



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی

کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار چندفلزی گلرو، غرب ده سلم،

نهبندان

نگارنده:

مسعود صالحی سلامی

استاد راهنما:

دکتر فردین موسیوند

شهریور ۱۳۹۸

شماره: ۹۸-۷۱۷۳
تاریخ: ۹۸/۷/۱۰

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

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

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای مسعود صالحی سلامی با شماره دانشجویی ۹۵۰۹۲۱۴ رشته زمین شناسی گرایش زمین شناسی اقتصادی تحت عنوان کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار چند فلزی گلو، غرب ده سلم، نهبندان که در تاریخ ۱۳۹۸/۰۶/۱۶ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می-گردد:

قبول (با درجه: ...): مردود
نوع تحقیق: نظری عملی

امضاء	مرتبه علمی	نام و نام خانوادگی	عضو هیأت داوران
		دکتر فردین موسیوند	۱- استاد راهنمای اول
		-	۲- استاد راهنمای دوم
		-	۳- استاد مشاور
		دکتر مسعود علیپور	۴- نماینده تحصیلات تکمیلی
		دکتر فرج الله فردوست	۵- استاد ممتحن اول
		دکتر مهدی رضایی	۶- استاد ممتحن دوم

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر فریدون موسیوند
تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: ۹۸/۷/۹ از طرف: مسعود صالحی سلامی

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



تقدیم بہ

تقدیم بہ پدرم

کوہی استوار و حامی من در طول تمام زندگی.

تقدیم بہ مادرم

سنگ صبوری کہ الفبای زندگی بہ من آموخت.

تقدیم بہ ہمسرم

کہ سایہ مہربانیش سایہ سار زندگی ام می باشد، او کہ اسوہ صبر و تحمل بودہ و مشکلات
مسیر را برایم تسہیل نمود.

تقدیم بہ دلبندم (امیر عباس)

امید بخش جانم کہ آسایش او آرامش من است.

پاس:

نخستین پاس و ستایش از آن خداوندی است که بنده کوچکیش را در دیای میکران اندیشه، قطره‌ای ساخت تا وسعت آن را از دریچه اندیشه ناب آموزگاران بزرگ به تماشا نشیند؛ اما در این راه؛ چه بس بزرگوارانی که حقیر را لایق ارشاد و محبت خویش دانستند. لذا اکنون در سایه بنده نوازی ملیش پایان نامه حاضر به انجام رسیده است، لذا بر خود لازم می‌دانم تا مراتب پاس را از بزرگوارانی بجا آورم که اگر دست یاریکشان نبود، هرگز این پایان نامه به انجام نمی‌رسد. لازم دانستم که حداقل به ذکر نامی از آن فرزندان مراتب لطف و مرحمتشان را ارج بگذارم.

استاد راهنمای دلسوز و بزرگوارم، جناب آقای دکتر موسوند، که بی‌شک راهنمایی‌های ارزنده، دانش و دلسوزی‌های ایشان سبب به انجام رسیدن این تحقیق شده است و این حقیر در این راه از دانش و راهنمایی‌های ایشان بهره بسیار برده‌ام. جناب آقایان دکتر فردوست، دکتر قاسمی، دکتر رضائی و دکتر علیپور استادانی مهربان و دلسوز که صبورانه و دلسوزانه در انجام این تحقیق از راهنمایی‌های ارزشمند این بزرگواران بهره‌مند شده‌ام از جناب آقای دکتر محسن مباشری بابت کمک‌ها و مشاوره ایشان و همراهی در بازدیدهای صحرایی و مطالعه مقاطع و آما نیز نمونه‌ها نیز تشکر می‌نمایم. همچنین از آقایان مهندس میرباقری مسئول آزمایشگاه اپتیک، مهندس محمدیان مسئول کارگاه مقطع، و خانم فارسی مسئول آموزش دانشکده علوم زمین جهت زحماتشان قدردانی و تشکر می‌نمایم.

پاس و قدردانی خود را از دوستان خوبم که صبورانه و در نهایت لطف و محبت در تمام این مسیر، همراهی قید و بی‌شرط من بودند.

امام صادقاته‌ترین قدردانی خود را اثار خانواده گرامی ام می‌کنم که شکیبایی و همراهی صمیمانه آنان در لحظه لحظه انجام این پژوهش همراه

من بوده است. آرزوی سلامتی و نیکی‌های دارم برای تمام کسانی که به نوعی مراد بکارش پایان نامه‌یاری نمودند.

تعهدنامه

اینجانب **مسعود صالحی سلامی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی اقتصادی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه با موضوع **کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار چندفلزی گلو، غرب ده سلم، نهبندان** تحت راهنمایی دکتر فردین موسیوند متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده 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 هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام **دانشگاه صنعتی شاهرود** و یا **Shahrood University of Technology** به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده اند 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 شده 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 شده است. تاریخ: ۱۳۹۸/۰۶/۱۶ امضاء 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 نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

کانسار چندفلزی گلو- اردونی در ۱۴۵ کیلومتری جنوب غرب نهبندان و ۱۵ کیلومتری غرب ده سلم و در پهنه ساختاری بلوک لوت واقع شده است. سنگ‌های منطقه اساساً ترکیبی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن (داسیت، آندزیت، آندزیت بازالت، توف و لیتیک توف) می‌باشد. در کانسار چندفلزی گلو- اردونی، قسمت کانی‌سازی در سنگ‌های میزبان آندزیت- داسیت، توف داسیتی با سن ائوسن میانی- بالایی و توده‌های نفوذی جوان‌تر صورت گرفته است. این کانه‌زایی به صورت رگه‌ای و در امتداد شکستگی‌های با روند شمال غرب- جنوب شرق در پنج مرحله رخ داده است. کانی‌زایی شامل دو بخش هیپوژن و سوپرژن می‌باشد. کانی‌های هیپوژن شامل مگنتیت، کالکوپیریت، پیریت، گالن و اسفالریت و کانی‌های سوپرژن اکثراً اکسید و هیدروکسید آهن، مالاکیت، آزوریت، کالکوسیت، آنگلیزیت و پسدوبولیت هستند. عمده‌ترین بافت‌های منطقه شامل رگه- رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، نواری، دانه پراکنده و جانیشینی است. دگرسانی‌های عمده شامل پروپلتیک، آرژیلیک، فیلیک، پتاسیک و سیلیسی شدن می‌باشند. براساس بررسی‌های داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه غنی‌شدگی از عناصر Rb، Cs، K و Th و تمرکز پایینی از عناصر Ti و Nb نشان می‌دهند. این سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه معدنی دارای ماهیت کالک آلکالن بوده و مربوط به کمان آتشفشانی حاشیه قاره می‌باشند. حداکثر عیار عناصر مس، سرب، روی و نقره به ترتیب برابر ۲۰۵۱۳، ۱۱۳۸۸، ۱۹۶۹ و ۴۳ ppm می‌باشد. پهنه‌بندی فلزی نیز در کانسار از عمق به سطح قابل مشاهده است به این ترتیب که عناصر مس، نقره و سرب در عمق و عناصر آرسنیک و روی در نزدیک سطح بیشترین غنی‌شدگی را نشان می‌دهند. بر پایه مطالعات میانبارهای سیال در کانی کوارتز مربوط به مرحله چهارم کانه‌زایی، دمای همگن شدن و شوری سیال به ترتیب ۲۴۰-۸۰ درجه سانتی‌گراد و ۸-۲ درصد وزنی معادل نمک طعام می‌باشد. با توجه به ویژگی‌های اساسی کانه‌زایی در منطقه، از جمله محیط تکتونیکی تشکیل، سنگ‌های دربرگیرنده، کانی‌شناسی، دگرسانی و مقایسه آن‌ها با ویژگی‌های اساسی کانسارهای تیپ اپی‌ترمال، پورفیری و کانسارهای چندفلزی کردیلرایی، کانسار چندفلزی گلو- اردونی بیشترین شباهت

را با کانسارهای رگه‌ای چندفلزی مرتبط با سامانه‌های پورفیری نشان می‌دهد.

واژگان کلیدی : کانسار چندفلزی گلو-اردونی، ائوسن، بلوک لوت، ده‌سلم، نه‌بندان.

لیست مقالات استخراج شده:

۱- صالحی سلامی، م.، موسیوند، ف.، (۱۳۹۷)، "کانی‌شناسی، ساخت و بافت و الگوی رخداد کانی‌زایی در کانسار چندفلزی گلرو، شرق بلوک لوت"، بیست و ششمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.

فهرست

۱-۱-۱-۱	مقدمه	۱
۱-۱-۲-۱	موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به آن	۲
۱-۱-۳-۱	شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی	۳
۱-۱-۴-۱	تاریخچه مطالعاتی قبلی در منطقه و مناطق اطراف	۴
۱-۱-۵-۱	طرح مسئله و ضرورت هدف از مطالعه	۸
۱-۱-۶-۱	روش تحقیق	۹
۱-۱-۶-۱-۱	مطالعات کتابخانه‌ای	۹
۱-۱-۶-۱-۲	مطالعات صحرایی	۹
۱-۱-۶-۱-۳	مطالعات آزمایشگاهی	۱۰
۱-۱-۶-۱-۴	مطالعات دفتری و پردازش و تفسیر داده‌ها	۱۱
۱-۱-۷-۱	رده‌بندی کانسارهای سرب و روی	۱۱
۱-۱-۷-۱-۱	ذخایر سرب و روی در ایران	۱۳
۱-۱-۷-۱-۲	پراکندگی ذخایر سرب و روی در ایران	۱۳
۱-۱-۷-۱-۳	ادوار کانسار سازی سرب و روی ایران	۱۴
۱-۱-۷-۱-۴	ویژگی‌های کانسارهای سرب و روی شرق ایران	۱۵
۱۷	فصل دوم: زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه	
۱۷-۱-۲-۱	مقدمه	۱۸
۱۷-۱-۲-۲	موقعیت بلوک لوت در ایران	۱۹
۱۷-۱-۲-۳	تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت	۲۰
۱۷-۱-۲-۴	ولکانیسم بلوک لوت	۲۱
۱۷-۱-۲-۵	ماگماتیسم بلوک لوت	۲۲
۱۷-۱-۲-۶	توان اقتصادی بلوک لوت	۲۲
۱۷-۱-۲-۷	نظریات تکتونیکی مختلف در مورد تحولات بلوک لوت	۲۵
۱۷-۱-۲-۸	زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه	۲۷
۱۷-۱-۲-۸-۱	واحد آندزیت و آندزیت-بازالت	۲۸
۱۷-۱-۲-۸-۲	واحد توف	۲۹
۱۷-۱-۲-۸-۳	واحد داسیتی	۳۰

- ۳۱ رگه‌های سیلیسی ۴-۸-۲
- ۳۲ واحد نهشته‌های آبرفتی جوان ۵-۸-۲
- ۳۳ شرایط تکتونیکی منطقه ۹-۲

۳۵ فصل سوم: کانی‌زایی و دگرسانی

- ۳۶ ۱-۳- مقدمه ۳۶
- ۳۶ ۲-۳- کتمة‌زایی چندفلزی در بلوک لوت ۳۶
- ۴۰ ۳-۳- رخداد کانی‌زایی در کانسارهای چندفلزی گلو- اردونی ۴۰
- ۴۱ ۴-۳- کنترل‌کننده‌های کانی‌زایی در منطقه مورد مطالعه ۴۱
- ۴۶ ۵-۳- ویژگی‌های کانی‌زایی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی ۴۶
- ۴۸ ۶-۳- دگرسانی ۴۸
- ۴۹ ۱-۶-۳- دگرسانی پروپلتیک ۴۹
- ۵۰ ۲-۶-۳- دگرسانی آرژلیک ۵۰
- ۵۱ ۳-۶-۳- دگرسانی فیلیک (سرسیتیک) ۵۱
- ۵۲ ۴-۶-۳- دگرسانی پتاسیک ۵۲
- ۵۳ ۵-۶-۳- سیلیسی شدن ۵۳
- ۵۴ ۶-۶-۳- دگرسانی کربناتی ۵۴
- ۵۵ ۷-۳- پهنه‌بندی دگرسانی ۵۵
- ۵۶ ۸-۳- مطالعه پراش اشعه ایکس (XRD) ۵۶

۵۹ فصل چهارم: کانی‌شناسی، ساخت و بافت و توانی پاراژنیک

- ۶۰ ۱-۴- مقدمه ۶۰
- ۶۰ ۲-۴- کانی‌شناسی ۶۰
- ۶۰ ۱-۲-۴- کانی‌های سولفیدی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی ۶۰
- ۶۶ ۲-۲-۴- کانی‌های کربناته در کانسار چندفلزی گلو- اردونی ۶۶
- ۶۷ ۳-۲-۴- کانی‌های اکسیدی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی ۶۷
- ۶۸ ۴-۲-۴- کانی‌های باطله در کانسار چندفلزی گلو- اردونی ۶۸
- ۷۰ ۳-۴- ساخت و بافت ۷۰
- ۷۰ ۱-۳-۴- ساخت و بافت رگه- رگچه‌ای ۷۰
- ۷۱ ۲-۳-۴- ساخت برشی ۷۱
- ۷۲ ۳-۳-۴- بافت جانشینی ۷۲

- ۴-۳-۴- بافت هم‌رشدی ۷۲
- ۴-۳-۵- بافت پرکننده فضای خالی ۷۲
- ۴-۴- توالی پاراژنتیک کانی‌ها ۷۳

فصل پنجم: ژئوشیمی ۷۵

- ۵-۱- مقدمه : ۷۶
- ۵-۲- طبقه‌بندی و تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه ۷۹
- ۵-۳- تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه ۸۱
- ۵-۴- ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی ۸۱
- ۵-۴-۱- الگوی نمودارهای چند عنصری و REE در سنگ‌های توالی میزبان کانه‌زایی ۸۲
- ۵-۵- وضعیت همبستگی و ارتباط ژئوشیمیایی بین عناصر ۸۵
- ۵-۶- ستون‌های لیتوژئوشیمیایی و بررسی تغییرات عناصر در منطقه کانسار چندفلزی گلو-اردونی. ۸۷
- ۵-۷- آنالیز Fire Assay ۹۸

فصل ششم: مطالعات سیالات درگیر ۹۱

- ۶-۱- مقدمه ۹۲
- ۶-۲- نمونه‌برداری و آماده‌سازی نمونه‌ها ۹۲
- ۶-۳- مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر ۹۴
- ۶-۴- شکل ظاهری سیالات درگیر ۹۵
- ۶-۵- اندازه سیالات درگیر ۹۶
- ۶-۶- طبقه‌بندی و پاراژنز سیالات درگیر ۹۶
- ۶-۷- مطالعات دماسنجی سیالات درگیر ۹۷
- ۶-۸- تعیین چگالی و فشار بخار میانبار سیال ۹۹
- ۶-۹- تعیین ترکیب سیالات درگیر و لیگاندهای حمل‌کننده فلزات ۱۰۱
- ۶-۱۰- تعیین عوامل فیزیکوشیمیایی مؤثر بر ته‌نشست ذخیره ۱۰۱
- ۶-۱۱- تعیین تیپ احتمالی کانسار براساس مطالعه سیالات درگیر ۱۰۳

فصل هفتم: تیپ کانه‌زایی، الگوی تشکیل، تشخیص و پیشنهادات ۱۰۵

- ۷-۱- مقدمه ۱۰۶
- ۷-۲- خلاصه‌ای از شواهد ژنتیکی موجود در ارتباط با کانه‌زایی ۱۰۶

- ۱-۲-۷- زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه ۱۰۶
- ۲-۲-۷- شواهد ساختاری ۱۰۶
- ۳-۲-۷- کانی زایی و دگرسانی ۱۰۷
- ۴-۲-۷- کانی شناسی و ساخت و بافت ۱۰۷
- ۵-۲-۷- ژئوشیمی سنگ های آذرین و جایگاه تکتونیکی منطقه ۱۰۸
- ۳-۷- الگوی تشکیل کانسار چندفلزی گلو- اردونی ۱۰۹
- ۴-۷- مقایسه ویژگی های کانسارهای چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای اپی ترمال ۱۱۰
- ۱-۴-۷- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای اپی ترمال سولفید بالا (H S) .. ۱۱۲
- ۲-۴-۷- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای اپی ترمال سولفید پایین (LS) ۱۱۳
- ۳-۴-۷- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای اپی ترمال سولفید متوسط (IS) ۱۱۴
- ۵-۷- مقایسه ویژگی های کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای رگه ای کردیلرایی ۱۱۷
- ۶-۷- مقایسه ویژگی های کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسار پلی متال بلوک لوت ۱۱۹
- ۷-۷- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسار چندفلزی مس پورفیری ۱۲۱
- ۸-۷- پیشنهادات علمی و اکتشافی ۱۲۳

فهرست شکل‌ها

فهرست

صفحه

فصل اول: کلیات

- شکل ۱-۱- الف- موقعیت منطقه مورد مطالعه در بلوک لوت، ب- راه‌های دسترسی به کانسار چندفلزی گلو و ۳
- شکل ۱-۲- پراکندگی ذخایر سرب و روی در ایران ۱۴

فصل دوم: زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه

- شکل ۱-۲- موقعیت ایران در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا ۱۸
- شکل ۲-۲- موقعیت بلوک لوت و پراکندگی ساده شده سنگ‌های ماگمایی بلوک لوت ۲۰
- شکل ۳-۲- برخی کانه‌زایی‌های مهم بلوک لوت ۲۴
- شکل ۴-۲- سن توده‌های نفوذی مرتبط با برخی کانسارهای شناسایی شده در بلوک لوت همراه با موقعیت مکانی و نوع کانی‌سازی آن ۲۴
- شکل ۵-۲- شکل شماتیک از الگوی تکامل شرق ایران ۲۶
- شکل ۶-۲- مدل ژئودینامیکی برای تکامل تکتونوماگمایی شرق ایران ۲۶
- شکل ۷-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم (Griffs et al . 1992) و تمرکز کانه‌زایی در توالی آتشفشانی-نفوذی ائوسن ۲۸
- شکل ۸-۲- الف و ب- تصویر صحرایی از آندزیت و آندزیت بازالت منطقه مورد مطالعه. پ و ت- فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (Pl) در آندزیت و آندزیت بازالت دارای بافت پورفیری و جریانی ۲۹
- شکل ۹-۲- الف و ب- نمونه دستی توف همراه با آمیگدال‌های کوارتز. پ- تصویر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (Pl) همراه با بافت گلوپورفیری. ت- لیتیک توف با قطعات پلاژیوکلاز (Pl) و پیروکسن (Px) داخل لیتیک ۳۰
- شکل ۱۰-۲- نمایی از گسترش واحد داسیتی در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت غرب) ۳۱
- شکل ۱۱-۲- نمایی از گسترش رگه‌های سیلیسی در خط الراس واحد داسیتی (دید به سمت شرق) ۳۲
- شکل ۱۲-۲- رسوبات کواترنری در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال شرق) ۳۲
- شکل ۱۳-۲- موقعیت گسل‌های موجود در منطقه نسبت به کانسار چندفلزی گلو و گسل‌ها به ترتیب شماره: ۱- دهسلم ۲، ۲- سلم ۳، ۳- ده سلم ۱، ۴- لوت، ۵- آبسرد ۲، ۶- نه غربی، ۷- هشتوگان، ۸- اسماعیل‌آباد، ۹- سهل‌آباد، ۱۰- نه شرقی، ۱۱- غرب آساقی، ۱۲- چهار کوه، ۱۳- آبسرد ۳۳

فصل سوم: کانه‌زایی و دگرسانی

شکل ۳-۱- الف- موقعیت منطقه معدنی گلرو در مجموعه ماگمایی شرق ایران واقع در نقشه ساختاری ایران (Alavi, 1994)، ب- پراکندگی و نشانه‌های معدنی پلی متال رگه‌ای در کمربند ولکانوپلوتونیک ناحیه مرکزی لوت (۱- سه چنگی، ۲- حوض رئیس، ۳- شوراب، ۴- گله چاه، ۵- چاه نقره، ۶- سیمین، ۷- ماهور، ۸- گلرو)..... ۳۷

شکل ۳-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم (Griffs et al, 1992) و موقعیت کانسار گلرو- اردونی با علامت ستاره در آن مشخص شده است..... ۳۸

شکل ۳-۳- نقشه Google Earth از موقعیت کانسار چندفلزی سیمین، اردونی، ماهور، گلرو..... ۳۸

شکل ۳-۴- الف- سینه کار استخراجی کانسار ماهور (دید به سمت شمال) ب- دیواره ترانشه اکتشافی کانسار ماهور ت- کانسنگ عیاردار (مس) کانسار ماهور ث- سنگ میزبان کانیزایی کانسار ماهور..... ۳۹

شکل ۳-۵- الف- سینه کار استخراجی کانسار سیمین (دید به سمت جنوب شرق)، ب- ترانشه استخراجی، ت- سنگ میزبان کانی زایی کانسار سیمین، ث- کانسنگ پرعیار (سرب) کانسار سیمین..... ۳۹

شکل ۳-۶- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۱ در کانسار چندفلزی گلرو..... ۴۱

شکل ۳-۷- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۲ در کانسار چندفلزی گلرو..... ۴۱

شکل ۳-۸- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۳ در کانسار چندفلزی گلرو..... ۴۲

شکل ۳-۹- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۴ در کانسار چندفلزی گلرو..... ۴۲

شکل ۳-۱۰- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۱ در کانسار چندفلزی اردونی..... ۴۳

شکل ۳-۱۱- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۲ در کانسار چندفلزی اردونی..... ۴۳

شکل ۳-۱۲- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۳ در کانسار چندفلزی اردونی..... ۴۴

شکل ۳-۱۳- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۴ در کانسار چندفلزی اردونی..... ۴۴

شکل ۳-۱۴- همپوشانی شدن رگه کانه‌دار بر روی دگرسانی فیلیک در منطقه مورد مطالعه..... ۴۵

شکل ۳-۱۵- نمایش راستای شکستگی‌ها، گسل‌ها و جهت رگه‌های کانه‌دار منطقه مورد مطالعه..... ۴۶

شکل ۳-۱۶- نمایش لاگ لیتولوژی گمانه‌های GP-7, GP-9, BH-8, BH-7, BH-4 کانسار چندفلزی گلرو - اردونی..... ۴۷

شکل ۳-۱۷- الف و ب- دگرسانی کلریتی، کربناتی بر روی دگرسانی فیلیک تحمیل شده که پیریت رگه‌ای و همچنین

دانه پراکنده دانه درشت همراه دگرسانی کربناتی بوده و پیریت دانه پراکنده دانه ریز همراه با دگرسانی فیلیک اولیه

می‌باشد. پ- دگرسانی کلریتی در سنگ میزبان داسیتی به همراه مقطع میکروسکوپی آن..... ۴۹

- شکل ۳-۱۸- الف و ب- دگرسانی آرژیلیک در سنگ میزبان کانی‌زایی..... ۵۰
- شکل ۳-۱۹- الف- دگرسانی فیلیک همراه کانی‌زایی پیریت به صورت دانه پراکنده و رگه رگچه ای، ب- رگه سیلیسی- کربناتی درزمینه دگرسانی فیلیک در سنگ میزبان، پ- رگه سیلیسی- کربناتی و رگه- رگچه‌ای پیریتی در زمینه دگرسانی فیلیک در سنگ میزبان، ت- مقطع نازک از دگرسانی فیلیک به همراه کانی‌زایی در سنگ میزبان، ث، ج- دگرسانی فیلیک در سنگ توف..... ۵۱
- شکل ۳-۲۰- جانیشینی فلدسپات پتاسیم‌دار در سطح و پیرامون پلاژیوکلازها و کانی‌های پیروکسن توسط بیوتیت، که بیوتیت‌های اولیه داخل بیوتیت ثانویه، دچار دگرسانی پتاسیک شده‌اند..... ۵۲
- شکل ۳-۲۱- الف- سیلیس‌های دانه درشت به صورت دندان سگی، ب- دگرسانی سیلیسی به صورت رگه - رگچه‌ای کوارتز- پیریت در سنگ میزبان. ۵۳
- شکل ۳-۲۲- دگرسانی کربناتی در کانی‌های کلسیت سنگ‌های منطقه مورد مطالعه..... ۵۴
- شکل ۳-۲۳- مقطع شماتیک (بدون مقیاس) از پهنه‌بندی دگرسانی در کانسار مورد مطالعه..... ۵۵
- شکل ۳-۲۴- الف- نمونه دستی نمونه A-02 حاوی دگرسانی کلریتی، ب- نمونه دستی نمونه A-01 حاوی دگرسانی آرژیلیک، پ- نمونه دستی نمونه A-04 حاوی دگرسانی فیلیک، ث- نمونه دستی نمونه A-03..... ۵۶
- شکل ۳-۲۵- داده‌های XRD که دارای کانی‌های کوارتز، آلونیت، کائولن، سریست می‌باشند شماره نمونه (A01)..... ۵۶
- شکل ۳-۲۶- داده‌های XRD که دارای کانی‌های کوارتز، اسفالریت، کلسیت می‌باشند شماره نمونه (A02)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۷- داده‌های XRD که دارای کانی‌های کوارتز، اسفالریت، سلسنتین، دولومیت و مسکوویت می‌باشند شماره نمونه (A03)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۸- داده‌های XRD که دارای کانی‌های کوارتز، پیریت، آلپیت، دولومیت و مسکوویت که نشان‌دهنده دگرسانی فیلیک در منطقه می‌باشد شماره نمونه (A03)..... ۵۸

فصل چهارم: کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی و توالی پاراژنتیک

- شکل ۴-۱ الف- کانه‌زایی پیریت (Py) و کالکوپیریت (Cpy) به همراه رگه - رگچه‌های کوارتز (Qz) نوع ۲. ب- پیریت (Py) و کوارتز (Qz) به صورت ساخت شانه‌ای در سنگ میزبان. پ- تجمع پیریت‌های (Py) ریز به صورت بافت فرامبوئیدال. ت- بافت های خودشکل پیریت (Py) به صورت کوبیک، ث- کانه‌زایی پیریت (Py) به صورت رگه- رگچه‌ای، ج- پیریت به صورت دانه پراکنده در متن سنگ. ۶۱
- شکل ۴-۲- بلورهای لوزی شکل اتومورف آرسنوپیریت. ۶۲
- شکل ۴-۳ الف- کانه‌زایی پیریت (Py) و کالکوپیریت (Cpy) به همراه رگچه‌های کوارتز (Qz). ب- تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت (Cpy) به همراه گالن (Gn) و آنگلیت (An)..... ۶۲

شکل ۴-۵ الف و ب- تصویر میکروسکوپی از گالن (Gn) با رخ‌های مثلثی کشیده که نشان‌دهنده تأثیر نیروهای تکتونیکی می‌باشد. ب- تصویر میکروسکوپی از گالن (Gn) و اسفالریت (sph) و کالکوپیریت (cpy)..... ۶۳

شکل ۴-۶- کانی بی‌شکل تتراهدریت (Ttr) همراه با اسفالریت (Sph) و کالکوپیریت (Cpy)..... ۶۴

شکل ۴-۷ الف- نمونه دستی از کانی‌زایی پیریت، اسفالریت، گالن و کالکوپیریت به همراه کوارتز، ب و پ - تصویر میکروسکوپی اسفالریت (Sph) به همراه گالن (Gn) و پیریت (Py)..... ۶۴

شکل ۴-۸- همراهی اسفالریت (Sph) و کالکوپیریت (Cpy) با کوولیت (Cv) در سنگ میزبان..... ۶۵

شکل ۴-۹- تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت (cpy) و گالن (Gn) که گالن در حال تبدیل شدن به آنگلیت (An) می‌باشد..... ۶۶

شکل ۴-۱۰- آغستگی مالاکیت (Mal) در رگه‌های کوارتز (Qz)..... ۶۷

شکل ۴-۱۱- هم‌رشدی پیریت (Py) و مگنتیت اولیه (Mag)..... ۶۷

شکل ۴-۱۲- نمونه دستی از سنگ میزبان کانی‌زایی که حاوی اکسیده و هیدروکسیده‌های آهن می‌باشد..... ۶۸

شکل ۴-۱۳ الف- کوارتز (qz) و پیریت (py) به صورت پرکننده فضای میان قطعات برشی در سنگ میزبان، ب- کانه‌زایی پیریت (py) و کالکوپیریت (cpy) به همراه رگچه‌های کوارتز (qz)، پ- کوارتز (qz) و پیریت (qz) به صورت ساخت شانه‌ای در سنگ میزبان، پ- رگه کوارتز که مرز دانه‌ای مضرسی را نشان می‌دهد..... ۶۹

شکل ۴-۱۴- کانی‌زایی (Py) و کالکوپیریت (Ccp) به همراه رگچه‌های کوارتز (Qz) در سنگ میزبان..... ۷۱

شکل ۴-۱۵- ساخت برشی در سنگ میزبان منطقه مورد مطالعه..... ۷۱

شکل ۴-۱۶- هم‌رشدی اسفالریت (Sph) و کالکوپیریت (Cpy) که از حاشیه جانشین گالن (Gn) شده‌اند. ب- هم‌رشدی کالکوپیریت، اسفالریت و گالن که اسفالریت دارای مرض کالکوپیریت است..... ۷۲

شکل ۴-۱۷ الف- کوارتز (Qz) و پیریت (Py) به صورت ساخت شانه‌ای در سنگ میزبان. ب- بافت پرکننده فضای خالی (حفره‌ها با کلسیت و کانیهای اوپک پر شده‌اند)..... ۷۳

فصل پنجم: ژئوشیمی

شکل ۵-۱- موقعیت سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y از Winchester & Floyd (1977)..... ۸۰

شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه کانسار چندفلزی گلو از نظر ماهیت تولییتی از انواع کالک آلکان شوشونیتی (Hastie et al, 2007)..... ۸۰

شکل ۵-۳- نمودار عناصر فرعی و کمیاب در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) نرمالیزه شده‌اند..... ۸۴

شکل ۵-۴- نمودار عناصر نادر خاکی در سنگ منطقه مورد مطالعه که نسبت به کندریت (Nakamura, 1984) نرمالیزه شده اند..... ۸۵

شکل ۵-۶- نمودار تغییرات میزان عناصر در گمانه GP-7 کانسار چندفلزی گلو- اردونی براساس داده های ICP-MS (راهنمای شکل مشابه جدول ۳-۱)..... ۸۸

شکل ۵-۷- الف- نمونه دستی به شماره B-01 حاوی دگرسانی فیلیک، ب- نمونه دستی به شماره B-03 حاوی رگه های کانه دار سولفیدی و کوارتز دودی، پ- نمونه دستی به شماره B-02 حاوی پیریت های پراکنده و رگچه های پیریت دار..... ۸۸

فصل ششم: سیالات درگیر

شکل ۶-۱- نمونه دستی انتخاب شده برای مطالعات سیالات درگیر در منطقه مورد مطالعه..... ۹۳

شکل ۶-۲- الف- سیالات درگیر دو فاز (L+V) ب- سیالات درگیر دو فاز (L+V) غنی از مایع، پ، ت- پدیده باریک شدگی در سیالات درگیر دو فاز (L+V)..... ۹۵

شکل ۶-۳- الف، ب- اندازه سیالات درگیر در میان بارهای مطالعه شده در کانسار چندفلزی گلو..... ۹۶

شکل ۶-۴- هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن سیالات درگیر منطقه مورد مطالعه..... ۹۹

شکل ۶-۵- هیستوگرام فراوانی شوری سیالات درگیر منطقه مورد مطالعه..... ۹۹

شکل ۶-۶- نمودار دمای همگن شده در برابر شوری و تعیین چگالی سیال در نمونه های مورد مطالعه (Wilkinson, 2001)..... ۱۰۰

شکل ۶-۷- نمودار تعیین فشار بخار محلول براساس شوری و دمای همگن شدن (Ramdohr, 1980)..... ۱۰۰

شکل ۶-۸- نمودار دمای همگن شدن- شوری سیالات درگیر برای تعیین لیگاند حمل کننده فلزات (Larg et al, 1988)..... ۱۰۱

شکل ۶-۹- نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن که فرآیندهای متفاوت ایجاد سیالات را نشان می دهد

(Wilkinson, 2001)..... ۱۰۲

شکل ۶-۱۰- نمودار شوری - دما نمونه های سیالات درگیر کانسار چندفلزی گلو- اردون..... ۱۰۳

شکل ۶-۱۱- نمودار خلاصه شده دما- شوری سیالات درگیر کانسارهای مختلف (Wilkinson, 2001) و موقعیت

تقریبی نمونه های کانسار چندفلزی گلو..... ۱۰۴

فصل هفتم: تیپ کانی زایی، الگوی تشکیل، نتیجه گیری و پیشنهادات

- شکل ۷-۱- توزیع جغرافیایی کانسارهای اپی ترمال اسیدی (سولفید بالا) و کانسارهای اپی ترمال قلیایی (سولفید پایین و متوسط) در جهان. ۱۱۱
- شکل ۷-۲- تصویری از فرآیندهای آتشفشانی - گرمایی (Volcanic- Hydrothermal) و زمین گرمایی و ارتباط آن‌ها با موتور نفوذی و چگونگی تشکیل سیستم‌های کان‌زایی HS و LS (Hedenquist et al, 2000). ۱۱۳
- شکل ۷-۳- تصویری از یک سیستم HS شاخص در بالای یک سیستم کان‌زایی پورفیری (Sillitoe, 1999). ذخایر اپی ترمال LS نیز به‌طور جانبی در این سیستم‌ها تشکیل می‌شوند. نقطه A محل شکل‌گیری ذخایر LS فلزات قیمتی و نقطه B محل شکل‌گیری ذخایر LS فلزات قیمتی - فلزات پایه یا ذخایر IS می‌باشد. ۱۱۴
- شکل ۷-۴- تصویری از یک سیستم IS شاخص در بالای یک سیستم کان‌زایی پورفیری (Sillitoe, 1999). ۱۱۵
- شکل ۷-۵- تیپ رگه‌ای چندفلزی کردیلرایی مرتبط با سامانه‌های پورفیری (Cordilleran polymetallic vein-type) (Fontbote & Bendezu, 2009) و موقعیت احتمالی کانسار گلو-اوردنی در آن. ۱۲۲
- شکل ۷-۶- مدل شماتیک از کان‌زایی در کانسار چندفلزی گلو-اوردنی. ۱۲۲

فهرست جداول

صفحه

فهرست

فصل سوم: کانه‌زایی و دگرسانی

- جدول ۳-۱- ویژگی های رگه‌های کانسار گلو- اردنی..... ۴۵
- جدول ۳-۲- ویژگی‌های شاخص گمانه GP-7..... ۴۷
- جدول ۳-۳- شماره نمونه، محل برداشت و نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD)..... ۵۵

فصل چهارم: کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی و توالی پاراژنتیک

- جدول ۴-۱- توالی پاراژنتیکی کانی‌ها در کانسارهای چندفلزی گلو- اردنی..... ۷۴

فصل پنجم: ژئوشیمی

- جدول ۵-۱- نام و نوع نمونه های برداشت شده از کانسار مورد مطالعه جهت آنالیز ICP-MS..... ۷۶
- جدول ۵-۲- مقادیر فراوانی عناصر فرعی و کمیاب در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به روش (ICP-MS) بر حسب (ppm)..... ۷۷
- جدول ۵-۳- ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر کمیاب..... ۸۷
- جدول ۵-۴- مشخصات نمونه‌های منطقه مورد مطالعه جهت تشخیص طلا با استفاده از آنالیز Fire Assay..... ۸۹

فصل ششم: سیالات درگیر

- جدول ۶-۱- نتایج مطالعات نمونه‌های سیالات درگیر در کانسار چندفلزی مورد مطالعه..... ۹۳
- جدول ۶-۲- رده‌بندی انواع سیالات درگیر بر مبنای انواع فازهای موجود در دمای اتاق و محتوای آن‌ها (Shepher et al. 1985)..... ۹۷

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

- جدول ۷-۱- برخی از مشخصات مهم کانسارهای ایپی ترمال (Sillitoe & Hedenquist., 2003)..... ۱۱۲
- جدول ۷-۲- مقایسه ویژگی کانسار چندفلزی گلو- اردنی با کانسار رگه‌ای چاه مسی..... ۱۱۶
- جدول ۷-۳- مقایسه ویژگی کانسار چندفلزی گلو با کانسار رگه‌ای عباس آباد..... ۱۱۷
- جدول ۷-۴- مقایسه کانسار چندفلزی با کانسارهای رگه‌ای کردیلرایی..... ۱۱۸

جدول ۷-۵- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای رگه‌ای کردیلرایی فلور در یوتای انگلیس.....۱۱۹

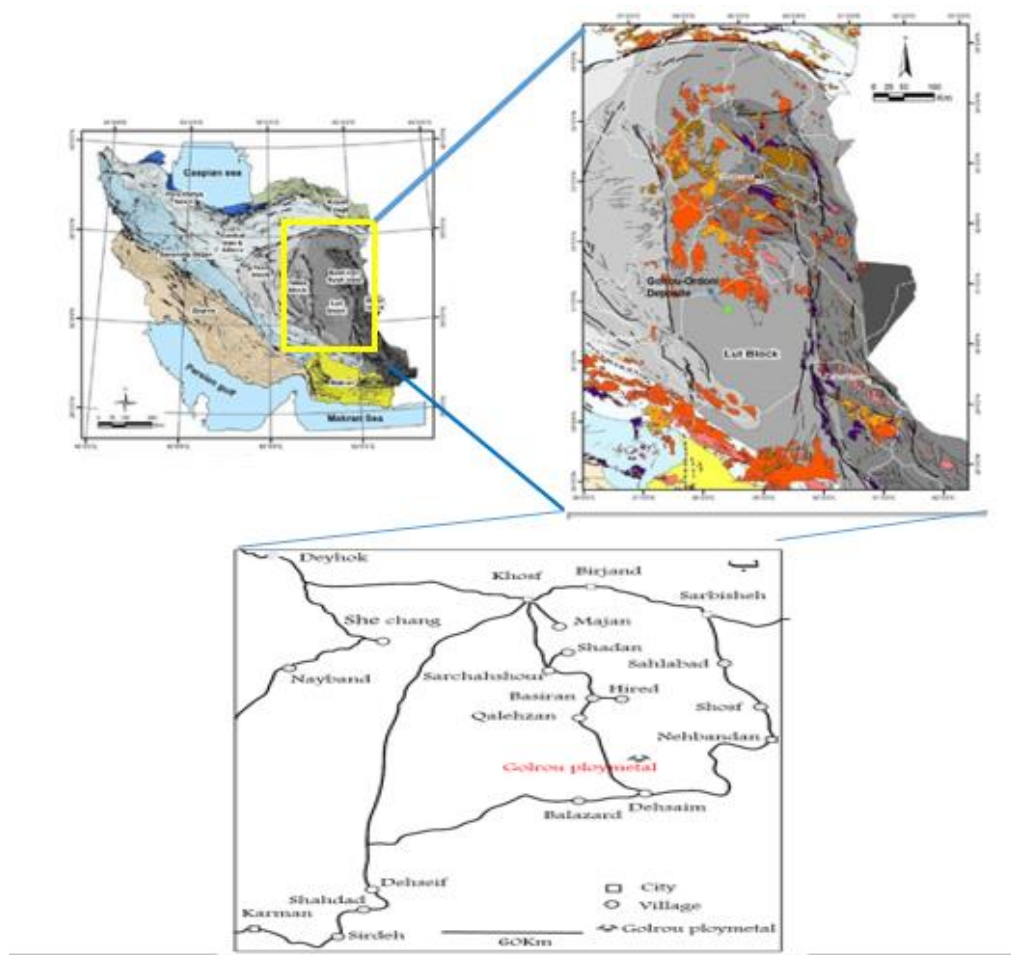
جدول ۷-۶- مقایسه کانسار چندفلزی گلو با کانسارهای چندفلزی در بلوک لوت.....۱۲۰

فصل اول: کلیات

کشور پهناورمان به دلیل قرارگیری بر روی کمربند متالوژنی آلپ- هیمالیا جزء یکی از مناطقی محسوب می‌شود که ذخایر نسبتاً قابل توجهی را دارا است. با توجه به نقش مهمی که مواد معدنی در اقتصاد هر کشور دارند بر همه محققان فرض است که با تلاش و کوشش خود در جهت تکمیل اطلاعات موجود در مورد مواد معدنی، سهمی در راه پیشرفت میهن عزیزمان داشته باشند. کانسارهای مهم ایران غالباً در شش منطقه‌ی ساختاری (ارومیه دختر، البرز غربی، کویر سبزوار، سبلان، مکران و کویر لوت) واقع شده‌اند (Khoei et al, 1999). هرچند منطقه آتشفشانی ارومیه دختر مهم‌ترین پهنه کانسار سازی مس است و میزبان بزرگترین کانسارهای مس پورفیری می‌باشد، اما با توجه به حجم عظیم فعالیت‌های ماگمایی و شرایط تکتونیکی خاص بلوک لوت به‌عنوان شرقی‌ترین بخش خرده قاره ایران مرکزی، می‌توان انتظار ذخایر متنوعی از کانی‌سازی‌های مختلف فلزی و غیر فلزی را به‌ویژه در بخش‌های شرقی تکتونیزه آن داشت (Khoei et al, 1999). منطقه شرق ایران از گذشته‌های دور به سبب وجود مواد معدنی موجود در آن مورد توجه محققان و معدنکاران بوده است. بسیاری از مناطق تنها به‌صورت اندیس‌هایی از کانی‌سازی گزارش شده‌اند و اقدام دیگری بر روی آن‌ها صورت نگرفته است. اکتشافات اخیر و مطالعات پترولوژی پهنه‌های آتشفشانی- نفوذی بلوک لوت، این منطقه را به‌عنوان محیطی مناسب جهت کانی‌سازی اپی‌ترمال و پورفیری طلا، مس و مولیبدن معرفی کرده است (Arjmandzadeh et al, 2010). بنابراین وجود رخساره‌های متنوع سنگی در این مناطق از یک‌سو و قدم نهادن در راه توسعه اقتصادی و علمی کشور از سوی دیگر، سبب شده تا گامی دیگر برای دست یافتن به این ذخایر برداشته شود. مطالعه کانسار چندفلزی گلو به‌عنوان کانساری که توسط این پهنه ماگمایی میزبانی می‌شود می‌تواند به درک صحیح مسائل زمین‌شناختی و کانی‌شناختی و مسائل حائز اهمیت‌تری نظیر الگوی تشکیل این کانسار به‌منظور دستیابی به کلیدهای اکتشافی جهت کشف کانسارهای مشابه در این ناحیه کمک شایان توجهی کند. در این فصل موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار چندفلزی گلو- اردونی، شرایط آب و هوایی منطقه مورد بررسی قرار گرفته و در انتها، مطالعات پیشین انجام‌شده در منطقه و هدف از مطالعه آورده شده است.

۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به آن

کانسار چندفلزی گلو-اردونی در شرق ایران، ۱۴۵ کیلومتری نهبندان و در ۱۵ کیلومتری غرب ده سلم در منتهی‌الیه بخش جنوبی استان خراسان جنوبی واقع شده است. از نظر تقسیمات ساختاری محدوده مورد مطالعه بخشی از کمربند فلزایی کویر لوت و در قسمت جنوبی ورقه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم (Griffs et al, 1991) قرار گرفته است. کانسار چندفلزی گلو، بین طول جغرافیایی ۵۸ درجه و ۵۳ دقیقه تا ۵۸ درجه و ۵۳ دقیقه و ۳۸ ثانیه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۱ درجه و ۹ دقیقه و ۱۰ ثانیه تا ۳۱ درجه و ۱۰ دقیقه و ۳۰ ثانیه شمالی واقع می‌باشد. مناسب‌ترین راه برای دسترسی به محدوده معدنی، استفاده از جاده آسفالت نهبندان به کرمان (ده سلم - شهداد) می‌باشد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- الف- موقعیت منطقه مورد مطالعه در بلوک لوت، ب- راه‌های دسترسی به کانسار چندفلزی گلو-اردونی.

۱-۳- شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی

منطقه مورد مطالعه به دلیل ارتفاع کم، دوری از دریا، رطوبت اندک و مجاورت با کویر لوت دارای آب و هوایی گرم و خشک کویری می باشد. به طوری که حداکثر دما در تابستان به بیش از ۵۰ درجه سانتی گراد و در زمستان نیز به ۷- درجه سانتی گراد می رسد. بارندگی سالیانه در این ناحیه بین ۵۰ تا ۱۰۰ میلی متر است. در این منطقه رودخانه دائمی وجود ندارد. پوشش گیاهی منطقه بسیار ضعیف و شامل درخچه های گز، بوته های خار و Citrullus colocynthis می باشد.

۱-۴- تاریخچه مطالعاتی قبلی در منطقه و مناطق اطراف

وجود سرباره ها و همچنین آثار شدادی در این ناحیه حاکی از آن است که پیشینه اکتشافات معدنی به هزاران سال قبل باز می گردد. در ناحیه مورد بررسی مطالعات زمین شناختی انجام گرفته در قالب تهیه نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم (Griffs et al, 1992) نخستین بررسی های زمین شناسی عهد حاضر است. در ادامه اکتشاف کانسار چندفلزی ماهور در ابتدای دهه ۸۰ شمسی نقطه عطفی در جذب توجه معدن کاران به این ناحیه از لوت شده است. سپس حضور شرکت های اکتشافی دولتی و خصوصی و همچنین هلدینگ های معدنی موجب سلسله اکتشافاتی از آهن، مس، روی، سرب، طلا، نقره، فلورین و ... در این ناحیه شده است.

