1] Demagnetization

- با توجه به این‌که کانه‌زایی در این مناطق بیشتر در امتداد گسل‌ها صورت گرفته است، برداشت گسل‌ها و شکستگی‌ها و همچنین‌تحلیل عملکرد و سازوکار آنها و به‌طور کلی عامل زمین‌ساخت باید در منطقه بررسی شود که خود این امر می‌تواند راهنمای مفیدی در کشف مناطق امید بخش باشد.

- به‌منظور دستیابی به منشاء سیال گرمابی و تعیین درصد دخالت آب‌های جوی در تشکیل سیال گرمابی، مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن (بر روی رگه‌های کوارتز) انجام شود.

- جهت تشخیص منشاء گوگرد، مطالعات ایزوتوپی گوگرد (بر روی کانی پیریت) پیشنهاد می‌گردد.

منابع و مآخذ

- اشراقی ص.ع. و جلالی ا، (۱۳۸۵) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

- اعلمی‌نیا ز، کریم‌پور م.ح، همام س.م. و فینگر، ف، (۱۳۹۲) "پترولوژی، زمین‌شیمی و کانی‌سازی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری و توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی همراه آنها در منطقه ارغش-قاسم‌آباد (شمال‌شرق ایران) با گرایشی ویژه به سن و منشاء گرانیت‌ها" **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، دوره ۵، شماره ۱، ص ۲۲-۱.

- آقاجانی ح، سلیمانی م. و بابایی ب، (۱۳۸۶) "بررسی لیتولوژیکی، دگرسانی و زمین‌شیمیایی کانسار طلای کوه زر دامغان و ارتباط آنها با کانی‌سازی طلا" **فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی**، شماره ۲، ص ۸۷-۷۹.

- آقانباتی س.ع، (۱۳۸۳) "**زمین‌شناسی ایران**" چاپ اول، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۶۰۸.

- آقاجانی مرسا س، امامی م.ه، لطفی م، قلی‌زاده ک. و قاسمس سیانی م، (۱۳۹۵) "منشاء رگه‌های پلی‌متال اپی‌ترمال در منطقه نیکوییه (باختر قزوین) براساس مطالعات کانی‌شناسی، دگرسانی و میانبار سیال" **فصلنامه علوم زمین**، دوره ۲۵، شماره ۹۹، ص ۱۶۸-۱۵۷.

- امام‌جمعه ا، (۱۳۸۵)، پایان‌نامه ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و ژنز کانسار مس چاه‌موسی (شمال‌غرب طرود، استان سمنان)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.

- امام‌جمعه ا، راستاد ا، بوذری ف. و رشیدنژادعمران ن.ا، (۱۳۸۷) "معرفی سامانه واحد کانه‌زایی افشان-رگچه‌ای و رگه‌ای مس (سرب، روی) در محدوده معدنی چاه‌موسی-قله‌کفتران، بخش خاوری کمان ماگمایی طرود-چاه‌شیرین" **فصلنامه علوم زمین**، دوره ۱۸، شماره ۷۰، ص ۱۲۵-۱۱۲.

- امرایی س، (۱۳۹۵) "بررسی‌های سنگ زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی، دگرسانی و مطالعه میانبارهای سیال در سامانه رگه‌ای طلا مس‌دار کودکان محدوده اکتشافی کودکان، خراسان جنوبی" **مجله**

زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۹، ص ۴۷-۳۴.

- بادوزاده کانرش ح. و حسین‌نژاد ع.ا، (۱۳۹۰)، "بررسی ژنز کانسار آهن رباعی بر اساس زمین‌شیمی توده‌های نفوذی، کانی‌شناسی و مطالعات شاره‌های درگیر"، پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی 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 زمین‌پویان فرآز آسیا.

- پورشعبان ا، خاکزاد ا. و ابراهیمی میمند ا، (۱۳۸۹) "مطالعات کانه‌نگاری و لیتوژئوشیمیایی در کانسار مس رگه‌ای کلاته مهران سمنان" **فصلنامه علمی‌پژوهشی واحد لاهیجان**، دوره۳، شماره ۴، ص ۳۰-۲۵.

- تاج‌الدین ح.ع، (۱۳۷۷)، پایان‌نامه ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و ژنز اثر معدنی طلای دارستان (جنوب دامغان)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدس.

- تقی‌زاده قورولی س، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و الگوی تشکیل کانسار منگنز ذاکری، جنوب غرب سبزوار"، دانشگده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- جبارزاده ز، حسین‌زاده م.ا، مؤید م. و فرامرزی ر، (۱۳۹۴) "کانی‌شناسی و زمین‌شیمی دگرسانی‌های گرمابی در رخداد یارالوجه، (شمال‌غرب اهر-آذربایجان شرقی)" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، دوره ۲۳، شماره۱، ص۸۶-۷۵.

- جبارزاده ز، حسین‌زاده م.ا، مؤید م. و فرامرزی ر، (۱۳۹۵) "بررسی زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب (نادرخاکی) در کانی‌سازی رگه‌ای فلزات پایه منطقه یارالوجه، (شمال‌غرب اهر-آذربایجان شرقی)" **فصلنامه زمین‌شناسی ایران**، دوره ۱۰، شماره ۳۷، ص ۶۱-۴۵.

- حبیب‌پور گتابی ک. و صفری شالی ر، (۱۳۸۸) "**راهنمای جامع کاربرد SPSS در تحقیقات**

پیمایشی" چاپ دوم، انتشارات متفکران، تهران، ص ۸۶۱.

- حسینی ه، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه ارشد: "ژنز و زمین‌شیمی اکتشافی اندیس مس کالچویه (جنوب‌غرب نائین)"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.

- حسینی دینانی ه. و باقری ه، (۱۳۹۱) "تعیین مرکز تقریبی کانه‌سازی و شرایط نهشت مس-طلا با استفاده از مطالعات کانه‌نگاری و میانبارهای سیال در اندیس کالچویه (جنوب‌غرب نائین)" **مجله پترولوژی**، دوره ۳، شماره ۹، ص۳۶-۱۷.

- حسینی‌دینانی ه، باقری ه. و شمسی‌پور دهکردی ر، (۱۳۹۱) "مطالعات کانه‌سازی و زمین‌شیمی اندیس مس کالچویه (جنوب‌غرب نائین)" **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، دوره ۴، شماره ۲، ص ۲۵۶-۲۴۱.