مهم ترین مطالعات انجام شده عبارت اند از:

- پهنه بلوک لوت توسط محققین از جمله (Nogole Sadate(1978) ؛ (Stockline & Nabavi(1968)؛

(1977) Conrad et al و امامی (۱۳۷۹) مورد مطالعه قرار گرفته است.

- اولین مطالعات مدون منطقه در سال های ۱۳۴۹ و ۱۳۵۰ توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات

معدنی کشور در این منطقه انجام گرفته است. نتیجه این مطالعات به صورت نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰

زمین شناسی و گزارش بررسی مقدماتی دشت لوت و ایران مرکزی منتشر شده است (Stockline et

al, 1972).

- بررسی‌های کوچک‌مقیاس در ارتباط با کوهزایی منطقه توسط (Mohajer Ashjai, 1975) و (1981) Berberian & King انجام شده است.
- نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم توسط (Griffs et al, 1991) تهیه و توسط سازمان زمین‌شناسی کشور منتشر گردیده است.
- اکتشافات ژئوشیمیایی و کانی سنگین در ناحیه ده سلم توسط تدین اسلامی (۱۳۵۳) تهیه و توسط سازمان زمین‌شناسی کشور منتشر شده است.
- نبوی (۱۳۵۵) به بررسی گسل‌های مهم منطقه، نقش و عملکرد آن‌ها در شکل‌گیری کمپلکس ده سلم پرداخته است.
- Khatib & Zarrinkoub (2009) معتقدند که باریکه‌ی اقیانوسی موجود بین دو ورقه قاره‌ای لوت و افغان در اثر حرکت لوت به سمت خاور و فرورفتن به زیر بلوک افغان بسته شده و ادامه فرورانش منجر به برخورد پهنه بلوک با بلوک افغان گردیده است.
- Karimpour et al (2010) به منظور توضیح مهم‌ترین ویژگی‌های تکتونوماگماتیسم متالوژنی بلوک لوت نظریه فرورانش دو سویه نامتقارن به زیر هر دو بلوک لوت و افغان با سرعت‌های متفاوت ارائه داده‌اند.
- Karimpour et al (2011) در مقاله‌ای تحت عنوان "مطالعاتی بر سن سنجی روبیدیم- استرانسیم، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آذرین ژوراسیک تا کواترنر بلوک لوت، شرق ایران" بیان کرده‌اند که رژیم‌های تکتونیکی مختلف و متفاوت سبب تشکیل انواع سنگ‌های آذرین و کانی‌سازی در بلوک لوت شده و بیش از ۶۰ درصد رخنمون‌های سطحی را انواع سنگ‌های آذرین تشکیل می‌دهند.
- ژئوشیمی ایزوتوپی و پتروژنز توده‌های نفوذی کالک-آلکال غنی از پتاسیم و با تفریق شدید عناصر نادرخاکی در بلوک لوت، شرق ایران توسط (Arjmandzade et al., 2011) مورد مطالعه قرار گرفت. ایشان عنوان نمودند که شواهد ایزوتوپی، ژئوشیمیایی و پترولوژی تأییدکننده‌ی پهنه فرورانش در زیر بلوک لوت در ترشیری است.

- ارجمندزاده و همکاران (۱۳۹۰) در مقاله‌ی تحت عنوان " فرورانش دو سویه نامتقارن، نظریه‌ی جدید در مورد محیط تکتونوماگمایی و متالوژنی بلوک لوت، شرق ایران " نظریه‌ی فرورانش دو سویه نامتقارن به زیر هر دو بلوک لوت و افغان با سرعت‌های متفاوت را ارائه نمودند.
- Pang et al (2012) در مقاله‌ی تحت عنوان " سن سنجی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پتروژنز بازالت‌های درون آلکالن صفحه‌ای اواخر سنوزوئیک در منطقه‌ی لوت- سیستان، شرق ایران " سن ماگماتیسم آلکالن شرق ایران را از ۱/۴ تا ۱/۶ میلیون سال پیش، مربوط به یک فرآیند پی برخورداردی و از نوع درون صفحه‌ای بیان کردند.
- Zarrinkoub et al (2012) با بررسی و مطالعه سن سنجی به روشن زیرکن- اورانیوم- سرب بر روی نمونه لوکو گابروی برداشت شده از مجموعه افیولیتی بیرجند، بیان می‌کنند ریفتینگ بین بلوک لوت و افغان منجر به بازشدگی اقیانوس سیستان در کرتاسه میانی شده و بخشی از آن به زیر بلوک لوت فرورانش کرده است.
- اسفرم و همکاران (۱۳۹۰) با بررسی ژئوشیمی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی کانسار چندفلزی ماهور، شمال غرب نهبندان بی‌هنجاری منفی P - Nb ، Ti و بی‌هنجاری مثبت Pb و K در این سنگ‌ها را نشان‌دهنده‌ی تشابه ماهیت شیمیایی این سنگ‌ها با ماگماتیسم کمانهای آتشفشانی می‌دانند.
- میرزایی راینی و همکاران (۱۳۹۱) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد کانسار چندفلزی ماهور را مورد مطالعه قرار داده است. براساس این مطالعات گوگرد لازم برای تشکیل کانی‌های سولفیدی در کانسار چندفلزی ماهور توسط سیالات گرمابی و یا سنگ‌های آذرین منطقه تأمین شده است. ایشان همچنین براساس شواهد موجود مانند بافت و ساخت کانسار، شکل رگه‌ای کانسار، نوع همراهی کانه‌ها، دگرسانی سنگ دیواره، عمق کانه‌سازی، دمای همگن شدن و شوری، کانسار ماهور را در رده‌ی کانسارهای اپی ترمال تا مزوترمال قرار داده است.
- میری بیدختی (۱۳۹۳) نیز در قالب رساله دکتری کانسار چندفلزی ماهور را مطالعه نموده است.

نامبرده میزبان کانسار ماهور را سنگ‌های آتشفشانی داسیتی نمی‌داند. بلکه میزبان این کانسار را سنگ‌های نفوذی با ترکیب مونزونیتی و مونزودیوریتی معرفی می‌کند. ایشان معتقد است که گرانیتوئیدهای ماهور هم خاستگاه بوده و در پهنه فرورانش و در ارتباط با کمان‌های آتشفشانی کالک آلکالن حاشیه فعال قاره تشکیل شده‌اند. بر روی دو توده با ترکیب دیوریتی در شمال کانسار ماهور به روش اورانیوم-سرب مطالعات تعیین سن انجام داده است که مطالعات ایشان سن این توده‌ها را ۳۱/۹ میلیون سال نشان می‌دهد.

- گورابجیری پور و مباشری (۱۳۹۴) مجموعه کارهای اکتشافی صورت گرفته بر روی کانسار چندفلزی ماهور را تلفیق و مورد بررسی قرار داده‌اند. نامبردگان دو فاز عمده کانی‌زایی را در این کانسار معرفی کرده‌اند، بر این اساس، فاز اول با پارائنز پیریت و محلول جامد اسفالریت-کالکوپیریت مشخص است، این فاز نشانگر کانی‌زایی در دمای بالا است. از نشانه‌های این فاز می‌توان به وجود بافت اکسولوشن بین اسفالریت و کالکوپیریت و وجود رنگ خاکستری تیره در اسفالریت که بیان از وجود FeS در شبکه اسفالریت دارد، اشاره کرد. فاز دوم نشانه‌های از نوعی کانه‌زایی اپی‌ترمال به همراه دارد که در زمانی دیرتر از فاز اول اتفاق افتاده و نمود آن کانی استینیت است. همچنین وجود آرسنوپیریت به‌عنوان ردیاب طلا و استینیت که همبود یا همیافت با کانی سازی طلا می‌باشد، وجود طلا همراستا با این فاز را قطعی می‌کند.

- یونسی و همکاران (۱۳۹۵) کانسار ماهور را از دیدگاه پترولوژی مورد مطالعه قرار داده‌اند. ایشان سنگ‌های آذرین محدوده معدنی - اکتشافی ماهور را بیشتر از نوع سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - نیمه آتشفشانی با ترکیب آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریوداسیت با بافت پورفیریتیک و توف‌های وابسته به سن ائوسن میانی و ائوسن بالایی -الیگوسن می‌دانند، که سنگ‌های نفوذی نیمه ژرف با ترکیبی از گابرویدوریت تا کوارتزدیوریت پورفیری به‌صورت استوک و دایک و به سن الیگوسن در آن‌ها نفوذ کرده‌اند. نامبردگان معتقدند که ماهیت کالک آلکالن پتاسیم بالا، نسبت بالای هورنبلند به بیوتیت، منشأ مشترک ماگما از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیزه، پوسته

زیرین و پوسته میانی از ویژگی‌های ماگماهای موقعیت پس از برخورد است که در سنگ‌های ماهور دیده می‌شود.

- محمدپور و همکاران (۱۳۹۵) کانسار سرب و روی سیمین در ۱۵ کیلومتری شمال کانسار چندفلزی ماهور را مطالعه نموده‌اند. ایشان در این کانسار مقدار شوری بین ۰/۱ تا ۶/۵ درصد نمک طعام و دمای همگن‌شدگی بین ۲۷۸ تا ۵۷۰ درجه سانتی‌گراد را پیشنهاد نموده و معتقد هستند، دمای بالا با محدوده شوری کم در این محدوده کانی‌زایی شده به نسل دیگری از کانی‌سازی در منطقه مربوط بوده و با تکیه بر داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی سیال‌های درگیر که چه بسا این محدوده کانی‌زایی در پی آمیخته شدن سیال جوی و ماگمایی پدید آمده باشد؛ هرچند جای تردید وجود دارد. همچنین، شباهت‌هایی مانند شکل محدوده کانی‌زایی، کانه‌های نخستین، دگرسانی‌های دیده‌شده، محیط تکتونیکی و سری ماگمایی، نشان‌دهنده ارتباط خاستگاه این محدوده کانی‌زایی با محدوده کانی‌زایی چندفلزی ماهور است.

۱-۵- طرح مسئله و ضرورت هدف از مطالعه

محدوده مورد مطالعه در ورقه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم (Griffs et al, 1991)، منتهی‌الیه بخش جنوبی استان خراسان جنوبی و کمربند فلز زایی کویر لوت در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - نیمه آتشفشانی با ترکیب آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت و توف‌های وابسته به سن ائوسن میانی و ائوسن بالایی - الیگوسن رخنمون دارد. از آنجا که منطقه شرق ایران از گذشته‌های دور به سبب وجود مواد معدنی در آن مورد توجه محققان و معدنکاران بوده است و یکی از پتانسیل‌های معدنی قابل توجه در شرق ایران و کویر لوت کانسارهای چندفلزی می‌باشد. بنابراین وجود رخساره‌های متنوع سنگی در این مناطق از یک‌سو و قدم نهادن در راه توسعه اقتصادی و علمی کشور از سوی دیگر سبب شده تا گامی دیگر برای دست یافتن به این ذخایر برداشته شود. نظر به اینکه تاکنون هیچ‌گونه مطالعه علمی از نظر کانی‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت و بافت و همچنین چگونگی تشکیل و ژنز کانسار چندفلزی گلو صورت

نگرفته است، لذا در این پایان‌نامه سعی بر آن است تا با استفاده از مطالعه کانی‌شناسی، ژئوشیمی و پتروگرافی سنگ میزبان به شناخت انواع کانی‌سازی و توالی پاراژنزی و تعیین انواع دگرسانی‌های موجود در کانسار چندفلزی گلو پرداخته شود و همچنین با انجام مطالعات میکروترمومتری بر روی سیالات درگیر خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیال کانی‌ساز تعیین مشخص شود و در نهایت ژنز و مدل احتمالی برای کانسار چندفلزی گلو ارائه گردد.

۱-۶- روش تحقیق

انجام این تحقیق در ۴ مرحله شامل مطالعات کتابخانه‌ای (گردآوری اطلاعات و مطالعه منابع)، مطالعات صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و مطالعات دفتری صورت گرفته است:

۱-۶-۱- مطالعات کتابخانه‌ای

- گام نخست در انجام این تحقیق، گردآوری اطلاعات و مطالعه منابع بوده که به شرح زیر صورت گرفته است:
- گردآوری و مطالعه اطلاعات موجود از منطقه مورد مطالعه شامل نقشه و گزارشات مختلف
 - مطالعه و مقایسه مطالب مربوط به کانسارهای چندفلزی موجود در ایران و جهان از جنبه‌های متفاوت زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و... در کتب، مقالات و دیگر منابع موجود
 - برقراری ارتباط با زمین‌شناسان داخلی و خارجی جهت تهیه و تأمین منابع به روز
 - برنامه‌ریزی برای انجام مطالعات صحرایی

۱-۶-۲- مطالعات صحرایی

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

- بازدید مقدماتی به منظور آشنایی با محدوده مورد مطالعه و انطباق اطلاعات موجود با مشاهدات صحرایی
- شناسایی و تفکیک دقیق واحدهای سنگی و چگونگی ارتباط آن‌ها با یکدیگر
- برداشت نمونه از رخنمون واحدهای سنگی به منظور مطالعات دقیق پتروگرافی، دگرسانی و کانی‌سازی
- نمونه‌برداری در جهت عمود بر رگه و در امتداد رگه معدنی به منظور مطالعه تغییرات فراوانی و

همبستگی عناصر و مطالعات کانی‌شناسی

- مطالعه شکل هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس محلی، رخنمون و نمونه دستی
- بررسی ارتباط احتمالی کانه‌زایی با پدیده‌های ساختاری همانند گسل‌ها، چین‌خوردگی‌ها
- تهیه مقاطع لیتواستراتیگرافی و لیتوژئوشیمیایی در جهت عمود بر روند لایه‌بندی به‌منظور تعیین جایگاه احتمالی افق‌های کانه‌دار در منطقه و برداشت نمونه‌های لازم به‌منظور مطالعات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و سیالات درگیر
- عکس برداری از تمام عوارض زمین‌شناسی
- بازدید نهایی از منطقه به‌منظور کنترل نتایج و اطلاعات به‌دست‌آمده

۱-۶-۳- مطالعات آزمایشگاهی

پس از نمونه‌برداری از منطقه معدنی گلو با توجه به اهداف مطالعه بر روی نمونه‌ها مطالعات مختلف به شرح زیر انجام گرفت:

- تهیه و مطالعه مقطع نازک از نمونه‌های سنگی جهت بررسی پتروگرافی و دگرسانی
 - تهیه و مطالعه مقطع نازک - صیقلی و بلوک صیقلی از نمونه‌های سنگی جهت بررسی‌های کانه‌نگاری و تعیین روابط پاراژنز
 - تهیه مقطع دو بر صیقلی از رگه‌های کلسیتی، سیلیسی و کانه‌دار جهت مطالعات میکرومتری سیالات درگیر
 - تجزیه ۲۰ نمونه به‌منظور تعیین میزان عناصر کمیاب (Trace) و عناصر نادر خاکی (REE) به روش ICP-MS در شرکت مطالعات مواد معدنی زر آزما
 - تجزیه ۴ نمونه به روش پراش اشعه ایکس (XRD)، به‌منظور مطالعه کانی‌شناسی بخش‌های دگرسان شده اطراف مناطق کانه‌دار
 - تهیه مقطع نازک صیقلی از نمونه‌ها جهت مطالعات الکترون پروپ (EPMA)، بافت و پاراژنز کانه‌ها
- به موازات انجام کارهای فوق، تحقیقات کتابخانه‌ای و کاوش‌های اینترنتی جهت تجزیه و تحلیل اطلاعات و

تلفیق آنها برای تدوین پایان نامه انجام گرفته است.

۱-۶-۴- مطالعات دفتری و پردازش و تفسیر داده‌ها

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

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

- ترسیم نقشه‌های زمین‌شناسی با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS

- تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از تجزیه نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی GCD kit، Globa Mapper، Sppss

- تلفیق داده‌های فوق‌الذکر با داده‌های حاصل از مطالعه مقالات و کتب مربوط به منظور تعیین منشأ و تیپ این کانه‌زایی‌ها و مقایسه‌ی آن با نهشته‌های مشابه در جهان

- نگارش فصول پایان نامه

از آنجایی که بیشترین عیار ماده معدنی در کانسار چندفلزی گلو سرب و روی می‌باشد خلاصه از ویژگی‌های کانسارهای سرب و روی با تیپ‌های متفاوت آورده شده است.

۱-۷- رده‌بندی کانسارهای سرب و روی

کانی‌های سرب و روی غالباً به صورت پاراژنز در کانسار دیده می‌شوند. کانسارهای اصلی این دو فلز از نوع گرمابی به صورت اپی‌ترمال، مزوترمال و تله‌ترمال هستند. اعظم توده‌های سرب در حوزه حرارتی متوسط تا ضعیف تشکیل می‌شوند، بدین جهت در عموم کانسارهای سرب مقدار روی با افزایش عمق افزایش می‌یابد. تقسیم‌بندی کانسارها می‌تواند بر پایه‌های مختلف صورت گیرد اما تقسیم‌بندی مورد قبول زمین‌شناسان است که براساس منشأ ژنز کانسارها صورت گیرد. بر این اساس کانسارهای سرب و روی به گروه‌های کانسارهای اسکارن، کانسارهای ماسیو- سولفاید، کانسارهای هیدروترمال، کانسارهای تیپ دره می‌سی‌سی‌پی و

کانسارهای سرب و روی استراتی باند- استراتی فرم رسوبی تقسیم‌بندی می‌شود. انواع کانسارهای که در آن سرب و روی جزء اصلی است عبارت‌اند از کانسارهای استراتاباند، کانسارهای آتشفشانی- رسوبی، کانسارهای حاصل از فرآیند جانشینی، رگه‌ای و کانسارهای تشکیل شده در همبری‌های دگرگونی می‌باشند. کانسارهای روی و سرب را براساس نوع ارتباط ماده معدنی با سنگ میزبان و همچنین ارتباط کانه‌زایی با روندهای ساختاری منطقه می‌توان طبقه‌بندی کرد که عبارت‌اند از:

۱) تیپ ماسیو- سولفاید (کوروکو): کانسارهای لایه‌ای هم‌شیب و عدسی شکل می‌باشند. کانی‌های مهم اقتصادی آن‌ها شامل گالن، اسفالریت و کالکوپیریت می‌باشند. عیار در این تیپ معمولاً ۲۵-۵٪ است.

۲) کانسارهای اسکارن Pb- Zn: که در ارتباط با توده‌های نفوذی اسیدی تشکیل می‌شوند و با کانسارهای پورفیری مس، قلع و مولیبدن مرتبط‌اند. شکل این کانسارها تابع شکل توده نفوذی است.

۳) کانسارهای تیپ رسوبی نوع Pb- Zn سین ژنتیک: که در شیل‌ها و سنگ‌های رسوبی آواری تشکیل شده‌اند و با نام سدکس (Sedex) شناخته شده‌اند. حدود ۵۰٪ سرب و روی مورد نیاز در جهان از این کانسارها تأمین می‌شود. میزان مس کم و روی نیز بیشتر از سرب است.

۴) کانسارهای Pb- Zn نوع اپی ژنتیک: که در شیل‌های سیاه حاوی مواد آلی، سیلتستون، چرت و کنگلومرا در محیط‌های تکتونیکی محصور در مجموعه حوضه‌های درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. کانی‌سازی به‌صورت لایه‌ای و از نوع استراتی باند است.

کانسارهای سرب و روی اپی ژنتیک عبارت‌اند از:

کانسارهای Pb- Zn نوع ایرلندی در سنگ‌های کربناته

کانسارهای Pb- Zn نوع می‌سی‌سی‌پی در سنگ‌های کربناته

کانسارهای Pb- Zn نوع جانشینی در سنگ‌های کربناته

کانسارهای Pb- Zn نوع اسکارنی در سنگ‌های کربناته

۱-۷-۱- ذخایر سرب و روی در ایران

در ایران تاکنون حدود ۶۰۰ کانسار و نشانه معدنی سرب و روی شناخته شده است. که فعالیت‌های استخراج بر

۱-۷-۳- ادوار کانسار سازی سرب و روی ایران

قربانی (۱۳۸۱) فازهای کانی سازی سرب و روی در ایران را به شرح زیر ارائه داده است:

۱-۷-۳-۱- فاز پروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین

در این محدوده زمانی، در پی فاز ماگمایی وابسته به کافت درون قاره‌ای که در مواردی تا مرکز یک کافت اقیانوسی پیش رفته است (مانند کافت تکاب- انارک- بافق) ذخایر بار ارزشی از سرب و روی نوع سولفید توده‌ای، آتشفشانی- رسوبی و رسوبی تشکیل شده‌اند. برای نمونه این کانسارها می‌توان از کانسار سرب و روی کوشک، چاه میر و زیرگاندر ناحیه بافق و کانسار انگوران و علم کندی در ناحیه تکاب و کانسار بهرام تاج، مزرعه نو و هفتهر در ناحیه عقدا یاد کرد.

۱-۷-۳-۲- پالئوزوئیک پسین

در سنگ‌های پالئوزوئیک پسین تعدادی کانسار و نشانه معدنی سرب و روی به‌ویژه در سنگ‌های پرمین ایران مرکزی (دره زنجیر یزد)، البرز (کانسار دونا و شاکین) و شرق ایران (ذخایر سرب و روی دولومیت‌های بهرام، بیوهژن در جنوب غرب مشهد با سن دونین) تشکیل شده است. ضمناً در این زمان ذخایر با ارزشی از سرب و روی در زاگرس نیز تشکیل شده است که نمونه آن کانسار کوه سرمه در سازند دالان می‌باشد.

۱-۷-۳-۳- تریاس

در این محدوده زمانی ذخایر با ارزش سرب و روی در بیشتر نقاط ایران تشکیل شده است که سنگ میزبان همگی آن‌ها، دولومیت است. همچنین بیشتر ذخایر فلوریت ایران نیز در رابطه با باطله ذخایر سرب و روی وابسته به این فاز هستند. پاره‌ای از ذخایر این زمان شامل کانسارهای سرب و روی در ایران مرکزی مانند سرب و روی در مثلث بهاباد- کوهبنان- راور و ذخایر سرب و روی در البرز مانند دونا و الیکا است.

۱-۷-۳-۴- کرتاسه

بیشترین ذخایر سرب و روی شناخته شده در سنگ‌های کرتاسه یافت شده‌اند. کانسارها و نشانه‌های معدنی

سرب و روی با سنگ میزبان کرتاسه، در بیشتر نقاط ایران مانند زون سنندج- سیرجان (کانسارهای کمر بند ملایر- اصفهان)، ایران مرکزی (کانسارهای مهدی آباد، منصور آباد و فرح آباد در منطقه یزد و کانسار نخلک در انارک)، شناخته شده است. که از دیدگاه زایشی منشأ آنها سدکس و نوع دره می سی سی پی تشخیص داده شده است.

۱-۷-۳-۵- ترشیاری

در سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی با سن ائوسن، الیگوسن و همچنین در بخش آهکی سازند قم، تعدادی کانسار و نشانه معدنی سرب و روی شناخته شده‌اند. کانسارهای سرب و روی این زمان، اگر دارای سنگ میزبان آتشفشانی باشند، بیشتر با کانی‌های مس همراه بوده و عموماً به شکل رگه‌ای هستند. این گونه ذخایر سرب و روی، بیشتر در نوار آتشفشانی ارومیه- دختر، آذربایجان و شرق ایران شناخته شده‌اند. در نقاطی که سنگ میزبان، آهک قم و هم ارزهای آن باشد، باطله مواد معدنی، باریت و سلسیت می‌باشد.

۱-۷-۴- ویژگی‌های کانسارهای سرب و روی شرق ایران

آنچه در مورد این ناحیه در درجه اول اهمیت قرار دارد، آن است که پراکندگی این کانسار در مقایسه با دیگر نقاط ایران کمتر بوده و سن تمامی آنها ترشیاری است و دارای چندین مشخصه به شرح زیر هستند (قربانی، ۱۳۸۱):

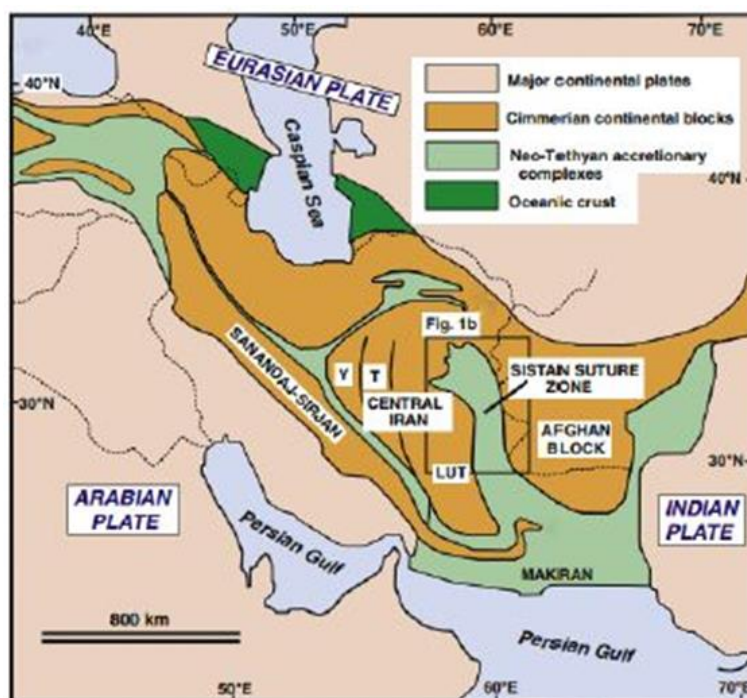
- ۱- کانسارهای سرب و روی این ناحیه از نوع سولفیدی می‌باشند.
- ۲- سنگ‌های دربرگیرنده از نوع سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی تا داسیتی هستند.
- ۳- پیریت فراوان‌ترین کانی باطله در این کانسارها است.
- ۴- کانی‌های مس دار به صورت فرعی در این کانسارها وجود دارند.
- ۵- در این کانسارها، کانی‌های سرب و روی همراه با هم می‌باشند.
- ۶- بسیاری از این کانسارها منشأ گرمابی دارند.

فصل دوم: زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

منطقه

۱-۲- مقدمه

ایران یک بلوک خردشده در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا است که بین صفحه عربی - آفریقایی در سمت غرب و جنوب غرب، صفحه اوراسیا در شمال و صفحه هندوستان در شرق قرار گرفته است. به طور کلی ایران به صورت یک پهنه گرفتار شده در بین صفحات مختلف لیتوسفری قرار داشته و در اثر ادامه فرآیند همگرایی قطعات گندوانا و اوراسیا از چند جهت تحت تأثیر یک رژیم تکتونیکی فشاری قرار گرفته است (Brocker et al., 2013). زمین‌شناسی ایران با توجه به وضعیت ساختاری ناهمگن، پهنه‌های متفاوت رسوبگذاری و تاریخچه‌ی زمین‌شناسی خاص از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان بوده و تقسیم‌بندی‌های گوناگونی در مورد آن انجام شده است. محدوده کانسار چندفلزی گلو از نظر تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری در شرق ایران و در ایالت زمین‌ساختاری بلوک لوت واقع شده است. تشریح مسائل زمین‌شناسی این منطقه مستلزم شناخت ویژگی‌های چینه‌ای، ساختاری و ماگمایی بلوک لوت می‌باشد. لذا ابتدا کلیاتی راجع به زمین‌شناسی بلوک لوت و شرق ایران و جایگاه آن در زمین‌شناسی ساختاری ایران ارائه، و سپس وضعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه عنوان می‌شود.



شکل ۱-۲- موقعیت ایران در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا (Brocker et al, 2013).

۲-۲- موقعیت بلوک لوت در ایران

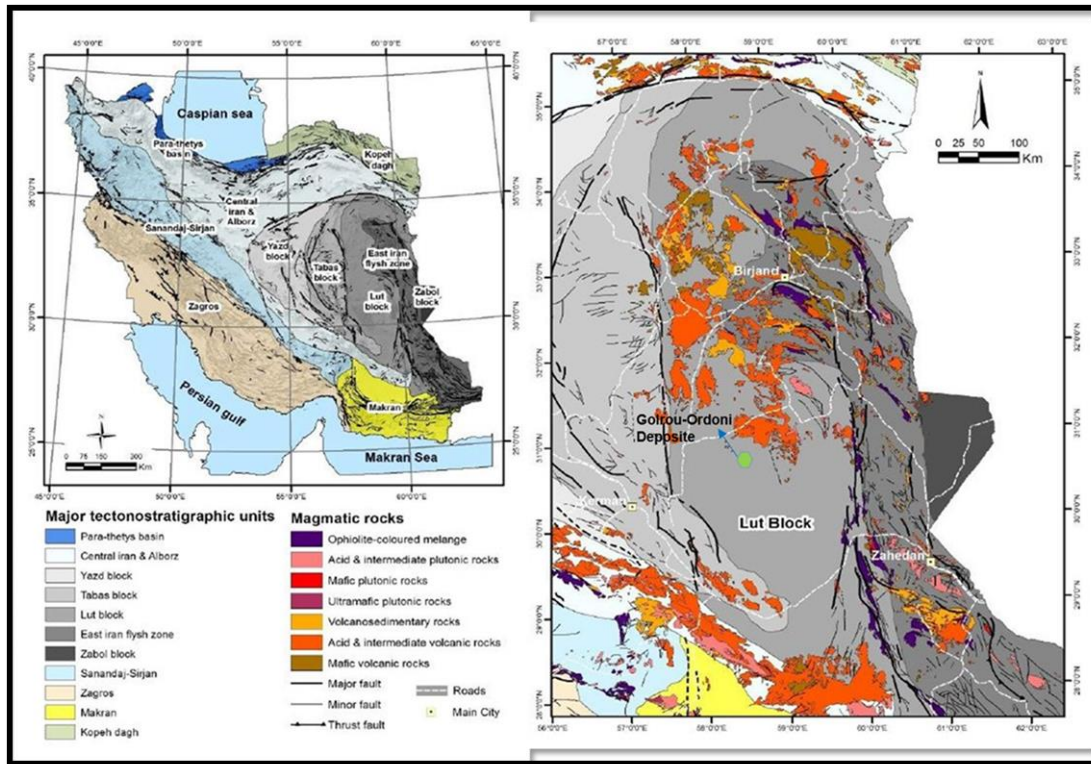
به‌طور کلی، از نظر زمین‌شناسی می‌توان شرق ایران را به دو بخش زیر تقسیم کرد (درویش‌زاده، ۱۳۷۰):

۱- بلوک لوت که در واقع در برگیرنده‌ی بخش بزرگی از شرق ایران است.

۲- زون فیلش یا زون آمیزه‌ی رنگین یا زون زابل- بلوچ

از آنجا که منطقه مورد مطالعه در بلوک لوت واقع شده است به شرح این زون می‌پردازیم:

Stockline (1968) برای نخستین بار از واژه بلوک لوت، برای یکی از سرزمین‌های اصلی تکتونواستراتیگرافی ایران، استفاده و محدوده آن را این‌گونه توصیف نموده: بلوک لوت، با درازایی ۹۰۰ کیلومتر در راستای شمالی- جنوبی، شرقی‌ترین بخش خرده قاره ایران مرکزی است. این منطقه از نهشته‌های ضخیم سیلیسی- کلاستیک تشکیل شده است. مرز شرقی آن گسل نهبندان و حوضه فیلش شرق ایران، مرز غربی آن گسل نایبند و بلوک طبس و مرز شمالی آن گسل درونه می‌باشد. گسل جازموریان جنوبی در جنوب کمان ماگمایی بزمان- سهند به‌عنوان مرز جنوبی آن شناخته می‌شود (Berberian & King, 1981) (شکل ۲-۲). طبق نظر (Takin, 1972) بلوک لوت بخشی از قسمت‌های شرقی خرده قاره ایران مرکزی، از جمله بلوک‌های طبس، یزد و بلوک پشت بادام است. بلوک لوت یک واحد ژئوتکتونیک در شرق ایران است، که از زمان ژوراسیک تحت تأثیر تغییر شکل تکتونیک قرار گرفته است. این واحد توسط حوضه بسیار تغییر شکل یافته اقیانوسی سری‌های افیولیتی و بخصوص سنگ‌های فلیش گونه در شمال، جنوب، شرق و غرب احاطه شده است (Arjmandzade & Santos., 2014).



شکل ۲-۲- موقعیت بلوک لوت و پراکندگی ساده شده سنگ‌های ماگمایی بلوک لوت (نجفی و همکاران، ۲۰۱۴) و موقعیت منطقه مورد مطالعه در بلوک لوت.

۳-۲- تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت

تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت بسیار نزدیک با دیگر نواحی خرد قاره ایران مرکزی است. ولی، چهار ویژگی بر چینه‌نگاری بلوک لوت حاکم است (آقابات‌ی، ۱۳۸۳):

۱- تأثیر در خور توجه کوهزایی سیمیرین پیشین بر سنگ‌های کهن‌تر از تریاس میانی در بلوک لوت (Reyer & Mohafez, 1972).

۲- وفور سنگ‌های آتشفشانی، نفوذی و چین‌خوردگی به نسبت شدید ژوراسیک میانی (سیمیرین میانی) به‌ویژه در نواحی ده سلم، چهارفرسخ که با سخت‌شدگی و پایداری نسبی بلوک همراه است.

۳- فراوانی سنگ‌های آتشفشانی ترشیاری، به‌ویژه ائوسن، که با داشتن ضخامت حدود ۲۰۰۰ متر، بیش از نیمی از بلوک لوت را می‌پوشاند.

۴- نهشته‌های دریاچه‌ای، تقریباً افقی، پلیوسن - پلیستوسن به نام سازند لوت که نشانگر عملکرد ضعیف

فاز پسین رخداد چین خوردگی پاسادنین در این بلوک است.

۲-۴- ولکانیسم بلوک لوت

با توجه به قرارگیری بلوک لوت در بین دو گسل بزرگ شمالی- جنوبی نایبند و نهبندان، نیروهای فشاری وارد بر ناحیه، موجب جابه جایی‌هایی از نوع امتداد لغز و برشی در امتداد گسل‌ها شده است. در چنین رژیم، ساز و کار تغییر شکل، در کمترین شدت ولی بازشدگی شکستگی‌ها در بالاترین میزان است. به همین رو، پدیده‌های آتشفشانی شدید و پیوسته بوده و گدازه‌های جوان تر، به‌طور پی در پی، سنگ‌های پیشین را پوشانده و سنگ‌های آتشفشانی گستره ای بلوک لوت را پدید آورده‌اند. به نظر می رسد که بین جایگیری افیولیت‌های شرق ایران و شکستگی‌های منطقه، ارتباطی وجود داشته است و پیدایش سنگ‌های سنوزوئیک در این محدوده از ایران که به دنبال جایگیری مجموعه‌های افیولیتی صورت گرفته است احتمالاً نیز مرتبط با همین شکستگی‌های منطقه باشد (امامی، ۱۳۷۹). امامی (۱۳۷۹)، در یک جمع‌بندی کلی سنگ‌های آتشفشانی بلوک لوت را به دو بخش کهن و جوان تفکیک نمود. سنگ‌های آتشفشانی بلوک لوت ائوسن، ائوسن- الیگوسن که بیشتر متمایل به اسیدی- حدواسط بوده و شامل سنگ‌های ریولیتی تا آندزیتی می‌شود. ماگماتیسم ائوسن در بلوک لوت در دو منطقه بشرویه و نایبندان عمدتاً شامل پاره‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری است. آثار تکاپوهای آتشفشانی بعد از ائوسن را در شمال بلوک لوت، در زون برخوردی لوت و حوضه فلیشی شرق ایران می‌توان مشاهده نمود. فعالیت ماگمایی در طی میوسن بیشتر باعث تشکیل سنگ‌های دیوریتی و گرانودیوریتی در بلوک لوت شده است. در حدفاصل فردوس- بشرویه نیز آتشفشان‌های نئوژن دیده می‌شود. آتشفشان‌های پلیوسن نیز در شمال لوت، مناطق بشرویه و ده سلم و مناطق قائن، شاهرخت، بیرجند و گزیک مشاهده می‌شوند. همچنین سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشانگر آخرین تکاپوهای ماگمایی ایران هستند که در لوت نیز مشاهده می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن کم و بیش بازیک و غالباً از نوع بازالتی هستند. این ماگماتیسم، به‌طور مشخص محدود به گسل‌ها و شکستگی‌های محدودکننده بلوک لوت می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن عمدتاً در شمال لوت، شرق لوت و بین لوت مرکزی و زون فیلیش رخنمون دارند. بلوک لوت به‌عنوان یک پهنه برشی راستگرد عمل می‌کند که درون آن شکستگی‌های ریدل به وجود آمده است. این شکستگی‌ها با هم تلاقی نموده و بر اثر تلاقی

آن‌ها فضای کشتی ایجاد شده و ولکانیسم تولید می‌شود. وجود پهنه برشی راستگرد در بلوک لوت شرایط را برای تشکیل ذخایر هیدروترمال فلزی و غیر فلزی مانند سرب، روی، نقره، طلا و جیوه مهیا نموده است (Nogol Sadat, 1978).

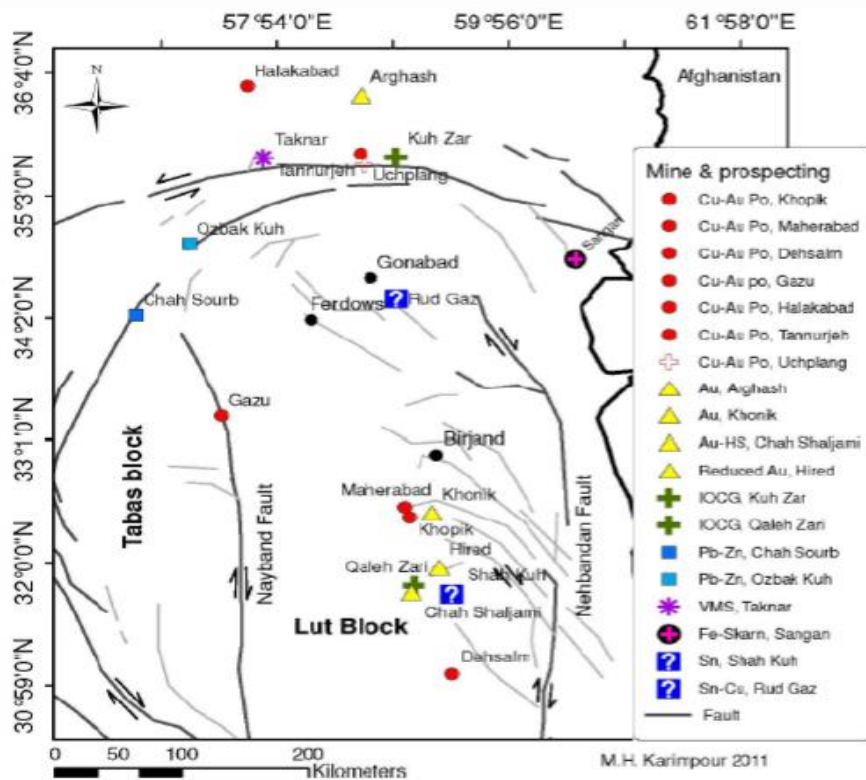
۲-۵- ماگماتیسم بلوک لوت

ماگماتیسم بلوک لوت از ژوراسیک به بعد با نفوذ توده‌های مثل سرخ کوه، آغاز شده و در ترشیری به اوج خود رسیده است. به طوری که سنگ‌های آتشفشانی ترشیری، به ویژه ائوسن، با ضخامت ۲۰۰ متر، بیش از نیمی از بلوک لوت را می‌پوشاند (Jung et al. 1983, Karimpour et al. 2011).

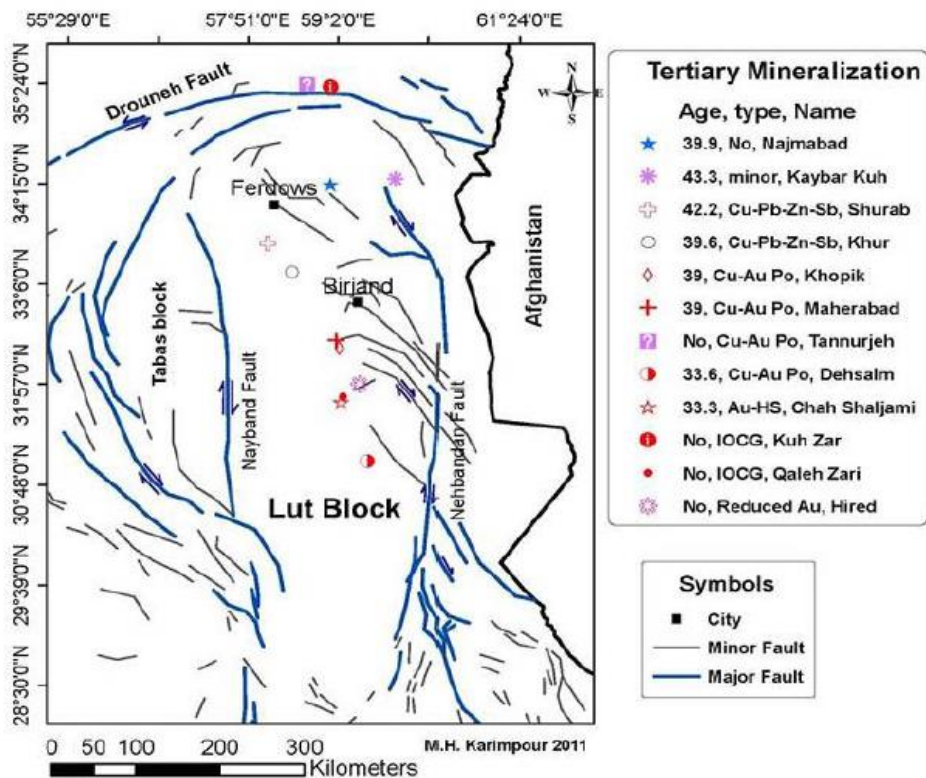
۲-۶- توان اقتصادی بلوک لوت

شرق ایران و به ویژه بلوک لوت به واسطه داشتن موقعیت‌های تکتونیکی مختلف در زمان‌های گذشته نظیر پدیده تصادم در ژوراسیک و فرورانش در ترشیاری و به دنبال آن وجود حجم عظیم ماگماتیسم با ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوت، دارای پتانسیل مناسبی برای تشکیل کانی‌سازی‌های مختلف می‌باشد (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۹۱). (Karimpour & Stern, 2011) کانی‌سازهای متنوعی را در این بلوک بر شمرده است که شامل مس-طلا، سرب، روی، قلع، تنگستن-آنتیموان، جیوه و ذخایر غیر فلزی و تیپ‌های طلا و مس، IOCG، اپی‌ترمال، اسکارن، ماسیوسولفید رگه‌ای، طلا-قلع مرتبط با توده‌های نفوذی احیایی و تنگستن-قلع ماگماتیکی-اسکارنی که ارتباط مستقیم به ماگماتیسم داشته و با توجه به گستره‌ی سنی از ژوراسیک، کرتاسه و ترشیاری کانه‌زایی نیز به آن‌ها مرتبط خواهد بود (شکل ۲-۳). سن و نوع کانی‌سازی و همچنین موقعیت مکانی برخی از کانسارها در (شکل ۲-۴) ارائه شده است. از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به کانسارهای مس-طلای پورفیری ماهرآباد و خوبیک (ملک زاده سفارودی، ۱۳۸۸)، مس-طلای پورفیری تنورچه (عجایی، ۱۳۸۷)، کانی‌سازی مس پورفیری و اسکارن مس پورفیری ده سلم (ارجمندزاده و همکاران، ۱۳۹۰)، طلای اپی‌ترمال سولفید بالای کوه شاه (عبدی و کریم‌پور، ۱۳۹۱)، طلای اپی‌ترمال سولفید بالای چاه شلجمی که احتمالاً در عمق با کانی‌سازی مس پورفیری در ارتباط است (ارجمندزاده، ۱۳۹۰)، طلا-قلع هیرد مرتبط با توده‌های

نفوذی احیایی (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۶ و Karim pour et al, 200) ، کانی‌سازی اپی‌ترمال پلی‌متال شوراب (نخبه‌القیه‌ای و همکاران، ۱۳۸۸؛ مهرابی و همکاران، ۱۳۹۰؛ Lotfi, 1982) ، کانسار اپی‌ترمال چندفلزی مس و روی ماهور (میرزایی راینی، ۱۳۹۱) ، کانسار اپی‌ترمال چندفلزی بالا زرد (میری و همکاران، ۱۳۹۳) ، کانسار آهن اسکارن بیشه (نخعی، ۱۳۹۲) ، کانسار هیدروترمال مس رحیمی (نجفی، ۱۳۹۱) ، کانسار مس، سرب و روی رگه‌ای قلعه‌زری (Karimpour, 2005, 2006) ، ذخایر رگه‌ای شمال خور (Malekzadeh Shafaroudi & Karimpour, 2013) ، کانسار پلی‌متال (قلع، مس، سرب، روی، آرسنیک) رگه‌ای رودگز (هامونی و همکاران، ۱۳۹۲) ، کانی‌سازی قلع شاه کوه (Esmaeily et al, 2005) ، کانی‌سازی اپی‌ترمال حوض رئیس (ملک‌زاده شفارودی و همکاران، ۱۳۹۳) ، کانی‌سازی طلای اپی‌ترمال خونیک (سمیعی و همکاران، ۱۳۹۲) ، کانی‌سازی رگه‌ای اپی‌ترمال سرب و روی سه‌چنگی (Malekzadeh Shafaroudi & Karimpour, 2015) ، اشاره نمود. علاوه بر این کانسارهای سرب نیگنان، سرب و روی غنی آباد، سرب و روی کجه ، طلای خدا آفرید، مس دزوکی، مس کوه خیری، مس چاه فیروزه، آهن هیزو، طلای خدا آفرید، مس مهدی آباد، مس و طلای حیدرآباد، مس آسمان موه، مس چاه نقره، مس بزن آباد، مس کلی و آهن کلاته ناصر در بلوک لوت کشف گردیده و بعضاً در حال بهره‌برداری می‌باشند لیکن تا کنون کار پژوهشی دقیقی بر روی آن‌ها صورت نگرفته است.



شکل ۲-۳- برخی کانه‌زایی‌های مهم بلوک لوت (Karimpour & stern, 2011).

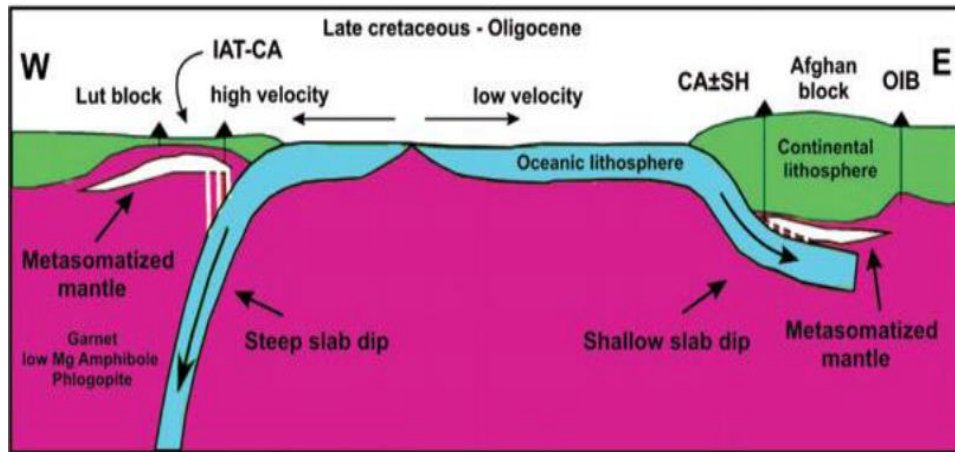


شکل ۲-۴- سن توده‌های نفوذی مرتبط با برخی کانسارهای شناسایی شده در بلوک لوت همراه با موقعیت مکانی و نوع کانی‌سازی آن (کریم پور و همکاران، ۱۳۹۳).

۲-۷- نظریات تکتونیکی مختلف در مورد تحولات بلوک لوت

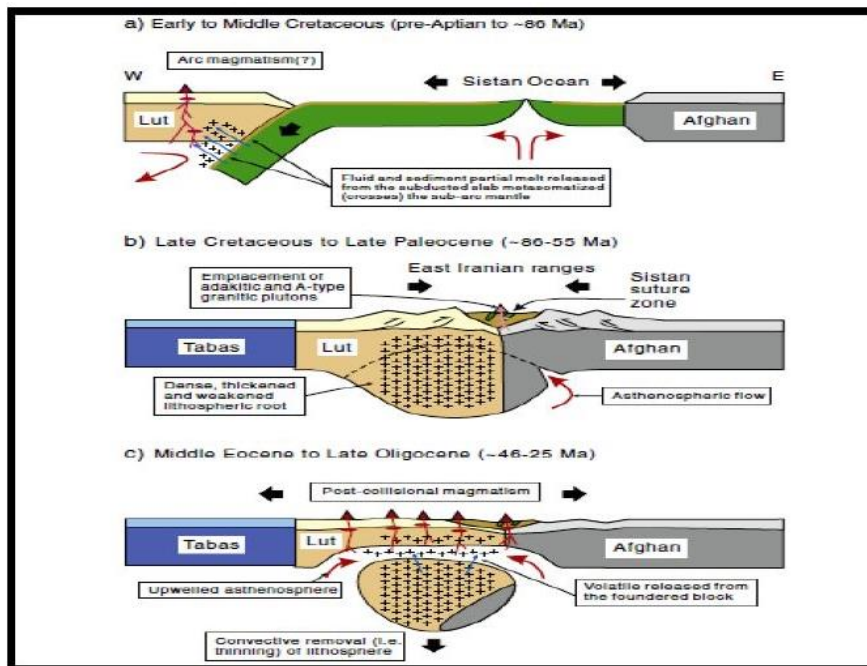
اقیانوس سیستان در شرق ایران بین دو بلوک افغان و لوت در اوایل کرتاسه باز شده (Babazadeh & Wever 2004). و این بازشدگی تا اواسط کرتاسه نیز ادامه داشته است (Zarrinkoub et al . 2012). در خصوص مکانیزم بسته شدن این اقیانوس نظریه‌های متفاوتی وجود دارد. براساس یک نظریه شواهد ساختاری نظیر گوه‌های افزایشی حوضه پیش کمانی و همگرایی ساختاری و جوان شدگی گوه‌های افزایشی به سمت جنوب غرب، فرورانش پوسته اقیانوسی را در جهت شمال شرق به زیر بلوک افغان معرفی می‌نمایند (Saccani 1983, Camp & Griffis . 2010, et al). (Arjmandzaade et al, 2010) بیان می‌کند، علیرغم اینکه برخی مسئله‌ی فرورانش را مردود دانسته‌اند اما اکثر محققین معتقدند که فرورانش پوسته اقیانوسی نقش مهمی در تحولات تکتونیکی این منطقه داشته است و دو مدل ژئو دینامیکی مربوط به فرورانش را در شکل (۲-۵) ارائه داده است:

- ۱) برخی فرورانش را به زیر بلوک افغان در نظر گرفته‌اند در حالی که عده‌ای معتقدند که پوسته‌ی اقیانوسی به زیر بلوک لوت کشیده شده است. داده‌های جدید عناصر کمیاب و ژئوشیمی ایزوتوپی از توده‌های نفوذی الیگوسن مناطق ده سلم و چاه شلغمی وجود یک محیط فرورانش را در زیر بلوک لوت اثبات می‌کند.
- ۲) شواهد ساختاری نشان‌دهنده‌ی فرورانش به زیر بلوک افغان نیز وجود دارد. به‌منظور توضیح مهم‌ترین ویژگی‌های تکتونوماگماتیسم و متالوژنی بلوک لوت، نظریه شامل فرورانش دو سویه نامتقارن به زیر هر دو بلوک لوت و افغان با سرعت‌های متفاوت ارائه می‌شود.



شکل ۲-۵- شکل شماتیک از الگوی تکامل شرق ایران (Arjmandzaade et al., 2010).

(Zarrinkoub et al, 2012) با بررسی و مطالعه سن سنجی به روشن زیرکن - اورانیوم - سرب بر روی نمونه لوکو گابروی برداشت شده از مجموعه افیولیتی بیرجند، بیان می کنند ریفتینگ بین بلوک لوت و افغان منجر به بازشدگی اقیانوس سیستان در کرتاسه میانی شده و بخشی از آن به زیر بلوک لوت فرورانش کرده است (شکل ۲-۵). (Pang et al., 2013) مدل (Zarrinkoub et al., 2012) را مورد تأیید قرار داده و معتقدند که فرورانش به زیر بلوک لوت منجر به ماگماتیسم کمانی شده که به احتمال زیاد مرتبط با متاسوماتیسم گوشته بالایی می باشد (شکل ۲-۶).

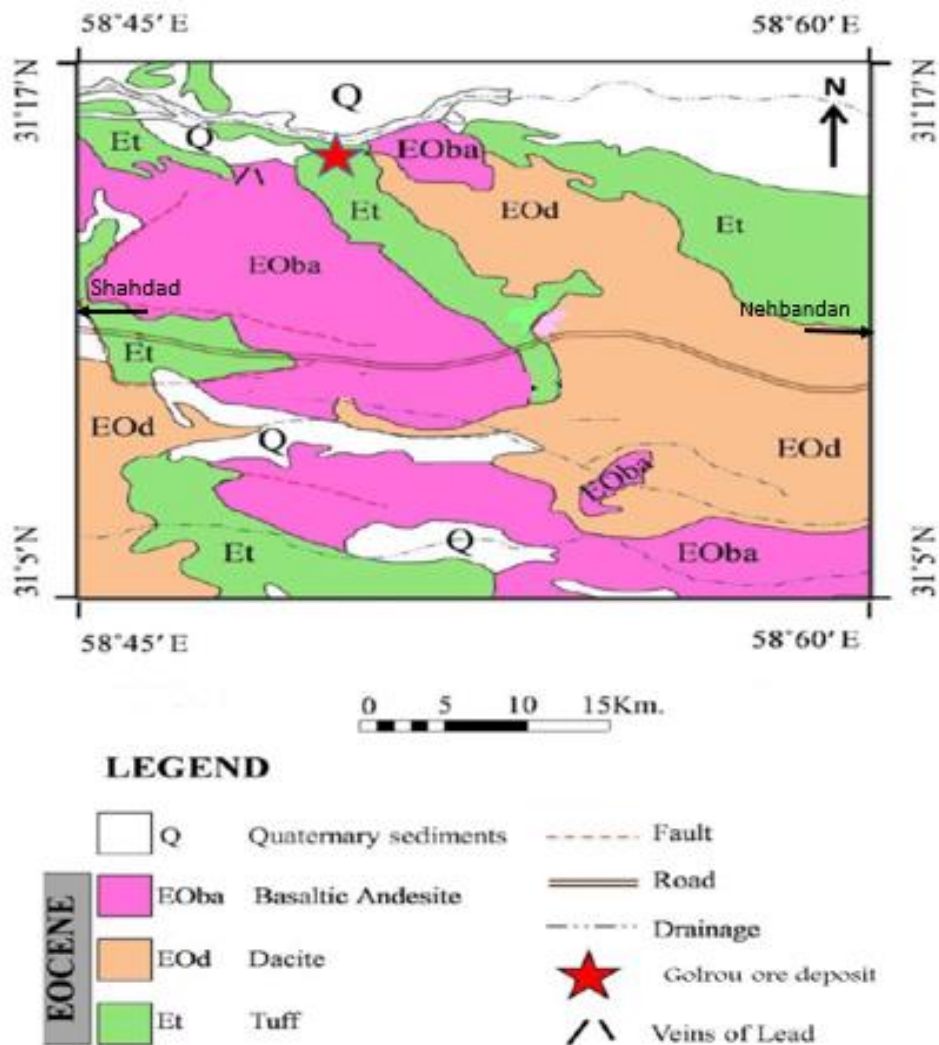


شکل ۲-۶- مدل ژئودینامیکی برای تکامل تکتونوماگمایی شرق ایران (Zarrinkoub et al, 2012, Pang et al., 2013).

(2013).

۲-۸- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کانسار چندفلزی گلو- اردونی در شرق ایران، و در منتهی‌الیه بخش جنوبی استان خراسان جنوبی، ۱۴۵ کیلومتری نهبندان و ۱۵ کیلومتری غرب ده سلم واقع شده است. از نظر تقسیمات ساختاری محدوده مورد مطالعه در شرق بلوک لوت قرار گرفته است. لذا ویژگی‌های کلی منطقه از خصوصیات ایالت ساختاری بلوک لوت تبعیت می‌کند. سنگ‌های آتشفشانی دوران سوم که به‌طور عمده ترکیب آندزیتی- داسیتی دارند، قسمت بیشتر بلوک لوت را می‌پوشانند. براساس ورقه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم (Griffs et al . 1992)، و شواهد صحرایی نهشته‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به‌طور کلی به ائوسن تعلق داشته و سنگ‌های قدیمی‌تر از ائوسن در محدوده مورد مطالعه برونزد ندارد (شکل ۲-۷). واحدهای موجود در منطقه مورد مطالعه شامل سه واحد آندزیت- بازالت، داسیت و توف به سن ائوسن هستند که توسط رسوبات کواترنری پوشیده شده‌اند. در ادامه به معرفی این واحدها پرداخته خواهد شد.

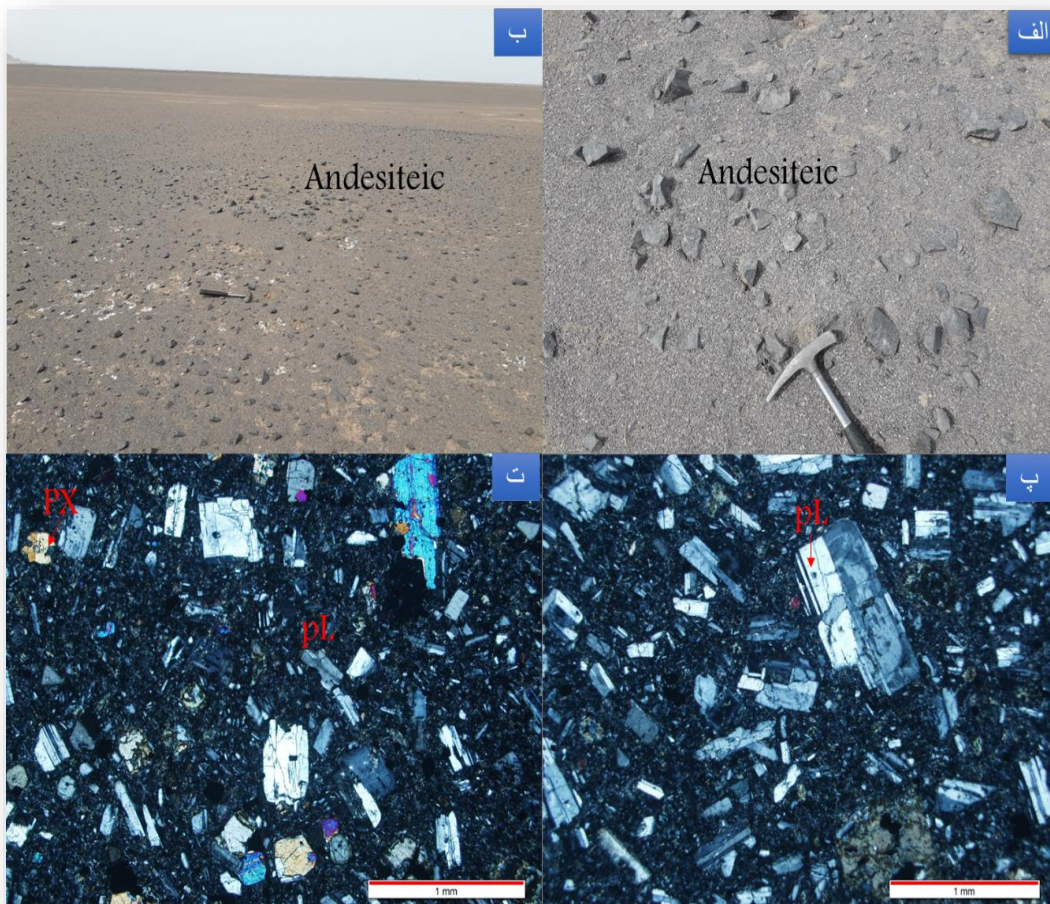


شکل ۲-۷- نقشه زمین‌شناسی ساده شده ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم (Griffs et al . 1992) و تمرکز کانه‌زایی در توالی آتشفشانی- نفوذی ائوسن.

۲-۸-۱- واحد آندزیت و آندزیت-بازالت

گدازه‌های آندزیتی عمده‌ترین واحد سنگی در نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه بوده و در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه، قابل تفکیک است. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری می‌باشند. کانی‌های فنوکریست پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در متن سنگ پراکنده بوده و از خصوصیات آن‌ها می‌توان به ماکل کارلسباد و منطقه‌بندی اشاره نمود. کانی‌های ثانویه شامل کلسیت و کلریت می‌باشد که از

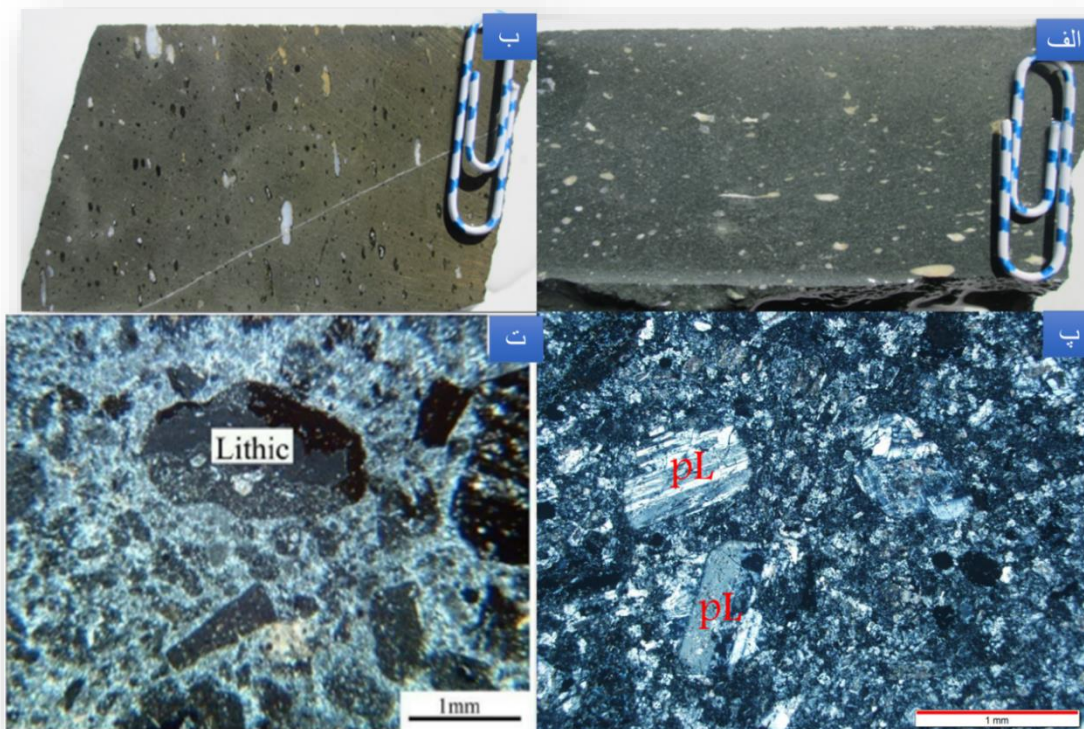
دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۸).



شکل ۲-۸-الف و ب- تصویر صحرایی از آندزیت و آندزیت بازالت منطقه مورد مطالعه. پ و ت- فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در آندزیت و آندزیت بازالت دارای بافت پورفیری و جریان‌ی.

۲-۸-۲- واحد توف

واحد توف به رنگ سبز و خاکستری با ترکیب متوسط تا اسیدی، با میان لایه‌هایی از گدازه‌های داسیتی، آندزیتی در محدوده مورد مطالعه رخنمون دارد. دارای بافت جریان‌ی و قطعات پیروکلاستیک بوده که دارای ترکیب آندزیتی و داسیتی با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و با زمینه میکرولیتی تا شیشه‌ای بوده است. این توف بیشتر از نوع لیتیک توف است که تحت تأثیر دگرسانی‌های همچون برشی شدن، سیلیسی شدن و آرژیلیتی شدن قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۹).



شکل ۲-۹- الف و ب- نمونه دستی توف همراه با آمیگدال‌های کوارتز. پ- تصویر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (Pl) همراه با بافت گلومروپورفیری. ت- لیتیک توف با قطعات پلاژیوکلاز (Pl) و پیروکسن (Px) داخل لیتیک.

۲-۸-۳- واحد داسیتی

این واحد سنگی که با رنگ روشن خود بیشترین گسترش را در محدوده مورد مطالعه دارد از جمله سنگ‌های موجود در این واحد می‌توان به داسیت، ریو داسیت‌های حاوی پیریت اشاره کرد که به دلیل حفاری‌های فراوان که در منطقه صورت گرفته با رنگ روشن قابل تفکیک هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها فنوکریست‌های پلاژیوکلازها که از فراوان‌ترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها هستند که در بیشتر مواقع تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته و به کربنات، سریسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده است. کانی دیگر آن کوارتز درشت دانه و ریز دانه که به صورت رگه-رگچه ای مشاهده می‌شود. دگرسانی‌های چون آرژیلیک، پروپلیتیک و سیلیسیک به رنگ‌های متنوع در این مجموعه سنگی به خوبی قابل مشاهده می‌باشد. در بسیاری از نقاط در اطراف این داسیت‌ها زون‌های سوپرژن مانند اکسیدهای آهن، مالاکیت و آزوریت گسترش دارند (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰- نمای از گسترش واحد داسیتی در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت غرب).

۲-۸-۴ - رگه‌های سیلیسی

رگه‌های سیلیسی به صورت کریپتوکریستالین تا دانه‌ریز در سطح رخنمون دارند. در برخی موارد این سیلیس‌ها با مقادیر متفاوتی از پیریت، لیمونیت، گوتیت، هماتیت و مالاکیت همراه می‌باشد (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۱- نمایی از گسترش رگه‌های سیلیسی در خط الراس واحد داسیتی (دید به سمت شرق)

۲-۸-۵- واحد نهشته‌های آبرفتی جوان

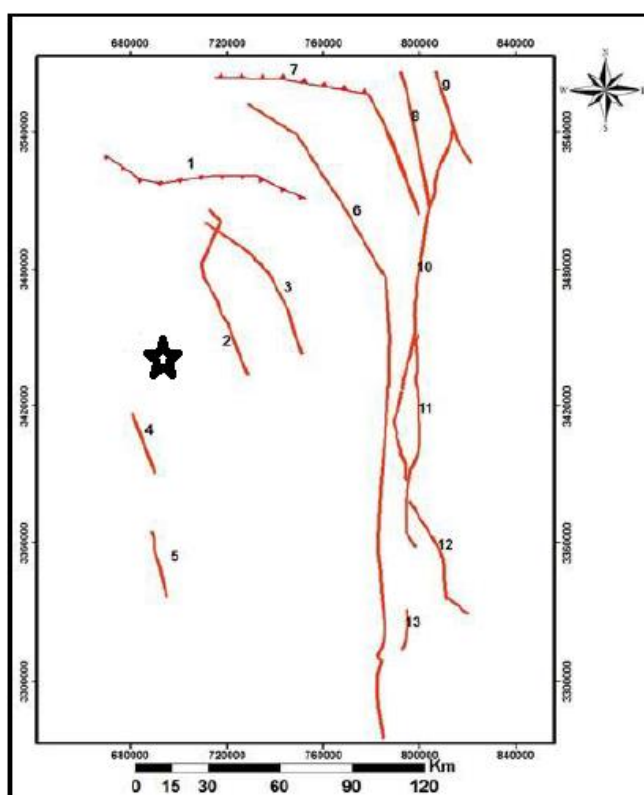
جوان‌ترین واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه نهشته‌های آبرفتی هستند که براساس نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ ده‌سلم (Griffs et al, 1992) سن کواترنری را نشان می‌دهند. این رسوبات شامل ماسه، رس و سیلت می‌باشند که غالباً به صورت تپه‌های ماسه‌ای در منطقه قابل مشاهده بوده که عمده برونزدها را پوشانده‌اند (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۲- رسوبات کواترنری در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت شمال شرق).

۹-۲- شرایط تکتونیک کلی منطقه

کشور ایران با قرار گرفتن در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا به عنوان یکی از کشورهای لرزه خیز در جهان مطرح است. به طور کلی عناصر اصلی ساختاری منطقه شامل گسل ها و چین خوردگی ها، درزه ها و شکستگی ها می باشند. محدوده مورد مطالعه به لحاظ تکتونیکی فعال و دارای گسل ها، درزه ها و شکستگی های فراوان می باشد که زمین ریخت شناسی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. در شکل (۲-۱۳) موقعیت گسل های موجود در منطقه نسبت به کانسار چندفلزی گلو- اردونی که به صورت علامت ستاره مشخص شده، نشان می دهد.



شکل ۲-۱۳- موقعیت گسل های موجود در منطقه نسبت به کانسار چندفلزی گلو- اردونی گسل ها به ترتیب شماره: ۱- ده سلم ۲، ۲- ده سلم ۳، ۳- ده سلم ۱، ۴- لوت، ۵- آبسرد ۲، ۶- نه غربی، ۷- هشتوگان، ۸- اسماعیل آباد، ۹- سهل آباد، ۱۰- نه شرقی، ۱۱- غرب آساقی، ۱۲- چهار کوه، ۱۳- آبسرد.

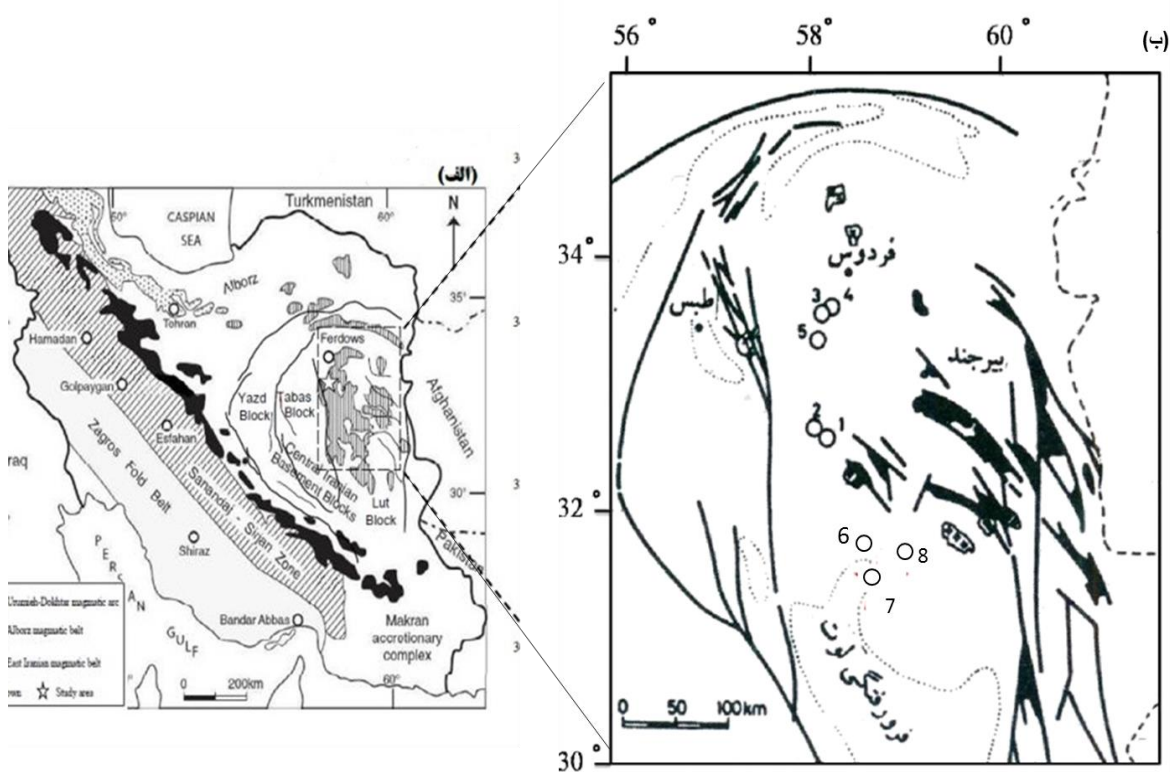
فصل سوم: کانه زاپي و دگرساني

کانسار چندفلزی گلو- اردونی در مقیاس ناحیه‌ای و تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران، در جنوبی‌ترین بخش از کمر بند آتشفشانی- نفوذی بلوک لوت جای دارد (Aghanabati, 2004). با توجه به حجم عظیم فعالیت‌های ماگمایی و شرایط زمین‌ساختی خاص بلوک لوت به‌عنوان شرقی‌ترین بخش خرده قاره ایران مرکزی، می‌توان انتظار ذخایر متنوعی از کانی‌سازی‌های مختلف فلزی و غیر فلزی را در این پهنه داشت (Khoei et al, 1999). شناسایی عوامل ساختاری به‌ویژه گسل‌ها و شکستگی‌ها از عوامل مؤثر کانی‌زایی در هر ناحیه‌ای می‌باشد که در واقع راهی برای نفوذ سیالات کانه‌دار هستند. همچنین فضاهای باز موجب تسهیل نفوذ آب‌های جوی سطحی به اعماق، گرم شدن، افزایش انحلال‌پذیری و برگشت آن‌ها به‌صورت محلول کانه‌دار به مناطق سطحی می‌گردد. شکل‌گیری ذخایر و ارتباط آن‌ها با فرآیندهای زمین‌ساختی راهنمای ارزشمندی برای کشف ذخایر جدید و یا ارزیابی مجدد ذخایر می‌باشد. کانی‌زایی در منطقه مورد مطالعه عمدتاً به‌صورت رگه- رگچه‌ای و برش‌های سولفیدی توده‌ای به همراه رگه- رگچه‌های کوارتز، کوارتز- کربنات، کوارتز- سریسیت و کربنات رخ داده است. سنگ میزبان این رگه‌ها عمدتاً آندزیت- داسیت، توف داسیتی با سن ائوسن میانی- بالایی است. در این فصل به بررسی ویژگی‌های کانی‌زایی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی می‌پردازیم.

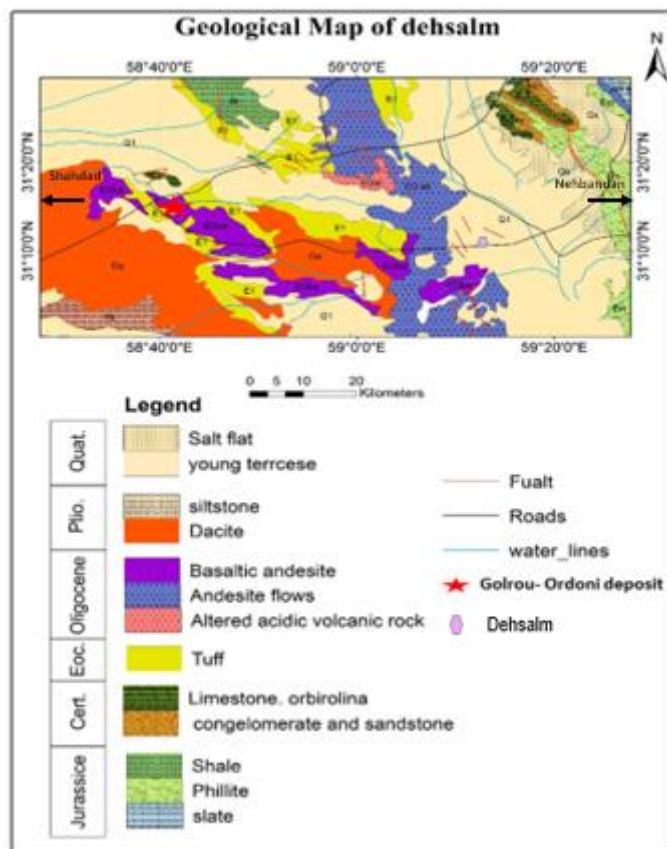
۳-۲- کانه‌زایی چندفلزی در بلوک لوت

منطقه شرق ایران از گذشته‌های دور به سبب وجود مواد معدنی موجود در آن مورد توجه محققان و معدنکاران بوده است. معادن متعددی از مواد غیر فلزی و کانه‌زایی گسترده‌ای از عناصر فلزی مانند سرب، روی، آهن، مس و سایر عناصر در این منطقه مشاهده می‌شود. مناطق شرق کشور به‌ویژه کویر لوت با توجه به بالا بودن پتانسیل و توان معدنی فلزی، از این نظر شاخص هستند که از پتانسیل‌های معدنی قابل ملاحظه می‌توان به کانی‌سازی اپی‌ترمال- پلی‌متال شوراب (مهرابی، ۱۳۹۰؛ نخبه‌الفقهایی و همکاران، ۱۳۸۸؛ Lotfi, 1982)، اپی‌ترمال چندفلزی ماهور (میرزایی راینی، ۱۳۹۱)، اپی‌ترمال چندفلزی بالا زرد (میری و همکاران، ۱۳۹۳)، پلی‌متال (قلع، مس، سرب، روی، آرسنیک) رگه‌ای رودگز (هامونی و همکاران، ۱۳۹۲) و کانسار سرب، روی و

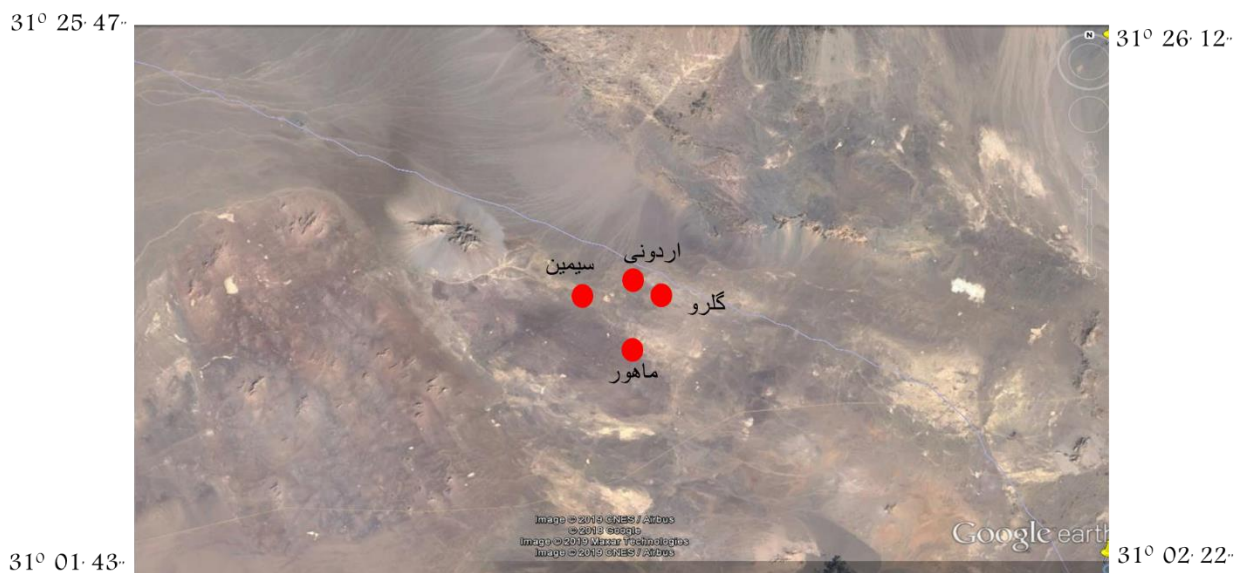
مس حوض رئیس (ملکزاده شفارودی و همکاران، ۱۳۹۲) اشاره کرد (شکل ۳-۱). این کانسارها، در یک کمربندی از سنگ‌های آتشفشانی- نفوذی با تقریباً شمال غرب - جنوب شرقی و سن ائوسن- الیگوسن قرار گرفته‌اند. کنترل‌کننده‌های اصلی کانی‌سازی در منطقه گسل‌ها و درزو شکاف‌ها می‌باشند که سیال‌کننده‌ها را حاوی عناصر فلزی (سرب، روی، مس و...)، کانی‌سازی خود را در فضای برشی شده این شکستگی‌ها ایجاد کرده است. تصاویر صحرایی از کانسارهای چندفلزی ماهور، سیمین در شکل (۳-۲ و ۳-۳) آورده شده است.



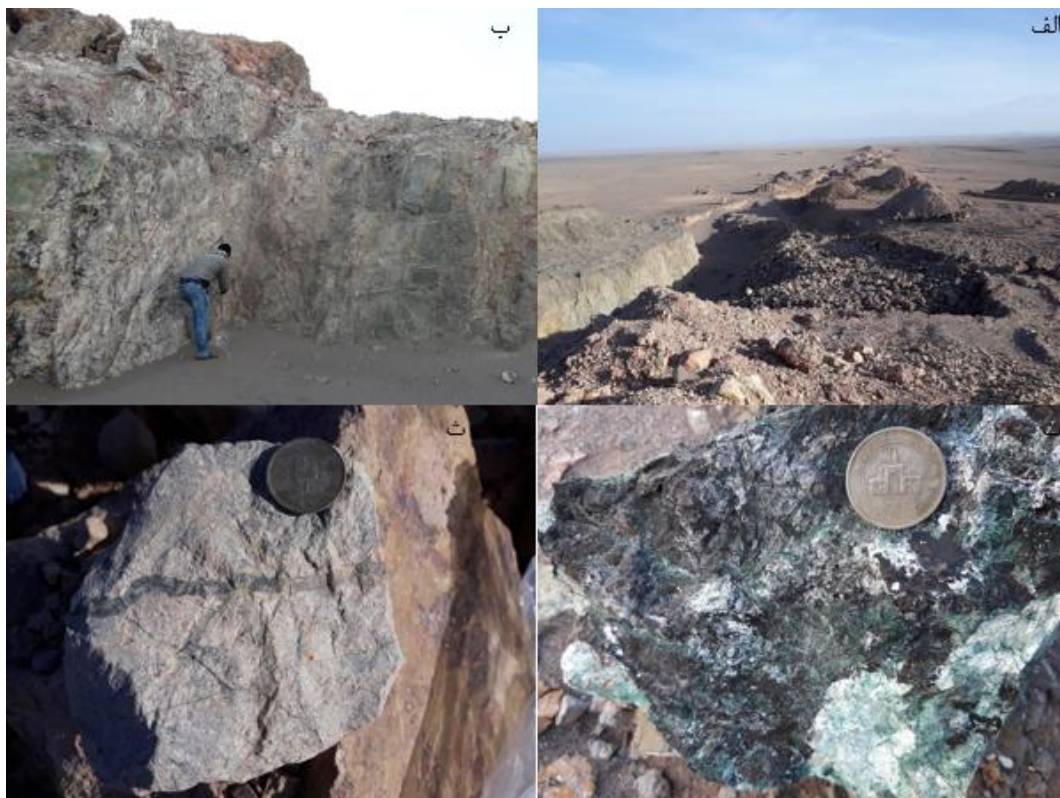
شکل ۳-۱- الف- موقعیت منطقه معدنی گلو در مجموعه ماگمایی شرق ایران واقع در نقشه ساختاری ایران (Alavi, 1994)، ب- پراکندگی و نشانه‌های معدنی پلی‌متال رگه‌ای در کمربند ولکانوپلوتونیک ناحیه مرکزی لوت (۱- سه چنگی، ۲- حوض رئیس، ۳- شوراب، ۴- گله چاه، ۵- چاه نقره، ۶- سیمین، ۷- ماهور، ۸- گلو).



شکل ۳-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم (Griffs et al, 1992) و موقعیت کانسار گلرو- اردونی با علامت ستاره در آن مشخص شده است.



شکل ۳-۳- نقشه Google Earth از موقعیت کانسارهای چندفلیزی سیمین، اردونی، ماهور، گلرو.



شکل ۳-۴- الف- سینه کار استخراجی کانسار ماهور (دید به سمت شمال) ب- دیواره ترانشه اکتشافی کانسار ماهور ت- کانسنگ عیاردار (مس) کانسار ماهور ث- سنگ میزبان کانی‌زایی کانسار ماهور.



شکل ۳-۵- الف- سینه کار استخراجی کانسار سیمین (دید به سمت جنوب شرق)، ب- ترانشه استخراجی، ت- سنگ میزبان کانی‌زایی کانسار سیمین، ث- کانسنگ پرعیار (سرب) کانسار سیمین.

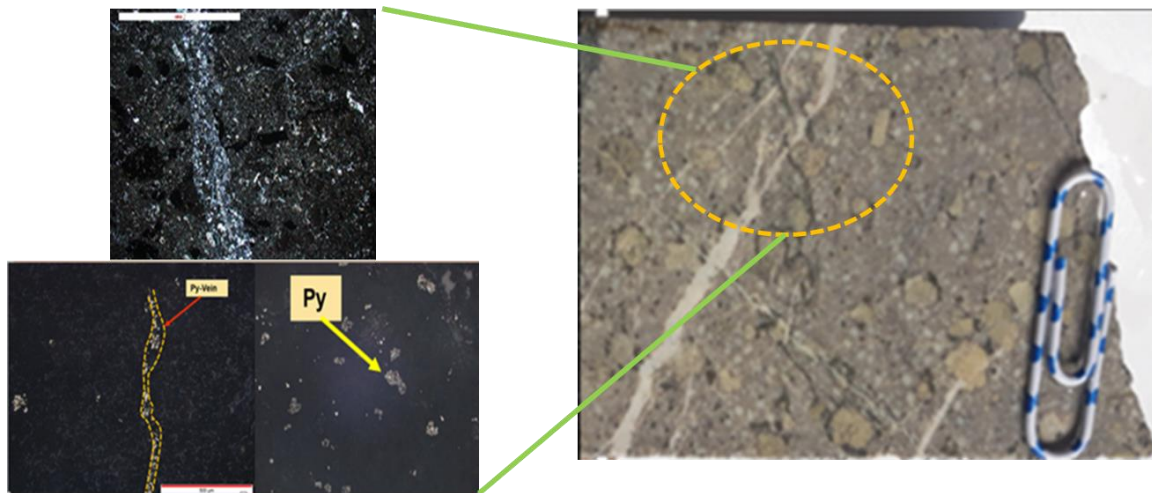
۳-۳- رخدادهای کانسارهای چندفلزی گلو- اردونی

کانه‌زایی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی به صورت رگه‌های گرمایی در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها با روند شمال غرب- جنوب شرق رخ داده است. سنگ میزبان کانسار مورد مطالعه آندزیت- داسیت، توف داسیتی است که احتمالاً در پی نفوذ توده‌های نفوذی و سیالات مرتبط با آن‌ها تشکیل شده است. مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهد که کانی‌شناسی در منطقه معدنی به دو صورت هیپوژن و سوپرژن رخ داده است. از کانه‌های هیپوژن می‌توان به گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت و تتراهدریت اشاره کرد و کانه‌های سوپرژن شامل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، سرروزیت، آنگلیزیت و مالاکیت هستند.

۳-۴- کنترل‌کننده‌های کانی‌زایی در منطقه مورد مطالعه

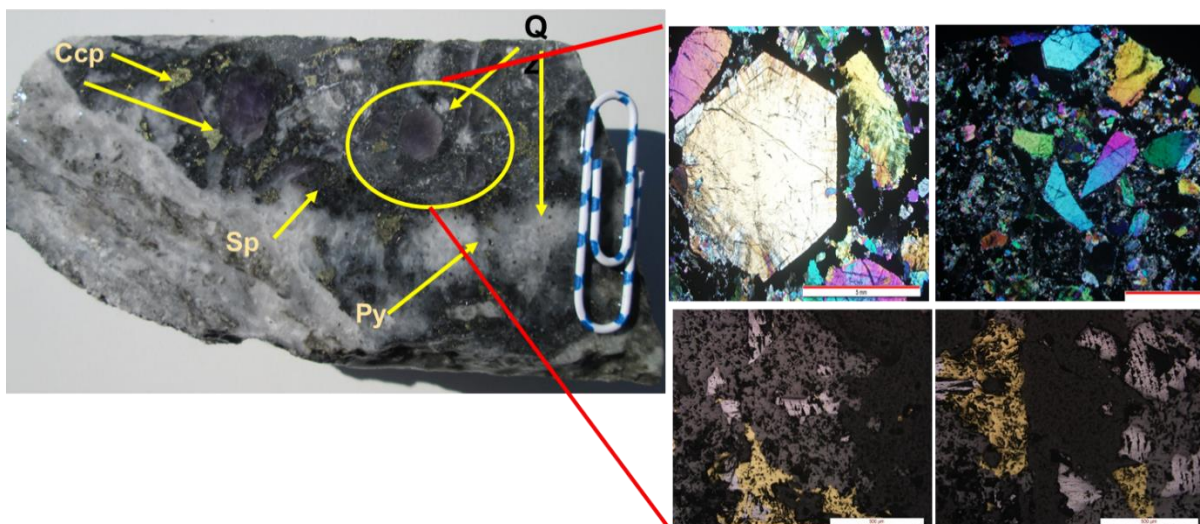
منطقه مورد مطالعه به لحاظ تکتونیکی فعال و دارای گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان می‌باشد که زمین ریخت‌شناسی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. مطالعات کانی‌شناسی مانند کشیدگی رخ‌های مثلثی شکل گالن و شکستگی‌های موجود در پیریت‌های منطقه، و همچنین وجود سیالات درگیر ثانویه به تعداد زیاد، گویای تنش‌های تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. ارتباط تنگاتنگ تمرکز اقتصادی ماده معدنی با گسل‌ها و شکستگی‌ها، فرضیه ایجاد فضای خالی توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها را تقویت می‌کند. کانه‌زایی گرمایی به صورت شکاف پرکن در طول صفحات گسلی و شکستگی‌ها و به صورت رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و برشی در سنگ میزبان (آندزیت- داسیت، توف داسیتی) رخ داده است. که در کانسارهای چندفلزی گلو- اردونی شامل ۴ نوع رگه می‌باشد (جدول ۳-۱):

رگه نوع ۱ در کانسار چندفلزی گلو: این نوع رگه کوارتزی کم سولفید بوده که گاهی با کانی‌زایی پیریت به صورت دانه پراکنده با ضخامت ۱ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر است. شدت رگه‌های کوارتزی کم سولفید در سنگ میزبان زیاد بوده و اکثراً به صورت رگه و رگچه‌ای در متن و زمینه سنگ همراه با دگرسانی فیلیک مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۶- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۱ در کانسار چندفلزی گلرو.