- حقیقی ا، علیرضایی س. و اشرف‌پور ا، (۱۳۹۲) "کانه‌زایی، دگرسانی و ویژگی‌های سیال کانه‌زا در کانسار فلزات پایه و گرانبهای چشمه‌حافظ، رشته‌کوه طرود-چاه‌شیرین، شمال ایران مرکزی" **فصلنامه علوم زمین**، دوره ۲۲، شماره ۸۸، ص۱۱۰-۹۹.

- خادمی م. و شهریاری س، (۱۳۸۵) "پایانه باختری گسل طرود: مثالی کلاسیک از پایانه گسل‌های راستالغز" **نشریه علوم دانشگاه تربیت‌معلم**، دوره ۶، شماره ۳ و ۴، ص ۷۵۶-۷۳۹.

- خواجه‌زاده م.ح، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و زمین‌شیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- راستاد ا، رشیدنژاد عمران ن.ا. و تاج‌الدین، ح.ع، (۱۳۷۷) "زمین‌شیمی و عوامل کنترل‌کننده کانه‌سازی طلا-مس در اثر معدنی دارستان (جنوب دامغان)" دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، انجمن زمین‌شناسی ایران.

- راستاد ا، تاج‌الدین ح.ع، رشیدنژاد عمران ن.الف. و باباخانی، ع.ر، (۱۳۷۹) "خاستگاه و پتانسیل طلا (مس) در محدوده معدنی دارستان - باغو (جنوب دامغان)" **فصلنامه علوم زمین**، شماره ۳۶-۳۵، ص

.۷۹-۶۰

- رشیدنژادعمران ن، (۱۳۷۱)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانه‌سازی طلا در منطقه باغو (جنوب دامغان)"، دانشگاه تربیت معلم.

- زمانیان ح، رحمانی ش، جان‌نثاری م.ر، زارعی سهامه ر. و برنا ب، (۱۳۹۴) "بررسی کانی‌سازی مس-طلادار گرانیتوئید طارم (شمال زنجان) برپایه شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمی و میانبارهای سیال" **فصلنامه علوم‌زمین**، دوره ۲۵، شماره ۹۸، ص ۲۸۲-۲۵۵.

- سازمان جغرافیایی ارتش، (۱۳۳۵) "نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود" نقشه شماره NI۴۰-۱.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۷) " نقشه ۱:۵۰۰۰۰۰۰ پراکندگی محیط‌های مناسب و پتانسیل‌دار طلا (نقره)".

- سلطانی ا، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس ابری، رهبری و چشمه‌مرضیه،شمال غرب درونه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- شهسوار ش، یزدی م، فودازی م. و گلزار ه، (۱۳۹۱) "کانی‌سازی مس و نقره در اندیس معدنی جارو، کرج" **فصلنامه زمین‌شناسی محیط زیست**، دوره ۳، شماره ۱۸، ص ۹۵-۸۳.

- شاهوردی م، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: " بررسی زمین‌شناسی اقتصادی اندیس مس علی‌نرخه، جنوب شرق طرود"، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات.

- شیرنورد شیرازی م، مقتدری ا. و حاج علیلو ب، (۱۳۸۹) "بررسی زمین شناسی و کانی سازی در کانسار گلگهر سیرجان" نخستین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، مشهد.

- صالحی ز، فرامرزی ن.ا، مسعودی ف. و رضوی م.ح، (۱۳۹۳) "ویژگی‌های سیالات کانه‌ساز مس، نقره و طلای جارو (جنوب شرق اشتهارد-کرج)" **مجله ژئوشیمی**، دوره ۳، شماره۲ ، ص ۹۲-۸۵.

- صالحی‌نسب س، (۱۳۹۴)، پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و الگوی پیدایش کانسار مس-سلستیت بند قیچی منطقه طرود، جنوب شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- طائفی ن، (۱۳۹۳) ، پایان‌نامه ارشد: "بررسی ژنز کانه‌زایی مس همراه با سنگ‌های آتشفشانی و

آتشفشانی-رسوبی ائوسن، شمال ایران مرکزی، شرق و جنوب‌شرق شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- علوی م، هوشمندزاده ع، اطمینان ه. و حقی‌پور ع، (۱۳۵۵) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، نقشه شماره H5.

- علیخانی‌بنقنی م، شمعانیان غ.م. و جعفری زنگلانلو م، (۱۳۹۲) "کانی‌سازی و دگرسانی سامانه رگه‌ای تجرود، جنوب نیشابور" **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، دوره ۵، شماره ۲، ص ۳۳۹-۳۲۵.

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

- غلامی فشارکی ز، شمسی‌پور دهکردی ر، وهابی‌مقدم ب. و نصراصفهان ع.خ، (۱۳۸۹) "مینرالوگرافی و منشاء کانسار مس کچومثقال، جنوب شرق اردستان (استان اصفهان)" نخستین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، مشهد.

- غفاری م، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ظفرقند (جنوب‌شرق اردستان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- قاسمی ح.ا، رستمی حصوری م، صادقیان م. و کدخدای عرب ف، (۱۳۹۵) "فعالیت ماگمایی کششی پشت کمانی در حوضه الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی" **فصلنامه علوم زمین**، دوره ۲۵، شماره ۹۹، ص ۲۵۲-۲۳۹.

- قربانی م، (۱۳۸۶) **"زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران"** چاپ اول، انتشارات آرین‌زمین، ص ۴۹۲.

- کریم‌پور م، ملک‌زاده ا. و حیدریان م، (۱۳۸۴) **"اکتشاف ذخایر معدنی: مدل‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ماهواره‌ای و ژئوفیزیکی"** چاپ اول، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۶۳۶.

- کی‌نژاد الف، پورکرمانی م، آرین م، سعیدی ع.ا. و لطفی م، (۱۳۸۹) "بررسی شکستگی‌های شمال منطقه طرود-معلمان (ایران مرکزی-جنوب‌خاور دامغان) و ارتباط آن با کانی‌زایی منطقه" **فصلنامه**

علوم‌زمین، دوره ۵، شماره ۲، ص ۹۷-۸.

- مُر ف. و مدبّری س، (۱۳۸۴) "**کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی**" چاپ اول، مرکز نشر دانشگاهی، تهران، ص ۴۵۲.

- مهدیزاده شهری ح، ربانی م.ص، بازرگانی گیلانی ک.ا. و ایراجیان ع.ا، (۱۳۸۵) "مطالعه بنتونیت‌ها و زئولیت‌های منطقه معلمان(جنوب دامغان)، با نگاهی به کانسار بنتونیت سوسن‌وار و زئولیت گندی" **فصلنامه علوم زمین**، دوره ۱۶، شماره ۶۱، ص ۱۳۹-۱۲۴.