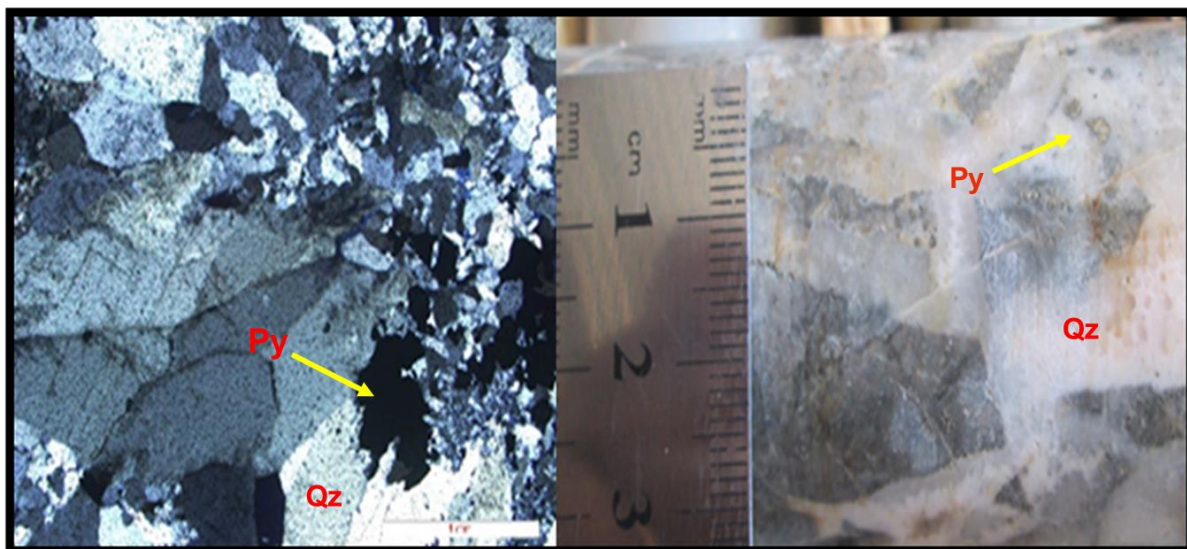
رگه نوع ۲ در کانسار چندفلزی گلرو: این رگه کوارتزی سولفید بالا دارای ضخامت متغیر ۱ میلی‌متر تا ۱۵ سانتیمتر می‌باشد. سیلیس در این نوع رگه به صورت شکل دار (بلور شکل دار آمیتیست) و آمورف همراه با کانی‌زایی (گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت) است. در این نوع رگه کوارتز به سه رنگ بنفش (آمیتیست)، کوارتز شیری و کوارتز دودی دیده می‌شود (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۲ در کانسار چندفلزی گلرو.

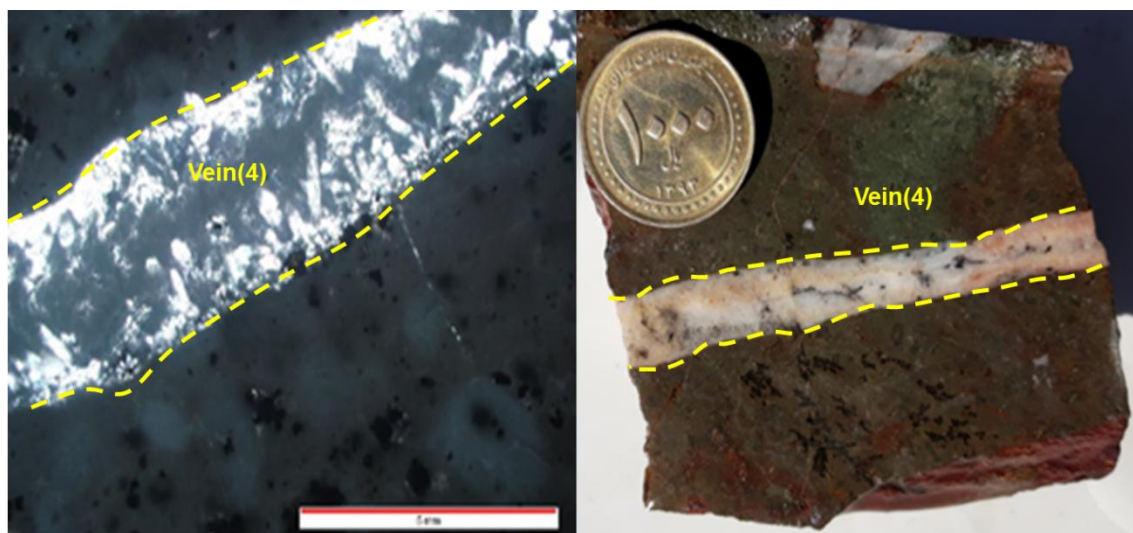
رگه نوع ۳ در کانسار چندفلزی گلرو: شدت رگه در زمینه سنگ زیاد بوده و ضخامت رگه از ۱ میلی‌متر تا ۱۵ سانتیمتر متغیر می‌باشد. این رگه کوارتزی با توجه به مطالعات مقاطع میکروسکوپی در حاشیه رگه سیلیس به صورت شکل دار رشد کرده و در وسط رگه به صورت بی‌شکل دیده می‌شود. در رگه نوع ۳ شدت کانی‌زایی

سولفیدها کم می باشد (شکل ۳-۸).



شکل ۳-۸- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۳ در کانسار چندفلزی گلو.

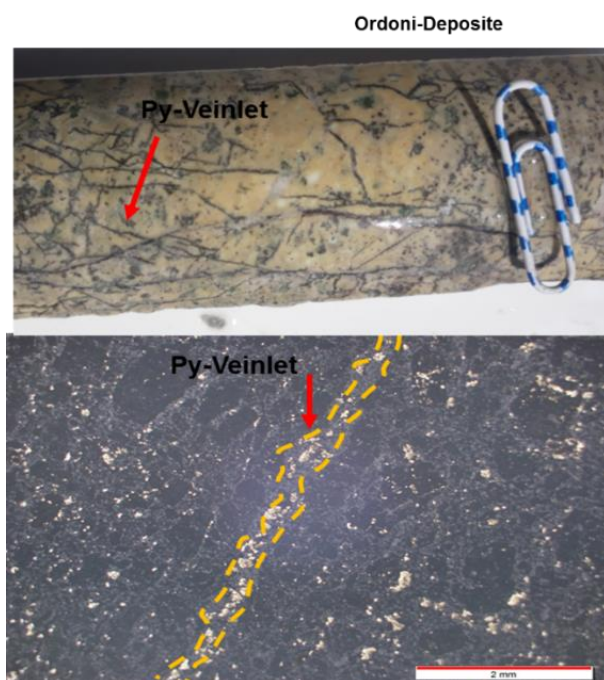
رگه نوع ۴ در کانسار چندفلزی گلو : در این رگه کانی‌زایی کم بوده و آغشتگی به اکسیدهای آهن را نشان می‌دهد (شکل ۳-۹).



شکل ۳-۹- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۴ در کانسار چندفلزی گلو.

رگه نوع ۱ در کانسار چندفلزی اردونی : این نوع رگه‌ها نیز همراه با دگرسانی فیلیک هستند. ضخامت رگه‌های سیلیسی داربستی از ۱ میلی‌متر تا ۲,۵ سانتی‌متر متغیر است. این رگه‌ها با شدت زیادی در سنگ دیده می‌شوند. با توجه به مطالعات میکروسکوپی از این نوع رگه‌ها کانی‌زایی پیریت در داخل رگه‌های سیلیسی

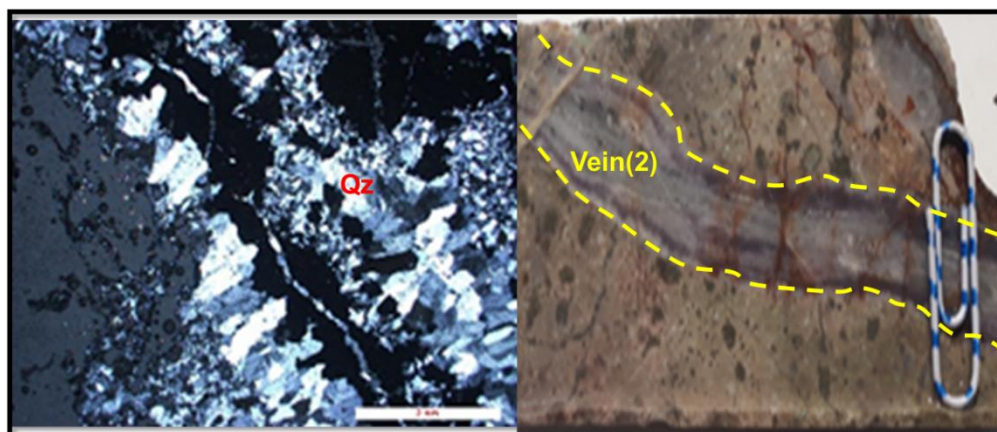
به صورت دانه پراکنده و داربستی مشاهده گردید (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۱۰- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۱ در کانسار چندفلزی اردونی.

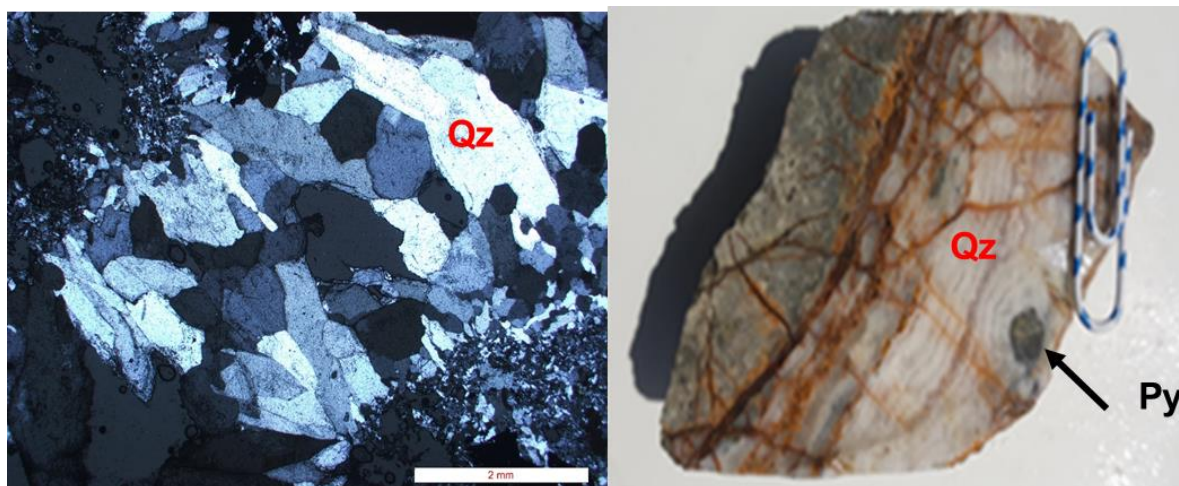
رگه نوع ۲ در کانسار چندفلزی اردونی: ضخامت این رگه از ۵ میلی متر تا ۴ سانتیمتر متغیر می باشد. با توجه به مطالعات پتروگرافی در این رگه کانه های سولفیدی (گالن، اسفالریت، کالکوپیریت) مشاهده گردید. شکل ۳-۳.

(۱۱)



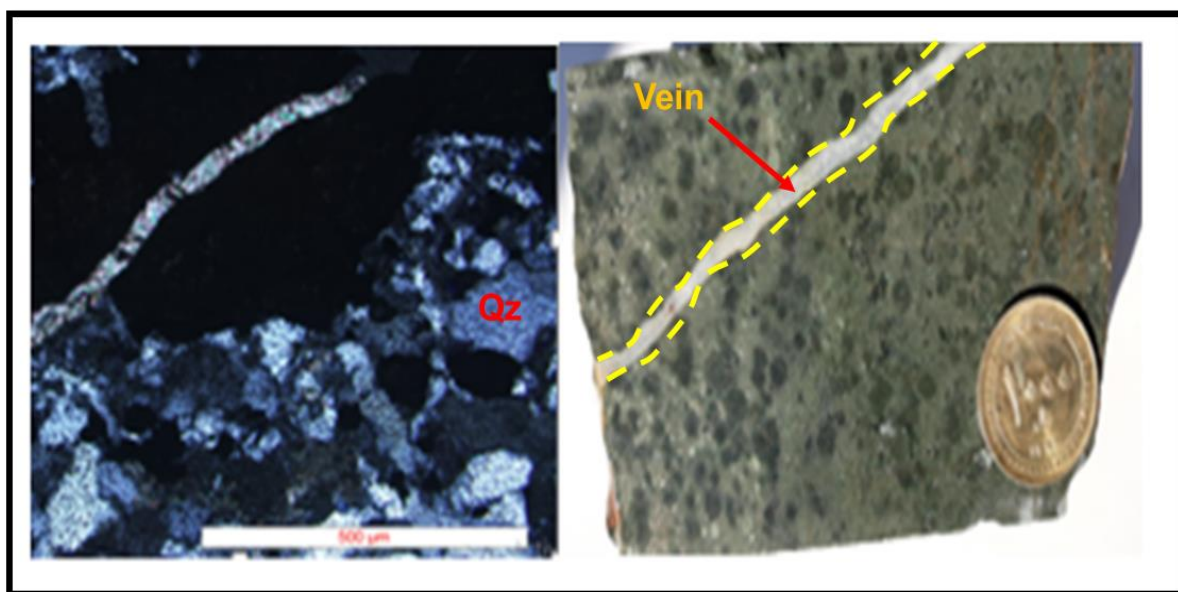
شکل ۳-۱۱- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۲ در کانسار چندفلزی اردونی.

رگه نوع ۳ در کانسار چندفلزی اردونی : ضخامت رگه از ۱ سانتیمتر تا ۸ سانتیمتر متغیر است. کانی سازی پیریت، تتراهدریت، اسفالریت همراه با رگه و رگچه های است (شکل ۳-۱۲).



شکل ۳-۱۲- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۳ در کانسار چندفلزی اردونی.

رگه نوع ۴ در کانسار چندفلزی اردونی : ضخامت این رگه از ۳ میلی‌متر تا ۲ سانتیمتر متغیر و فاقد کانی‌زایی می‌باشد (شکل ۳-۱۳).

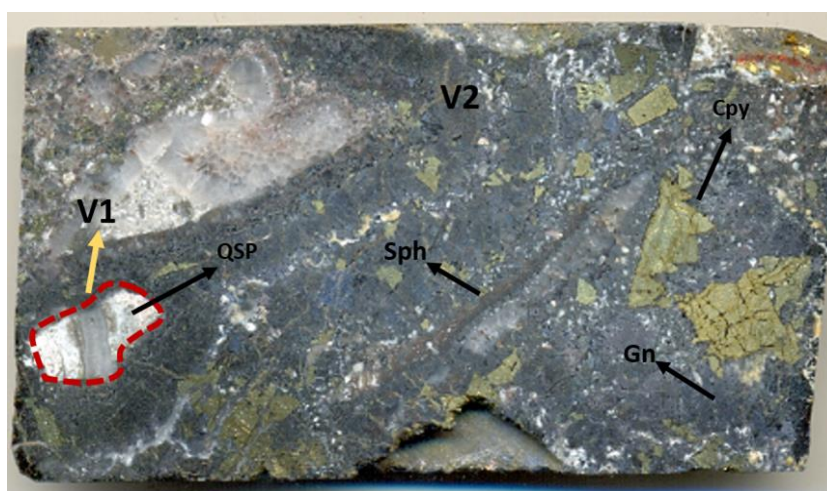


شکل ۳-۱۳- تصویر نمونه دستی و میکروسکوپی رگه نوع ۴ در کانسار چندفلزی اردونی.

جدول ۱-۳- ویژگی‌های رگه‌های کانسار گلو- اردونی.

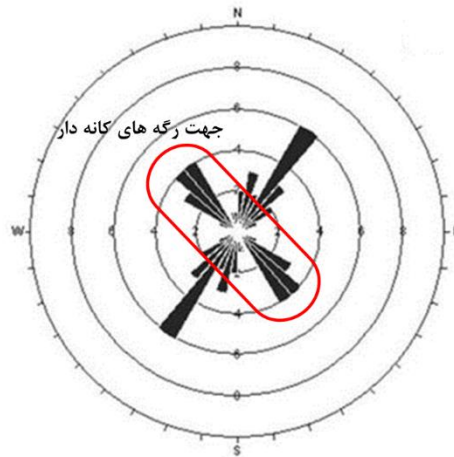
نام کانسار	رگه 1	رگه 2	رگه 3	رگه 4 (دگر شکلی)
گلو	رگه های کوارتز کم سولفید همراه با دگرسانی فیلیک	رگه کوارتز بلوری (آمتیست) و پرسولفید (گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و پیریت)	رگه های کوارتز شیری کم سولفید (پیریت، تتراهدریت)	رگه کوارتز شیری و کلسیت. رگچه های ریز گالن و کالکوپیریت.
اوردنی	رگه داربستی همراه پیریت با دگرسانی فیلیک	رگه کوارتزی امیتست و کم سولفید، گاهی پر سولفید	رگه کوارتز شیری کم سولفید	کوارتز شیری

در کانسار مورد مطالعه رگه‌های کوارتزی کم سولفید در سنگ میزبان با دگرسانی فیلیک همراهی می‌شوند به طوری که این رگه- رگچه‌ها در متن سنگ دگرسان شده مشاهده می‌شوند. بعد از تشکیل این رگه- رگچه‌ها و همراهی آن‌ها با دگرسانی فیلیک مرحله کانه‌زایی (گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت) رخ می‌دهد. در واقع می‌توان بیان کرد که رگه‌های کانه‌دار بر روی دگرسانی‌های فیلیک و پتاسیک اورلپ شده‌اند (شکل ۳-۱۴).



شکل ۳-۱۴- همپوشانی شدن رگه کانه‌دار بر روی دگرسانی فیلیک در منطقه مورد مطالعه.

زون‌های گسله دارای روندهای شمال غربی- جنوب شرقی می‌باشد. در نمودار گل سرخی روند غالب گسل‌ها و شکستگی‌ها با امتداد شمال شرق- جنوب غرب در شکل (۳-۱۵) نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۵- نمایش راستای شکستگی‌ها، گسل‌ها و جهت رگه‌های کانه‌دار منطقه مورد مطالعه.

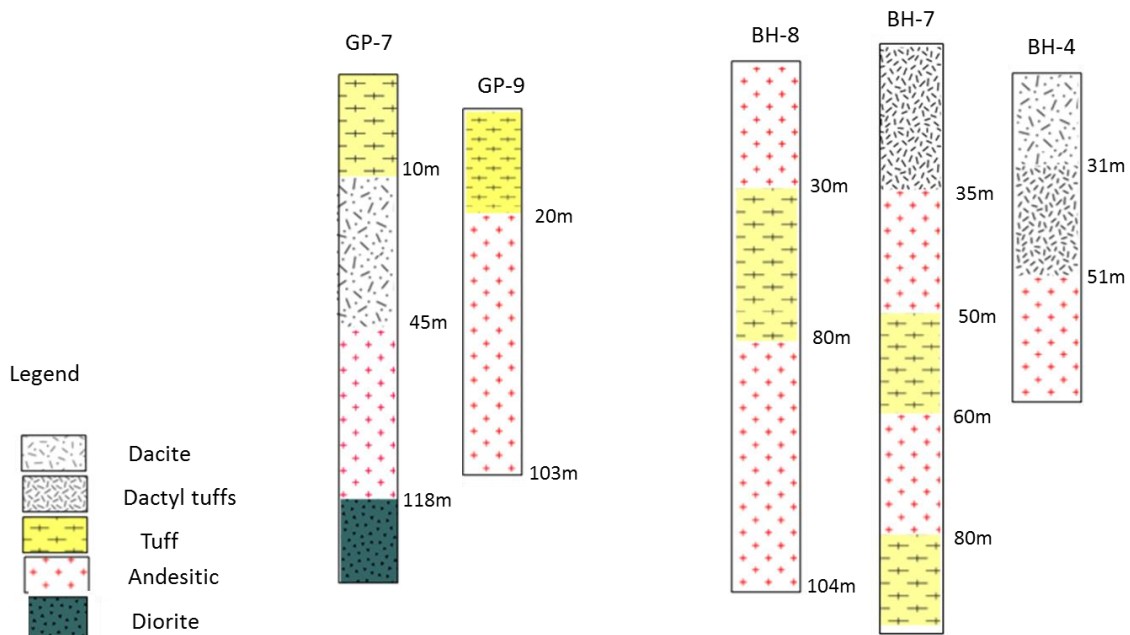
۳-۵- ویژگی‌های کانی‌زایی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی

کانی‌زایی در قسمت‌های سطحی منطقه مورد مطالعه به صورت کانی‌های کربناته و کانی‌های اکسیدی می‌باشد. خلل و فرج سنگ‌ها، گسل‌ها، درزه و شکاف‌هایی که در جهات مختلف سنگ‌های میزبان را قطع کرده‌اند به صورت شبکه‌ای نامنظم، فضای مناسب برای ورود محلول‌های کانه‌دار فراهم کرده است. براساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی در منطقه مورد مطالعه، کانی‌زایی به چهار صورت وجود دارد عبارت‌اند از: ۱- رگه- رگچه‌ای، ۲- برشی شدن، ۳- پرکننده حفره‌ها و فضای خالی، ۴- دانه پراکنده. براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای و برشی شدن در سنگ‌های میزبان گسترش زیادی دارند.

۳-۶- انجام لاگینگ و مطالعات مغزه‌های حفاری

در منطقه کانسار چندفلزی گلو- اردونی ۲۰ گمانه به متراژ ۱۲۰۰ متر به صورت قائم و مایل حفاری گردیده است. مغزه پس از حفاری مورد مطالعه سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی قرار گرفت. در این مطالعات واحدهای سنگی، نوع دگرسانی و شدت آن‌ها، کانی‌های اصلی و فرعی ماده معدنی، ساخت و بافت ماده معدنی به طور دقیق تشخیص و تفکیک شده‌اند (شکل ۳-۱۶). در محدوده مورد مطالعه از لحاظ سنگ‌شناسی کانی‌زایی در آندزیت- بازالت، داسیت و توف داسیتی رخ داده است. کانی‌زایی‌ها بیشتر اکسیدی (مالاکیت، اکسید و هیدروکسیدهای آهن) و سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت و گالن) است. غالباً دارای بافت و ساخت رگه- رگچه‌ای،

پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده و برشی شدن می‌باشند.



شکل ۳-۱۶- نمایش لاگ لیتولوژی گمانه‌های GP-7, GP-9, BH-8, BH-7, BH-4 کانسار چندفیزی گلو - اردونی.

از آنجایی که بیشترین مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی از گمانه GP-7 است به‌طور خلاصه ویژگی‌های آن در جدول (۲-۳) آورده شده است.

جدول ۲-۳- ویژگی‌های شاخص گمانه GP-7.

دگرسانی	کانی‌های اصلی	ساخت و بافت	نام سنگ
آرژیلیک، سیلیسی کربناتی	پیریت	دانه پراکنده	توف
فیلیک	پیریت، تتراهدريت	دانه پراکنده، رگه- رگچه‌ای	توف داسیتی
پروپلتیک	اسفالریت، گالن، کالکوپیریت	رگه- رگچه‌ای	آندزیت
پتاسیک	پیریت، مگنتیت	رگچه‌ای، دانه پراکنده	دیوریت

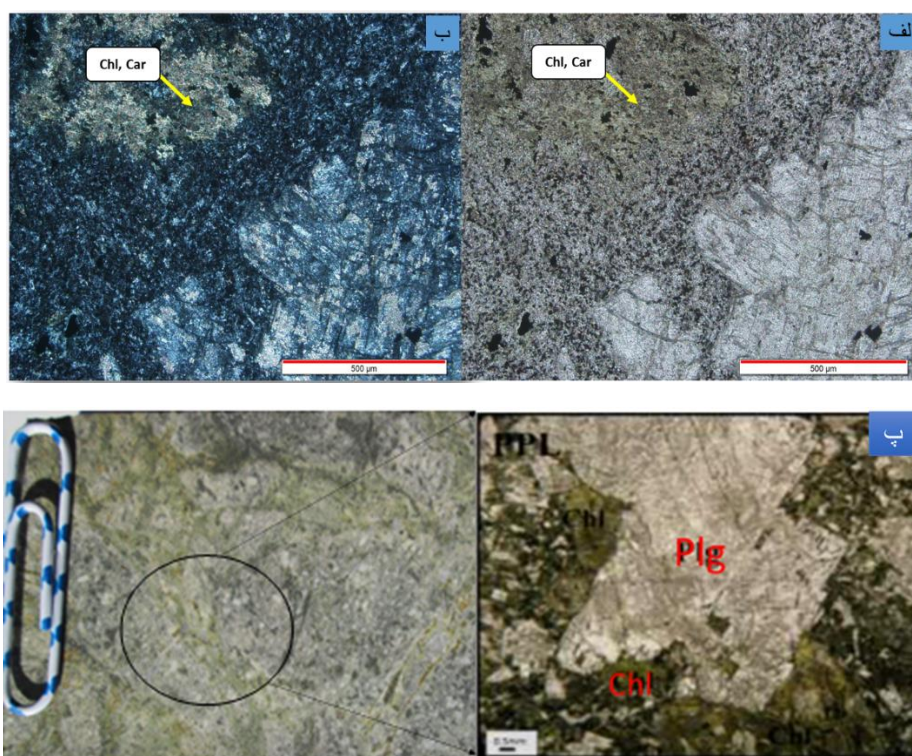
۳-۶- دگرسانی

دگرسانی می‌تواند شاخص یک فرآیند شستشوی پایه باشد که توسط نسبت کاتیون‌های فلزی به یون هیدروژن در محلول دگرسان‌کننده کنترل می‌شود (Hemley & Jones, 1964). فاکتورهای مؤثر بر دگرسانی عمدتاً شامل شیب حرارتی بین سیال گرمابی و سنگ دیواره و ترکیب سنگ دیواره می‌باشد (Zhu et al, 2011). دگرسانی گرمابی راهنمای مهمی برای اکتشاف کانی‌ها می‌باشد و تعداد زیادی از ذخایر فلزی با هاله‌های دگرسانی وسیع همراه با منطقه‌بندی مشخص می‌شوند (Zhu et al, 2011). مؤثرترین عوامل در کنترل واکنش‌های دگرسانی دما، فشار، ترکیب شیمیایی و رفتار دینامیکی سیال و میزان واکنش‌پذیری سنگ‌درونگیر می‌باشد (McMillan & Panteyev, 1990). شناسایی پهنه‌های دگرسانی که احتمالاً از نظر ژنتیکی به ذخایر معدنی وابسته باشند از چند نظر مهم است، ۱: به دانش ما در مورد اهمیت و تکامل محلول‌های کانی‌ساز کمک می‌کند، ۲: اغلب در پی‌جویی و اکتشافات ارزشمند است. ۳: به دلیل تشکیل احتمالی کانی‌های فیلوسیلیکاته، از آن‌ها می‌توان برای به دست آوردن سن رادیومتری دگرسانی سنگ دیواره و در نتیجه کانی‌سازی همراه آن‌ها استفاده کرد (Gifkins et al, 2005). سنگ‌های ولکانیکی به دلیل واکنش‌پذیری و تخلخل بالا نسبت به سنگ‌های پلوتونیک مستعد دگرسانی بیشتر بوده به طوری که دگرسانی‌های معمول هیدروترمال (آرژیلیک، سریسیتیک، پتاسیک و پروپلتیک) در آن‌ها به خوبی توسعه می‌یابند. یکی از راه‌های شناخت دگرسانی‌ها، مطالعه و بررسی مقاطع نازک می‌باشد. البته در این زمینه، دانش شناخت کانی‌های دگرسان شده و تجزیه کافی در زمینه انواع دگرسانی‌ها در کانسار گرمابی تأثیر بسیار خواهد داشت. در کانسار چندفلزی گلو-اردونی با انجام مطالعات صحرایی و مقاطع نازک صیقلی دگرسانی آرژیلیک، پروپلتیک، پتاسیک، فیلیک، کربناتی شدن و سیلیسی شدن تشخیص داده شده است. در ادامه به بررسی خصوصیات هرکدام از این دگرسانی‌ها پرداخته شده است.

۳-۶-۱- دگرسانی پروپلتیک

این نوع دگرسانی در کانسار چندفلزی گلو-اردونی با جایگزینی پلاژیوکلازها توسط اپیدوت، کلریت و کلسیت و جانشینی هورنبلند و بیوتیت توسط کلریت مشخص می‌شود. از مشخصات این نوع دگرسانی چه در نمونه

دستی و چه در صحرا رنگ سبز آن، به واسطه وجود کانی‌هایی مانند اپیدوت و کلریت می‌باشد (شکل ۳-۱۷). سیالات گرمابی دارای PH پایین ضمن صعود به مناطق سطحی به علت واکنش با سنگ‌های مسیر خود و خارج ساختن عناصر قلیایی و قلیایی خاکی از سنگ‌ها از میزان اسیدیته آن‌ها کاسته و سرد می‌شوند. محلول‌های ماگمایی و یا گرمابی غنی از کلسیم، منیزیم و آهن با بی‌کربنات در سنگ‌های آذرین، موجب تشکیل اپیدوت، کلریت و آلبیت می‌شوند. این کانی‌ها عملاً هنگام برخورد سیالات اسیدی و نزدیک به خنثی با سنگ دیواره مصرف‌کننده H^+ بوده و در نتیجه موجب بالا رفتن نسبت Ca^{2+} و Mg^{2+} خواهد شد. افزایش نسبت Ca و Mg نسبت به H به ترتیب سبب تشکیل کانی‌های اپیدوت و کلریت می‌شود. اپیدوت از کانی‌های معمول در دگرسانی‌های درجه پایین تا متوسط است. علاوه بر این پلاژیوکلازهای بازیک نیز کانی مناسب برای تشکیل اپیدوت می‌باشند. در طی عملکرد محلول‌های هیدروترمال پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم تبدیل به آلبیت شده و کلسیم آزاد شده در ساخت اپیدوت شرکت می‌کند. پلاژیوکلازها نیز در اثر نفوذ سیال غنی از بی‌کربنات، به کلسیت و کانی‌های رسی تبدیل می‌شوند. تشکیل کلسیت را می‌توان در ارتباط با نفوذ سیال و واکنش CaO آزاد شده از تخریب پلاژیوکلاز با CO_2 سیال دانست.



شکل ۳-۱۷- الف و ب- دگرسانی کلریتی، کربناتی بر روی دگرسانی فیلیک تحمیل شده که پیریت رگه‌ای و همچنین دانه

پراکنده دانه درشت همراه دگرسانی کربناتی بوده و پیریت دانه پراکنده دانه ریز همراه با دگرسانی فیلیک اولیه می باشد. پ-
دگرسانی کلریتی در سنگ میزبان داسیتی به همراه مقطع میکروسکوپی آن.

۳-۶-۲- دگرسانی آرژیلیک

منظور از دگرسانی آرژیلیک، تشکیل کانی های جدید رسی در سنگ های سیلیکاته می باشد. این دگرسانی در سنگ های آندزیتی و توف ها گسترش زیادی دارد و تقریباً به صورت فراگیر دیده می شود، به طوری که تقریباً اکثر پلاژیوکلازها و به مقدار کمتر فلدسپات های آلکالن سنگ های منطقه دگرسان شده و به کانی های رسی تبدیل شده اند (شکل ۳-۱۸). این پهنه گرمابی به علت شدت بالای کانی های رسی با تخریب بافتی همراه است.

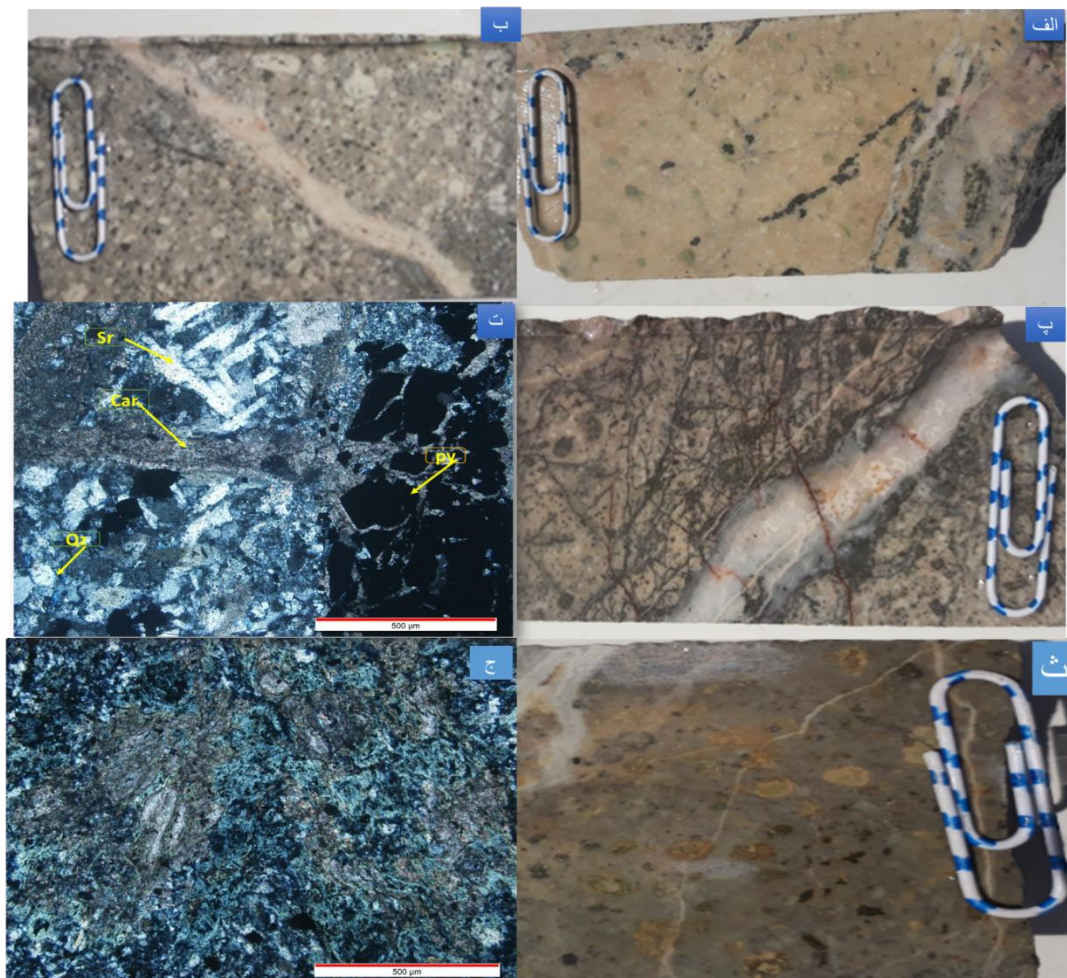


شکل ۳-۱۸- الف و ب- دگرسانی آرژیلیک در سنگ میزبان کانی زایی.

۳-۶-۳- دگرسانی فیلیک (سرسیتیک)

به اعتقاد (Thitly, 1982) دگرسانی سریسیتی نتیجه هجوم سیالات و تخریب کامل بافت سنگ اولیه بوده و منعکس کننده شرایط اسیدی دگرسانی و انتقال حجم زیادی از مواد به سنگ اولیه در نتیجه شکستگی های ریز و تخلخل می باشد. دگرسانی سریسیتی با شسته شدن سدیم، کلسیم، منیزیم، پتاسیم و آهن از کانی های آلومینوسیلیکاتی و منیزیم دار به وجود می آید که طی این فرآیند، سرسیت، کائولن، کوارتز و پیریت تشکیل می شوند (Pirajno, 1992). این نوع دگرسانی در کانسار چندفلزی گلو با توجه به مطالعه مقاطع میکروسکوپی، در اکثر نمونه ها پلاژیوکلاز تحت تأثیر این دگرسانی به سرسیت تبدیل شده است. وجود شکستگی ها نقش

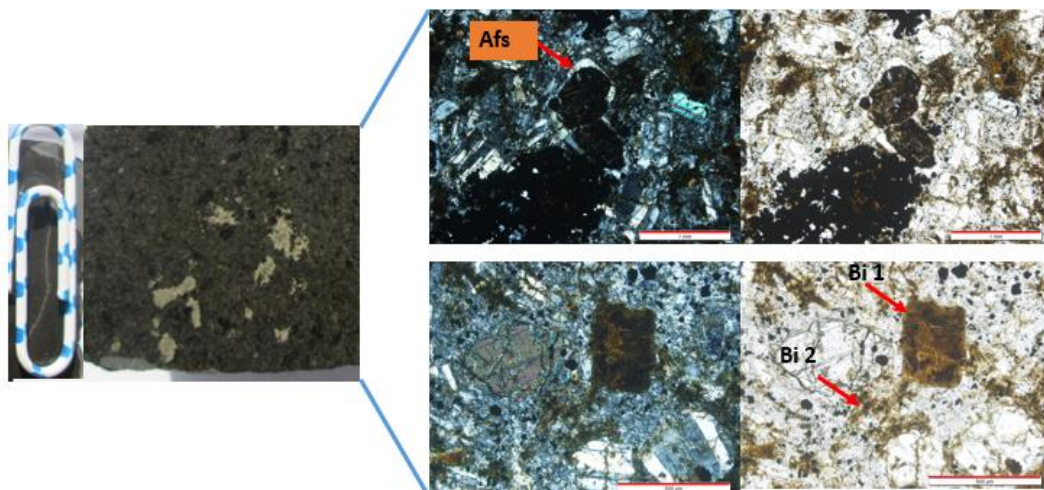
مؤثری در گسترش این نوع دگرسانی در منطقه ایفا کرده است (شکل ۳-۱۹).



شکل ۳-۱۹- الف- دگرسانی فیلیک همراه کانی‌زایی پیریت به صورت دانه پراکنده و رگه رگچه ای، ب- رگه سیلیسی- کربناتی در زمینه دگرسانی فیلیک در سنگ میزبان، پ- رگه سیلیسی- کربناتی و رگه- رگچه‌ای پیریتی در زمینه دگرسانی فیلیک در سنگ میزبان، ت- مقطع نازک از دگرسانی فیلیک به همراه کانی‌زایی در سنگ میزبان، ث، ج- دگرسانی فیلیک در سنگ توف.

۳-۶-۴ - دگرسانی پتاسیک

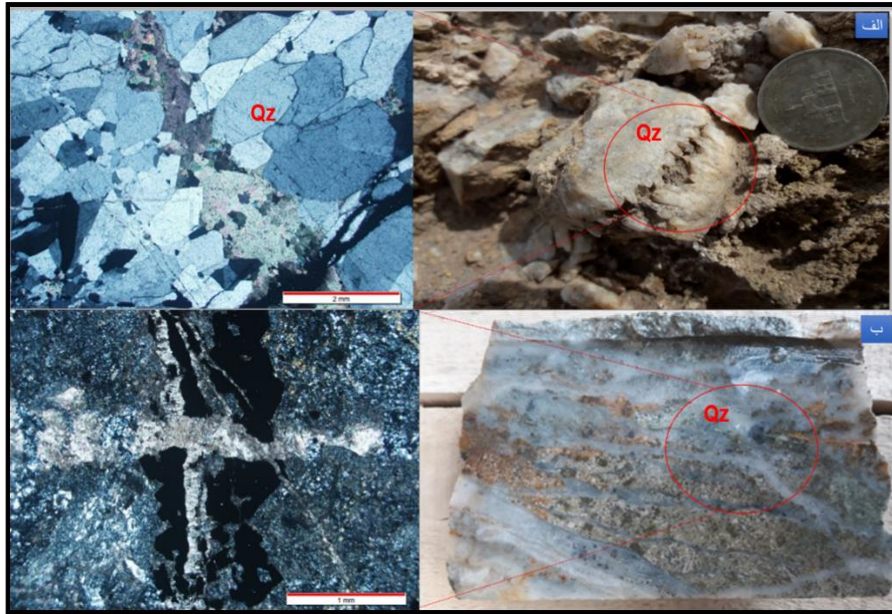
دگرسانی پتاسیک نسبت به دگرسانی‌های دیگر از گسترش کمتری برخوردار است و کانی‌های شاخص این نوع دگرسانی در کانسار مورد مطالعه فلدسپات پتاسیم‌دار و بیوتیت ثانویه هستند. این دگرسانی با جانشینی فلدسپات پتاسیم‌دار در سطح و پیرامون پلاژیوکلازها و کانی‌های پیروکسن توسط بیوتیت، مشخص می‌شود (شکل ۳-۲۰). در برخی نمونه‌ها بلورهای پلاژیوکلاز بر اثر دگرسانی به طور کامل به فلدسپات پتاسیم‌دار، بیوتیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.



شکل ۳-۲۰- جانشینی فلدسپات پتاسیم‌دار در سطح و پیرامون پلاژیوکلازها و کانی‌های پیروکسن توسط بیوتیت، که بیوتیت‌های اولیه داخل بیوتیت ثانویه، دچار دگرسانی پتاسیک شده‌اند.

۳-۶-۵- سیلیسی شدن

یکی از رایج‌ترین دگرسانی‌ها در کانسار چندفلزی گلو- اردونی، دگرسانی سیلیسی شدن می‌باشد. سیلیسی شدن در کانسار چندفلزی گلو- اردونی به صورت تشکیل رگچه‌هایی از کوارتز در امتداد شکستگی‌ها و یا به صورت انتشاری نمود دارد (شکل ۳-۲۱). توسعه و گسترش شکستگی‌ها و درزه‌های ناشی از تنش‌های تکتونیکی در منطقه و وجود سیال داغ آبگین غنی از سیلیس، از عوامل اصلی افزایش قابلیت انتشار یون‌ها بوده است. از این رو، نرخ رشد بلورها را در فضاهای خالی ایجاد شده به مقدار درخور توجهی بیشتر خواهد بود. به نظر می‌رسد بخش عمده‌ای از سیلیسی شدن، هم‌زمان با تشکیل رگه‌های معدنی و در امتداد شکستگی‌ها بوده است.



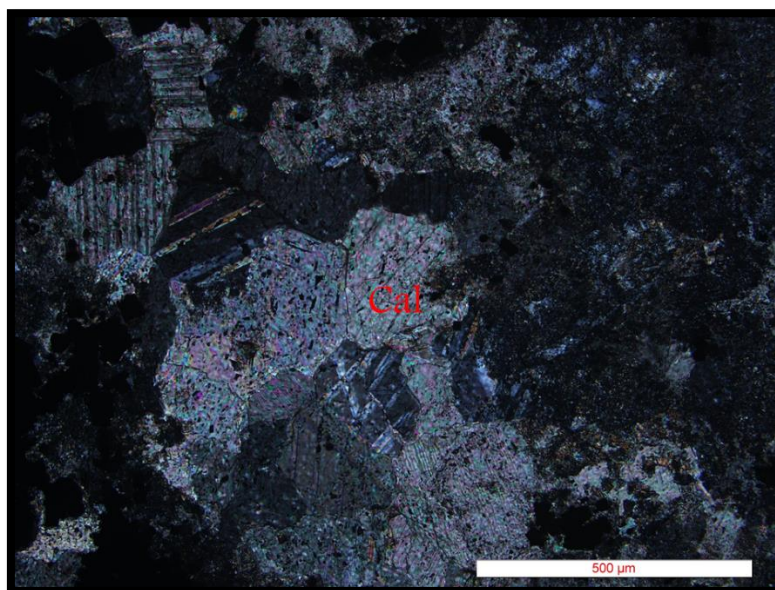
شکل ۳-۲۱-الف- سیلیس‌های دانه درشت به صورت دندان سگی، ب- دگرسانی سیلیسی به صورت رگه - رگچه‌ای کوارتز- پیریت در سنگ میزبان.

۳-۶-۶- دگرسانی کربناتی

دگرسانی کربناتی در اثر اضافه شدن کانی‌های کربنات به سنگ‌ها ایجاد می‌شود. کانی‌های کربناته به ۳ صورت در سنگ مشاهده می‌شوند:

- ۱) پرکردن حفره‌ها و فضای خالی موجود در سنگ‌ها
- ۲) به صورت رگچه‌ای در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها
- ۳) جانشینی در پلاژیوکلازها که در این مورد کانی پلاژیوکلاز از مرکز توسط کانی‌های کربناته در حال جانشین شدن است.

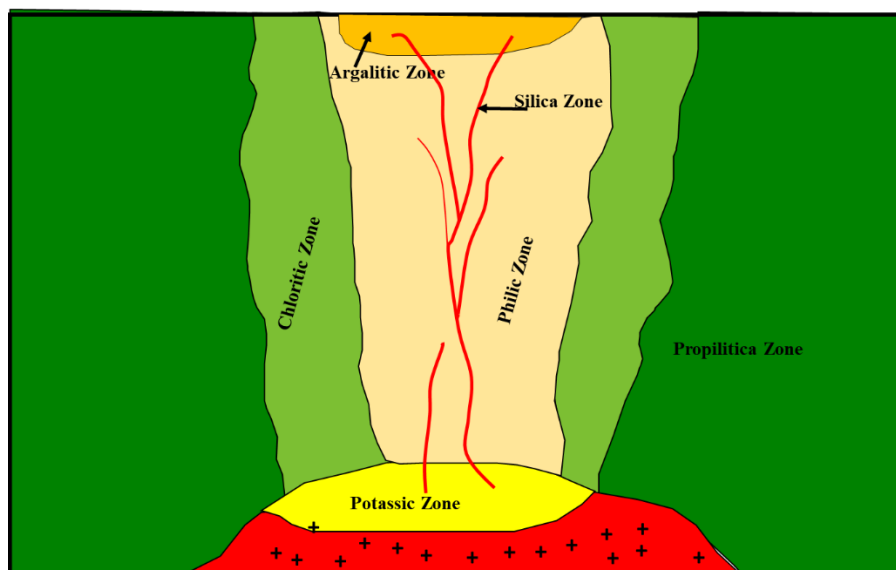
دگرسانی کربناتی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی احتمالاً در نتیجه تجزیه کانی‌های پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی پروپلتیک حاصل شده است. فوگاسیته بالای CO_2 نیز می‌تواند نقش مؤثری را در تشکیل این نوع دگرسانی در منطقه مورد مطالعه ایفا کرده باشد (شکل ۳-۲۲).



شکل ۳-۲۲- دگرسانی کربناتی در کانی‌های کلسیت سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

۳-۷- پهنه‌بندی دگرسانی

در شکل (۳-۲۳) شکل شماتیک از پهنه‌بندی دگرسانی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی مشاهده می‌کنید. در مرکز دگرسانی پتاسیک قرار دارد که نسبت به بقیه دگرسانی‌ها از حجم کمتری برخوردار است. دگرسانی سرسیتی در نزدیک رگه‌ها مشاهده می‌شود و در فاصله دورتر قابل تفکیک نیست و به صورت پرکننده حفرات تشکیل شده است. دگرسانی آرژیلیکی گسترش بالایی در پیرامون رگه‌ها دارد و سنگ‌های پیرامون آن‌ها در مواردی کاملاً به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. دگرسانی پروپلتیک و کلریتی در فاصله دورتر از رگه‌ها مشاهده می‌شوند و به دلیل گسترش درزه و شکستگی‌ها، تمام سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده است.



شکل ۳-۲۳- مقطع شماتیک (بدون مقیاس) از پهنه بندی دگرسانی در کانسار مورد مطالعه.

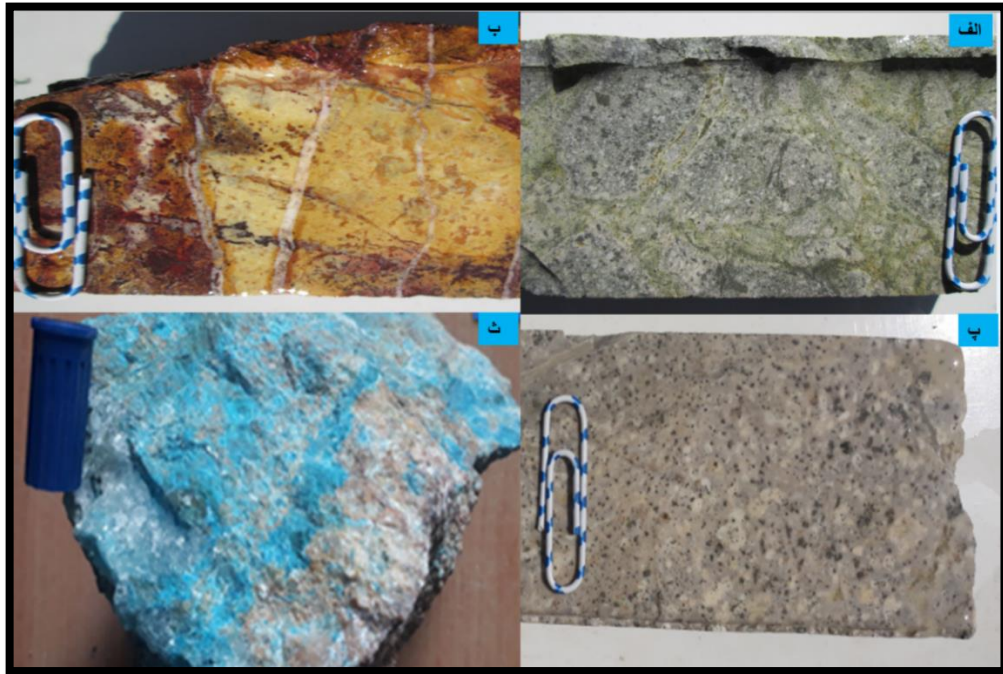
۳-۸- مطالعه پراش اشعه ایکس (XRD)

برای شناسایی دقیق تر انواع دگرسانی های غالب در منطقه مورد مطالعه، همچنین برای شناسایی دقیق تر کانه هایی که در زیر میکروسکوپ تشخیص داده نشده اند، تعداد ۴ نمونه، به کمک پراش اشعه ایکس (XRD) مورد مطالعه قرار گرفته است که نمونه دستی آن ها در شکل (۳-۲۴) و محل نمونه برداری آن در جدول (۳-۳) آورده شده است و نمودار مربوط برای هر نمونه در ادامه آورده شده است.

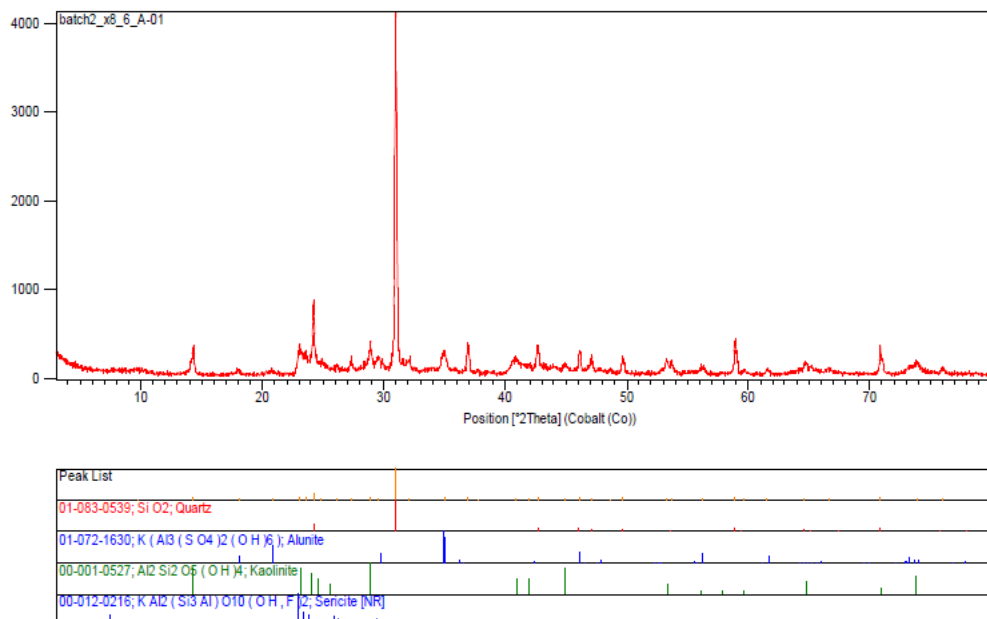
جدول ۳-۳- شماره نمونه، محل برداشت و نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس (XRD).

شماره نمونه	محل برداشت نمونه	نوع کانی یا دگرسانی تشخیص داده شده
A-01	محدوده گلرو	کوارتز- آلونیت- کائولن- سرسیت (دگرسانی آرژیلیک)
A-02	گمانه شماره ۷ عمق ۲۵ متری محدوده اردونی	اسفالریت- کوارتز- کلسیت
A-03	کانسنگ لیناریت از دیواره ترانشه محدوده گلرو	اسفالریت- کوارتز- سلسنتین- دولومیت- مسکوویت

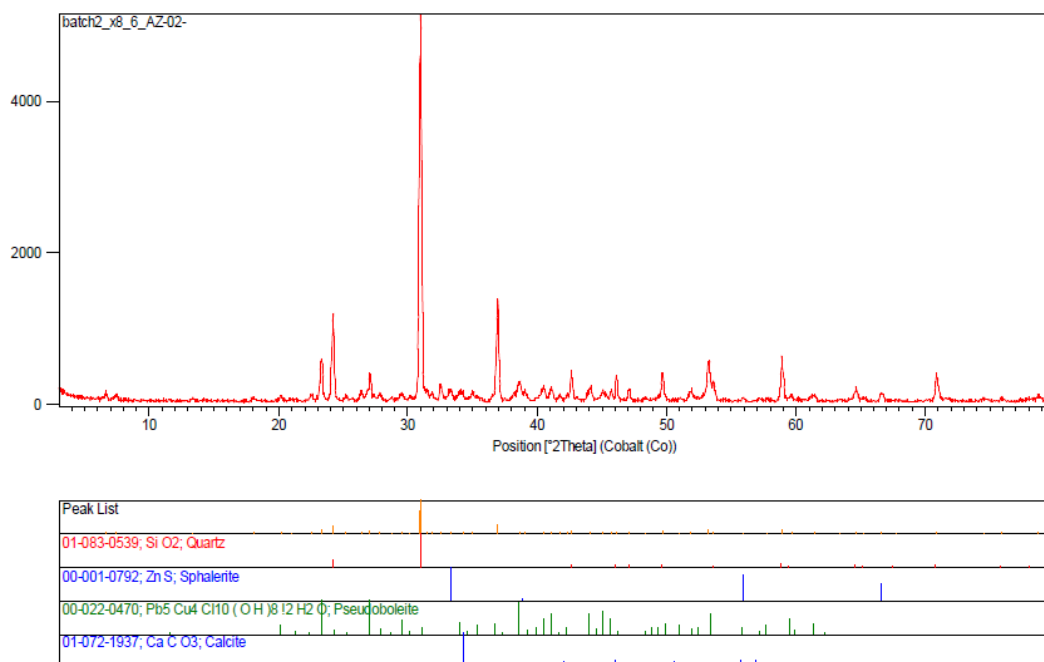
کوارتز - پیریت - آلپیت - مسکوویت (دگرسانی فیلیک)	محدوده اردونی	A-04
--	---------------	------



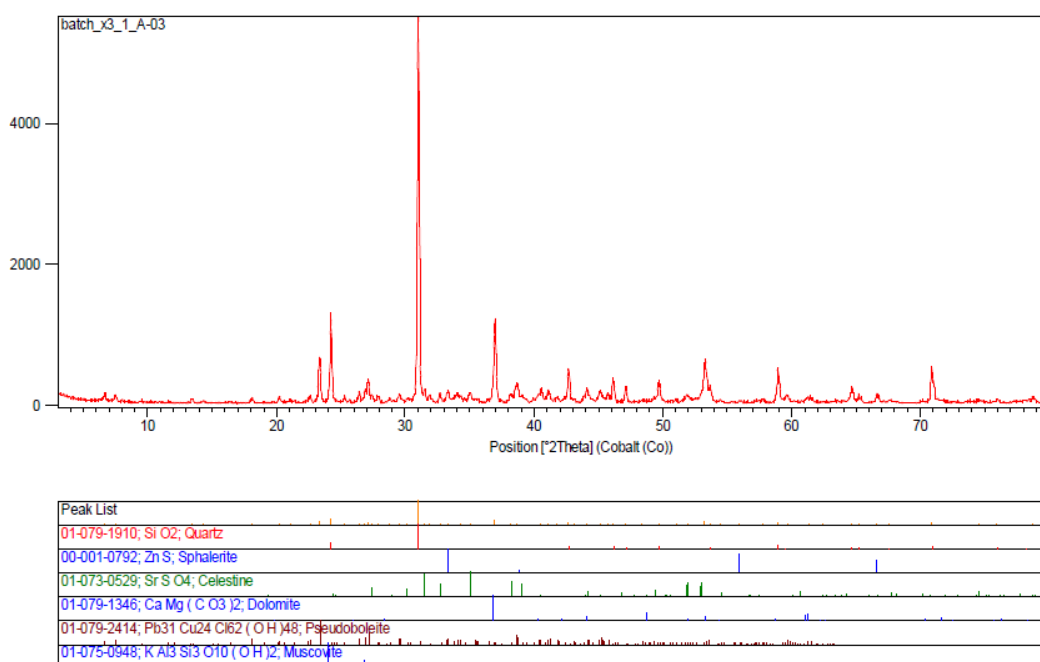
شکل ۳-۲۴ - الف - نمونه دستی نمونه A-02 حاوی دگرسانی کلریتی، ب - نمونه دستی نمونه A-01 حاوی دگرسانی آرژیلیک، پ - نمونه دستی نمونه A-04 حاوی دگرسانی فیلیک، ث - نمونه دستی نمونه A-03.



شکل ۳-۲۵ - داده‌های XRD که دارای کانی‌های کوارتز، آلونیت، کائولن، سریسیت می‌باشند شماره نمونه (A01).

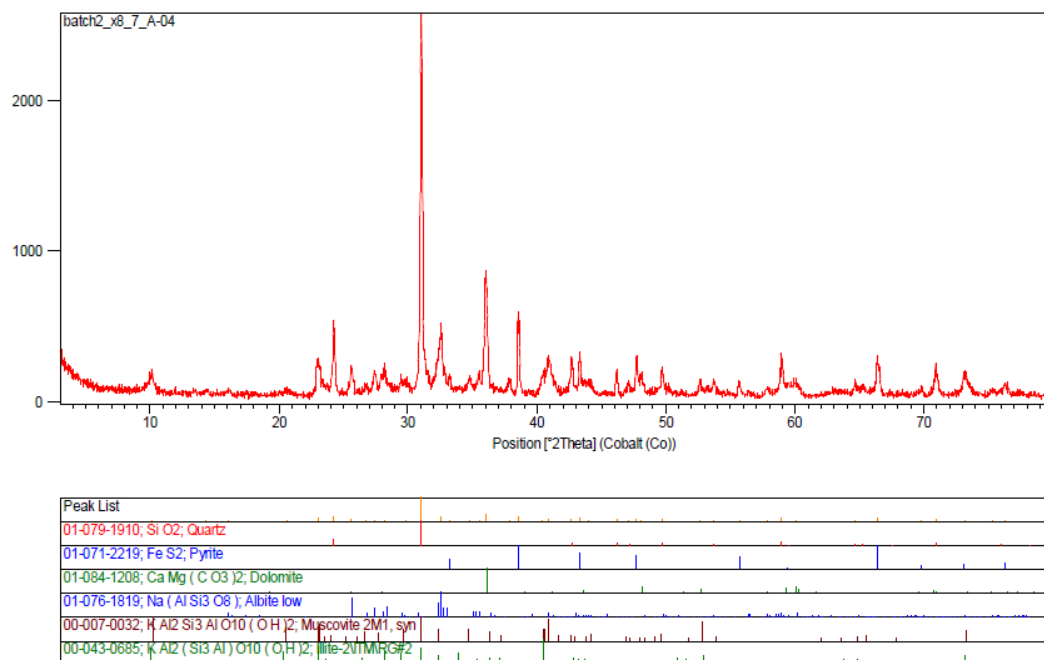


شکل ۳-۲۶- داده‌های XRD که دارای کانی‌های کوارتز، اسفالریت، کلسیت می‌باشند شماره نمونه (A02).



شکل ۳-۲۷- داده‌های XRD که دارای کانی‌های کوارتز، اسفالریت، سلسیتین، دولومیت و مسکوویت می‌باشند شماره نمونه

(A03).



شکل ۳-۲۸- داده‌های XRD که دارای کانی‌های کوارتز، پیریت، آلبیت، دولومیت و مسکوویت که نشان‌دهنده دگرسانی فیلیک در منطقه می‌باشد شماره نمونه (A04).

فصل چهارم: کانی شناسی، ساخت و

بافت و توالی پارازیتیک

۴-۱- مقدمه

کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی و تشخیص دقیق پاراژنز و توالی پاراژنتیکی کانی‌های معدنی و سنگ‌ساز از پایه‌های اساسی بررسی نهشته‌های کانساری و تعیین رابطه بین کانه‌های معدنی و سنگ درونگیر آن‌ها است. مطالعه کانی‌های تشکیل‌دهنده کانسار و رابطه بافتی آن‌ها با یکدیگر اهمیت قابل توجهی در اکتشاف، استخراج و فرآوری ماده معدنی دارد. نوع کانی‌ها یا فاز کانیایی می‌تواند معرف تیپ کانسار و همچنین روش‌های متفاوت استحصال عناصر از آن‌ها باشد. ساخت و بافت شواهدی از فرآیندهای نهشته اولیه کانه، تعادل بعد از نهشت یا دگرگونی، دگرذیسی، انتشار و تأثیر فرآیندهای هوازدگی را نشان می‌دهند. تشخیص و تفسیر بافت‌ها غالباً مرحله مهمی در فهم منشأ و تاریخچه بعد نهشت کانه می‌باشد (Barton, 1991). به این منظور یکی از مراحل اساسی در مطالعه کانسارها شناسایی کانی‌ها و روابط بافتی آن‌ها با یکدیگر و باطله‌ها می‌باشد. جهت مطالعه کانی‌شناسی کانسار چندفلزی گلو، طی بازدیدهای صحرایی تعداد ۱۱۵ نمونه کانسنگ از بخش‌های فرادیواره، فرودیواره، کف ترانشه‌ها برداشت و پس از بررسی نمونه دستی‌ها و مغزه‌های حفاری تعداد ۱۵ مقطع نازک و ۶۰ نازک صیقلی برای مطالعات میکروسکوپی انتخاب شدند. در این فصل ابتدا به بررسی کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی اشاره داشته و سپس به بررسی پاراژنز و توالی پاراژنتیک کانی‌ها خواهیم پرداخت.

۴-۲- کانی‌شناسی

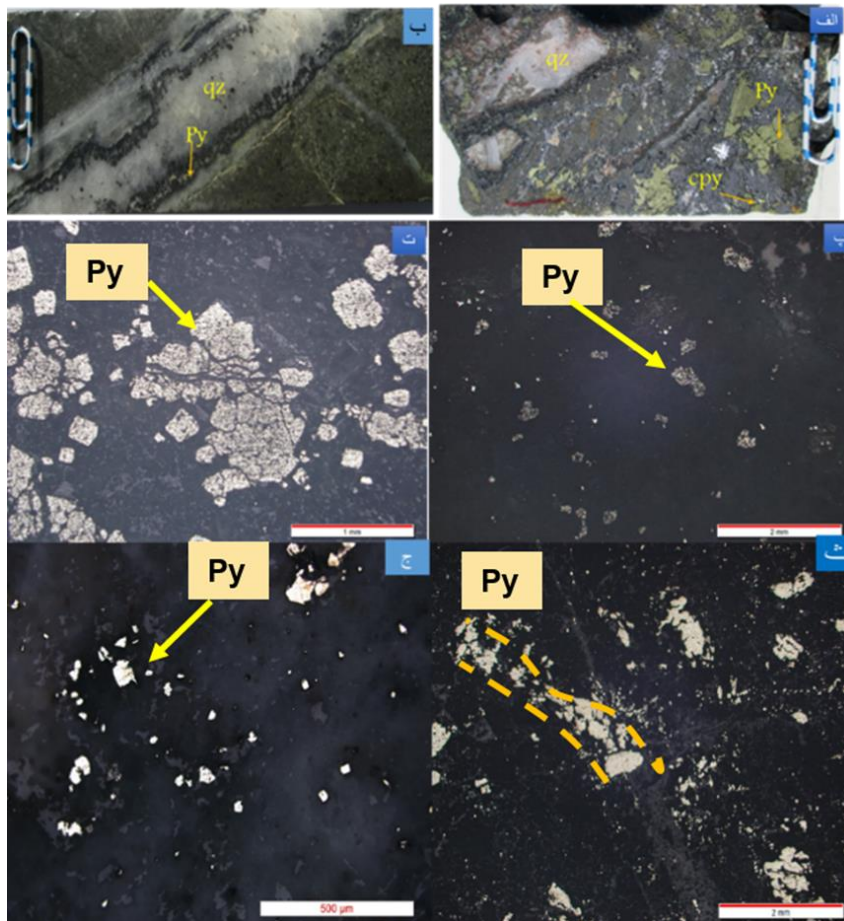
براساس مشاهدات صحرایی، میکروسکوپی کانی‌های تشکیل‌دهنده این کانسار به چهار گروه : ۱- کانی‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، گالن، اسفالریت و کوولیت)، ۲- کانی‌های کربناته (مالاکیت و آزوریت)، ۳- کانی‌های اکسیدی (لیناریت، مگنتیت، هماتیت و گوتیت)، ۴- کانی‌های باطله (کوارتز، کلسیت، کلریت و کانی‌های رسی) رده‌بندی می‌شوند.

۴-۲-۱- کانی‌های سولفیدی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی

۴-۲-۱-۱- پیریت (FeS_2)

پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی است. این کانه معمولاً به صورت پراکنده،

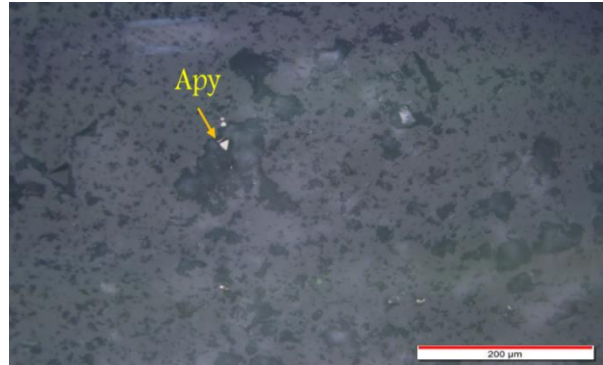
توده‌ای، رگه‌ای و رگچه‌ای در زیر میکروسکوپ دیده می‌شود. پیریت به اشکال مختلف بی‌شکل، نیمه شکل‌دار و شکل‌دار در ابعاد مختلف مشاهده می‌شود. که در مواردی به دلیل عملکرد نیروهای تکتونیکی دچار خردشدگی و شکستگی شده است. از سایر بافت‌های دیگر مشاهده شده در این کانه می‌توان به پیریت‌های دارای بافت خلیجی، دانه پراکنده و فرامبوئیدال اشاره کرد. بافت فرامبوئیدال شامل تجمع پیریت‌های ریز دانه می‌باشد که به حالت خوشه‌ای در کنار هم قرار گرفته‌اند و تبلور پیدا کرده‌اند. این بافت جزء بافت‌های اولیه است که در کانسار چندفلزی گلو به وضوح دیده می‌شود (شکل ۴-۱ پ). همچنین پیریت تمایل زیادی برای تبلور اشکال ائوهدرال دارد (Craig et al, 1993). در کانسار چندفلزی گلو پیریت‌ها در اکثر موارد دچار تبلور مجدد شده و موجب تشکیل بافت‌های خودشکل پیریت شده است، که عمدتاً شکل کوبیک دارند (شکل ۴-۱ ت).



شکل ۴-۱ الف- کانه‌زایی پیریت (Py) و کالکوپیریت (Cpy) به همراه رگه - رگچه‌های کوارتز (Qz) نوع ۲. ب- پیریت (Py) و کوارتز (Qz) به صورت ساخت شانه‌ای در سنگ میزبان. پ- تجمع پیریت‌های (Py) ریز به صورت بافت فرامبوئیدال. ت- بافت‌های خودشکل پیریت (Py) به صورت کوبیک. ث- کانه‌زایی پیریت (Py) به صورت رگه- رگچه‌ای، ج- پیریت به صورت دانه پراکنده در متن سنگ.

۴-۲-۱-۲- آرسنوپیریت (FeAsS)

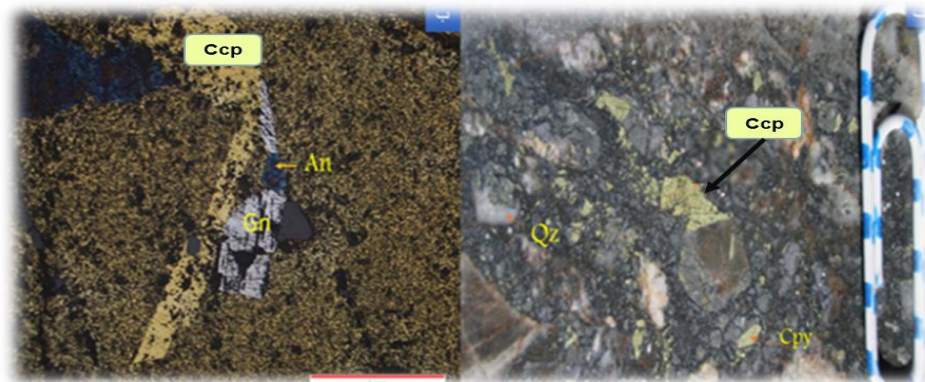
این کانی به صورت بلورهای خودشکل و لوزی شکل بوده و از قدرت بازتابش $R\% = 45-50$ و ایزوتروپی قوی برخوردار می‌باشد. درصد حجمی این کانی فلزی نسبت به پیریت خیلی کمتر می‌باشد. لیکن اهمیت آن به عنوان ردیاب طلا می‌باشد (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴- بلورهای لوزی شکل اتومورف آرسنوپیریت.

۴-۲-۱-۳- کالکوپیریت (Cu FeS₂)

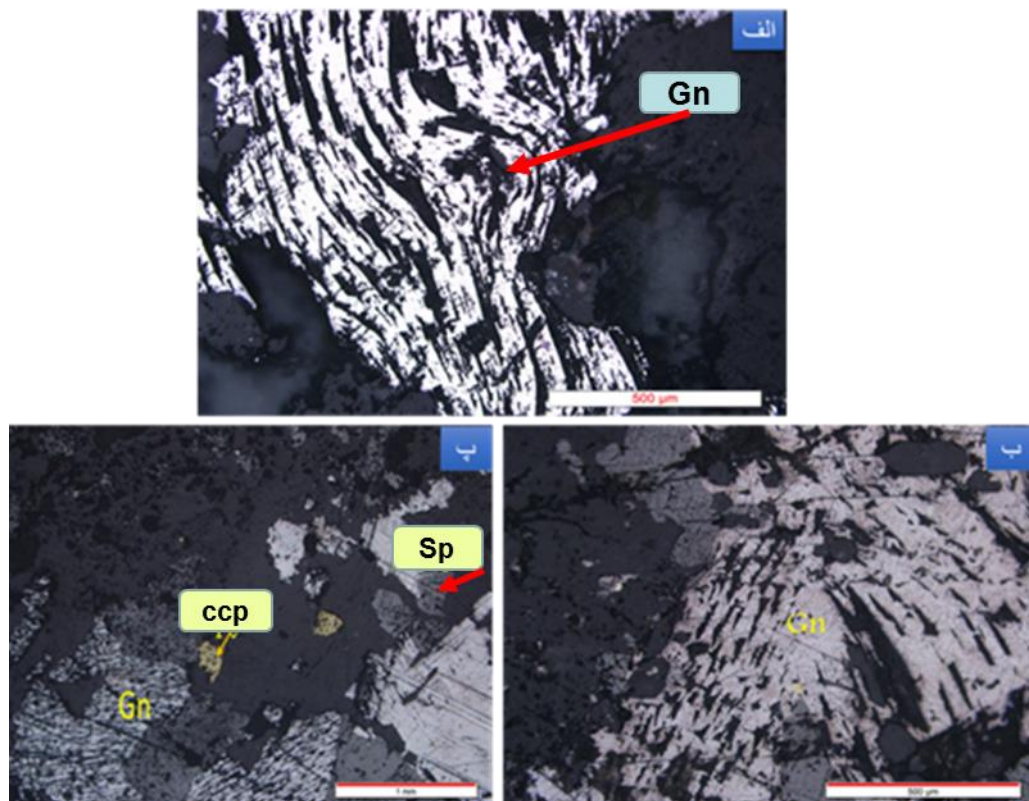
کالکوپیریت در منطقه مورد مطالعه به همراه پیریت به عنوان کانی اولیه تشکیل شده است. این کانی در مقاطع میکروسکوپی فاقد شکل خاصی است. این کانی در بخش هیپوژن کانسار مورد مطالعه به همراه سایر کانی‌ها مانند پیریت، گالن و اسفالریت دیده می‌شود (شکل ۳-۴). دگرسانی کالکوپیریت و حمل مس توسط محلول‌های فرورو، یکی از منابع اصلی تأمین کانی‌های ثانویه مس مانند آزوریت، مالاکیت و کولیت بوده است.



شکل ۳-۴- الف- کانه‌زایی پیریت (Py) و کالکوپیریت (Cpy) به همراه رگچه‌های کوارتز (Qz). ب- تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت (Cpy) به همراه گالن (Gn) و آنکلیت (An).

۲-۴-۱-۴- گالن (Pbs)

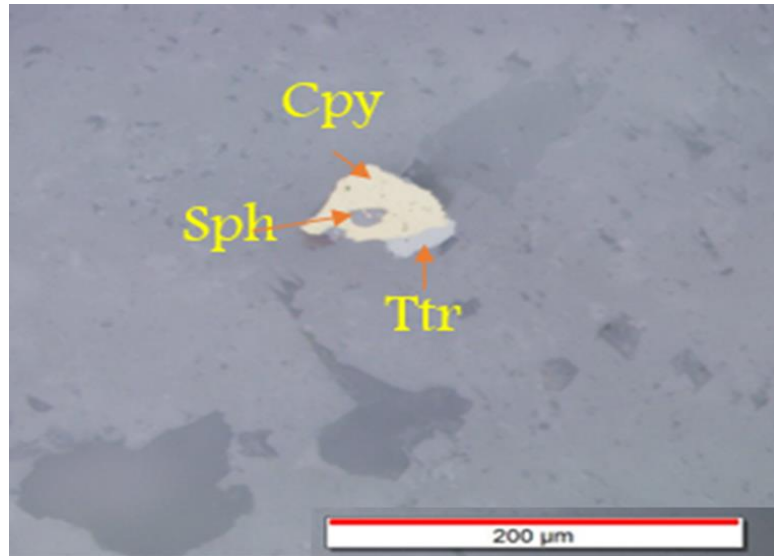
گالن یکی از مهم‌ترین کانه‌های سرب‌دار است. این کانه فراوان‌ترین کانه مشاهده شده در کانسار چندفلزی گلو- اردونی بوده و در نمونه دستی به رنگ خاکستری سربی و به اشکال مختلف توده‌ای، رگه‌ای مشاهده می‌شود. گالن در زیر میکروسکوپ با رنگ سفید و گاهی با ته رنگ صورتی و به صورت بی‌شکل شناخته می‌شود. از ویژگی‌های خاص این کانی وجود رخ‌های مثلثی شکل آن است. سرنیزه‌ای بودن و کشیدگی رخ‌های مثلثی گالن در کانسار مورد مطالعه، دلیلی بر تأثیر نیروهای تکتونیکی در منطقه می‌باشد (شکل ۴-۵ الف و ب). این کانی در زون هیپوژن به همراه کانی‌های دیگر اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت مشاهده می‌شود (شکل ۴-۵- پ).



شکل ۴-۵ الف و ب- تصویر میکروسکوپی از گالن (Gn) با رخ‌های مثلثی کشیده که نشان‌دهنده تأثیر نیروهای تکتونیکی می‌باشد. ب- تصویر میکروسکوپی از گالن (Gn) و اسفالریت (sph) و کالکوپیریت (ccp).

۲-۴-۱-۵- تنزاهدريت (Cu₃Sb,AsS₃)

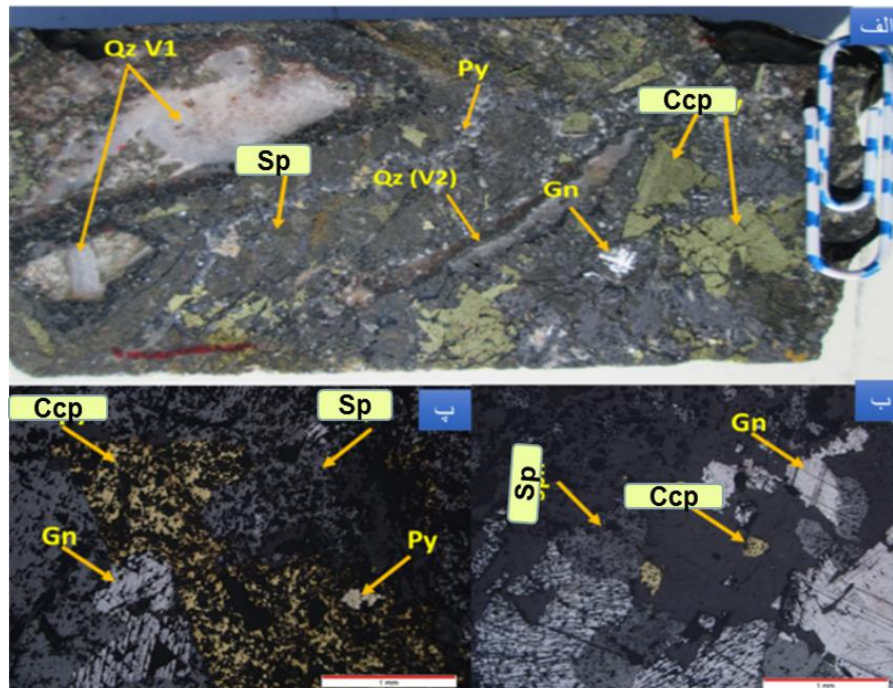
این کانی نقره دار به رنگ طوسی با سایه سبز است و از درصد حجمی پایینی برخوردار است (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶- کانی بی شکل تراهدریت (Ttr) همراه با اسفالریت (Sph) و کالکوپیریت (Cpy).

۲-۴-۱-۶- اسفالریت (Zns)

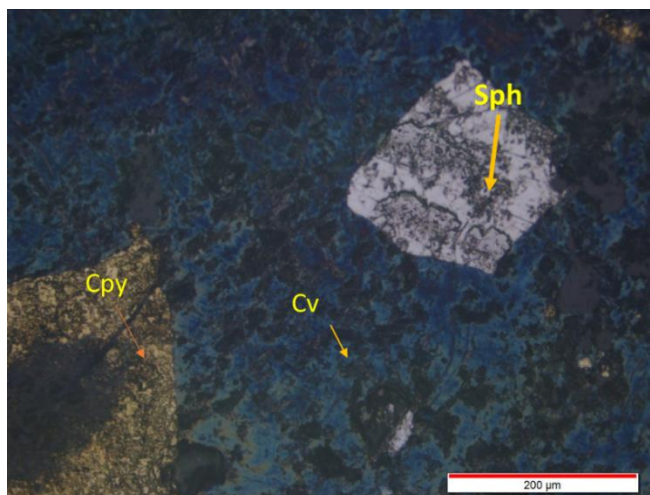
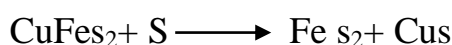
این کانی به صورت رگه‌ای و همراه پیریت و گالن در نمونه دستی با رنگ خاکستری تیره قابل شناسایی است. در مطالعه مقاطع نازک- صیقلی، این کانی با رنگ خاکستری و همراه با دیگر کانی‌های سولفیدی مشاهده می‌شود دارای بافت مرض کالکوپیریت و به صورت اولیه تشکیل شده است (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷- الف- نمونه دستی از کانی‌زایی پیریت، اسفالریت، گالن و کالکوپیریت به همراه کوارتز، ب و پ - تصویر میکروسکوپی اسفالریت (Sph) به همراه گالن (Gn) و پیریت (Py).

۲-۴-۱-۷- کوولیت (CuS)

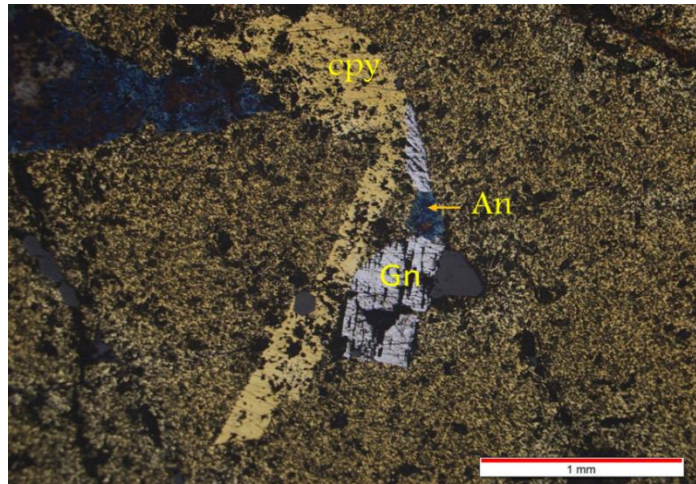
کوولیت از جمله کانی‌های سوپرژن سولفیدی است که در گذر از محیط اکسیدان به احیایی با افزایش تدریجی گوگرد شکل می‌گیرد. این کانی در منطقه سوپرژن عمدتاً از تجزیه کالکوپیریت حاصل شده است. در برخی موارد جانشینی کالکوپیریت توسط کوولیت به گونه‌ای است که تنها آثاری از این کانی باقی مانده است. کانی کوولیت به رنگ آبی نفتی در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۸). تشکیل کوولیت در کانسار چندفلزی گلو را می‌توان در نتیجه اضافه شدن گوگرد به کالکوپیریت و تشکیل پیریت و کوولیت به حساب آورد.



شکل ۴-۸- همراهی اسفالریت (Sph) و کالکوپیریت (Cpy) با کوولیت (Cv) در سنگ میزبان.

۴-۲-۱-۸- آنگلزیت (Pb (So4))

در کانسار چندفلزی گلو در اثر اکسیداسیون گالن در قسمت‌های سطحی آنگلزیت تشکیل شده است. این کانی در امتداد سطوح کلیواژ گالن مشاهده می‌شود (شکل ۴-۹).

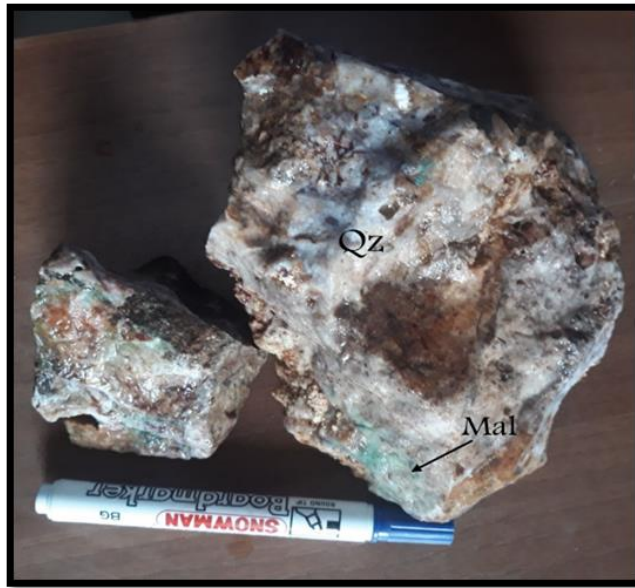


شکل ۴-۹- تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت (cpy) و گالن (Gn) که گالن در حال تبدیل شدن به آنگلیزیت (An) می‌باشد.

۴-۲-۲- کانی‌های کربناته در کانسار چندفلزی گلو - اردونی

۴-۲-۲-۱- مالاکیت $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$ و آزوریت $\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$

پس از کانی زایی سولفیدی، در طی فرآیند سوپر ژن اکسیدی، کانی‌های کربناته مس نظیر مالاکیت و آزوریت تشکیل می‌شوند. مالاکیت یک کانی کربناتی است که در اثر عوامل ثانویه از قبیل فرآیندهای جوی در مناطق سطحی تشکیل می‌شود. این کانی فراوان‌ترین کانی مس در نمونه‌های سطحی کانسار چندفلزی گلو می‌باشد. مالاکیت با رنگ سبز و به صورت شکافه پرکن و رگچه‌ای در داخل شکستگی‌ها به راحتی در نمونه دستی و زیر میکروسکوپ مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۰). آزوریت در مقایسه با مالاکیت در منطقه مورد مطالعه از فراوانی کمتری برخوردار است. اما از نظر تشکیل و کانی‌های همراه مشابه مالاکیت است. این دو کانی (مالاکیت و آزوریت) به دلیل اینکه به آسانی بر روی زمین قابل شناسایی هستند، ردیاب خوبی برای مناطق کانی‌سازی مس می‌باشد.

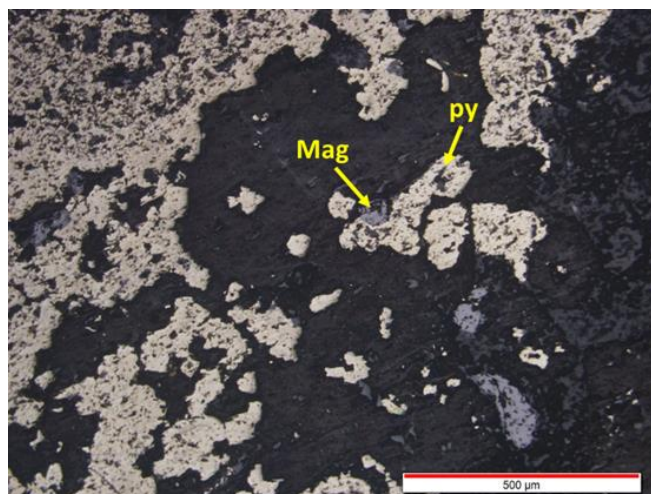


شکل ۴-۱۰- آغشتگی مالاکیت (Mal) در رگه‌های کوارتز (Qz).

۴-۲-۳- کانی‌های اکسیدی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی

۴-۲-۳-۱- مگنتیت (Fe_3O_4)

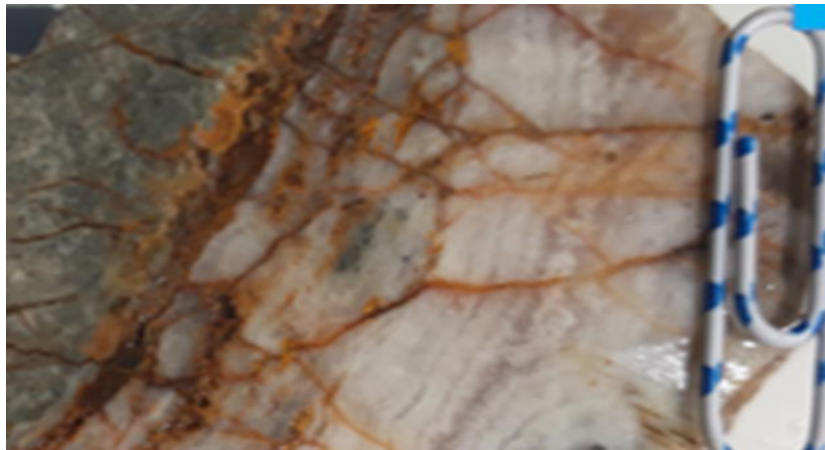
کانه مگنتیت به رنگ خاکستری در کنار سایر اکسیدهای آهن به صورت بی‌شکل در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۱). مگنتیت در مقاطع مورد مطالعه از درصد پایینی برخوردار است. این کانی در برخی مقاطع به صورت ادخال درون کانی پیریت و گاهی نیز به صورت افشان در متن سنگ حضور دارد. این کانی تحت تأثیر شرایط اکسیداسیون به هماتیت و گوتیت تبدیل می‌شود.



شکل ۴-۱۱- هم‌رشدی پیریت (Py) و مگنتیت اولیه (Mag).

۴-۲-۳-۲- هماتیت (Fe_2O_3) و گوتیت ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$)

عملکرد آب‌های جوی از خلال درزه‌ها و شکستگی‌ها موجب اکسید شدن کانه‌های اکسیدی و سولفیدی شده و تشکیل اکسید و هیدروکسیدهای ثانویه آهن را داده است. در واقع در اثر پدیده انحلال و اکسیداسیون سطحی، کانی‌های سولفیدی در قسمت سطحی دچار انحلال می‌شوند و در نتیجه یون گوگرد آن‌ها از محیط خارج و هیدروکسیدهای آهن بر جای مانده‌اند (Ramdhor, 1980). اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن از جمله هماتیت، گوتیت و لیمونیت کانی‌های فلزی ثانویه در منطقه مورد مطالعه می‌باشند که بیشتر در قسمت‌های اکسیدان و در گسل‌ها و درز و شکاف‌ها رخنمون سطحی بیشتری پیدا می‌کنند (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۲- نمونه دستی از سنگ میزبان کانه‌زایی که حاوی اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن می‌باشد.

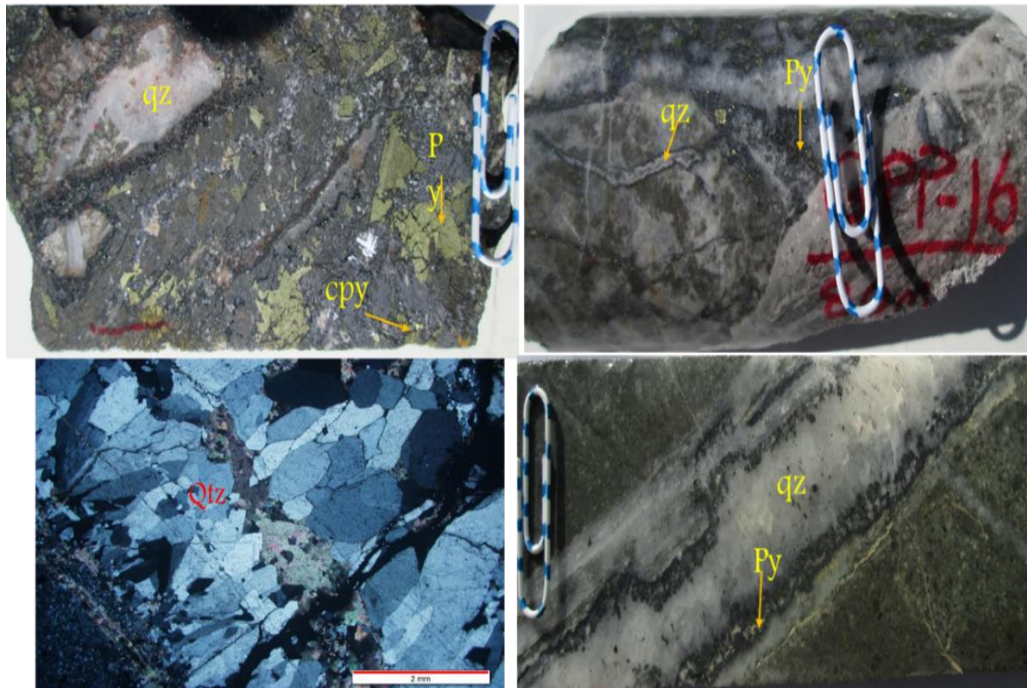
۴-۲-۴- کانی‌های باطله در کانسار چندفلزی گلو- اردونی

مهم‌ترین کانی‌های باطله در کانسار چندفلزی گلو شامل کوارتز، کلسیت، کلریت و کانی‌های رسی می‌باشند. کلریت و کانی‌های رسی محصولات دگرسانی هستند.