- مهرابی ب، طالع‌فاضل ، قاسم‌سیانی، م. و اقبالی م.ع، (۱۳۸۸) "بررسی نحوه کانی‌سازی و تشکیل کانسار رگه‌ای مس-طلا گلوجه (شمال زنجان) براساس شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمی و سیالات درگیر" **مجله علوم دانشگاه تهران**، دوره ۳۵، شماره ۴، ص ۱۹۹-۱۸۵.

- مهرابی ب. و قاسم‌سیانی م، (۱۳۸۹) "کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار پلی‌متال چشمه‌حافظ، استان سمنان، ایران" **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، دوره ۲، شماره ۱، ص ۲۰-۱.

- مهرابی ب، قاسم‌سیانی م. و طالع‌فاضل ا، (۱۳۹۳) "بررسی سامانه کانه‌زایی فلزات پایه و گرانبها در محدوده‌های معدنی چشمه‌حافظ و چالو کمان ماگمایی طرود-چاه‌شیرین" **فصلنامه علوم زمین**، دوره ۲۴، شماره ۹۳، ص ۱۱۸-۱۰۵.

- مهوری ر، شمسی‌پور ر، باقری ه، نقره‌ئیان م. و مکی‌زاده م.ع، (۱۳۸۸) "مطالعات کانی‌شناسی و سیالات درگیر در کانسار مس-طلا کالچویه، شرق اصفهان" **مجله زمین‌شناسی اقتصادی**، دوره ۱، شماره۱، ص ۴۷-۵۵.

- میلویش ز، (۱۳۹۴)، پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و الگوی پیدایش کانه‌زایی مس رسوبی در شمال-شمال‌غرب تربت‌حیدیه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- ناهیدی‌فر ا، (۱۳۹۳) پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس دیان (جنوب دامغان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- نجف‌زاده ع.ر، خلیلی مبرهن ش. و احمدیان ج، (۱۳۹۰) "**زمین‌شناسی اقتصادی**" انتشارات دانشگاه پیام نور، ص ۴۰۹.

- نصرالهی ع، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی منگنز در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در جنوب‌غرب سبزوار، با تأکید بر کانسار منگنز نوده"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- ولی‌زاده م.و. و جعفریان ع.ر، (۱۳۶۸) "قرابت‌های پتروژنتیک قوس ولکانو-پلوتونیک کوه‌زر-طرود و ارتباط آن با متالوژنی در ناحیه" **مجله علوم دانشگاه تهران**، شماره ۱، ص ۳۳-۲۱.

- هوشمندزاده ع، علوی نائینی م. و حقی‌پور ع، (۱۳۵۷) "**تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه طرود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)**" سازمان تحقیقات زمین‌شناسی و معدنی کشور، ص ۱۳۸.

- یاراحمدی، م، (۱۳۹۴)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی روش‌های کیفی و کمی سنجش از دور در شناسایی واحدهای سنگی زمین‌شناختی در منطقه کوه‌زر جنوب دامغان، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- یزدی ع.ا، شاه‌حسینی ا. و امیری ع، (۱۳۹۳) "کاربرد شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت در ارزیابی دما و فشار مجموعه نفوذی طرود" **مجله ژئوشیمی**، دوره ۳، شماره ۳، ص ۲۳۳-۲۲۵.

- یعقوب‌پور ع.م، حضرتی ا، سلطانی ص. و کاظم‌پور ا، (۱۳۸۷) "مطالعات کانی‌شناسی و میکروترمومتری کانسار چاه‌فراخ سمنان (جنوب سمنان)" مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز.

- یوسفی ف، (۱۳۹۶)، رساله‌ی دکتری: "پتروژنز و زمین‌شناسی ایزوتوپی سنگ‌های آذرین نفوذی پس از ائوسن نوار ماگمایی طرود-احمدآباد (جنوب‌شرق شاهرود)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- Abdollah I.A. Said A.A. and Visona D. (1997) “New geochemical and petrologic data on gabbro syenite between Harageysa and Berberia. Shikib (North Somalia)” **Journal of**

African earth science. vol.23, 3, pp 363- 376.

- 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.

- Akaryalı E. and Tüysüz, N. (2013) "The genesis of the slab window-related Arzular low-sulfidation epithermal gold mineralization (eastern Pontides, NE Turkey)" **Geoscience Frontiers**, 4(4), pp 409-421.

- Al-Hwaiti M. Zoheir B. Lehmann B. and Rabba I. (2010) "Epithermal gold mineralization at Wadi Abu Khushayba, southwestern Jordan" **Ore Geology Reviews**, 38(1-2), pp 101-112.

- Baker W.E. (1978) "The role of humic acid in the transport of gold" **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 42(6), pp 645-649.

- Bodnar R.J. (1983) "A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and PVTX properties of inclusion fluids" **Economic Geology**, 78(3), pp 535-542.

- Bornhorst T.J. and Barron R.J. (2011) "Copper deposits of the western Upper Peninsula of Michigan" **Geological Society of America Field Guide**, 24, pp 83-99.

- Brown A.C. (1971) "Zoning in the White Pine copper deposit, Ontonagon County, Michigan" **Economic Geology**, 66(4), pp 543-573.

- Boynton W.V. (1984) "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies" **Rare earth element geochemistry.** Elsevier, Amsterdam**,** pp 63-114.

- Cabral A.R. and Beaudoin G. (2006) "Red-bed copper deposits of the Quebec Appalachians" Sous-projet SC13, pp1-14.

- 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.