۴-۲-۴-۱- کوارتز و کلسیت:

کوارتز و کلسیت از مهم‌ترین باطله‌های می‌باشند که ماده معدنی را در کانسار مورد مطالعه همراهی می‌کنند. این دو کانی در منطقه به صورت رگه- رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۳). کوارتز موجود در رگه- رگچه‌ها در نتیجه تجزیه کانی‌های سیلیکاته و آزاد شدن سیلیس از آن‌ها حاصل شده است.

در مطالعات میکروسکوپی بلورهای کوارتز خواصی از جمله خاموشی موجی و حاشیه مضرسی را نشان می‌دهند. خاموشی موجی معمولاً در اثر فشار تکتونیکی و تغییر شکل شبکه بلورین کانی‌ها ایجاد می‌شود و در تجمعات تک بلوری، دانه‌هایی که تحت تأثیر تنش قرار گرفته‌اند، در یکدیگر رشد کرده و مرز دانه‌ای مضرسی را به وجود آورده‌اند.



شکل ۴-۱۳- الف- کوارتز (qz) و پیریت (py) به صورت پرکننده فضای میان قطعات برشی در سنگ میزبان، ب- کانه‌زایی پیریت (py) و کالکوپیریت (cpy) به همراه رگچه‌های کوارتز (qz)، پ- کوارتز (qz) و پیریت (py) به صورت ساخت شانه‌ای در سنگ میزبان، پ- رگه کوارتز که مرز دانه‌ای مضرسی را نشان می‌دهد.

۴-۲-۴-۲- کانی‌های رسی

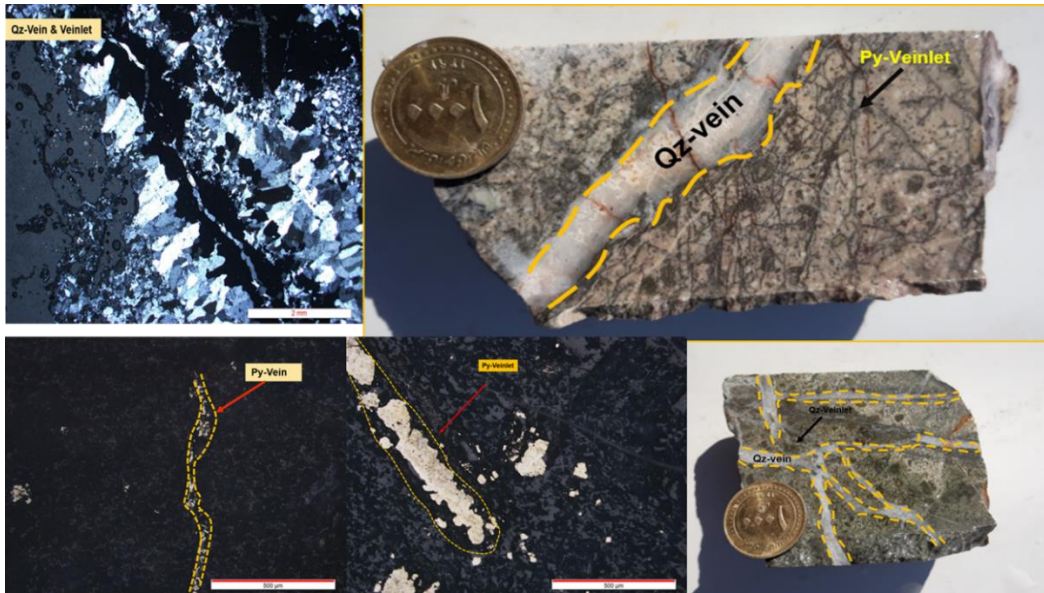
کانی‌های رسی به یک سری ذرات دانه‌ریز با شبکه لایه‌ای اطلاق می‌شود که بیشتر از هیدرات‌های آلومینیوم و سیلیکات تشکیل شده‌اند. این کانی‌ها از تجزیه کانی‌های سیلیکاته تشکیل دهنده سنگ‌ها، به‌ویژه فلدسپات‌ها و سیلیکات‌های فرو منیزیم حاصل شده‌اند. کانی‌های سیلیکاتی در اثر هوازدگی سنگ‌ها، در محیط‌های با درجه حرارت پایین و رطوبت زیاد، تشکیل می‌شوند. همچنین این کانی‌ها، منعکس کننده نوع کانی هوازده و شرایط هوازدگی هستند. کائولن، کانی‌های رسی هستند که نتایج حاصل از نتایج XRD، باعث تشخیص این کانی‌ها در محدوده مورد مطالعه شده است.

۴-۳- ساخت و بافت

بافت در کانسارهای گوناگون متفاوت هستند و این به ماهیت سیال‌های کانه‌ساز، مشخصات فیزیکی و شیمیایی سنگ‌های میزبان و شیوه‌های جایگزینی کانسنگ بستگی دارد. کانی‌شناسی تنها شامل شناسایی کانی‌ها نمی‌شود بلکه تفسیر بافت‌های کانی‌ها یعنی نحوه ارتباط بین دانه‌ها نیز مورد توجه قرار می‌گیرد. بافت‌ها شواهدی از فرآیندهای نهشت اولیه کانه، تعادل بعد از نهشت یا دگرگونی، دگرذیسی، انتشار و تأثیر فرآیندهای هوازدگی را نشان می‌دهند. تشخیص و تفسیر بافت‌ها غالباً مرحله مهمی در فهم و منشأ و تاریخچه بعد نهشت کانه می‌باشد (Barton, 1991). با توجه به انواع طبقه‌بندی‌های بافتی ارائه‌شده توسط (Craig et al, 1994) عمده‌ترین بافت کانی‌ها در کانسار چندفلزی گلو بافت رگه- رگچه‌ای است و از بافت‌های دیگر می‌توان به بافت پرکننده فضای خالی، دانه پراکنده، جان‌شینی اشاره نمود. ساخت‌های مشاهده شده در منطقه شامل رگه‌ای، پرکننده فضای خالی و برشی است.

۴-۳-۱- ساخت و بافت رگه- رگچه‌ای

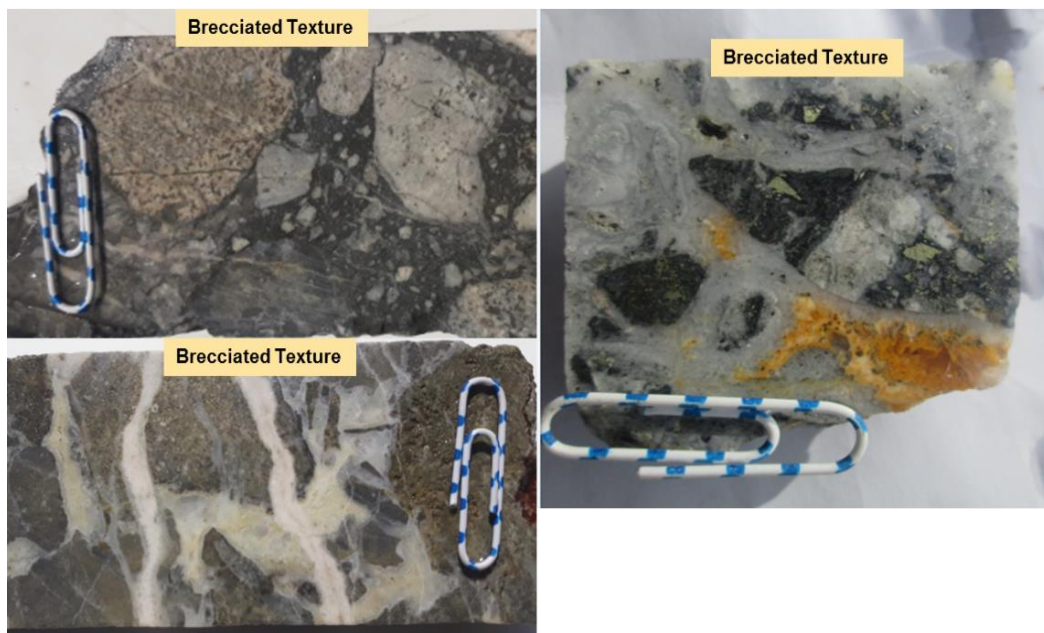
یکی از عمده‌ترین سیماهای مواد معدنی در بخش کانه‌دار، حضور آن‌ها به صورت رگه- رگچه‌ای است که به طور عمده در واحد سنگ میزبان دیده می‌شود. این ساخت از جمله ساخت‌های اپی ژنتیک می‌باشد که پس از تشکیل سنگ میزبان شکل گرفته است. در این ساخت کانی‌ها از لایه‌بندی تبعیت نمی‌کنند و به صورت ثانویه در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌های سنگ میزبان شکل گرفته‌اند. ضخامت این رگه- رگچه‌ها از میلی‌متر تا متر متغیر بوده که هم در مقیاس رخنمون و هم مقیاس میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۴). طبق شواهد صحرایی و میکروسکوپی، ساخت و بافت رگه- رگچه‌ای با ترکیب کانی‌شناسی متفاوت دیده می‌شود که عبارت‌اند از: ۱- پیریت- کالکوپیریت، ۲- پیریت- کوارتز، ۳- رگه- رگچه‌های کربناتی، ۴- پیریت، ۵- رگه- رگچه‌های کوارتزی.



شکل ۴-۱۴- کانه‌زایی پیریت (Py) و کالکوپیریت (Cpy) به همراه رگچه‌های کوارتز (Qz) در سنگ میزبان.

۴-۳-۲- ساخت برشی

ساخت برشی تحت تأثیر فشارهای وارده به کانی‌های فلزی و کانی‌های باطله، کانی‌های سخت‌تر و شکننده‌تر نظیر پیریت شکسته و برشی می‌شوند. مقدار برشی شدن وابسته به میزان فشار وارد آمده و خصوصیات کانی در معرض فشار می‌باشد. در کانسار چندفلزی گلو- اردونی برشی شدن در کوارتز، کلسیت و ماده معدنی (پیریت) مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۵).



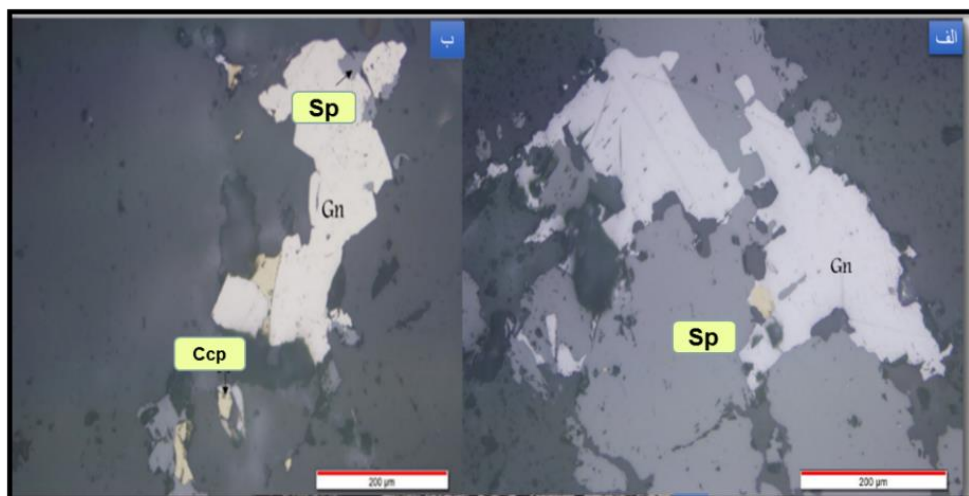
شکل ۴-۱۵- ساخت برشی در سنگ میزبان منطقه مورد مطالعه.

۴-۳-۳- بافت جانشینی

جانشینی یک کانی توسط کانی دیگر در خلال هوازگی در انواع زیادی از کانی‌ها معمول می‌باشد. این بافت توسط انتشار در حالت جامد، اکسیداسیون و یا نهشت مجدد ایجاد می‌گردد. مرز بین کانی اولیه و کانی جانشینی شده می‌تواند مشخص و نامنظم و یا به صورت مبهم باشد. در کانسار مورد مطالعه می‌توان به جانشینی سولفیدهای فلزی (نظیر پیریت) با اکسیدهای آهن (نظیر هماتیت و گوتیت) همچنین آنگلیزیت به جای گالن اشاره نمود (شکل ۴-۹).

۴-۳-۴- بافت هم‌رشدی

سیال داغ کانه‌ساز، ضمن عبور از گسل و ترکیب با آب دریا، عناصر کانه‌ساز خود را بر جای گذاشته که در نتیجه آن بلورهای گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت تشکیل شده‌اند و بافت هم‌رشدی در کانسار چندفلزی گلو-اردونی شکل گرفته است (شکل ۴-۱۶).

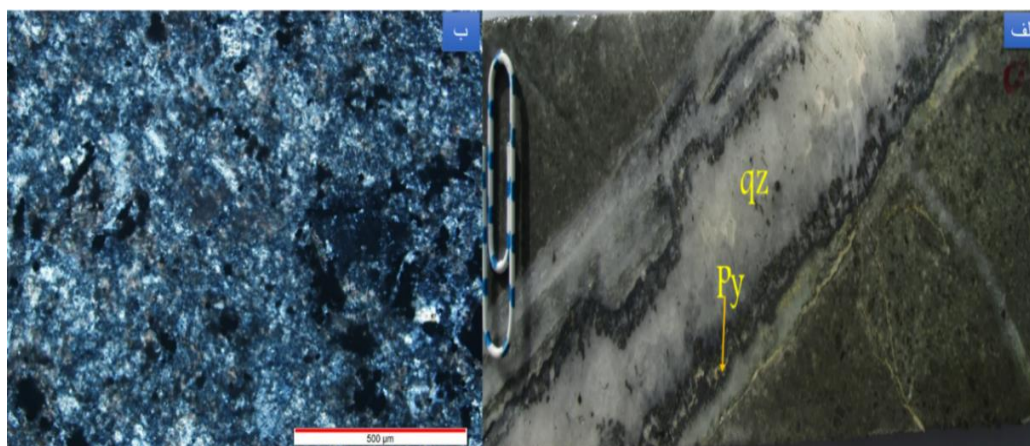


شکل ۴-۱۶- هم‌رشدی اسفالریت (Sph) و کالکوپیریت (Cpy) که از حاشیه جانشین گالن (Gn) شده‌اند. ب- هم‌رشدی کالکوپیریت، اسفالریت و گالن که اسفالریت دارای مرض کالکوپیریت است.

۴-۳-۵- بافت پرکننده فضای خالی

یکی از عمده‌ترین سیماهای مواد معدنی در بخش کانه‌دار، حضور آن‌ها در نقش پرکننده فضای خالی است. این بافت اولیه است و در مقیاس میکروسکوپی و مایکروسکوپی مشاهده می‌گردد. نهشت اولیه و رشد کانی‌های

فلزی و کانی‌های باطله در فضای خالی حفرات و شکستگی‌ها از یک سیال گرمایی صورت گرفته است. ماده معدنی عمده در این بافت کانی‌های پیریت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های باطله (کوارتز و کلسیت) می‌باشند (شکل ۴-۱۷).



شکل ۴-۱۷- الف- کوارتز (Qz) و پیریت (Py) به صورت ساخت شانه‌ای در سنگ میزبان. ب- بافت پرکننده فضای خالی (حفره‌ها با کلسیت و کانی‌های اوپک پر شده‌اند).

۴-۴ - توالی پاراژنتیک کانی‌ها

توالی پاراژنتیک معرف ترتیب یا تقدم و تأخر نهشته شدن کانی‌ها به صورت فازهای جدا یا مجموعه کانی‌ها در یک کانسار است (Bates & Jackson, 1980). توالی پاراژنتی باید شرایطی را شرح دهد که هر فاز بر اثر آن پدید آمده و یا به تعادل رسیده است. از آنجایی که مطالعه کانی‌شناسی و پاراژنز کانی‌ها، اطلاعات سودمندی درباره ویژگی‌های محیط ته‌نشست کانسار در اختیار می‌گذارد و رفتار کانی‌های تشکیل‌دهنده هر کانسار، بازتاب ویژگی‌های شکل‌دهنده آن کانسار است (Craig & Vaughan, 1994)، براساس مطالعات کانی‌شناسی و بافتی توالی پاراژنتیک منطقه مورد مطالعه در ۵ مرحله ارائه شده و در جدول (۴-۱) تنظیم شده است.

مرحله اول: فاز پتاسیک - پروپلتیک (کلریت، کلسیت، بیوتیت ثانویه و فلدسپات پتاسیم ثانویه)

مرحله دوم: فاز فیلیک (سرسیت) + رگه کوارتز شیری (رگه نوع ۱)

مرحله سوم: فاز کلریت، کربنات، پیریت

مرحله چهارم: فاز سولفیدی (سیلیسی کربناتی سولفیددار) + آمتیست + کوارتز دودی (رگه نوع ۲)

مرحله پنجم: رگه‌های سیلیسی - کربناتی کم سولفید + کوارتز شیری (رگه نوع ۳)

جدول ۴-۱- توالی پاراژنتیکی کانی‌ها در کنسارهای چندفازی گلو- اردونی.

Stages Minerals		Hydrothermal mineralization					Uplift and Supergen
		Stage1	Stage2	Stage3	Stage4	Stage5	
Magnetite		██████████					
Pyrite1		██████████					
Pyrite2		██████████					
Galena		██████████					
Sphalerite		██████████					
Chalcopyrite		██████████					
Arseno Pyrite		██████████					
Tetrahedrite		██████████					
Quartz		██████████					
Biotite		██████████					
K feldspar		██████████					
Chorite		██████████					
Sericite		██████████					
Calcite		██████████					
Anglesite							██████████
Iron oxides/hydroxide							██████████
Pseudoboleite							██████████
Azurite							██████████
Malachite							██████████
Clay minerals							██████████
Textures	Disseminated	██████████					
	Open space filling	██████████					
	Vein-Veinlets	██████████					
	Replacement	██████████					

فصل پنجم: ژئوسمی

۵-۱- مقدمه :

مطالعات ژئوشیمیایی از جمله مهم‌ترین بخش‌های مورد مطالعه یک کانسار است. سنگ به‌عنوان یک سیستم ژئوشیمیایی، تحت تأثیر عوامل مختلفی است که تعادل آن را بر هم زده و باعث ایجاد شرایط جدیدی می‌شوند. چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در محیط‌های سنگی هر منطقه و تشخیص ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر از مهم‌ترین جنبه‌هایی است که همواره در مطالعات ژئوشیمیایی مدنظر قرار می‌گیرد. و با استفاده از این داده‌ها می‌توان ویژگی‌های محیط تشکیل و فرآیندهای مؤثر در تشکیل یک ذخیره معدنی پی برد (Piercey, 2011). در مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی جهت تعیین نام سنگ‌های در برگیرنده و سنگ منشأ و همچنین رابطه‌ی ژئوشیمی عناصر سازنده کانسار با یکدیگر و با سنگ منشأ مورد استفاده قرار می‌گیرند. در این مرحله از مطالعه کانسار برای پی بردن به روابط بین عناصر مختلف مانند ضریب همبستگی عناصر و توزیع و پراکندگی آن‌ها در واحدهای سنگی منطقه و نیز بررسی تغییرات عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی و عناصر معدنی، نمونه‌ها به‌منظور انجام تجزیه ICP-MS به شرکت مواد معدنی زرآرما ارسال گردید. روش ICP-MS روش نسبتاً جدید است که به دلیل حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت خوب، در حکم ابزاری برای تجزیه ایزوتوپی و عناصر جزئی مورد پذیرش گسترده قرار گرفته است (Rollinson, 1993). سپس، داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی، توسط نرم‌افزارهای مختلف، مورد پردازش و تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. جدول (۵-۱) مربوط به نتایج حاصل از آنالیز ICP-MS می‌باشد که غلظت عناصر کمیاب و نادر خاکی و عناصر اصلی را به‌صورت عنصری در نمونه‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه گلو نشان می‌دهد.

جدول ۵-۱- نام و نوع نمونه‌های برداشت شده از کانسار مورد مطالعه جهت انجام آنالیز ICP-MS

شماره نمونه	نوع نمونه
B4-94	توف داسیتی گمانه ۸ کانسار اردونی
B-104	آندزیت- بازالت گمانه ۸ کانسار اردونی
GPP-3	آندزیت- بازالت گمانه ۱ کانسار گلو
GP-7-90	آندزیت - بازالت - کانسار گلو
BH8-88	برش هیدروترمال

BH8-84	توف سبز
GP7-12	توف سبز حاوی رگه - رگچه‌های سیلیسی - کلسیتی
GP7-18	توف حاوی دگرسانی سیلیسی - سریسیتی
BH8-86	توف
BH8-92	آندزیت - بازالت از گمانه ۸ اردونی
GP7-110	آندزیت بازالت از گمانه ۷ گلرو
GP7-21	آندزیت - بازالت
GP7-118	دیوریت
GP7-69	توف سبز
GP7-70	آندزیت بازالت
GP7-67	داسیت
B-1	توده بازالتی حاوی پیریت بین رگه ۱ و ۲
GP-13	توده بازالتی بین رگه ۱ و ۲
GRR-4	داسیت

جدول ۵-۲- مقادیر فراوانی عناصر فرعی و کمیاب در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به روش (ICP-MS بر حسب ppm)

Sample	Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	
GP-08		43	6397	4.1	26	<1	0.5	7073	653	4	131
GP7.110	0.37	78259	16.2	282	1.6	<0.1	40752	1.4	40	18	
GP7.112	0.35	69187	3.6	351	1.5	<0.1	42622	0.31	40	15	
GP7.21	0.41	68504	3.6	817	1.4	<0.1	10946	0.24	34	19	
GP7.35	0.47	80285	3.5	388	1.7	<0.1	22668	8.5	42	19	
GP7.70	0.75	54835	6.4	1620	<1	0.1	30020	2.4	32	14	
GP7.88	2.1	30455	10.3	837	<1	0.6	17302	0.32	21	8	
GP7.90	0.59	61909	10.8	863	1.2	0.1	23064	0.34	33	18	
GP7.67	1.4	56962	8.8	783	1	0.8	14108	0.37	32	16	
GP7.18	0.76	37542	17.1	670	<1	0.1	17211	3.2	22	11	
GP7.109	15.4	15091	7.2	288	<1	0.5	10590	61.5	10	15	
GP8.35.50	0.9	59831	14.1	491	1.2	1.1	28780	0.7	31	17	
GP8.84	0.31	67165	34.9	295	1.3	570	45131	0.33	37	21	
GP8.86	0.45	64840	16.7	235	1.5	1.1	57803	1.2	38	16	
GP8.88	0.51	33704	9.6	771	<1	10.3	60043	0.31	28	8	
GP8.89	0.36	60361	11.2	363	1.3	3	16414	0.24	52	9	
GP8.92	0.34	59811	12.8	329	1.2	2.9	16679	0.26	53	8	
GP8.104	0.34	60925	7.8	332	1.4	15.2	14820	0.32	51	8	
GPI.01	12.1	17269	16	135	<1	0.4	5600	123	9	26	
GPI.02	19.1	16241	4.5	252	<1	0.5	7796	185	10	49	

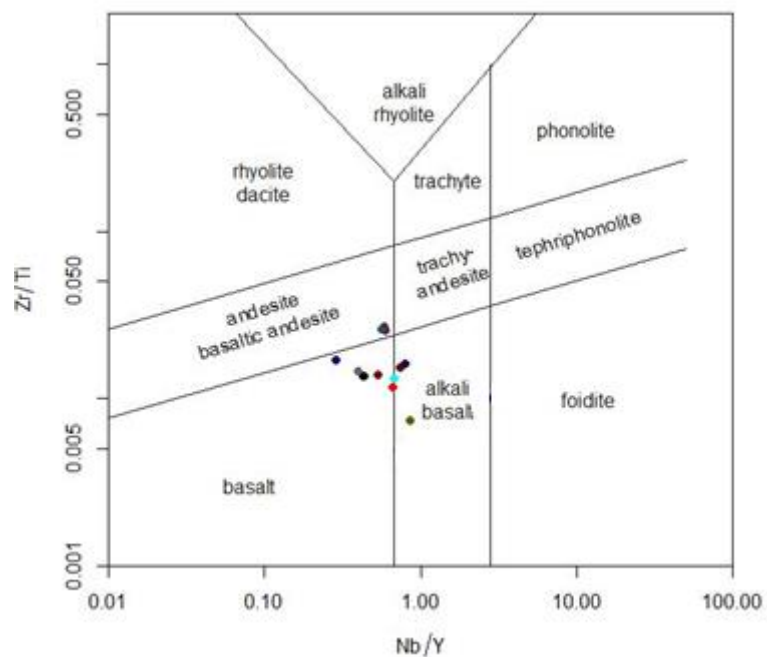
Mg	Mn	Mo	Na	Nb	Nd	Ni	P	Pb	Pr	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sm	
3555	725	0.81	546	<1	<0.5		6	147	>3%	<0.05	9	>3%	25.4	1.4	31.97	<0.02
7733	1039	0.83	4585	12.9		14.8	6	809	92	3.62	47	12792	1.08	20.1	1.22	3.11
16375	1442	0.92	14816	12.9		15.2	6	745	39	3.69	49	3322	0.91	17.7	<0.5	3.35
>2%	2470	0.86	15587	10.7		14.5	8	829	112	3.36	87	3278	0.99	22.6	<0.5	3.32
>2%	1346	0.71	15087	13.5		14.9	8	977	105	3.68	71	>3%	1.06	26.8	1.3	3.49
8787	1094	0.93	1920	5.6		11.6	7	570	203	2.82	169	>3%	1.05	13.3	1.64	2.4
2359	287	1.26	1256	3		6.3	13	341	65	1.51	86	25900	0.93	8.3	2.06	1.42
7427	601	0.81	2122	7.3		12.6	7	632	73	2.77	131	>3%	0.97	14.7	3.29	2.83
13210	833	1.06	7366	8.1		12.8	7	685	142	3.12	162	>3%	1.12	18.6	1.73	2.92
5226	644	1.28	5483	3.2		7.6	14	432	2181	1.7	126	>3%	1.18	12.4	3.8	1.77
4544	388	0.89	835	1.6		2.1	12	159	>3%	0.38	17	>3%	8.7	3.8	22.41	0.5
13112	1134	0.84	7088	8.1		11	10	686	343	2.58	126	>3%	0.97	19.9	2.7	2.43
19190	931	2.77	12438	10.2		15.4	11	858	48	3.58	39	28848	0.88	24.5	3.07	3.28
>2%	1835	1.48	12087	8.5		14.3	6	780	89	3.44	58	21323	0.88	22.9	2.02	3.18
>2%	1857	0.87	4854	4.3		9.8	9	298	41	2.4	65	18590	0.84	8.5	2.68	2.57
6754	578	1.81	19059	11.9		21	8	476	22	5.23	114	23816	0.92	12.8	3.83	4.31
7543	512	1.64	18150	11.1		20.7	6	518	17	5.28	103	19480	0.93	12.4	3.16	4.23
6596	448	1.64	19881	10.6		20.7	6	519	31	5.21	112	23985	0.85	12.5	7.23	4.08
3458	300	1.08	854	1.1		1.6	10	167	13188	0.24	32	>3%	1.36	4.2	14.17	0.34
3419	371	0.94	868	1.7		2.4	11	179	>3%	0.42	20	>3%	9.5	4.1	27.65	0.62

Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Fe	Gd	Hf	In	K	La	Li	Lu	
	6	0.8	20513	0.19	0.31	<0.1	35900	0.07	0.79	<0.5	2018	2	55	<0.1
	18	10.6	71	2.53	1.86	0.83	26602	3.02	1.6	<0.5	16540	19	118	0.22
	19	9	26	2.81	1.85	0.98	42349	2.98	1.47	<0.5	17297	20	59	0.21
	37	5.1	82	2.9	2.06	1.19	49983	2.95	1.19	<0.5	29551	16	133	0.22
	57	12.8	37	3.14	2.05	0.96	53455	3.16	1.39	<0.5	23723	19	156	0.22
	24	5.8	17	2.16	1.6	0.78	40356	2.16	1.22	<0.5	53737	16	76	0.16
	37	3.4	35	1.19	0.9	0.41	26174	1.27	1.08	<0.5	26714	10	89	<0.1
	25	10.6	21	2.06	1.38	0.71	38595	2.35	1.3	<0.5	38726	14	117	0.13
	45	5.5	42	2.42	1.58	0.92	43738	2.68	1.42	<0.5	42468	15	60	0.17
	51	3.9	14	1.54	1.11	0.58	35329	1.54	1.12	<0.5	35740	10	5960	0.11
	21	1.7	3301	0.48	0.47	0.11	16121	0.49	0.89	<0.5	4320	4	114	<0.1
	33	12.3	24	2	1.48	0.77	47838	2.2	1.6	<0.5	35317	13	96	0.15
	65	15.9	34	3.03	2.08	1.08	52474	3.19	1.22	<0.5	13595	18	90	0.22
	49	16.2	13	2.87	2.02	0.88	42403	2.98	1.75	<0.5	16479	17	162	0.24
	23	6	9	2.75	1.88	0.82	32611	2.42	1.39	<0.5	18035	13	97	0.2
	24	8.4	14	3.8	2.59	0.98	29215	3.97	2.3	<0.5	33029	25	83	0.31
	18	9.5	25	3.54	2.37	0.88	25637	3.91	2.29	<0.5	29285	25	56	0.27
	22	9.8	20	3.52	2.36	0.97	28921	3.84	2.22	<0.5	31685	24	39	0.3
	19	1.4	6152	0.51	0.46	<0.1	29335	0.46	0.93	<0.5	9634	3	96	<0.1
	24	1.5	2459	0.54	0.48	<0.1	13000	0.5	0.89	<0.5	5638	4	113	<0.1

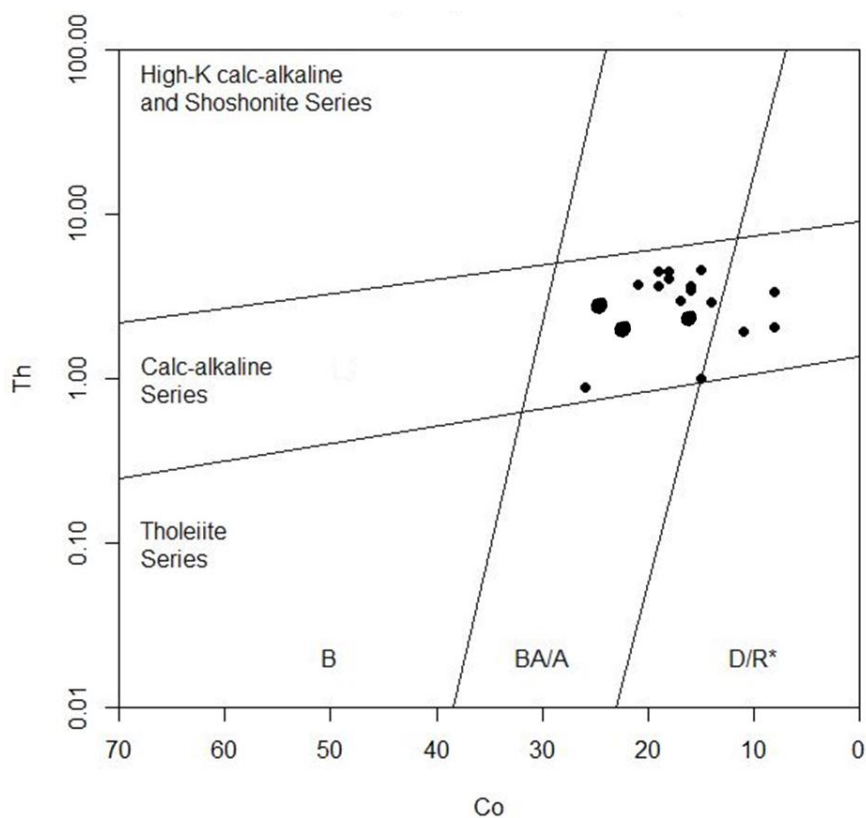
Sn	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Ti	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr	
<0.1	15	0.27	<0.1		6.12	0.6	273	0.44	0.11	0.1	10	<1	1	0.3	>3%	5
0.6	87	1.02	0.5	0.18	4.53	5000	0.37	0.3	1	159	1.7	15	1.6	1110	37	
0.4	216	0.99	0.48	<0.1	4.61	4472	0.38	0.32	0.8	145	1.5	15	1.7	495	28	
0.5	183	0.85	0.49	<0.1	3.68	5327	0.78	0.32	0.5	203	<1	15	1.9	248	26	
0.8	254	1.02	0.52	0.28	4.44	6068	0.4	0.36	0.6	243	1.1	17	2.3	325	97	
0.2	96	0.6	0.39	0.31	2.9	3176	1.31	0.27	0.7	103	1.6	13	1.4	751	43	
0.9	64	0.42	0.24	1.2	2.05	1926	0.64	0.18	0.4	43	1.2	7	0.8	141	26	
0.7	96	0.73	0.4	0.46	4.01	3503	0.94	0.24	0.7	107	1.3	11	1.3	230	41	
1.9	123	0.73	0.41	0.51	3.4	4378	1.18	0.28	0.6	163	1.5	12	1.5	421	58	
0.3	65	0.47	0.3	0.42	1.92	2799	1.64	0.2	0.3	120	<1	8	1.1	1969	41	
<0.1	38	0.26	0.14	3.22	0.99	847	0.59	0.13	0.15	32	<1	3	0.4	>3%	9	
1.1	179	0.69	0.39	0.57	2.97	4384	0.97	0.25	0.5	155	1.2	11	1.5	273	67	
2.8	251	0.77	0.54	30.09	3.69	5384	0.34	0.33	0.5	206	1.1	16	2	132	35	
1	180	0.68	0.5	0.44	3.64	4883	0.43	0.34	0.7	184	1.6	16	1.9	263	68	
1.5	104	0.53	0.44	1.26	3.39	1954	0.46	0.3	0.7	53	1.5	15	1.4	90	33	
1.9	112	0.99	0.59	0.35	8.5	3066	0.8	0.43	1.54	62	1.6	20	2	29	78	
1.7	100	0.92	0.59	0.23	8.39	2967	0.76	0.37	1.5	66	1.4	19	1.9	20	79	
6.5	112	0.92	0.59	0.84	8.63	2992	0.82	0.4	1.7	67	1.5	19	1.9	139	77	
<0.1	21	0.24	0.14	1.85	0.88	939	1.25	0.13	0.3	24	5.7	<0.5	0.4	>3%	13	
<0.1	32	0.27	0.15	3.94	1.14	992	0.55	0.13	0.2	37	1.2	<0.5	0.4	>3%	10	

۵-۲- طبقه‌بندی و تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

از عناصر اصلی و کمیاب برای طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین و تعیین محیط تکتونیکی آن‌ها استفاده گردیده است. با توجه به گستردگی دگرسانی در سنگ‌های مورد مطالعه، سعی شد نمونه‌های دارای کمترین دگرسانی برداشت شوند، با این حال از آنجایی که تحرک عناصر آلکالن در سنگ‌های هوازده و دگرسان شده بالاست، به‌منظور تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های مورد نظر، از نمودارهای مبتنی بر عناصر کمیاب کم تحرک از جمله Y, Nb, Ti, Zr که جزء عناصر دارای قدرت میدانی بالا هستند (Rollinson, 2014) نیز استفاده شد. براساس نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/ Y از Winchester & Floyd (1977) سنگ‌های مورد مطالعه کانسار چندفلزی گلو دارای ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی و آلکالی بازالت هستند (شکل ۵-۱). نمودار دو متغیره Th در برابر Co از Hastie et al (2007) برای تفکیک سری‌های ماگمایی استفاده می‌شوند. این نمودار از دو عنصر با رفتارهای متفاوت تشکیل شده است. Th یک عنصر ناسازگار است که در درجات پایین ذوب بخشی وارد مذاب می‌شود. در صورتی که Co به واسطه‌ی پایداری میدان بلوری خود و مشابهت شعاع مؤثر آن با عنصر Mg در درجات بالای ذوب بخشی وارد مذاب می‌شود. در نمودار مذکور، نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲). ماگماهای کالک‌آلکالن حاصل اختلاط ماگماهای منشأ گرفته از گوشته و پوسته‌اند (Tatsumi & Takahashi, 2006).



شکل ۵-۱- موقعیت سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y از Winchester & Floyd (1977).



شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه کانسار چندفلزی گلو از نظر ماهیت تولییتی از انواع کالک آلکان و شوشونیتی (Hastie et al, 2007).

۵-۳- تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکتونوماگمایی، نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی هستند که در آن ماگماهای تولید شده و جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی می‌توانند براساس شیمی خود از یکدیگر متمایز شوند. در این نمودارها ماگمای تشکیل شده در جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف براساس تغییرات ژئوشیمیایی متفاوت عناصر اصلی، فرعی و کمیاب از یکدیگر جدا می‌شوند (Turner et al, 1996). سنگ‌های آذرین در موقعیت‌های تکتونیکی مختلف یافت می‌شوند. مطالعات سنگ‌های آذرین و محیط‌های تکتونیکی نشان می‌دهد که بین منشأ سنگ‌ها و محیط‌های تشکیل آن‌ها ارتباط نزدیکی وجود دارد، از طرفی بررسی‌های مناطق با پتانسیل معدنی نشان می‌دهد که غالب مناطق کانه‌ساز نیز در ارتباط با موقعیت تکتونیکی می‌باشد. لذا به منظور فهم بیشتر، با استفاده از نمودارهای مربوطه، به محیط احتمالی تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است.

۵-۴- ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

عناصر نادر خاکی مفیدترین عناصر جزئی‌اند که بررسی ژئوشیمی عناصر نادر خاکی (REE) در سنگ‌های منطقه، برای تکمیل نتایج تکتونیکی و مطالعه ژنز کانسار و پتروژنز نهشته‌ها کاربرد زیادی دارد (Xu & Song, 1995). عناصر نادر خاکی که شامل سری fها در جدول تناوبی هستند، دارای عدد اتمی ۷۱-۵۷ بوده و عنصر ایترویم (Y) با عدد اتمی ۳۹ نیز در این بین قرار می‌گیرد. عناصر کمیاب و فرعی شامل موارد زیر می‌شوند:

۱) عناصر نادر خاکی سبک (LREE): La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu

۲) عناصر نادر خاکی سنگین (HREE): Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu

۳) عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (HLLE): Rb, Sr, Ba, Zr, Cs, Th

۴) عناصر با شعاع یونی بزرگ و شدت میدان کم (LLLE): Cs, Rb, K, Ba, Pb, Sr, Eu²⁺

۵) عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE): Th, U, Ce, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta

۶) عناصر واسطه با شدت میدان زیاد: Cu, Ni, Co, V, Cr, Fe²⁺

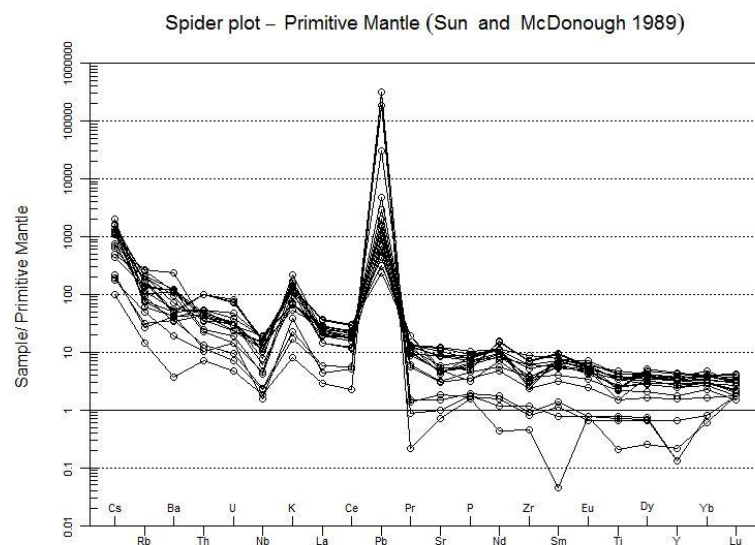
عناصر نادر خاکی جزء عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و در طول فرآیندهای هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی گرمابی نسبتاً غیر متحرک هستند. بدین جهت از این عناصر به علت تحرک بسیار کم در محیط‌های زمین‌شناسی کاربرد فراوانی در تعیین منشأ کانسارهای آذرین، دگرگونی و رسوبی دارد (Lottermoser, 1992, Rollinson, 1993). به واسطه تشابه یونی در کانی‌های حامل، عناصر نادر خاکی می‌توانند جانشین یون یا کاتیون‌های اصلی در این کانی‌ها شده و حمل گردند. تفکیک عناصر نادر خاکی بین کانی و سیال همزیست خود، علاوه بر شعاع یونی و بار الکتریکی به عوامل دیگری چون درجه حرارت، فشار و ترکیب شیمیایی سیستم بستگی دارد. برای مطالعه تغییرات عناصر نادر خاکی، نمونه‌هایی از سنگ‌های همراه با کانه‌زایی برداشت شده که پس از آزمایش مورد تجزیه و تحلیل ژئوشیمیایی قرار گرفت. غلظت‌های عناصر نادر خاکی معمولاً به یک مرجع استاندارد مشترک نرمالیزه می‌شوند. در این پژوهش داده‌ها برحسب کندریت‌ها (Nakamura, 1984) و گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) نرمالیزه شده‌اند.

۵-۴-۱- الگوی نمودارهای چند عنصری و REE در سنگ‌های توالی میزبان کانه‌زایی

نمودارهای چندعنصری نسبت به نمودارهای REE دارای مخلوط ناهمگنی از انواع عناصر کمیاب هستند. لذا تعداد پستی و بلندی‌های بیشتری در آن‌ها مشاهده می‌شود که نشانگر رفتار متفاوت گروه‌های مختلف عناصر کمیاب است. برای مثال عناصر متحرک (Cs, Eu, Sr, Ba, K, Rb) LIL و عناصر کم تحرک (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta) رفتارهای متفاوتی دارند. غلظت عناصر LIL تابعی از نحوه رفتار فاز سیال است در صورتی که غلظت عناصر HFSE به وسیله‌ی شیمی سنگ منشأ و فرآیندهای بلور/ مذاب که در حین تشکیل سنگ صورت می‌گیرد، کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). از آنجایی که فرآیند دگرسانی بر روی عناصر کم تحرک مانند Ti, P, Zr, Y, Nb تأثیر کمتری دارند (Winchester & Floyd, 1977)، این عناصر داده‌های قابل اعتمادتری را برای نام‌گذاری سنگ‌ها ارائه می‌دهند. در نمونه‌های مورد مطالعه الگوی عناصر نادر خاکی و کمیاب نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)، غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نظیر Th, K, Cs, Rb و تمرکز پایینی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Nb و Ti نشان می‌دهد (شکل ۵-۳). بالا بودن غلظت عناصر (Sr, Pb, Cs, Rb, Ba) LILE در نمونه‌های مورد مطالعه شاید به دلیل

تأثیر پوسته قاره‌ای در ماگماهای سازنده آن‌ها باشد. نسبت عناصر LILE/ HFSE در سنگ‌های مورد مطالعه بالا است به گونه‌ای که نسبت Rb/ Zr, Sr/ Zr, Ba/ Hf در این سنگ‌ها بالا است. بالا بودن نسبت LILE/ HFSE و LREE/ HREE جزء نشانه‌های فرورانش محسوب می‌شود (Zanetti et al, 1999). چون عناصر HFSE و HREE کم تحرک بوده و در صفحه فرورانده باقی می‌مانند و این در حالی است که عناصر LILE و LREE متحرک‌ترند و از طریق ذوب‌شدگی یا از دست دادن آب، به ماگمای تولید شده در منطقه فرورانش اضافه می‌شوند (Pearce et al, 1995). نظر به این که نسبت‌های فوق بین عناصر LILE و LREE در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نیز مشاهده می‌شود لذا به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها نیز متعلق به محیط فرورانش باشد. تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا مانند Ti, Nb, P که از ویژگی‌های برجسته محیط‌های کم‌انرژی می‌باشد، می‌تواند ناشی از خاستگاه ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده، گوشته فوقانی بالای آن، تبلور تفریقی و یا آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد (Saunders et al, 1992, Nagudi et al, 2003). آلیش با مواد پوسته‌ای موجب تغییرات در فراوانی برخی عناصر فرعی (بخصوص عناصر ناسازگار) می‌شود، به‌عنوان مثال آلیش با مواد پوسته‌ای باعث افزایش میزان Ba, K, Rb و از طرفی کاهش Nb, Ti, Y, Zr می‌شود (Reichew et al, 2004). آنومالی مثبت Pb به دگر نهادی گوه گوشته‌ای به وسیله شاره‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو یا آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (Kamber et al, 2002). عنصر K ناهنجاری مثبت را نشان می‌دهد که به اعتقاد (Roger, 1992) منشأ K معمولاً رسوبات می‌باشد که توسط ورقه فرورونده وارد گوشته شده‌اند. یکی از مهم‌ترین ناهنجاری‌های منفی مربوط به عنصر Nb می‌شود، تهی‌شدگی Nb در ماگماهای بازیک تا حدواسط دلیلی بر وجود ارتباط با فرآیند فرورانش می‌باشد (Wilson, 1989). Rollinson (1993) اعتقاد به این موضوع دارد که تهی‌شدگی از عنصر Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و ممکن است نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی باشد. Chappell, 1999 معتقد است که سیال‌ها و مذاب‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو با متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای بالای خودشان، باعث ایجاد بی‌هنجاری منفی Nb می‌شوند. Aldanmaz (2002) تهی‌شدگی از عنصر Nb را نشان‌دهنده محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای می‌دانند و معتقدند که در اثر آلودگی توسط پوسته به وجود آمده است که در تمام طول فرآیند تبلور بخشی رخ می‌دهد.

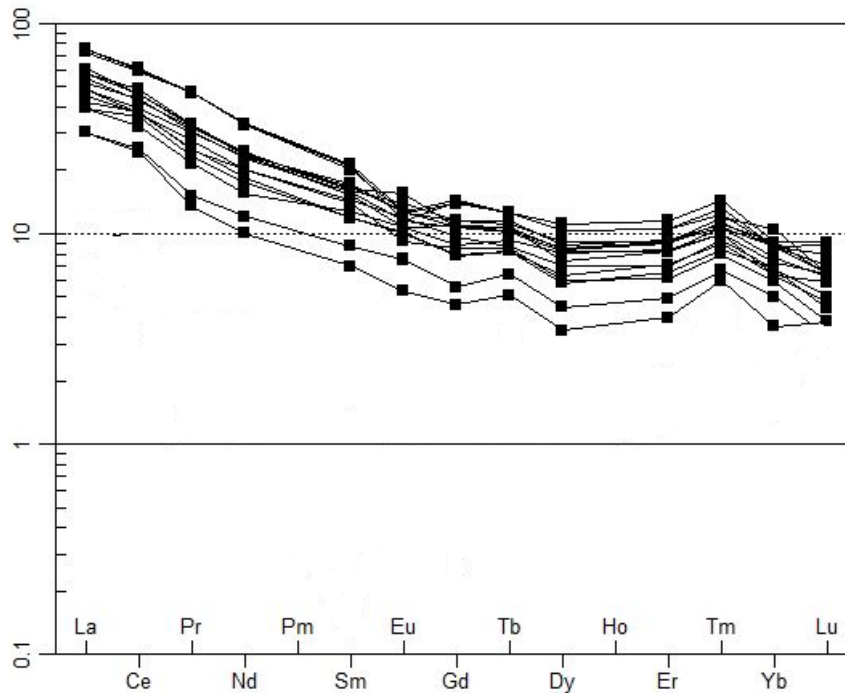
Leroux, 2002 ناهنجاری منفی عنصر Nb را محصول فرآیند آزدایی در زون فرورانش می‌دانند و معتقدند هستند که این امکان وجود دارد که گوشته موجود بر بالای پوسته اقیانوسی فرورانده شده به‌طور محلی توسط مواد حاصل از آزدایی این پوسته که به سمت بالا در حال صعود می‌باشد، آلوده شود که این امر می‌تواند قبل از شکسته شدن پوسته قاره‌ای قرارگرفته بر روی گوه گوشته‌ای رخ می‌دهد و با توجه به تحرک پایین Nb میزان این عنصر در سیالات حاصل از فرورانش پایین است و لذا در گوه گوشته‌ای دگرسان شده توسط سیالات، میزان Nb پایین خواهد ماند. He, 2007 معتقدند که تمام ماگماهای قوس از Nb تهی‌شدگی دارند که علت آن در ماهیت فرورانش و عدم تحرک Nb و باقی ماندن آن در صفحه فرورانده شده است به‌طوری‌که این عنصر در سیالات آزاد شده از صفحه وارد نمی‌شود، آن‌ها همچنین غنی‌شدگی سنگ‌ها از Sr Cs, Ba, Pb را به ماهیت فرورانش مربوط می‌دانند و چون این عناصر از تحرک نسبتاً بالایی برخوردارند و سیالات مشتق شده از صفحه فرو رونده غنی از این عناصر هستند. الگوی عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت (Nakamura, 1984) نرمالیزه شده، یک غنی‌شدگی متوسط از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و یک روند نزولی از سمت عناصر نادر خاکی سبک به سمت عناصر نادر خاکی سنگین در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵- نمودار عناصر فرعی و کمیاب در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه (Sun &

McDonough, 1989) نرمالیزه شده‌اند.

Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)



شکل ۵-۴- نمودار عناصر نادر خاکی در سنگ منطقه مورد مطالعه که نسبت به کندریت (Nakamura, 1984) نرمالیزه شده‌اند.

۵-۵- وضعیت همبستگی و ارتباط ژئوشیمیایی بین عناصر

وضعیت توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی یک کانسار و بررسی ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، از مهم‌ترین موارد در بررسی ژئوشیمیایی جهت تشخیص فرآیندهای مؤثر در تشکیل کانسار است (Barnes, 1997). تشخیص ارتباط و همبستگی متقابل بین عناصر مختلف می‌تواند در ارزیابی دقیق‌تر محیط‌های ژئوشیمیایی به کار گرفته شود. محاسبه ضریب همبستگی در واقع نشان‌دهنده رابطه تنه‌نشست و کانی‌زایی گروهی از عناصر هم خانواده است به طوری که عناصر هم خانواده معمولاً با هم متمرکز و تشکیل می‌شوند (حسنی‌پاک، ۱۳۷۰). به منظور بررسی همبستگی بین عناصر در کانسار چندفلزی گلرو، با استفاده از نرم‌افزار SPSS ضریب همبستگی عناصر محاسبه و در جدول (۳-۵) آورده شده است. به کمک تحلیل و بررسی ضرایب همبستگی بین عناصر این امکان به وجود می‌آید که مراحل کانه‌زایی یعنی منشأهای مختلف پیدایش

تشخیص داده شود. ضریب همبستگی بین دو عدد ۱- و ۱+ متغیر است، وجود همبستگی مثبت بیشتر از ۰/۵+ نشان‌دهنده خروج یا ورود دو عنصر از یک محیط و یا معرف منشأ یکسان دو عنصر است. همبستگی منفی ۰/۵- نشان‌دهنده ارتباط معکوس دو عنصر با یکدیگر می‌باشد. به این معنی که ورود یک عنصر به یک محیط، هم‌زمان با خروج دیگری صورت می‌پذیرد و یا دو عنصر از دو منبع جدا از یکدیگر مشتق شده‌اند. اعداد ۰/۵ تا صفر و ۰/۵- تا صفر نشان از همبستگی ضعیف یا عدم همبستگی بین زوج عناصر دارد. اهمیت روش آماری تعیین همبستگی رتبه‌ای، غیر پارامتری بودن آن است به این معنی که تحت تأثیر نوع تابع توزیع نبوده و بنابراین می‌توان هر مجموعه‌ای از اطلاعات را بدون آن که نیازی به بررسی تابع توزیع آن‌ها و یا احتمالاً تبدیل آن‌ها به داده‌های با توزیع نرمال باشد، مورد بررسی قرار داد و میزان ارتباط احتمالی بین آن‌ها را به صورت عددی و با احتمال معین بیان کرد. مطابق ضرایب همبستگی به دست آمده عناصر مس، سرب، روی و کبالت همبستگی خیلی بالایی دارند. نقره با سرب، مس و روی بیشترین همبستگی رو دارد که نشان می‌دهد نقره بیشتر در ساختار گالن و سپس کالکوپیریت و اسفالریت قرار دارد. آرسنیک با مس دارای همبستگی منفی می‌باشد که نشان‌دهنده دور شدن آرسنیک از مرکز سیستم است. همبستگی پایین مس با کروم به شرایط Eh-pH محیط بستگی دارد، به این صورت که کروم در شرایط اکسیدی و مس در شرایط احیایی ته‌نشین می‌شود. همبستگی منفی مس با وانادیوم به ضریب حلالیت این عناصر مربوط است و عواملی مانند دگرسانی و مهاجرت مسبب این همبستگی منفی بوده است.

جدول ۵-۳- ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر کمیاب

	logAg	logBa	logCu	logMn	logPb	logZn	logS	logV	logSr	logCo	logAs
logAg	1	-.566"	.919"	-.530'	.923"	.876"	.438	-.798"	-.878"	.685"	-.265
logBa	-.566"	1	-.718"	.219	-.517'	-.523'	-.123	.574"	.537'	-.696"	.060
logCu	.919"	-.718"	1	-.439	.876"	.879"	.235	-.727"	-.813"	.769"	-.283
logMn	-.530'	.219	-.439	1	-.407	-.350	-.527'	.631"	.651"	-.014	-.179
logPb	.923"	-.517'	.876"	-.407	1	.956"	.419	-.626"	-.802"	.692"	-.210
logZn	.876"	-.523'	.879"	-.350	.956"	1	.301	-.560'	-.767"	.714"	-.252
logS	.438	-.123	.235	-.527'	.419	.301	1	-.332	-.414	.181	.309
logV	-.798"	.574"	-.727"	.631"	-.626"	-.560'	-.332	1	.903"	-.384	.170
logSr	-.878"	.537'	-.813"	.651"	-.802"	-.767"	-.414	.903"	1	-.509'	.099
logCo	.685"	-.696"	.769"	-.014	.692"	.714"	.181	-.384	-.509'	1	-.314
logAs	-.265	.060	-.283	-.179	-.210	-.252	.309	.170	.099	-.314	1

۵-۶- ستون‌های لیتوژئوشیمیایی و بررسی تغییرات عناصر در منطقه کانسار چندفلزی گلو- اردونی.

به منظور بررسی الگوی توزیع و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در کانسار چندفلزی گلو- اردونی نمودار تغییرات میزان عناصر را براساس گمانه GP-7 رسم می‌کنیم. نتایج حاصل از آن در شکل (۵-۵) نشان داده شده است.

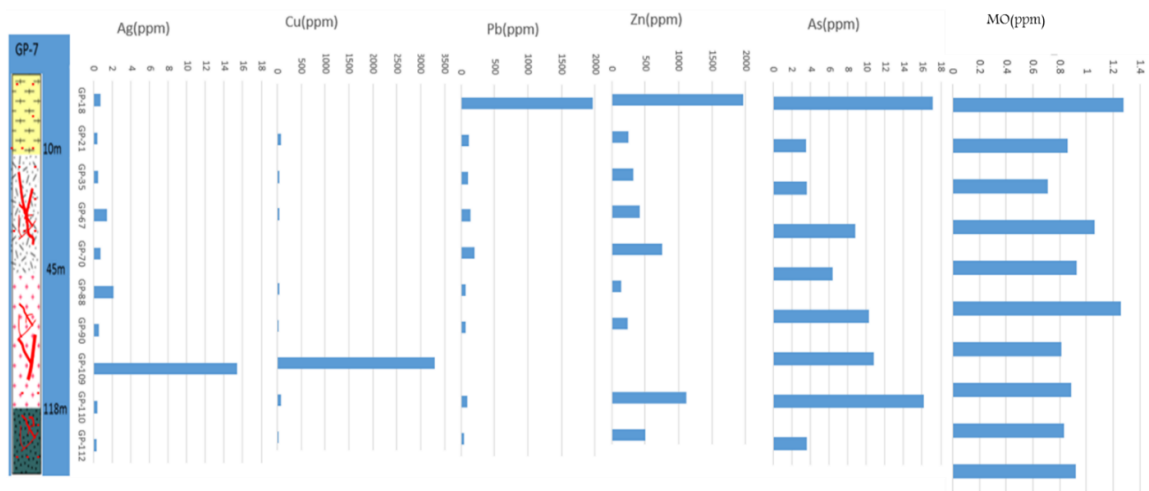
مس (Cu): مس در تمام مقاطع لیتوژئوشیمیایی به مقدار قابل ملاحظه وجود دارد. بیشترین تمرکز مس

۸۴ متری بوده است.

سرب (Pb): مقدار سرب در بخش‌های مختلف کاهش می‌یابد که احتمالاً به تحرک پذیری بالای سرب ارتباط دارد.

آرسنیک (As): آرسنیک می‌توان گفت که در کل نمونه‌ها به طور متوسط وجود دارد.

روی (Zn): میزان روی در عمق‌های مختلف تغییرات زیادی نشان می‌دهد. که احتمالاً به تحرک پذیری بالای روی مرتبط است.



شکل ۵-۶- نمودار تغییرات میزان عناصر در گمانه GP-7 کانسار چندفلزی گلو- اردونی براساس داده‌های ICP-MS. (راهنمای شکل مشابه جدول ۳-۱)

۵-۷- آنالیز Fire Assay

از آنجایی که طلا در کانسارهای گرمابی معمولاً بیشتر در فازهای سیلیسی و همراه با کانی‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت و ...) یافت می‌شوند. جهت تشخیص طلا سه نمونه از منطقه مورد مطالعه که حاوی کانی‌های سولفیدی می‌باشند انتخاب و به روش Fire Assay آنالیز شده است. نمونه دستی آن‌ها در شکل (۵-۶) و جواب آنالیز در جدول (۵-۴) آورده شده است.



شکل ۵-۷- الف- نمونه دستی به شماره B-01 حاوی دگرسانی فیلیک، ب- نمونه دستی به شماره B-03 حاوی رگه‌های کانه‌دار سولفیدی و کوارتز دودی، پ- نمونه دستی به شماره B-02 حاوی پیریت‌های پراکنده و رگچه‌های پیریت‌دار.

جدول ۵-۴- مشخصات نمونه‌های منطقه مورد مطالعه جهت تشخیص طلا با استفاده از آنالیز Fire Assay

میزان طلا	نوع نمونه	شماره نمونه
5ppb	نمونه توف حاوی دگرسانی فیلیک عمق ۸۷ متری	B-01
11ppb	نمونه آندزیت حاوی پیریت‌های دانه پراکنده و رگچه‌های پیریت، عمق ۶۰ متری	B-02
17ppb	رگه‌های کانه‌دار سولفیدی و کوارتز دودی در سنگ میزبان	B-03

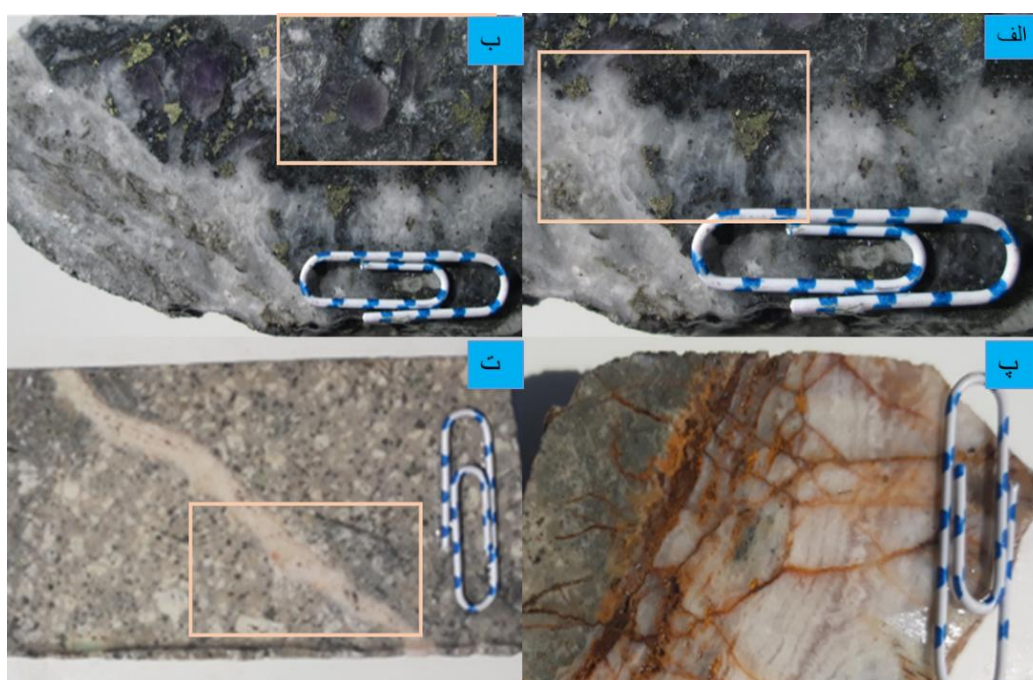
فصل هشتم: مطالعات سیالات درگیر

شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات کانه‌دار در تیپ‌های مختلف کانسارها، متفاوت است. در شرایط متفاوتی از PH و EH، فوگاسیته اکسیژن، فوگاسیته گوگرد، عمق و فشار پارائنز کانیاپی خاصی به وجود می‌آید که همین امر سبب اختلاف در نوع و ترکیب کانی‌شناسی و در نهایت به وجود آمدن دگرسانی‌ها و زون‌بندی کانیاپی گوناگون در کانسارهای مختلف می‌گردد (Perer et al, 1999). آگاهی از درجه حرارت تشکیل کانسارها نه تنها از جهت تعیین منشأ اهمیت دارد، بلکه از لحاظ اهداف اکتشافی نیز ضروری می‌باشد (شهاب‌پور، ۱۳۸۲). منشأ سیالات کانه‌دار می‌تواند ماگمایی، اقیانوسی، جوی و ... باشد. این منشأ می‌تواند توسط مطالعه و بررسی سیالات درگیر و روش‌های مختلف آنالیز آن‌ها و نیز مطالعات ایزوتوپی پایدار مشخص گردد. دمای سیالات کانه‌دار را نیز می‌توان با استفاده از روش‌های مطالعات سیالات درگیر و ایزوتوپی پایدار مشخص نمود که در بین آن‌ها دماسنجی سیالات درگیر مطمئن‌ترین روش است. دمای سیالات کانه‌دار نیز بستگی به منشأ سیال دارد. سیالاتی با منشأ ماگمایی، دمایی بالایی داشته و با فاصله گرفتن از توده نفوذی و مخلوط شدن با آب‌های جوی دمای محلول کانه‌دار کاهش پیدا می‌کند. توأم با پیشرفت تکنیک‌های تجزیه‌ای، هر ساله حجم زیادی از یافته‌ها و تحقیقات نوین علمی در رابطه با نحوه مطالعات و تجزیه سیالات درگیر در کانسارهای مختلف ارائه می‌شود. این مسأله، اهمیت سیالات درگیر را به عنوان ابزار اکتشافی مناسب و سودمند نشان می‌دهد. با توجه به این که سیالات درگیر، در واقع باقی‌مانده و فسیل سیالات هیدروترمال کانه‌دار هستند، می‌توانند اطلاعات سودمندی را درباره شیمی سیال و فرآیندهای ته‌نشست سیالات کانه‌دار فراهم نمایند.

۶-۲- نمونه‌برداری و آماده‌سازی نمونه‌ها

جهت تعیین دما، شوری، چگالی سیال مسئول کانه‌زایی و دگرسانی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، و تکمیل مطالعات زمین‌شناسی و پتروژنز، تعداد ۴ نمونه از کانی کوارتز شفاف، از رگه-رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی-کربناتی انتخاب و از آن‌ها مقطع دوبرصیقل تهیه شد (شکل ۶-۱). نمونه‌های انتخاب شده، هم‌زمان با کانه‌زایی می‌باشند و حاوی کانه‌های کالکوپیریت، پیریت و گالن هستند. از ۴ نمونه‌ای انتخاب شده (نمونه رگه کوارتز

شیری ۱ و نمونه رگه کوارتز ۳، نمونه پ و ت در شکل ۶-۱) نمونه به دلیل کوچک بودن سیال‌های درگیر آن‌ها قابل اندازه‌گیری نبوده‌اند. مطالعات پتروگرافی و ریز دماسنجی در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه صنعتی شاهرود توسط دستگاه Lin Kam مدل MDSG600 صورت گرفته است. تمام نمونه‌های سیال درگیر مطالعه شده از نوع اولیه و دارای فاز مایع + گاز می‌باشند. نتایج مطالعات انجام گرفته بر روی این نمونه‌ها در جدول (۶-۱) آمده است.



شکل ۶-۱- نمونه دستی انتخاب شده برای مطالعات سیالات درگیر در منطقه مورد مطالعه.

جدول ۶-۱- نتایج مطالعات نمونه‌های سیالات درگیر در کانسار چندفازی مورد مطالعه.

Sample no.	origin	Texture	Phases	V/L	$T_E(^{\circ}C)$	$T_M(^{\circ}C)$	$T_h(^{\circ}C)$	(Wt% Na cl)
GP-16	P	Quartz vein	L+V	1/3	-44	-4.2	205	7.00
GP-16	P	Quartz vein	L+V	1/3	-42	-3.6	198	6.13
GP-11	P	Quartz vein	L+V	¼	-42.5	-4.2	115.3	7.00
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-42	-3.8	103	6.42
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-39.2	-1.4	96.8	2.68
GP-11	P	Quartz vein	L+V	½	-43	-2.8	195.2	4.91
GP-16	P	Quartz vein	L+V	1/3	-42.8	-3.9	191	6.57
GP-11-31	P	Quartz vein	L+V	1/3	-43.7	-3.2	97.9	5.53
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-44.1	-2.9	120	5.07
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-44.3	-3	183	5.22
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-43.8	-3.1	161	5.37
GP-11	P	Quartz vein	L+V	½	-44.1	-3	167	5.22

GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-42	-2	115	3.65
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-44.7	-4.5	215	7.43
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-41.3	-3	98.7	5.22
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-39	-2	98	3.65
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/5	-41	-3	97	5.22
GP-16	P	Quartz vein	L+V	1/2.5	-44.5	-4.8	215	7.86
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-47	-2.7	238	4.76
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-41.3	-3	98.5	5.22
GP-11	P	Quartz vein	L+V	½	-41	-3.9	97.9	6.57
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-41	-3	98.3	5.22
GP-11	P	Quartz vein	L+V	¼	-49	-3.2	192.2	5.53
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-48.5	-3.4	231.8	5.83
GP-11	P	Quartz vein	L+V	½	-46.1	-3.3	162.4	5.68
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-42.4	-2	114.7	3.65
GP-11	P	Quartz vein	L+V	¼	-39	-2.3	109.9	4.13
GP-16	P	Quartz vein	L+V	1/3	-45.2	-2.5	187	4.45
GP-11	P	Quartz vein	L+V	½	-47	-4.3	205.1	7.15
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-47.5	-4.1	105.2	6.86
GP-11	P	Quartz vein	L+V	¼	-45.8	-3.8	97.5	6.42
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	-47.2	-4.3	118.3	7.15
GP-11	P	Quartz vein	L+V	1/3	41.9	-3.6	99.2	6.13
GP-11	P	Quartzvein	L+V	1/3	-41.3	-3	98.7	5.22

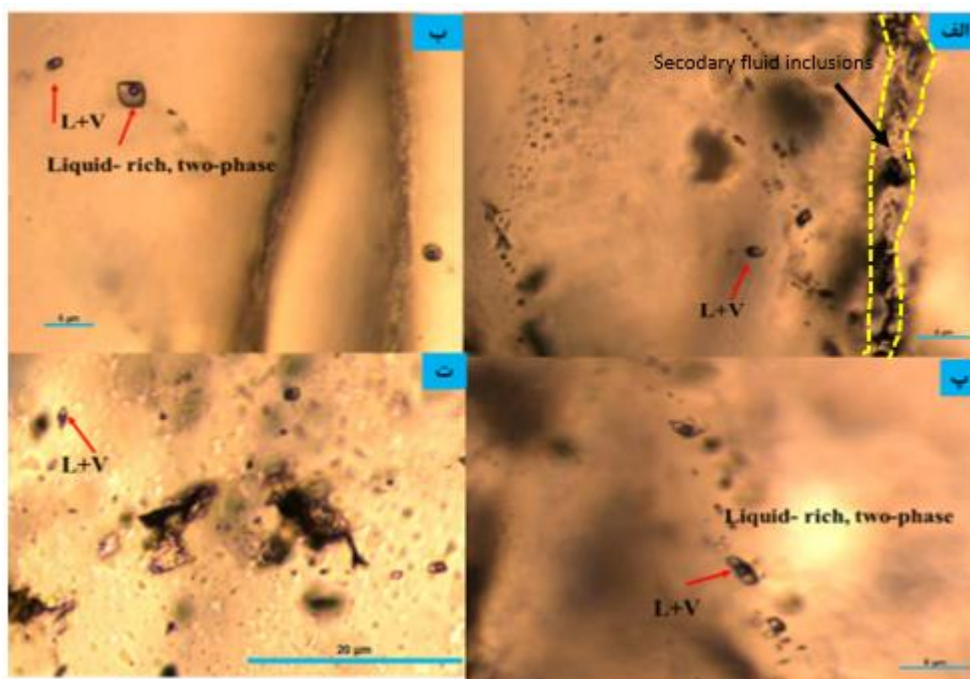
۶-۳- مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر

سیالات درگیر ممکن است در تمام کانی‌ها یافت شوند (Velencia Moreno et al, 2001). ده کانی اصلی که در آن‌ها انکلوزیون‌ها به‌طور رایج گزارش شده‌اند شامل کوارتز، فلوریت، هالیت، کلسیت، آپاتیت، دولومیت، اسفالریت، باریت، توپاز و کاسیتريت می‌باشند. مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر دارای اهمیت خاصی می‌باشد زیرا که در این مرحله، علاوه بر تعیین انواع و مشخصات هر یک از آن‌ها، سیالات درگیر مناسب از نظر اندازه و نوع (اولیه، ثانویه کاذب) برای مرحله بعدی انتخاب می‌شوند. به عبارت دیگر، حتی در صورت امکان تجزیه سیالات درگیر، بدون انجام مطالعات پتروگرافی، نمی‌توان به داده‌های آن‌ها اعتماد کرد. همچنین، با دقت و مطالعه دقیق در این مرحله می‌توان اطلاعات مهمی در رابطه با ویژگی‌های سیال کانه‌دار، سیر تکاملی آن‌ها و نیز فرآیند ژئوشیمیایی مؤثر در نهشت سیالات درگیر مانند پدیده جوشش، اختلاط و جدایش فازی را تا حدودی شناسایی نمود (Ioannou et al, 2007). در مطالعات پتروگرافی، موارد زیر مورد بررسی قرار می‌گیرند: ۱- تعیین و تفکیک انواع سیالات درگیر از نظر اولیه، ثانویه، کاذب. ۲- طبقه‌بندی سیالات درگیر براساس تعداد

فازهای موجود. ۳- تعیین پاراژنز سیالات درگیر براساس تعیین روابط بافتی میان آن‌ها. ۴- تعیین اندازه یا قطر سیالات درگیر. ۵- تعیین شکل سیالات درگیر، قابل ذکر است که سیالات درگیر با اشکال غیرعادی مانند بلورهای منفی، سیالات کشیده شده و یا دارای اشکال متقارن جهت انجام مطالعات دماسنجی مناسب نیستند (Khgel, 2008). ۶- تعیین ابعاد فازهای دختر. ۷- تعیین درصد فاز غالب در هر سیال. ۸- اندازه‌گیری درجه پرشدگی به‌طور تقریبی.

۴-۶- شکل ظاهری سیالات درگیر

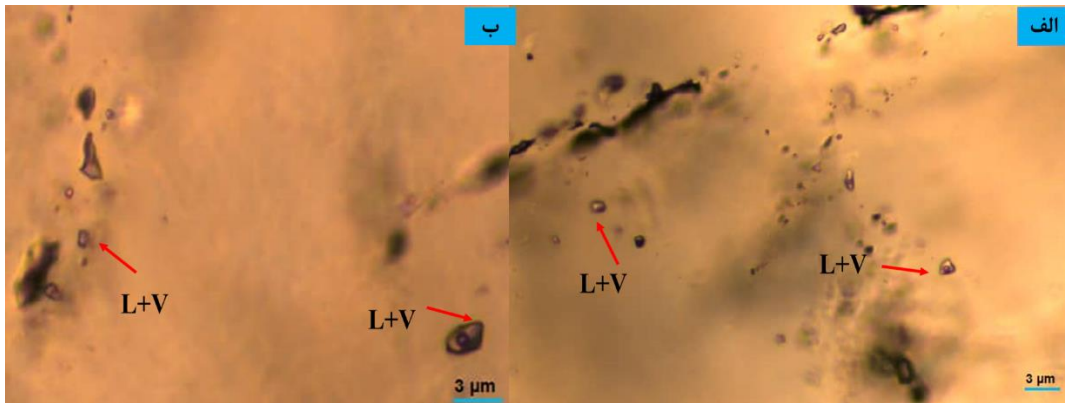
شکل سیالات درگیر کاملاً متفاوت می‌باشد و تا حدودی به‌وسیله ساختمان بلوری کانی میزبان کنترل می‌شود. سیالات درگیر ممکن است شکل کامل بلور منفی را به خود بگیرند و یا کاملاً شکل نامنظم داشته باشد (Shelton & McMenemy, 2004). به‌طور کلی از لحاظ شکل ظاهری (مورفولوژیکی)، سیالات درگیر در نمونه‌ها را می‌توان به ترتیب به میانبرهای سیال با اشکال کشیده، چندوجهی نامنظم و شکل منفی بلور (Negative crystal) تقسیم‌بندی نمود (شکل ۶-۲).



شکل ۶-۲- الف- سیالات درگیر دو فاز (L+V) ، سیالات ثانویه ب- سیالات درگیر دو فاز (L+V) غنی از مایع، پ، ت- پدیده باریک‌شدگی در سیالات درگیر دو فاز (L+V) .

۶-۵- اندازه سیالات درگیر

سیالات درگیر معمولاً کوچکتر از ۱۰۰ میکرون هستند. معمول‌ترین اندازه ذکر شده، در محدوده ۵ تا ۱۰ میکرون می‌باشد. اما سیالات درگیر کوچک، فراوان‌تر هستند که کوچکی اندازه این سیالات درگیر یکی از مشکلات مطالعه آن‌ها است (Wilkinson. 2001). از نظر اندازه، سیالات درگیر در کانسار چندفیزی گلو-اردونی، غالباً ریز تا بسیار ریز بوده و در محدوده بین ۲,۵ تا ۶ میکرون قرار می‌گیرند (شکل ۶-۳).










شکل ۶-۳- الف، ب- اندازه سیالات درگیر در میانبراهای مطالعه شده در کانسار چندفیزی گلو.

۶-۶- طبقه‌بندی و پارائنز سیالات درگیر

به‌منظور رده‌بندی سیالات درگیر از نظر منشأ و نیز نوع آن‌ها بر مبنای محتوای سیال و یا به عبارتی ترکیب فازهای مشاهده شده در دمای اتاق، از روش (Shepher et al. 1985) استفاده شده است (جدول ۶-۲). سیالات درگیر اولیه در حین رشد بلور میزبان تشکیل شده و معمولاً به‌صورت سیالات منفرد یا گروه‌های سه‌بعدی، موازی با سطوح رشد بلوری و یا به‌صورت تصادفی در داخل کانی میزبان مشاهده می‌شوند. این سیالات معمولاً حاشیه بلورهای میزبان را قطع می‌کنند. سیالات درگیر ثانویه کاذب نیز در طی پرشدگی شکستگی‌ها اما قبل از اتمام رشد بلور میزبان تشکیل می‌شوند (Shepher et al. 1985). سیالات درگیر اولیه و ثانویه کاذب انعکاسی از ویژگی‌های سیالات کانسارساز به هنگام رشد بلورها بوده و سیالات درگیر ثانویه تنها صرف سیالات بعدی هستند که معمولاً بی‌ارتباط با رشد اولیه بوده و فقط اطلاعاتی درباره مراحل پسین فعالیت‌های هیدروترمال در اختیار می‌گذارند (Shepher et al. 1985). براساس مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر محدوده معدنی کانسار

چندفیزی گلو در نمونه‌های مطالعه شده، از نوع دو فاز (مایع و گاز) و اولیه شناسایی شده است.

جدول ۶-۲- رده‌بندی انواع سیالات درگیر بر مبنای انواع فازهای موجود در دمای اتاق و محتوای آن‌ها (Shepher et al. 1985).

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

۶-۷- مطالعات دماسنجی سیالات درگیر

مطالعات سیالات درگیر طی آزمایش گرمایش و سرمایش در دستگاه میکروسکوپی مجهز به پلاتین گرمایی- سرمایی در دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شد. مطالعات میکروترمومتری براساس مشاهده دقیق و تشخیص تغییرات فازی سیال درگیر، طی مراحل سرمایش و گرمایش بناشده است. در این مطالعات عملیات سرمایش بر گرمایش مقدم است.

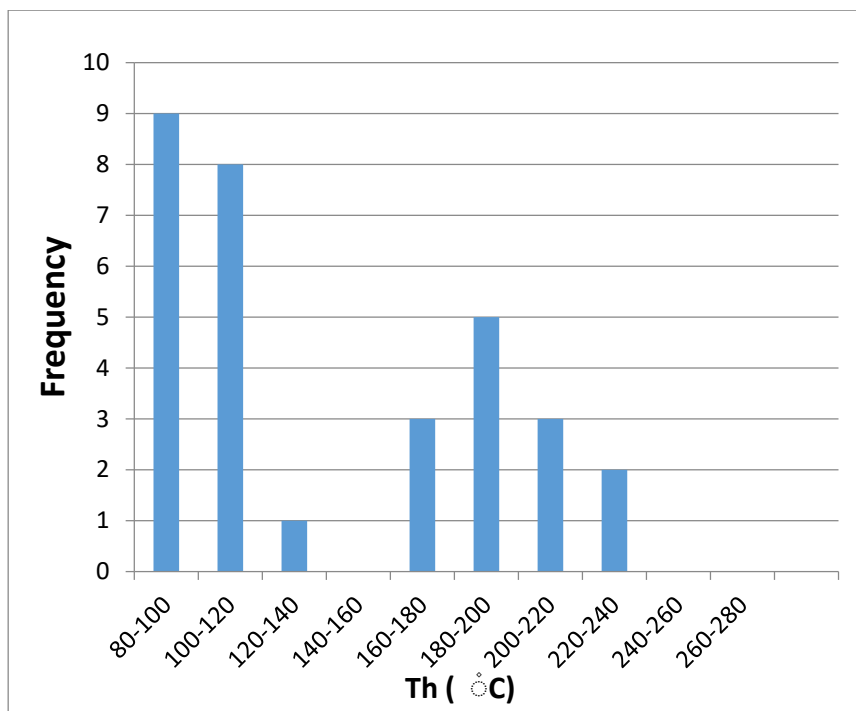
سرمایش :

از این مطالعات برای به دست آوردن درجه شوری سیال استفاده می‌شود. بسته به نوع فازهای تشکیل شده، ترکیب و چگالی و یا شوری سیالات مختلف در دماهای مختلف منجمد می‌شوند. پس از انجماد کامل سیال، با

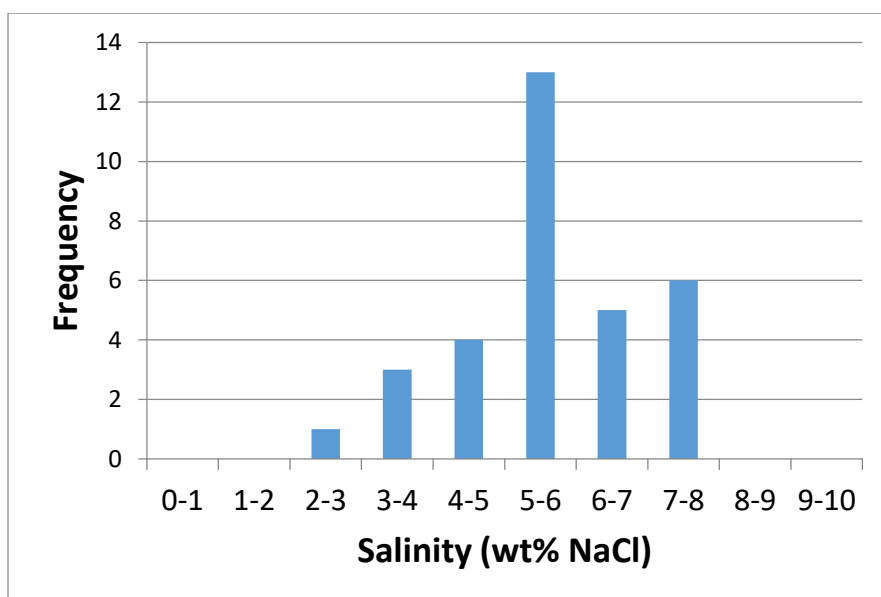
یک روند آهسته و یکنواخت، دما افزایش داده شده تا یخ شروع به ذوب شدن کند. ذوب یخ معمولاً از حاشیه‌ها شروع به سمت داخل ادامه می‌یابد تا این که ذوب کامل شود. اولین قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارت دیگر اولین دمایی که در آن یخ ذوب می‌شود، دمای یوتکتیک (T_E) نامیده می‌شود. این دما ارتباط مستقیم با نوع نمک‌ها و کاتیون‌های موجود در مایع دارد (Bodnar et al, 1994). 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 می‌شود، دمای ذوب نهایی یخ (T_m) نامیده شده و نشان‌دهنده میزان شوری سیال است.

گرمایش :

دماسنجی در همه سیالات درگیر به روش گرمایش و تعیین دقیق درجه حرارت همگن شدن (T_h) صورت گرفته است. در نتیجه حداقل دمای تشکیل کانی کوارتز همراه با کانی‌های سولفیدی رگچه‌ی به دست می‌آید. برای به دست آمدن دمای واقعی تشکیل، فشار ستون چینه‌ای که در آن زمان بر روی کانی‌سازی قرار داشته، لازم است و می‌بایست بر روی دمای همگن شدن به دست آمده، تصحیح فشار صورت بگیرد. با توجه به جایگیری سیستم‌های اپی ترمال در اعماق کم که بیشتر همراه با فشار هیدروستاتیک هستند تأثیر فشار بر روی سیالات درگیر واقع در این محیط‌های کانی‌سازی نیز ناچیز است (Ruggier, 1996). بنابراین دمای همگن شدن به دست آمده را می‌توان دمای واقعی تشکیل کوارتز و دمای کانی‌سازی منطقه در نظر گرفت. شکل‌های (۴-۶ و ۵-۶) به ترتیب هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن و شوری سیالات درگیر در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد.



شکل ۴-۶- هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن سیالات درگیر منطقه مورد مطالعه.

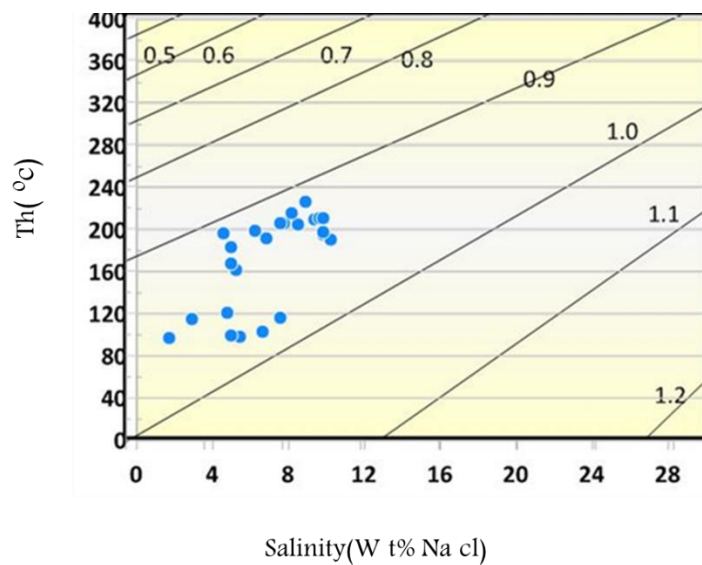


شکل ۵-۶- هیستوگرام فراوانی شوری سیالات درگیر منطقه مورد مطالعه.

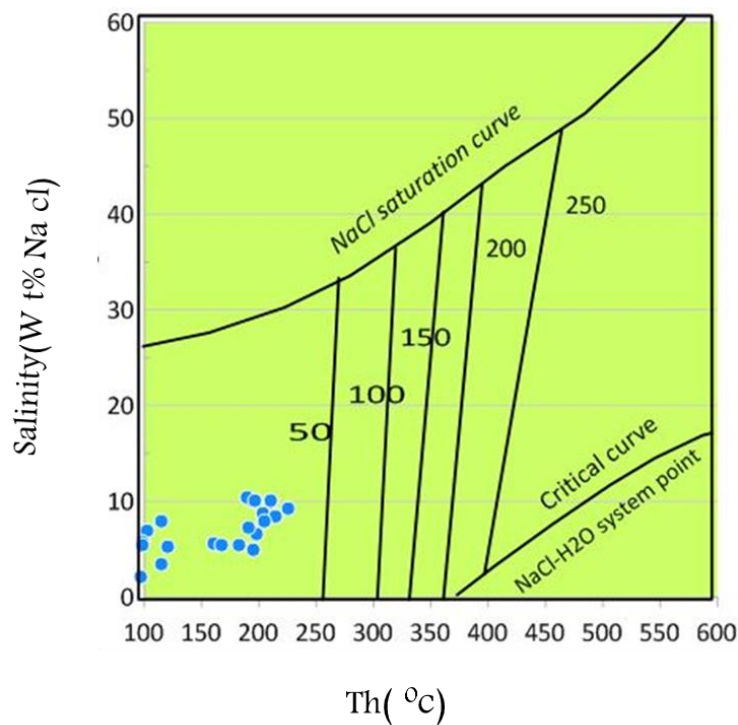
۸-۶- تعیین چگالی و فشار بخار میانبار سیال

با استفاده از نمودار (Wilkinson, 2001) که براساس دمای همگن شدن در برابر شوری سیال طراحی شده است. می توان چگالی را محاسبه کرد. چگالی سیال در نمونه های مورد مطالعه بین ۰,۶ تا ۰,۷ گرم بر متر مکعب

قرار می‌گیرند (شکل ۶-۶). براساس این نمودار با افزایش شوری میانبرهای سیال، چگالی افزایش می‌یابد. به‌منظور تعیین فشار می‌توان از نمودار (Ramdohr, 1980) استفاده کرد. براساس این نمودار، فشار حاکم در طی تشکیل کانسنگ در کانسار مورد مطالعه در بازه ۱-۲ گرم بر سانتی‌متر مکعب است (شکل ۶-۷).



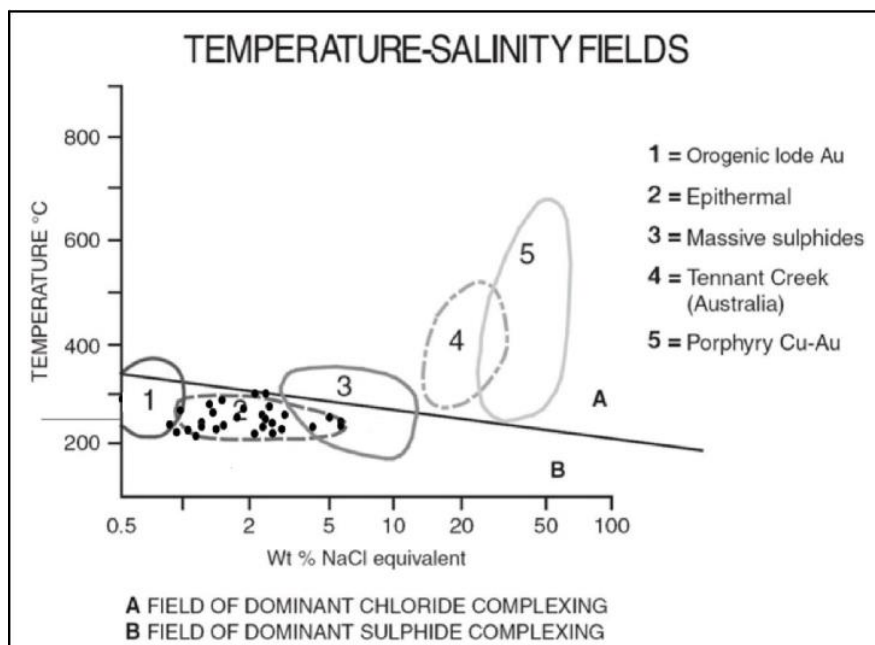
شکل ۶-۶- نمودار دمای همگن شده در برابر شوری و تعیین چگالی سیال در نمونه‌های مورد مطالعه (Wilkinson, 2001).



شکل ۶-۷- نمودار تعیین فشار بخار محلول براساس شوری و دمای همگن شدن (Ramdohr, 1980).

۹-۶- تعیین ترکیب سیالات درگیر و لیگاندهای حمل کننده فلزات

ترکیب شیمیایی سیالات درگیر را علاوه بر روش‌های کمی، می‌توان با روش‌های کیفی نیز تعیین کرد. با توجه به اینکه در این نمونه‌ها شوری بسیار پایین بوده، بنابراین هیچ‌گونه کانی نوزادی تشکیل نشده است ولی چون در دماهای ائوتکتیک (T_{FM}) پایین‌تر از $21^{\circ}C$ ، نمک احتمالی موجود در سیال NaCl می‌باشد، می‌توان به حضور کاتیون Na^{+} و آنیون Cl^{-} پی برد. از طرفی ترسیم داده‌های شوری و دمای همگن شدن کانسار چندفلزی گلو-اردونی بر روی نمودار (Larg et al, 1988)، غلبه کمپلکس‌های بی سولفیدی را بر کلریدی نشان می‌دهد و بنابراین با توجه به دمای پایین سیالات می‌توان کمپلکس اصلی را کمپلکس بی سولفیدی دانست (شکل ۶-۸). وجود کانه‌های کالکوپیریت و گالن مطلب را تأیید می‌کند. البته حضور کانه‌های کربناته مس مانند مالاکیت و آزوریت و کانی باطله کلسیت در رگه‌های سیلیسی نیز می‌تواند به حضور آنیون CO_3^{2-} یا HCO_3^{-} در سیالات اشاره کند که البته بیشتر دارای منشأ جوی یا سوپرژن می‌باشند.