- Chen Y.J. Pirajno F. Wu G. Qi J.P. and Xiong X.L. (2012) "Epithermal deposits in north

Xinjiang, NW China" **International Journal of Earth Sciences**, 101(4), pp 889-917.
- Christidis G.E. (1998) "Comparative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite and a rhyolite to bentonite, in the islands of Milos and Kimolos, Aegean, Greece" **Clays and Clay Minerals**, 46(4), pp 379-399.
- Cox K.G. Bell J.D. and Pankhurst R.J. (1979) "The interpretation of igneous rocks" **George Allen and Unwin**, pp 450.
- Damian G. Damian F. Macovei G. Constantina C. and Iepure G. (2007) "Zeolitic Tuffs from Costiui zone-Maramures Basin" **Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences**, 2(1), pp 59-74.
- Davidson J.P. (1996) "Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism" Subduction top to bottom, pp. 251-262.
- Dill H. G. Bosse H. R. and Kassbohm J. (2000) "Mineralogical and chemical studies of volcanic-related argillaceous industrial minerals of the Central American Cordillera (western El Salvador)" **Economic Geology**, 95(3), pp 517-538.
- du Bray E.A. (2017) "Geochemical characteristics of igneous rocks associated with epithermal mineral deposits-A review" **Ore Geology Reviews**, 80, pp 767-783.
- Esteban-Arispe I. Velasco F. Boyce A. J. Morales-Ruano S. Yusta, I. and Carrillo-Rosúa, J. (2016) "Unconventional non-magmatic sulfur source for the Mazarrón Zn–Pb–Cu–Ag–Fe epithermal deposit (SE Spain)" **Ore Geology Reviews**, 72, pp 1102-1115.
- Fard M. Rastad E. and Ghaderi M. (2006) "Epithermal gold and base metal mineralization at Gandy deposit, north of Central Iran and the role of rhyolitic intrusions" **Islamic Republic of Iran**, 17(4), pp 327-335.
- Franceschelli M. Cruciani G. Puxeddu M. and Utzeri D. (2003) "Pre-Variscan metagabbro from NW Sardinia, Italy: evidence of an enriched asthenospheric mantle source for continental alkali basalts" **Geological Journal**, 38(2), pp 145-159.
-Ghorbani M. (2013) "**The economic geology of Iran: mineral deposits and natural resources**" Springer Science and Business Media, pp. 569.
- Gill J. (2012), "**Orogenic andesites and plate tectonics**", Vol. 16, Springer Science and Business Media, pp. 382.
- Haldar S. K. (2012), "**Mineral exploration: principles and applications**", Newnes, pp. 334.
- Haas J.L. (1971) "The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure" **Economic Geology**, 66(6), pp 940-946.

- Hastie A.R. Kerr A.C. Pearce J.A. and Mitchell S.F. (2007) “Classification of alteredvolcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram” **Journal of Petrology**, 48, pp 2341-2357.
- Hawkesworth C. Turner S. Peate D. McDermott F. and van Calsteren P. (1997) “Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes” **Chemical Geology**, 139(1-4), pp 207-221.
- Hedenquist J.W. and Lowenstern J.B. (1994) “The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits” **Nature**, 370(6490), p 519.
- Irvine T.N. and Baragar W.R.A. (1971) “A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks” **Canadian Journal of Earth Science**, v. 8, pp 523-548.
- Keskin M. Pearce J.A. and Mitchell J.G. (1998) “Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum–Kars Plateau, northeastern Turkey” **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 85(1), pp 355-404.
- Kirkham R.V. (1996) “Volcanic redbed copper” **Geology of Canadian mineral deposit types**, pp 241-252.
- Kojima S. Trista-Aguilera D. and Hayashi K.I. (2009) “Genetic Aspects of the Manto-type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits” **Resource geology**, 59(1), pp 87-98.
- Lanfranchini M.E. Etcheverry R.O. de Barrio R.E. and Hernández C.R. (2013) “Precious metal-bearing epithermal deposits in western Patagonia (NE Lago Fontana region), Argentina” **Journal of South American Earth Sciences**, 43, pp 86-100.
- Large R. (1988) “Gold distribution and genesis in Paleogoic volcanogenic massive sulphide systems, Eastern Australia” **Bicentennial Gold 88**, Proceeding, pp 121-126.
- Large R.R. Gemmell J.B. Paulick H. and Huston D.L. (2001) “The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits” **Economic geology**, 96(5), pp 957-971.
- 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.
- Manikyamba C. Kerrich R. Khanna T.C. Satyanarayanan M. and Krishna A.K. (2009) “Enriched and depleted arc basalts, with Mg-andesites and adakites: a potential paired arc–back-arc of the 2.6 Ga Hutti greenstone terrane, India” **Geochimica et**

Cosmochimica Acta, 73(6), pp 1711-1736.
-McAdam A.C. Zolotov M.Y. Sharp T.G. and Leshin L.A. (2008) "Preferential low-pH dissolution of pyroxene in plagioclase–pyroxene mixtures: Implications for martian surface materials" **Icarus**, 196(1), pp 90-96.
- 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.
- Mehrabi B. Ghasemi S.M. and Tale F.E. (2015) "Structural control on epithermal mineralization in the Troud-Chah Shirin belt using point pattern and Fry analyses, north of Iran" **Geotectonics**, 49(4), pp 320-331.
- Moghadam H.S. Li X.H. Stern R.J. Ghorbani G. and Bakhshizad F. (2016) "Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan–Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments" **Lithos**, 240, pp 34-48.
- Müller D. and Groves D.I. (1993) "Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits" **Ore Geology Reviews**, 8(5), pp 383-406.
- Murphy J.B. (2007) "Igneous rock associations 8. Arc magmatism II: geochemical and isotopic characteristics" **Geoscience Canada**, 34(1).
- Nadeau O. (2011), "**The Behaviour of Base Metals in Arc-Type Magmatic-Hydrothermal Systems–Insights from Merapi Volcano, Indonesia**" McGill University (Canada), pp.195.
- Orozco-Esquivel T. Petrone C.M. Ferrari L. Tagami T. and Manetti P. (2007) "Geochemical and isotopic variability in lavas from the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip" **Lithos**, 93(1), pp 149-174.
- Pearce J. A. (1983), "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", pp. 230-249.
- Pearce J.A. (1996) "A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration" **Geological Association of Canada**, Short Course Notes, 12(79), pp113.
- 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.
- Petruk W. (2000), "**Applied mineralogy in the mining industry**", Elsevier, pp. 268.

- Pirajno H.U. (1987) “The alteration-mineralization of the Krantzberg tungsten deposit, South West Africa/Namibia” **South African Journal of Geology**, 90(4), pp 499-508.
- Pirajno F. (2009), “**Hydrothermal processes associated with meteorite impacts. In: Hydrothermal Processes and Mineral Systems Springer**”, Dordrecht, pp. 1097-1130.
- Prowatke S. and Klemme S. (2006) “Rare earth element partitioning between titanite and silicate melts: Henry’s law revisited” **Geochimica et Cosmochimica Acta,** 70(19), pp 4997-5012.
- Ramdohr P. (1980) “The ore minerals and their intergrowths, 2nd end” Vol. 2, **International Series in Earth Sciences**, pp 1075.
- Robb L. (2004), “**Introduction to Ore-Forming Processes**”, Blackwell Publishing, pp.386.
- Ruiz C. (1971) “Strata-bound copper sulphide deposits of Chile” **Soc. Min. Geol. Jpn. Spec. Issue**, 3, pp 252-260.
- Shamanian G.H. Hedenquist J.W. Hattori K.H. and Hassanzadeh J. (2004) “The Gandy and Abolhassani epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan province, Northern Iran” **Economic Geology**, 99(4), pp 691-712.
- 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.
- Shepherd T.J. Rankin A.H. and Alderton D.H. (1985) “A practical guide to fluid inclusion studies” **Blackie**.
- Simmons S.F. Arehart G. Simpson M.P. and Mauk J.L. (2000) “Origin of massive calcite veins in the Golden Cross low-sulfidation, epithermal Au-Ag deposit, New Zealand” **Economic Geology**, 95(1), pp 99-112.
- 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.
- Simmons S.F. White N.C. and John D.A. (2005) “Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits” **Economic Geology 100th anniversary volume**, 29, pp 485-522.
- 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. (2005) “Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits” **Economic Geology**, 100, pp 723-768.

- Sun S. McDonough W.F. (1989) “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : Implications for mantle composition and processes, In: Saunders,A.D., Norry,M.J., (Eds.), magmatism in the Oceans Basins” **Geological society of London Special Publication**, 42, pp 313 - 345.

- Stewart G.M. (2004) “Argillic alteration and ore deposits Economic” **Geology**, 51, pp 407- 414.

- 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.

- Temel A. Gündoğdu M.N. and Gourgaud A. (1998) “Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey” **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 85(1), pp 327-354.

- Thompson R.N. (1982) “Magmatism of the British Tertiary volcanic province” Scottish **Journal of Geology**, 18(1), pp 49-107.

- 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.

- 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.

- Weaver B.L. and Tarney J. (1984) “Major and trace element composition of the continental lithosphere” **Physics and Chemistry of the Earth**, 15, pp 39-68.

- White N.C. and Hedenquist J.W. (1995) “Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration” **SEG newsletter**, 23(1), pp 9-13.

- Wilkinson J.J. (2001) “Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits” **Lithos**, 55(1-4), pp 229-272.

- 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.

- Wilson M. (1989) “Igneous Petrogenesis” global tectonic approach.

- Wilso N.S.F. Zentilli M. Reynolds P.H. and Boric R. (2003) “Age of mineralization by basinal fluids at the El Soldado manto-type copper deposit, Chile: 40Ar/39Ar geochronology of K-feldspar“ **Chemical Geology**, 197(1-4), pp 161-176.
- 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.
- White N.C. and Hedenquist J.W. (1995) “Epithermal gold deposits: styles, characteristics and Exploration” **Society of Economic Geologists**, Newsletter, 23. pp 9-13.
- 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**, 50(1), pp 11-30.
- Yang, K., Huntington, J. F., Browne, P. R., & Ma, C. 2000. An infrared spectral reflectance study of hydrothermal alteration minerals from the Te Mihi sector of the Wairakei geothermal system, New Zealand. Geothermics, 29(3), pp.377-392.
- Yilmaz H. Oyman T. Sonmez F.N. Arehart G.B. and Billor Z. (2010) “Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Sahinli/Tespih Dere (Lapseki/Western Turkey)” **Ore Geology Reviews**, 37(3-4), pp 236-258.
- 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.
- Zhong J. Chen Y.J. Chen J. Qi J.P. Dai M.C. (2018) “Geology and fluid inclusion geochemistry of the Zijinshan high-sulfidation epithermal Cu-Au deposit, Fujian Province, SE China: Implication for deep exploration targeting” **Journal of Geochemical Exploration**, 184, pp 49-65.

پیوست

پیوست۱- نمونه‌های تجزیه شده از سنگ‌های دارای رخنمون در منطقه معدنی (اکسیدهای اصلی به روش XRF (Wt%)).

sample	SiO_2	Al_2O_3	BaO	CaO	Fe_2O_3	K_2O	MgO	MnO	Na_2O	P_2O_5	SO_3	TiO_2	L.O.I	FeO_t	FeO	AI	CCP
L1-1	67.2	13.43	0.09	1.71	4.94	5.02	1.20	0.10	1.94	0.16	0.17	0.63	3.47	8.40	3.46	63.0	57.1
L1-7	50.0	16.60	<	10.8	7.25	1.57	3.00	0.18	2.91	0.28	<	0.97	6.81	13.1	5.80	25.0	77.2
L2-3	64.2	15.62	0.12	3.90	3.46	5.60	0.65	0.08	2.50	0.16	<	0.54	3.25	5.88	2.42	49.4	43.9
L2-12	66.2	14.34	0.08	2.50	3.79	5.75	0.89	0.05	1.92	0.16	0.07	0.53	3.91	6.45	2.66	60.0	47.9
L3-1	65.5	15.87	0.09	2.18	3.63	5.00	1.37	0.06	3.15	0.15	<	0.55	2.57	6.17	2.54	54.4	47.5

پیوست۲- مقادیر اکسیدهای اصلی محاسبه شده در نمونه‌های کانسنگ و مغزه‌های حفاری منطقه معدنی.

Sample	Fe_2O_3	K_2O	MgO	Na_2O	CaO	FeO_t	FeO	AI	CCP
AT1-1-0	3.69	5.53	0.97	1.10	2.13	6.27	2.58	66.79	52.19
AT1-2-0	3.74	4.58	0.64	1.72	1.62	6.36	2.62	60.95	52.62
AT1-3-0	3.55	4.41	0.80	2.47	1.84	6.03	2.48	54.76	49.82
AT1-5-0	3.71	5.45	0.78	0.56	2.42	6.30	2.59	67.62	54.10
AT2-1-0	3.66	4.37	0.58	2.56	2.10	6.22	2.56	51.47	49.50
AT3-1-0	3.56	5.81	0.67	0.94	2.11	6.06	2.50	68.00	49.97
AT5-1-0	3.15	5.41	0.57	2.09	0.66	5.36	2.21	68.47	44.13
BH1-0-5	3.68	6.77	0.65	0.98	3.12	6.26	2.58	64.41	47.13
BH1-4-7	3.55	6.75	0.63	1.26	2.70	6.04	2.49	65.09	45.42
BH1-7-15	3.47	7.13	0.67	0.92	3.61	5.90	2.43	63.26	44.95
BH2-0-4	3.43	6.04	0.54	1.11	1.92	5.83	2.40	68.47	47.11
BH2-4-8	3.28	5.92	0.56	1.07	2.05	5.57	2.29	67.53	46.71
BH2-8-16	3.12	5.12	0.89	1.97	3.04	5.31	2.19	54.53	46.65
BH3-2-7	3.15	5.60	0.71	2.74	2.07	5.35	2.20	56.74	42.10

ادامه پیوست۲

BH3-7-13	3.01	6.33	0.55	1.53	2.82	5.12	2.11	61.22	41.92
BH4-0-6	3.70	5.02	1.03	1.10	4.19	6.30	2.59	53.36	54.50
BH4-6-13	2.94	5.64	0.60	1.24	3.15	5.00	2.06	58.68	44.84
BH5-0-5	3.22	7.22	0.73	1.73	1.72	5.47	2.25	69.73	40.93
BH5-5-10	3.48	6.48	0.69	1.81	2.01	5.92	2.44	65.22	44.37
BH6-0-5	2.88	7.02	0.78	1.79	2.25	4.90	2.02	65.89	39.16
BH6-5-10	3.29	6.31	0.66	1.92	1.83	5.59	2.30	65.05	43.19

پیوست۳- نمونه‌های تجزیه شده از سنگ‌های دارای رخنمون و کانسنگ در منطقه معدنی (عناصر فرعی و کمیاب خاکی به روش ICP-MS (ppm)).

sample	**L1-1**	**L1-7**	**L2-3**	**L2-12**	**L3-1**	**AT1-1**	**AT1-2**	**AT1-3**	**AT1-5**	**AT2-1**	**AT3-1**	**AT5-1**
Ag	4.7	0.2	0.5	0.6	0.2	81.7	31.3	30.3	23.4	33.3	28.6	9.4
Al	54938	71610	52524	65335	62328	56265	71341	69852	60912	64051	59034	57121
As	6.1	2.7	3.2	7.2	7.4	9.4	8.6	5.9	9.2	8.3	3.3	16.7
Ba	583	310	849	624	664	599	581	542	516	675	590	910
Be	1.8	1.5	1.9	1.3	2	1.5	1.8	1.8	1.5	1.8	1.6	1.9
Bi	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.5	1	0.4	0.3	0.5	0.4
Ca	11181	57453	19619	13477	11600	15222	11604	13155	17319	15025	15096	4709
Cd	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ce	50	38	44	47	52	43	52	54	40	48	46	45
Co	4.8	25.7	8.5	6.2	5.9	4.5	2.9	4.2	3.9	2.8	3.1	4.4
Cr	14	133	15	13	13	13	14	14	14	13	15	13
Cs	3.7	2.3	6.9	4.8	2.6	3.5	5.3	5.3	5.8	4.4	6	6.8
Cu	1572	70	120	38	75	18291	15184	13953	26217	22170	23185	9517
Dy	2.93	3.39	2.92	2.8	3.01	2.93	3.08	3.21	2.8	2.93	2.71	2.76

ادامه پیوست۳

Er	1.92	2.07	1.75	1.77	1.96	1.92	1.98	2.18	1.96	1.92	1.83	2.07
Eu	0.76	1.09	0.92	0.77	0.88	0.76	0.79	0.88	0.83	0.86	0.78	0.81
Fe	23054	40349	20607	24289	21905	25782	26163	24815	25918	25587	24933	22037
Gd	2.44	3.07	2.52	2.55	2.62	2.31	2.62	2.69	2.37	2.52	2.47	2.32
Hf	5.12	2.98	2.11	3.14	3.59	4.61	4.47	4.54	3.89	4.34	4.22	5.48
In	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
K	41312	11337	30577	40825	33839	45902	38028	36642	45221	36283	48199	44888
La	21	18	20	23	24	18	24	25	19	22	21	19
Li	25	26	15	30	34	25	16	21	22	19	19	24
Lu	0.34	0.32	0.31	0.26	0.32	0.34	0.32	0.34	0.33	0.34	0.3	0.36
Mg	5108	15305	3576	5241	7593	5877	3879	4854	4712	3486	4058	3412
Mn	481	1098	530	368	426	598	336	440	467	478	463	257
Mo	1	<0.1	1.4	<0.1	1.8	1.4	2.7	1.5	1.2	2.2	1.6	2.2
Na	17624	20808	18470	14956	24915	8188	12787	18333	4152	19022	6944	15514
Nb	10.3	8.4	9	8.9	10.9	10.1	11.8	11.9	9.8	10.6	9.8	11.7
Nd	17.5	18.9	17.6	18.5	19.3	17.5	20	20.2	17.7	17.7	16.9	16.8
Ni	4	33	5	6	4	3	3	4	4	3	3	4
P	593	1111	594	559	613	697	737	709	692	657	719	695
Pb	19	43	24	19	28	20	20	21	21	30	22	22
Pr	4.48	4.4	4.47	4.71	5.12	4.39	5.26	5.2	4.47	4.66	4.34	4.15
Rb	117	26	95	109	99	139	129	112	142	114	141	134
S	408	<50	<50	130	51	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
Sb	2	1.3	<0.5	<0.5	<0.5	4.3	3.3	2.1	4.2	2.5	3.3	2.7
Sc	6.2	23.2	6	7.5	6.8	6.4	8.6	7.8	6.8	7.6	6.8	7.1
Se	0.8	0.64	0.68	<0.5	0.65	0.84	0.83	0.93	1.02	0.64	0.75	<0.5

ادامه پیوست۳

Sm	3.39	3.97	3.69	3.74	3.8	3.58	3.91	4.12	3.52	3.71	3.49	3.66
Sn	1.5	1	1.3	0.7	0.9	2.1	1.5	1.5	3.1	1.6	1.9	1.7
Sr	266.7	587.6	269.7	165.2	413.5	157.4	211.8	311.7	135.7	353.2	156.2	321.5
Ta	0.68	0.57	0.57	0.57	0.85	0.72	0.95	1.01	0.75	0.86	0.69	0.95
Tb	0.46	0.54	0.47	0.47	0.48	0.48	0.53	0.52	0.49	0.49	0.46	0.47
Te	0.23	0.72	<0/1	0.18	0.32	0.29	0.1	0.26	0.28	0.26	0.14	<0.1
Th	9.94	4.41	7.47	9.39	10.6	9.42	11.32	11.77	9.94	10.19	9.9	11.58
Ti	3058	5488	3060	3087	3011	2717	3178	3017	2574	2749	2725	3145
Tl	1	<0.1	0.57	0.49	0.49	1.36	1.14	0.75	1.23	0.6	1.04	2.39
Tm	0.3	0.28	0.27	0.26	0.29	0.3	0.31	0.33	0.28	0.32	0.29	0.31
U	3	1.18	2.3	1.8	2.6	3.6	5.1	3.9	5.4	3.2	3.4	3.2
V	79	187	64	45	63	70	81	87	64	62	67	78
W	1.9	<1	1.1	1.1	1.5	2.2	2	1.8	1.8	1.3	1.8	1.6
Y	16.8	17.3	16.1	16.4	17	15.9	17.8	18.1	17	17.5	16.4	17.4
Yb	2.3	2.7	1.9	1.8	2.1	2.1	2.5	2.5	2.1	2.4	2.1	2.4
Zn	35	116	242	41	106	82	61	60	99	80	85	53
Zr	190	115	85	118	131	164	178	172	157	175	158	202

پیوست۴- نمونه‌های تجزیه شده از مغزه‌های حفاری در منطقه معدنی (عناصر فرعی و کمیاب خاکی به روش ICP-MS (ppm)).

sample	**Ag**	**Al**	**As**	**Ba**	**Be**	**Ca**	**Cd**	**Ce**	**Co**	**Cr**	**Cu**	**Fe**	**K**	**La**	**Li**	**Mg**	**Mn**
BH1-0-5	10.5	74462	8.3	435	1.1	22312	0.3	51	4	18	13888	25768	56236	25	19	3930	489
BH1-4-7	10.7	73223	6.6	541	1	19278	0.22	53	5	12	3894	24839	56052	24	20	3822	517
BH1-7-15	8.1	77328	8.1	578	1	25802	0.28	55	5	9	7516	24282	59167	29	20	4017	521
BH1-15-20	15.4	67149	8.7	446	1	22244	0.25	47	4	9	15858	22440	52911	21	17	3672	504

ادامه پیوست۴

BH1-20-25	22.4	71545	7.7	508	1.1	18327	0.27	51	5	11	9595	23944	54990	22	18	3679	377
BH1-25-28	6.4	67762	26.1	541	<1	16773	0.26	55	5	10	10932	23266	47495	23	24	3777	637
BH1-28-31	21.5	70661	5.1	972	1	10482	0.34	55	4	11	21419	25389	40489	26	14	3703	347
BH1-31-34	8.4	72190	13.3	449	1.1	25732	0.27	53	8	22	6263	24367	43522	26	25	5021	479
BH2-0-4	47.2	61265	15.3	475	<1	13700	0.24	46	2	10	21342	23996	50129	21	23	3242	458
BH2-4-8	19.9	61622	8.3	468	<1	14661	0.22	46	3	9	18559	22908	49173	22	23	3373	433
BH2-8-16	1.8	72497	13.7	479	1	21691	0.27	58	7	11	251	21840	42464	27	22	5349	476
BH2-17-21	9.4	70807	6.6	518	1.8	25432	0.28	52	6	12	4470	22117	63952	24	15	3848	524
BH2-21-27	7.3	79301	8.9	578	1.4	22470	0.26	61	8	13	7146	24259	62881	30	19	4940	491
BH2-27-33	12.3	79033	28.4	561	1.1	14930	0.28	61	11	11	8652	18468	48884	26	20	3776	442
BH2-33-37	4.1	79098	6.4	560	1.1	21093	0.26	59	5	10	5003	20500	52161	28	18	3632	468
BH2-37-43	4.1	81275	18.2	639	1.1	22601	0.29	66	6	12	441	24250	52057	31	20	3517	513
BH3-2-7	13.2	70823	34.9	480	1.1	14771	0.28	60	5	10	9165	22032	46464	25	22	4272	933
BH3-7-13	24.5	69029	12	499	1	20186	0.25	51	3	13	14086	21074	52537	22	23	3334	462
BH3-13-18	16.2	67830	11.8	480	1	16646	0.27	51	5	9	8466	19741	47121	23	21	3734	311
BH3-18-25	14.9	70414	17	471	<1	29199	0.29	55	3	9	9107	24402	49546	30	29	4184	565
BH4-0-6	50.1	62478	17.7	545	1	29961	0.33	48	10	22	9096	25905	41677	24	26	6235	897
BH4-6-13	8.4	69867	25.1	492	1	22501	0.25	54	4	12	9774	20553	46807	27	22	3608	495
BH4-13-21	15.8	67034	8.2	351	1.4	32152	0.25	43	22	67	8519	35994	21787	21	57	1674	812
BH4-21-23	37.7	63292	11.7	352	1.3	36708	0.34	47	9	50	21220	27919	32959	24	33	8058	779
BH4-23-25	3.5	75088	12.7	382	1.7	55834	0.3	47	25	86	2342	43231	14679	21	60	17379	1216
BH5-0-5	20.7	74242	7.2	496	1.2	12316	0.25	56	5	10	3875	22523	59956	25	17	4388	441
BH5-5-10	11.8	80596	12.2	511	1.1	14384	0.24	56	5	9	10581	24371	53782	26	27	4133	414
BH5-10-15	18.2	77837	7.4	588	1.1	16920	0.24	53	5	11	6637	23707	51285	23	23	3805	394

ادامه پیوست۴

BH5-15-22	48.3	65873	6.5	436	1.1	23192	0.26	47	6	9	34453	23963	41832	22	35	5051	643
BH5-22-30	41	73313	5	448	1.2	23191	0.28	57	5	11	18222	22722	45874	24	27	4272	589
BH6-0-5	19.8	69716	13.8	475	1.3	16056	0.24	56	4	10	8370	20142	58293	25	17	4680	449
BH6-5-10	17.2	78683	9.3	473	1.1	13065	0.21	52	4	10	8600	23006	52379	23	20	3997	382
BH6-10-15	10	77242	6.5	448	1.2	23701	0.26	48	5	12	6470	25464	41118	20	20	5039	576
BH6-15-20	21.5	63652	4	511	1.2	23538	0.25	49	5	10	10852	21334	46011	21	38	4661	637
sample	**Mo**	**Na**	**Ni**	**P**	**Pb**	**S**	**Sb**	**Sc**	**Sr**	**Th**	**Ti**	**U**	**V**	**Y**	**Yb**	**Zn**	**Zr**
BH1-0-5	1.9	7284	6	612	24	109	1.34	7.4	126	16.4	2982	<5	79	18	2.1	45	171
BH1-4-7	1.78	9371	6	592	25	50	1.32	7.1	159	19.1	3035	<5	73	18	2.1	36	180
BH1-7-15	1.89	6798	5	581	23	87	1.38	7.8	165	20.7	2959	<5	77	19	2.1	41	162
BH1-15-20	1.63	6663	4	631	22	72	1.4	6.2	119	16.1	2783	<5	73	16	1.9	45	152
BH1-20-25	1.89	9905	5	609	26	58	1.28	7.1	166	17.9	3018	<5	81	17	2.1	39	173
BH1-25-28	1.97	7168	4	609	25	<50	1.35	6.9	141	18.7	2848	<5	68	19	2	51	164
BH1-28-31	2.06	25972	5	695	26	3891	1.23	8.1	409	29.9	3073	<5	60	19	2.1	44	199
BH1-31-34	1.9	9730	9	610	114	324	1.3	8.6	199	16.9	3336	<5	85	18	2	66	175
BH2-0-4	2.41	8246	4	666	30	162	1.35	6.3	170	16.6	2692	<5	63	17	1.9	36	160
BH2-4-8	2.19	7908	4	612	29	107	1.41	6.4	173	16.6	2661	<5	62	16	1.9	35	150
BH2-8-16	1.34	14620	6	566	212	436	1.09	7.5	219	17.9	3116	<5	66	21	2.2	47	201
BH2-17-21	1.25	7741	6	564	182	627	1.09	6.7	165	17.8	3027	<5	176	19	2.3	59	185
BH2-21-27	1.52	12041	6	575	185	1666	1.31	8	222	20.5	3143	<5	139	21	2.4	50	190
BH2-27-33	1.46	18344	5	616	532	1232	1.22	8.1	326	19.5	3146	<5	83	20	2.3	69	206
BH2-33-37	1.45	17478	5	618	36	505	1.4	8.1	296	20	3199	<5	86	21	2.3	53	201
BH2-37-43	1.59	17090	6	620	42	64	1.52	8	274	22	3250	<5	72	21	2.4	53	213
BH3-2-7	1.62	20335	5	620	61	<50	1.36	7	324	17.5	3174	<5	78	21	2.3	35	192

ادامه پیوست۴

BH3-7-13	2.08	11379	5	614	24	172	1.21	6.9	179	17.4	2926	<5	66	18	2	46	171
BH3-13-18	1.72	14914	5	607	29	1410	1.34	6.8	223	17.4	2969	<5	68	17	2	40	181
BH3-18-25	2.21	11115	4	578	31	93	1.46	7	178	17.3	2875	<5	61	19	2.1	56	171
BH4-0-6	1.78	8160	8	569	44	231	1.38	7.8	185	18.7	2942	<5	76	17	2	53	154
BH4-6-13	1.74	9217	5	597	22	53	1.24	7.2	174	17.7	2910	<5	65	20	2.1	45	171
BH4-13-21	1.55	20061	25	894	340	2188	1.41	15.5	337	12.9	4424	<5	135	18	2.1	304	138
BH4-21-23	1.62	11849	16	901	40	1111	1.22	13	185	14	3846	<5	125	18	2.1	82	145
BH4-23-25	1.26	23251	28	941	226	1825	1.26	19.1	457	14.2	4716	<5	177	19	2.3	264	124
BH5-0-5	1.56	12816	5	606	19	193	1.08	7.6	211	16.7	3151	<5	73	20	2.2	29	280
BH5-5-10	1.5	13413	6	614	22	90	1.04	7.8	243	17.1	2908	<5	65	20	2.1	42	249
BH5-10-15	1.28	15804	6	612	16	152	1.04	7.9	231	17.6	2901	<5	63	21	2.1	39	264
BH5-15-22	1.67	6377	4	824	253	962	1.02	7.5	120	14.7	2574	<5	67	19	1.9	95	217
BH5-22-30	1.53	10470	5	690	117	202	0.88	7.3	162	16.1	2871	<5	76	20	2.1	59	250
BH6-0-5	1.53	13286	6	625	22	172	1.04	7.5	217	16.2	3242	<5	80	22	2.3	43	282
BH6-5-10	1.58	14232	6	607	25	64	0.94	7.3	243	16	3000	<5	68	19	2	35	259
BH6-10-15	1.38	16275	6	581	44	95	1.1	7.3	230	14.9	3090	<5	83	20	2.2	52	283
BH6-15-20	1.52	8390	6	556	27	809	0.94	6.9	160	16.1	2865	<5	79	19	2	47	255

پیوست۵- نمونه‌های تجزیه شده از سنگ‌های دارای رخنمون در منطقه معدنی (عنصر Au به روش Fire Assey (ppb)).

sample	**A-T1-1**	**A-T1-5**
Au	15	13

پیوست۶- نتایج مطالعات ریزدماسنجی (میکروترمومتری) سیالات درگیر بر روی نمونه‌های کوارتز در کانسار مس آبگاره، N: شماره میانبارها، Te: دمای یوتکتیک، Tm_{ice}: دمای ذوب نهایی یخ، T_H: دمای همگن شدن سیال.

N	Size (µm)	Type	Origin	Tm_{ice} (°C)	Te (°C)	T_H (°C)	Salinity (Wt % NaCl)
1	7	L+V	P	-2.2	-30	154	3.73
2	6	L+V	P	-6	-30	183	8.69
3	7	L+V	P	-4.4	-30	172	7.22
4	6	L+V	P	-5.5	-30	196	8.75
5	6	L+V	P	-3.2	-30	145	5.39
6	5	L+V	P	-7	-30	217	9.84

Abstract

Abgareh copper deposit located in Semnan province, 140 km southwest of shahrood 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 contains less includes crystal 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 Abgareh 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, chalcopyrite and bornite. 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 Abgareh 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, Sb, Sn and W is a significant correlation. This correlation geochemistry is corresponded with mineralography evidence (mineral paragenesis

sequence). Fluid inclusion data shows in the temperature range from 145 to 217 °C and salinity between 3.73 and 9.84 Wt %NaCl and depths less than 390 m. Most of the studied fluid inclusions are from liquid rich two phases (L+V) type. On the base of a forementioned evidences, the principle deposition mechanism of ore minerals was mixing of two meteoric and magmatic fluids. finally, regarding our research the petrography, struactural control of mineralization, alteration type and its extention, simple mineralogy, geochemical, fluid inclusion properties of the study area and comparison with similar epithelial deposits indicate that the Abgareh vein system is formed in a low-sulfidation epitermal environment.

Keywords: Mineralogy, Geochemistry, Cu (Ag), low-sulfidation epitermal, Middle–Upper Eocene, Abgareh, Torud-Chah shirin.

Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Economic Geology

Mineralogy, geochemistry and genesis of the Abgareh copper deposit, south of Damghan

By:

Raziyeh Mahabady

Supervisor:

Dr. Farajollah Fardoost

September 2018