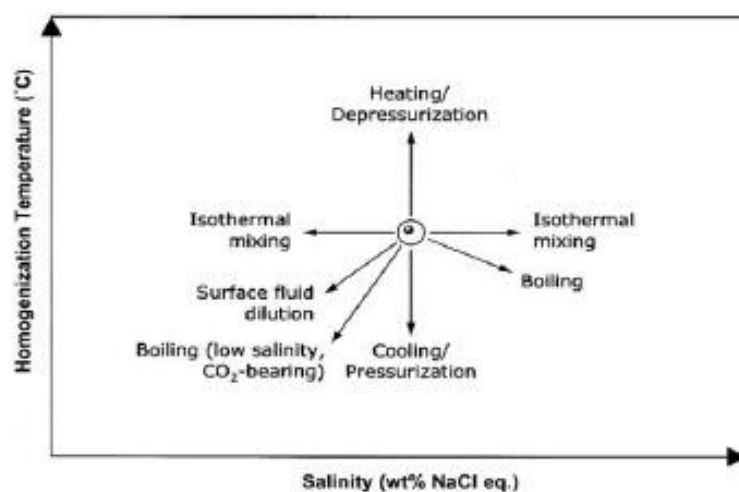


شکل ۶-۸- نمودار دمای همگن شدن- شوری سیالات درگیر برای تعیین لیگاند حمل کننده فلزات (Larg et al, 1988).

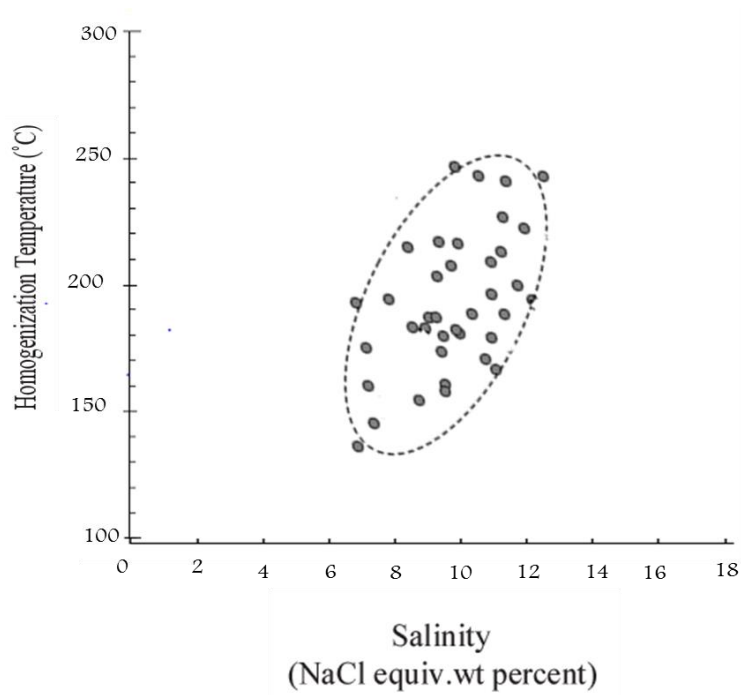
۱۰-۶- تعیین عوامل فیزیکوشیمیایی مؤثر بر ته‌نشست ذخیره

در بسیاری از ذخایر معدنی به‌خصوص ذخایر اپی‌ترمال، پورفیری، ماسیوسولفید و ذخایر طلای نوع کوهزایی،

فرآیندهای فیزیکوشیمیایی مانند اختلاط، جدایش فازها، رقیق شدن توسط آبهای جوی، پدیده جوشش و سرد شدگی مهم‌ترین مکانیسم‌هایی هستند که در نهایت سبب ته‌نشینی و تمرکز اقتصادی ذخایر معدنی می‌شوند. برای اغلب سولفیدها، به‌طور تئوری و تجربی مشاهده شده است که انتقال غلظت‌های مهم گوگرد و فلزات همراه با یک سیال مشکل بوده و تنها زمانی که گوگرد در حالت اکسید و به‌صورت سولفات انتقال می‌یابد یک سیال در انتقال آن مؤثر است. در نتیجه گوگرد و فلزات، اغلب توسط دو سیال جداگانه انتقال می‌یابند و تشکیل کانه هنگامی صورت می‌گیرد که دو سیال با یکدیگر اختلاط نمایند. طبق نمودار تعیین روند فرآیندهای فیزیکوشیمیایی مؤثر در تشکیل سیالات درگیر که براساس شوری سیال و دمای همگن شدن توسط (Wilkinson, 2001) ارائه شده است (شکل ۶-۹) می‌توان گفت مؤثرترین فرآیند فیزیکی جهت تشکیل و ته‌نشست فلزات در کانسار چندفلزی گلو-اردونی اختلاط آبهای سرد جوی با شوری کم با سیالات گرمایی با شوری بالاتر است (شکل ۶-۱۰).



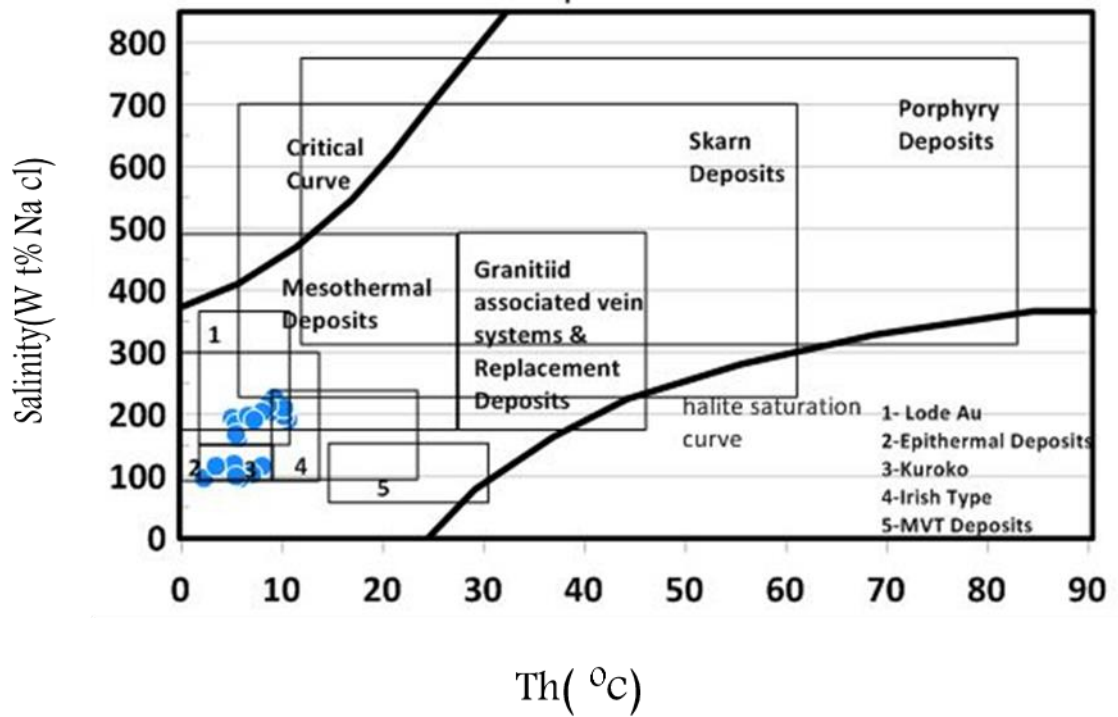
شکل ۶-۹- نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن که فرآیندهای متفاوت ایجاد سیالات را نشان می‌دهد (Wilkinson, 2001).



شکل ۶-۱۰- نمودار شوری - دما نمونه‌های سیالات درگیر کانسار چندفلزی گلو- اردونی.

۶-۱۱- تعیین تیپ احتمالی کانسار براساس مطالعه سیالات درگیر

براساس نمودار دمای همگن شده و شوری سیال (Wilkinson, 2001)، مقایسه نتایج حاصل از میکروترمومتری سیالات درگیر در کانسار چندفلزی گلو با ویژگی‌های سایر ذخایر نشان می‌دهد که داده‌های سیالات درگیر تقریباً در محدوده کانسار اپی‌ترمال واقع شده‌اند (شکل ۶-۱۱).



شکل ۶-۱۱- نمودار خلاصه شده دما- شوری سیالات درگیر کانسارهای مختلف (Wilkinson, 2001) و موقعیت تقریبی

نمونه‌های کانسار چندفلزی گلو.

فصل، بمقتم: یتپ کانہ زایی، الگوی تشکیل، نتیجہ گیری و

پیشنادات

۷-۱- مقدمه

ارائه یک الگوی زمین‌ساختی و پیشنهاد یک راهکاری اکتشافی مبتنی بر مطالعه کانسارهای مشابه، یکی از مهم‌ترین اهداف مطالعه هر کانسار می‌باشد. که در گرو شناخت دقیق عوامل کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی است. در این فصل براساس نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی و داده‌های حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی و سیالات درگیر، ابتدا به بررسی ارائه الگو و مدل تشکیل برای این نوع کانه‌زایی پرداخته و نهایتاً جهت مشخص کردن تیپ کانه‌زایی اقدام به مقایسه کانسار چندفلزی گلو با تیپ‌های کانه‌زایی مشابه در ایران و جهان نموده و در آخر پیشنهادهایی جهت کارهای اکتشافی و تحقیقات تکمیلی بعدی ارائه گردیده است.

۷-۲- خلاصه‌ای از شواهد ژنتیکی موجود در ارتباط با کانه‌زایی

۷-۲-۱- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

کانسار چندفلزی گلو در شرق ایران، در منتهی‌الیه جنوبی استان خراسان جنوبی واقع شده است. از نظر تقسیمات ساختاری محدوده مورد مطالعه در جنوبی‌ترین بخش از کمربند آتشفشانی- نفوذی بلوک لوت جای دارد. واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه براساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ده سلم (Griffs et al., 1992) و شواهد صحرایی نهشته‌های منطقه‌ی مورد بررسی به پس از ائوسن تعلق داشته و سنگ‌های قدیمی‌تر از ائوسن در محدوده مورد مطالعه برونزد ندارد. سنگ‌های منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری که شامل آندزیت- داسیت، توف داسیتی با سن ائوسن میانی- بالایی می‌باشد. این سنگ‌ها به سری‌های ماگمایی کالک آلکالن پتاسیم بالا تعلق دارند.

۷-۲-۲- شواهد ساختاری

منطقه مورد مطالعه به لحاظ تکتونیکی فعال و دارای گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان می‌باشد که ارتباط تنگاتنگ تمرکز اقتصادی ماده معدنی با گسل‌ها و شکستگی‌ها، فرضیه ایجاد فضای خالی توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها را تقویت می‌کند. کانه‌زایی گرمابی به صورت شکاف پرکن در طول صفحات گسلی و شکستگی‌ها

و به صورت رگه - رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و برشی در سنگ میزبان (آندزیت- داسیت، توف داسیتی) رخ داده است. مطالعات کانی‌شناسی مانند کشیدگی رخ‌های مثلثی گالن و شکستگی‌های موجود در پیریت‌های منطقه گویای تنش‌های تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

۷-۲-۳ - کانی‌زایی و دگرسانی

کانی‌زایی در قسمت‌های سطحی منطقه مورد مطالعه به صورت کانی‌های کربناته و کانی‌های اکسیدی می‌باشد. خلل و فرج سنگ‌ها، گسل‌ها، درزه و شکاف‌هایی که در جهات مختلف سنگ‌های میزبان را قطع کرده‌اند به صورت شبکه‌ای نامنظم، فضای مناسب برای ورود محلول‌های کانه‌دار فراهم کرده است. عوامل مؤثر کانه‌زایی در منطقه عبارت‌اند از: ۱- کنترل‌های ساختاری (گسل‌ها، شکستگی‌ها و درز و شکاف)، ۲- لیتولوژی سنگ‌های دربرگیرنده، ۳- محلول‌های گرمابی که در سنگ‌ها با لیتولوژی مناسب جریان یافته و باعث تمرکز عناصر گردیده‌اند، ۴- حضور توده‌های نفوذی در عمق به‌عنوان موتور حرارتی. براساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی در منطقه مورد مطالعه، کانی‌زایی به چهار صورت وجود دارد عبارت‌اند از: ۱- رگه- رگچه‌ای، ۲- برشی شدن، ۳- پرکننده حفره‌ها و فضای خالی، ۴- دانه پراکنده. واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته است. ویژگی که منطقه را حائز اهمیت کرده است وجود دگرسانی‌های سیلیسی، سریسیتی، پتاسیک، پروپلتیک، آرژیلیک و همچنین حضور کربنات و سولفیدها مس و روی (سروزیت، مالاکیت، آزوریت و لیناریت) در سنگ‌های منطقه است.

۷-۲-۴ - کانی‌شناسی و ساخت و بافت

براساس مشاهدات صحرایی، میکروسکوپی کانی‌های تشکیل‌دهنده این کانسار به چهار گروه: ۱- کانی‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، گالن، اسفالریت و کوولیت)، ۲- کانی‌های کربناته (مالاکیت و آزوریت)، ۳- کانی‌های اکسیدی (لیناریت، مگنتیت، هماتیت و گوتیت)، ۴- کانی‌های باطله (کوارتز، کلسیت، کلریت و کانی‌های رسی) رده‌بندی شده‌اند. عمده‌ترین بافت کانی‌ها در کانسار چندفلزی گلو بافت رگه- رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، جانشینی و هم‌رشدی است. ساخت‌های مشاهده شده در منطقه می‌توان به رگه‌ای، پرکننده فضاهای خالی و برشی اشاره نمود.

۷-۲-۵ - ژئوشیمی سنگ‌های آذرین و جایگاه تکتونیکی منطقه

نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکتونوماگمایی، نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی هستند که در آن ماگماهای تولید شده و جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی می‌توانند براساس شیمی خود از یکدیگر متمایز شوند. در این نمودارها ماگمای تشکیل شده در جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف براساس تغییرات ژئوشیمیایی متفاوت عناصر اصلی، فرعی و کمیاب از یکدیگر جدا می‌شوند (Turner et al, 1996). طبق مطالعات ژئوشیمی و براساس نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/ Y از Winchester & Floyd (1977) سنگ‌های مورد مطالعه کانسار چندفلزی گلو دارای ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی و آلكالی بازالت هستند (شکل ۶-۱). برای تفکیک سری‌های ماگمایی از نمودار دو متغییر Th در برابر Co از Hastie et al (2007) استفاده می‌شوند. این نمودار از دو عنصر با رفتارهای متفاوت تشکیل شده است. Th یک عنصر ناسازگار است که در درجات پایین ذوب بخشی وارد مذاب می‌شود. در صورتی که Co به واسطه‌ی پایداری میدان بلوری خود و مشابهت شعاع مؤثر آن با عنصر Mg در درجات بالای ذوب بخشی وارد مذاب می‌شود. در نمودار مذکور، نمونه‌ها در محدوده کالک آلكالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶-۲). براساس الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نظیر Th, K, Cs, Rb و تمرکز پایینی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Nb و Ti نشان می‌دهد (شکل ۶-۴). بالا بودن غلظت عناصر LILE (Sr, Pb, Cs, Rb, Ba) در نمونه‌های مورد مطالعه شاید به دلیل تأثیر پوسته قاره‌ای در ماگماهای سازنده آن‌ها باشد. نسبت عناصر LILE/ HFSE در سنگ‌های مورد مطالعه بالا است به گونه‌ای که نسبت Ba/ Hf, Sr/ Zr, Rb/ Zr در این سنگ‌ها بالا است. بالا بودن نسبت LILE/ HFSE و LREE/ HREE جزء نشانه‌های فرورانش محسوب می‌شود (Zanetti et al, 1999). چون عناصر HFSE و HREE کم تحرک بوده و در صفحه فرورانده باقی می‌مانند و این در حالی است که عناصر LILE و LREE متحرک‌ترند و از طریق ذوب‌شدگی یا از دست دادن آب، به ماگمای تولید شده در منطقه فرورانش اضافه می‌شوند (Pearce et al, 1995). نظر به این که نسبت‌های فوق بین عناصر LILE و LREE در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نیز مشاهده می‌شود لذا به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها نیز متعلق به محیط فرورانش باشد. تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا مانند Ti, Nb, P که از ویژگی‌های برجسته

محیط‌های کم‌انرژی می‌باشد، می‌تواند ناشی از خاستگاه ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده، گوشته فوقانی بالای آن، تبلور تفریقی و یا آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد (Saunders et al, 1992, Nagudi et al, 2003).

۷-۳- الگوی تشکیل کانسار چندفلزی گلو- اردونی

به‌منظور ارائه تیپ کانی‌سازی در کانسار چندفلزی مورد مطالعه بایستی به مواردی که در ضمن مطالعات میکروسکوپی و شواهد صحرایی مشخص شده‌اند، توجه نمود که این موارد عبارت‌اند از:

(۱) سنگ میزبان کانسارهای چندفلزی گلو- اردونی از نوع سنگ‌های آتشفشانی می‌باشند که در بلوک لوت قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها دارای ترکیب سنگ‌شناسی آندزیت، آندزیت بازالت؛ داسیت و سنگ‌های آذرآواری شامل توف و لیتیک توف هستند.

(۲) بافت کانی‌سازی عمدتاً به‌صورت پرکننده فضای خالی و جانشینی می‌باشد که بافت پرکننده فضای خالی معرف چرخش آزاد سیالات کانه‌ساز است.

(۳) نقش گسل‌ها و شکستگی‌ها در انتقال و هدایت سیالات قابل توجه بوده است.

(۴) وجود آلونیت اگرچه شاخص کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا است ولی این کانی در کانسار گلو- اردونی به‌صورت ثانویه و سوپرژن تشکیل شده است.

(۵) کانی‌سازی در کانسار چندفلزی گلو- اردونی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن انجام شده است.

(۶) وجود توده‌های داسیتی و آندزیتی به‌عنوان تأمین‌کننده عناصر در کانسار مورد مطالعه.

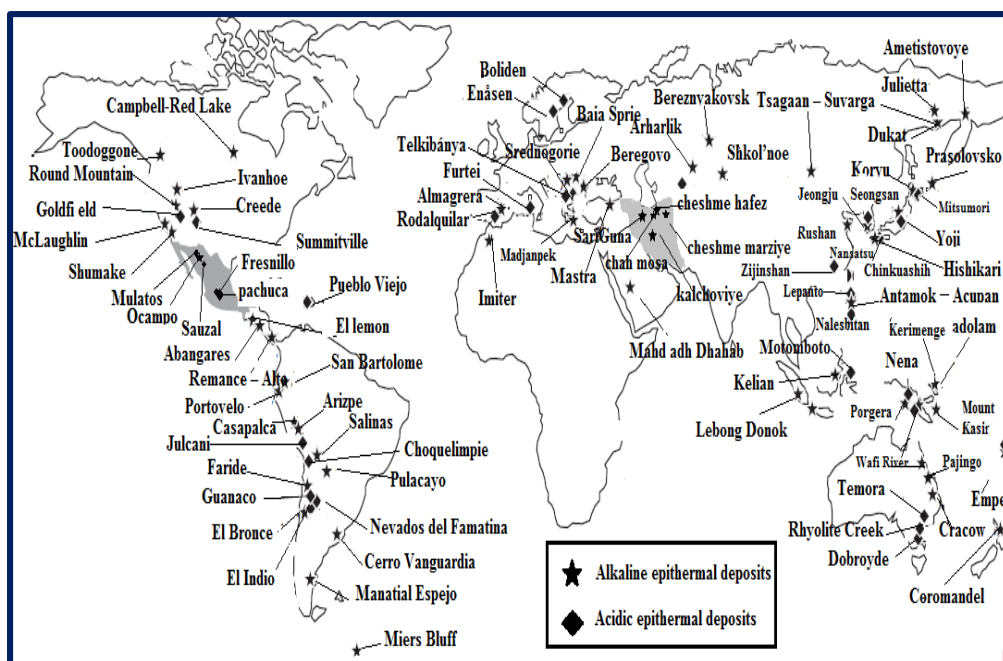
(۷) وجود دگرسانی‌های سیلیسی، سربیتی، پروپلتیک، کلریتی و کربناتی در کانسار مورد مطالعه.

با توجه به شواهد فوق‌الذکر کانه‌زایی گلو- اردونی یک کانسار رگه‌ای گرمابی است. که کانسارهای رگه‌ای گرمابی شامل الف- کانسارهای اپی‌ترمال ب- کانسارهای کردیلرایی می‌باشد.

۷-۴- مقایسه ویژگی‌های کانسارهای چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای اپی‌ترمال

کانسارهای اپی‌ترمال در نتیجه فعالیت آتشفشان‌ها، در عمق کم و درجه حرارت کم تشکیل می‌شوند. امروزه اصطلاح کانسارهای اپی‌ترمال برای دسته‌ای از ذخایر معدنی به کار می‌رود که در دماهای نسبتاً پایین (۱۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و معمولاً ۱۷۰ تا ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد) و در اعماق کم (کمتر از یک کیلومتر) تشکیل می‌شود (White., 2003). از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، پژوهشگران متعدد کانسارهای اپی‌ترمال را از ویژگی‌های ماگمایی، کانی‌شناسی دگرسانی گرمابی به سه رده؛ سولفید پایین (L.S)؛ سولفید متوسط (I.S) و سولفید بالا (H.S) تقسیم می‌کنند (Sillitoe & Hedenquist., 2003; Cooke & Deyell., 2003; Sillitoe., 2005; Simmons et al., 1989). کانسارهای اپی‌ترمال اکثراً به همراه رگه‌هایی سیلیسی شکافه پرکن، رگه‌های نامنظم دارای شعب فرعی، استوک‌ورک، دودکش‌های برشی، فضا پر شده توسط سیالات یافت می‌شوند. بافت پرکننده فضاهای خالی و بافت جانیشینی از بافت‌های معمول در این کانسارها می‌باشد. کانسارهای اپی‌ترمال عمدتاً در نزدیکی مناطق آتشفشانی ترشیری واقع هستند. در کشور ایران و در سایر نقاط جهان شاهد کانسارهای اپی‌ترمال با کانی‌سازی فلزات پایه و گران‌بها از جمله مس، سرب، روی، طلا و نقره هستیم (شکل ۷-۱). بر پایه مطالعات (Chen et al., 2012) فلزات پایه و گران‌بها در سیستم‌های اپی‌ترمال از لحاظ اقتصادی فراوانی قابل توجهی را نشان می‌دهند. کانسارهای اپی‌ترمال در محیط‌های متفاوت زمین‌شناسی تشکیل می‌شوند که نشان‌دهنده شرایط مختلف فعالیت‌های آذرین، تکتونیکی و ساختمانی مؤثر در تشکیل آن‌هاست. در زیر به اختصار این عوامل بررسی می‌شوند: الف) فعالیت‌های آذرین: کانسارهای اپی‌ترمال معمولاً از نظر زمانی و مکانی، همراه با سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی‌های نیمه عمیق مرتبط با آن‌ها می‌باشند (Sillito & Bornham, 1984). حتی در مواردی که این ذخایر قبل از فعالیت‌های آتشفشانی تشکیل شده باشند، باز هم یک منبع گرمایی آذرین در نظر گرفته می‌شود. فعالیت‌های آذرین دارای دو نقش عمده می‌باشند: الف) به‌عنوان یک موتور حرارتی جهت تشکیل یک جریان همرفتی. ب) تأمین عناصر لازم جهت تشکیل کانسار (Guilbert & Park, 1997). تعداد کمی از ذخایر اپی‌ترمال می‌توانند در ارتباط با توده‌های نفوذی عمیق باشند و چنین

ارتباطی فقط زمانی وجود دارد که فرسایش عمیقی صورت گرفته باشد. ب) محیط‌های تکتونیکی و شرایط ساختمانی مناسب، به نظر (Panteleyar, 1986) این نوع ذخایر بیشتر در موقعیت‌های تکتونیکی کششی تشکیل یافته و در مناطق با سیستم‌های شکستگی کششی و گسل‌های نرمال رخ می‌دهند. این عوامل کنترل‌کننده، عمدتاً باعث افزایش نفوذپذیری از طریق شکستگی‌های نزدیک سطحی می‌گردند. گسل‌های ناحیه‌ای یکی دیگر از عوامل کنترل‌کننده مهم در تشکیل این ذخایر است (Mitchell & Balce, 1990). پیریت که از کانی‌های معمول کانسارهای اپی‌ترمال است، در نتیجه هوازدگی، به لیمونیت، گوتیت و هماتیت تبدیل می‌شود و راهنمای مشخصی را به سمت کانسنگ‌ها پدید می‌آورد. بافت‌های ماده معدنی شناخته شده در این کانسارها شامل؛ برشی، پرکننده فضای خالی و شانه‌ای می‌باشند. این ذخایر در مقیاس قاره‌ای در فرورانش حاشیه صفحات قرار می‌گیرند (Heald et al, 1987). خلاصه‌ای از ویژگی‌های کانسارهای اپی‌ترمال براساس مطالعات (Sillitoe & Hedenquist, 2003) در جدول (۷-۱) ارائه شده است.



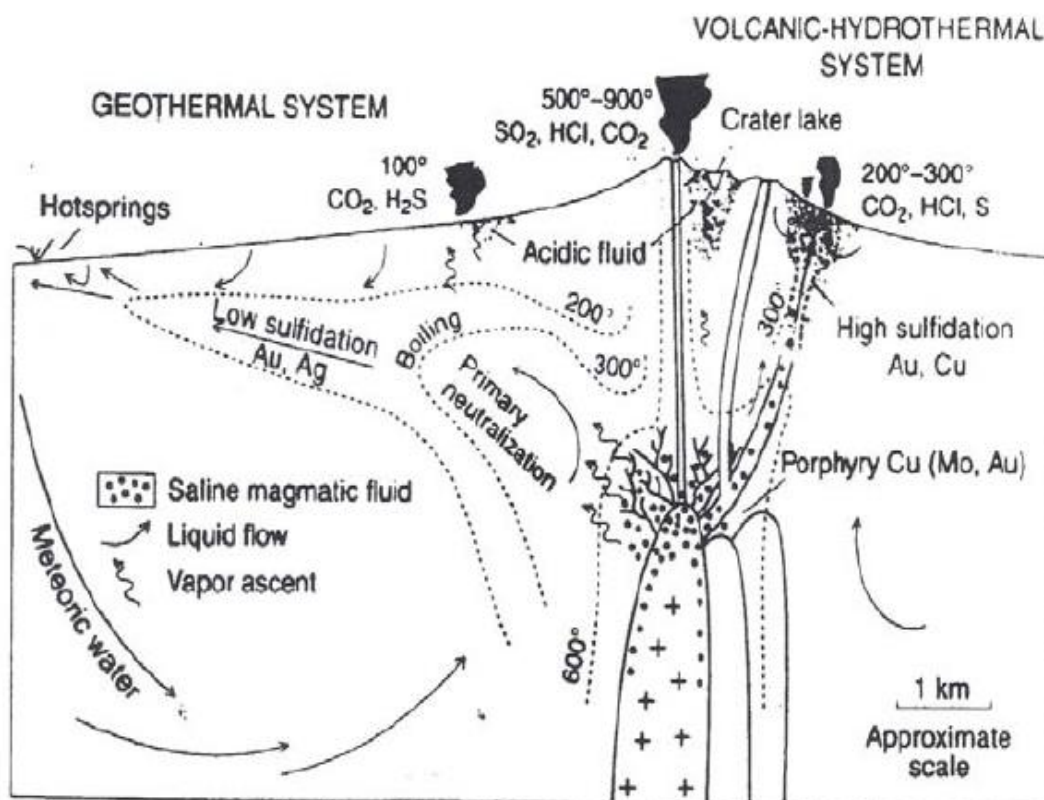
شکل ۷-۱- توزیع جغرافیایی کانسارهای اپی‌ترمال اسیدی (سولفید بالا) و کانسارهای اپی‌ترمال قلیایی (سولفید پایین و متوسط) در جهان.

جدول ۷-۱- برخی از مشخصات مهم کانسارهای اپی ترمال (Sillitoe & Hedenquist., 2003).

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

۷-۴-۱- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای اپی ترمال سولفید بالا (H S)

کانسارهای اپی ترمال HS حاصل فعالیت سیستم‌های آتشفشانی- گرمایی هستند (شکل ۷-۲). این ذخایر که به نام‌های گوناگونی از جمله اسید- سولفات (Heald et al, 1987) و آلونیت کائولینیت (Berger & Henley, 1989) نیز نامیده شده‌اند، توده‌های انارژیتی طلا داری هستند که تشکیل آن‌ها با دگرسانی گسترده و شدید سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته در سنگ میزبان همراه است. این ذخایر ارتباط نزدیکی با سیستم‌های کانه زایی پورفیری نشان می‌دهند (Sillitoe et al, 1984). سیالات کانه‌زای مسئول تشکیل این ذخایر بشدت اسیدی بوده (Sillitoe et al, 1998)، که این امر موجب دگرسانی گسترده در سنگ میزبان می‌شود. اگرچه این کانسارها به صورت رگه‌ای نیز دیده می‌شوند اما عمده کانه زایی در آن‌ها به صورت دانه پراکنده و جانشینی در سنگ میزبان دگرسان شده، مشاهده می‌شود (White & Hedenquist, 1995).

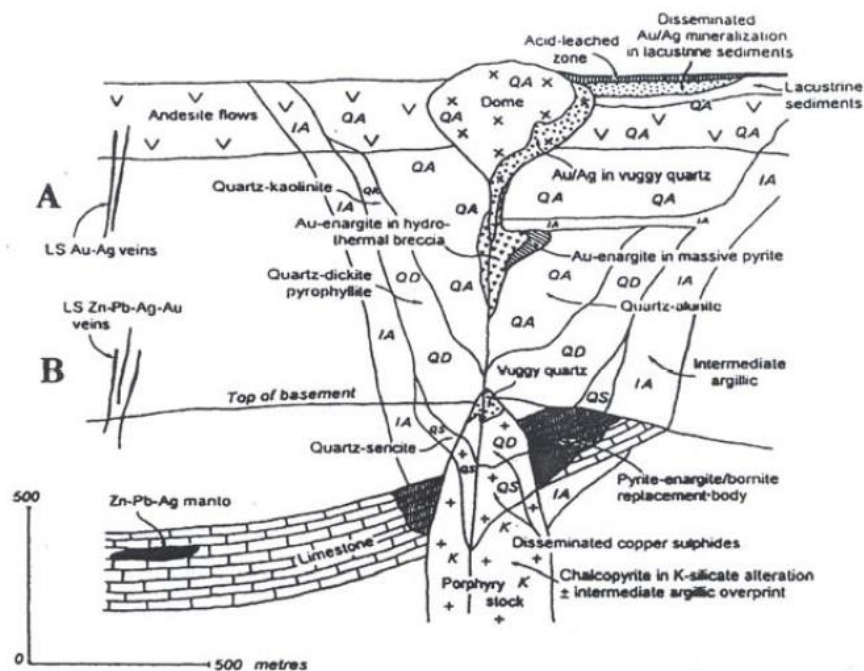


شکل ۷-۲- تصویری از فرآیندهای آتشفشانی - گرمایی (Volcanic- Hydrothermal) و زمین گرمایی و ارتباط آن‌ها با موتور نفوذی و چگونگی تشکیل سیستم‌های کانه‌زایی HS و LS (Hedenquist et al, 200).

۷-۴-۲- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای اپی ترمال سولفید پایین (LS)

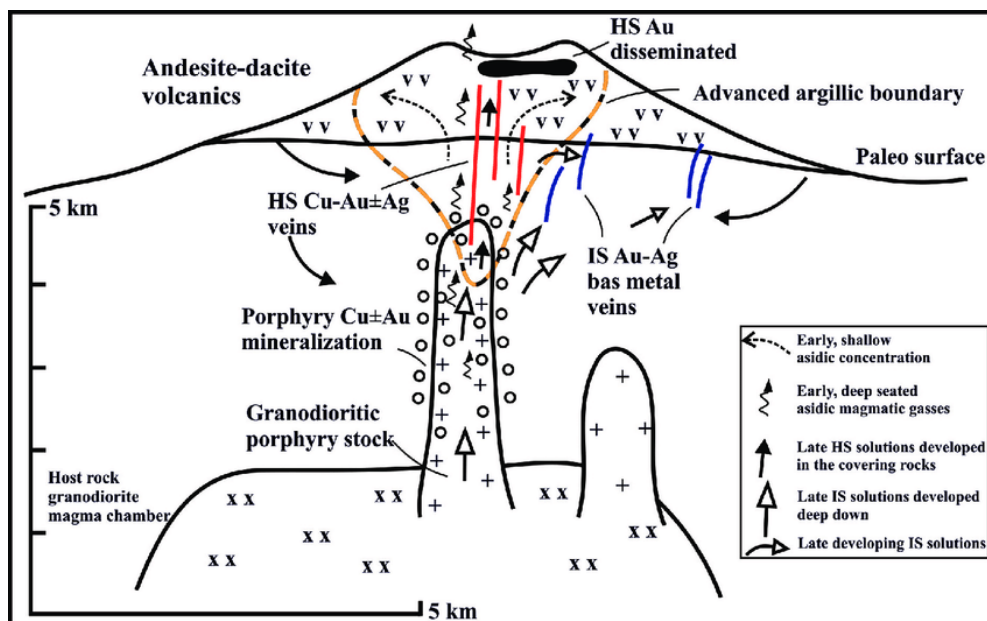
کانسارهای اپی ترمال LS (شکل ۷-۳) محصول فعالیت‌های سیستم‌های زمین گرمایی هستند (Hedenquist, 2000). این تیپ از کانه‌زایی تیپ آدولاریا- سرسیت نیز نامیده می‌شود (Berger & Henley, 1989, Heald, 1987). این کانسارها به‌طور شاخص رگه‌های کوارتز دارای فلزات قیمتی (Au-Ag) و مقادیر متغیری از فلزات پایه (گالن - اسفالریت - کالکوپریت) می‌باشند که از سیالات دارای pH نزدیک به خنثی ته‌نشست پیدا کرده‌اند. این کانسارها بر خلاف تیپ HS، به‌صورت رگه‌ای و استوک ورک دیده می‌شوند و کانه‌زایی پراکنده و جانشینی که در مدل HS متداول است در آن‌ها کمتر دیده می‌شود. کانسارهای LS با توجه به ویژگی‌های از جمله شوری و دمای سیال کانه‌زا و محتوی فلزات پایه خود به دو دسته قابل تقسیم هستند. دسته نخست ذخایر LS فلزات قیمتی (Au-Ag) است که میزان فلزات پایه در آن‌ها اندک بوده و دسته دوم ذخایر LS فلزات قیمتی - فلزات

پایه است که میزان فلزات پایه در آنها بیشتر از دسته نخست بوده که در برخی موارد فقیر از طلا است. این دسته از ذخایر را به منظور تفکیک بیشتر جزء دسته IS قرار داده‌اند.



شکل ۷-۳- تصویری از یک سیستم HS شاخص در بالای یک سیستم کانه‌زایی پورفیری (Sillitoe, 1999). ذخایر اپی‌ترمال LS نیز به‌طور جانبی در این سیستم‌ها تشکیل می‌شوند. نقطه A محل شکل‌گیری ذخایر LS فلزات قیمتی و نقطه B محل شکل‌گیری ذخایر LS فلزات قیمتی - فلزات پایه یا ذخایر IS می‌باشد.

۷-۴-۳- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیدمتوسط (IS) همان‌گونه که ذکر شد این کانسارها دارای میزان فلزات پایه بیشتر نسبت به نوع LS هستند. از ویژگی‌های این کانسارها می‌توان به ۱- دارای مجموعه کانیایی پیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، تتراهدريت، ۲- حاوی نقره و فلزات پایه ۳- عمق کانی‌سازی بین ۳۰۰-۸۰۰ متر، ۴- حجم بیشتر کانی‌سازی سولفیدی است در مقایسه با سیستم LS، ۵- حضور کوارتز با بافت نواریندی و شانه‌ای، ۶- کانی‌سازی مس-سرب-روی - طلا- نقره با مقدار کمتر مولیبدن، آرسنیک و آنتیموان ۷- حضور دگرسانی سریسیت در نزدیکی رگه‌ها و نبود دگرسانی آدولاریا (Sillitoe & Hedenquist, 2003, Downes, 2006) (شکل ۷-۴).



شکل ۷-۴- تصویری از یک سیستم IS شاخص در بالای یک سیستم کانه‌زایی پورفیری (Sillitoe, 1999).

ویژگی‌های شاخص کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای اپی‌ترمال HS مقایسه شد. کانسار چندفلزی گلو- اردونی به دلایل زیر جز کانسارهای HS قرار نمی‌گیرد.

(۱) حضور کانی انارژیت از ویژگی‌های کانسارهای HS است (Einaudi, 2003) که این کانی در کانسار مورد مطالعه تشکیل نشده است.

(۲) دگرسانی‌های کوارتز- آلونیت، کوارتز- پیروفیلیت و کوارتز- دایکیت از شاخص کانسارهای HS است (Sillitoe & Hedenquist, 2003)، در حالی که این دگرسانی‌ها در کانسار چندفلزی گلو- اردونی مشاهده نشده است.

(۳) حضور فراوان گالن و اسفالریت در کانسار مورد مطالعه و عدم رخداد متداول این دو کانی به‌ویژه گالن در کانسارهای HS

(۴) حضور کولیت و کالکوسیت اولیه در کانسارهای HS و عدم حضور این دو کانی به‌صورت اولیه در کانسار چندفلزی گلو- اردونی.

با توجه به ویژگی‌های ذکر شده برای کانسارهای اپی‌ترمال IS و LS، کانسار چندفلزی گلو- اردونی بینابین این دو رده قرار می‌گیرند به دلایل زیر:

(۱) کانی آرسنوپیریت شاخص کانسارهای اپی‌ترمال LS است که آرسنوپیریت در کانسار مورد مطالعه

مشاهده شده است.

۲) کانه‌زایی گالن - اسفالریت - پیریت - کالکوپیریت - تتراهدريت در کانسار چندفلزی گلو - اردونی

۳) حجم بالای سولفید در کانسار مورد مطالعه

۴) حضور دگرسانی سرسیت و عدم دگرسانی آدولاریا در کانسار چندفلزی گلو - اردونی

۵) حضور دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک، سریسیتی و پروپلتیک به همراه بافت‌های رگه‌ای و

شکافه پرکن

ویژگی‌های شاخص کانسار چندفلزی گلو با کانسارهای رگه‌ای چاه مسی نوع (I.S) در استان کرمان، ۳۰ کیلومتری شمال شهر بابک و ۱/۵ کیلومتری جنوب غربی کانسار مس پورفیری میدوک و کانسار قشلاق سرب و روی عباس‌آباد، شمال غربی قزوین که نمونه‌ای از کانسارهای رگه‌ای نوع (L.S) می‌باشند مقایسه کرده و مشخصات آن‌ها در جدول (۲-۷) آورده شده است.

جدول ۲-۷ - مقایسه ویژگی کانسار چندفلزی گلو - اردونی با کانسار رگه‌ای چاه مسی.

ویژگی‌های شاخص	کانسار چندفلزی گلو - اردونی	کانسار چاه مسی (کرمان)
سنگ میزبان	سنگ‌های آتشفشانی آندزیت، داسیت، توف داسیتی	سنگ‌های بازالتی، آندزیتی، بازالتی و توف
نقش تکتونیک منطقه	تأثیر مهم گسل‌ها و شکستگی‌ها در کانی‌زایی	تأثیر مهم گسل‌ها و شکستگی‌ها در کانی‌زایی
بافت کانی‌سازی	رگه‌ای، پرکننده فضای خالی و جانیشینی	پرکننده فضای خالی
سن سنگ میزبان	ائوسن	ائوسن
محیط تکتونوماگمایی	آتشفشان‌های حاشیه قاره‌ای و زون فرورانش	حاشیه قاره‌ای و زون فرورانش
ارتباط با توده‌های نفوذی	وجود توده‌های نفوذی در اطراف کانسار	در مجاور این رگه‌ها کانسار پورفیری مس قرار دارد
سری ماگمایی	کالک آلکالن	آلکالن تا کالک آلکالن
کانی‌های اولیه	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و مقدار کمی تتراهدريت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و مقدار کمی تتراهدريت
کانی‌های ثانویه	لیناردیت، همتیت، گوتیت، انگلزیت، آزوریت، مالاکیت	هماتیت، گوتیت، لیمونیت، مالاکیت، آزوریت، سروریت، اسمیت زونیت

دیواره	سیلیسی، پروپلتیک، سربستی، کربناتی، آرژیلیکی	سیلیسی به صورت هاله نازک، پروپلتیک، کربناتی و آرژیلیکی
منبع	تحقیق حاضر	مدرک (۱۳۸۸)

جدول ۷-۳- مقایسه ویژگی کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسار رگه‌ای عباس آباد.

ویژگی‌های شاخص	کانسار چندفلزی گلو- اردونی	کانسار رگه‌ای عباس آباد (قزوین)
سنگ میزبان	سنگ‌های آتشفشانی آندزیت، داسیت، توف داسیتی	سنگ‌های آتشفشانی بازالت و آندزیت و البوین بازالت، توف و تراکی آندزیت
محیط تکتونوماگمایی	آتشفشان‌های حاشیه قاره ای و زون فرورانش	بازالت‌های و آندزیت های کمان قاره‌ای
بافت کانی سازی	رگه‌ای ، پرکننده فضای خالی و جانشینی	عمدتاً به صورت بافت گرکننده فضای خالی
نقش تکتونیک منطقه	تأثیر مهم گسل‌ها و شکستگی‌ها در کانی‌زایی	تأثیر مهم گسل‌ها و شکستگی‌ها در کانی‌زایی
کانی‌های اولیه	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و مقدار کمی تتراهدريت	کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، تنانتیت، بورنیت، پیریت
کانی‌های ثانویه	لیناردیت، همتیت، گوتیت، آنگلیزیت، آزوریت، مالاکیت	کوولیت، مالاکیت، لیناریت، سروزیت، آزوریت و اکسیدهای آهن
دگرسانی	سیلیسی، پروپلتیک، سربستی، کربناتی، آرژیلیکی	سربستی، آرژیلیکی، سیلیسی و کربناتی
سری ماگمایی	کالک آلکالن	آلکالن و کالک آلکالن
سن	ائوسن	ائوسن
منبع	تحقیق حاضر	مردادی (۱۳۹۰)

۷-۵- مقایسه ویژگی‌های کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای رگه‌ای کردیلرایی

کانسارهای رگه‌ای کردیلرایی، شامل آن دسته از کانسارهای رگه‌ای هستند که جایگزینی آن‌ها عمدتاً در کنترل عوامل ساختاری بوده و فلزات پایه به صورت پرشدگی فضاها یا خالی در میزبان سیلیکاتی یا به صورت جانشینی در میزبان کربناتی و یا انباشت‌های رگه‌ای چندفلزی دیده می‌شوند (Sawkings, 1972). این کانسارها در واقع وابسته به آن دسته از سنگ‌های نفوذی کم عمق هستند که پورفیری‌ها را پدید می‌آورند و از این رو این گونه

نظام‌های رگه‌ای را می‌توان زبانه یا شاخه‌هایی از پورفیری‌ها محسوب کرد. این کانسارها جزء کانسارهای دما متوسط بوده و دارای همان مجموعه عناصر و کانه‌های کانسارهای مس پورفیری هستند. این کانسارها دارای ارتباط زمانی و مکانی با فعالیت‌های آذرین کالکوالکالن بوده و انتقال عناصر توسط محلول‌های گرمابی و نهشت آن‌ها در نزدیکی سطح زمین و در درز و شکاف سنگ میزبان معمولاً آتشفشانی می‌باشد (Fontboté & Bendezú, 2009)، به همین علت نیز به نظر (Sawkings, 1972)، این کانسارها مستعد فرسایش و نابودی بوده و در سرزمین‌هایی که متحمل فرسایش عمیق شده‌اند، یافت نمی‌شوند. در جدول (۴-۷ و ۴-۸) کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای رگه‌ای کردیلرایی مقایسه شده است.

جدول ۴-۷- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای رگه‌ای کردیلرایی

ویژگی‌های شاخص	ذخایر نوع کردیلرایی (Fontboté & Bendezú, 2009)	کانسار چندفلزی گلو- اردونی
ارتباط با فعالیت‌های آذرین	ارتباط زمانی و مکانی با فعالیت‌های آذرین کالک آلکالن	ارتباط زمانی و مکانی با فعالیت‌های آذرین کالک آلکالن
سنگ میزبان	آذرین و کربناتی	آتشفشانی
محیط تکتونیکی	کمان قاره‌ای و حاشیه قاره‌ای	فرورانش
نوع و بافت کانی‌زایی	رگه‌ای و جانشین	رگه‌ای، پرکننده فضای خالی، جانشین، برشی
کانی‌های اصلی	معمولاً دارای همان کانی‌ها و عناصر موجود در ذخایر مس پورفیری	کانه‌های گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت و..
منشأ سیالات	غالباً سیال‌های گرمابی و آذرین	آب‌های جوی و ماگمایی
کنترل‌کننده‌های ساختاری	نهشت کانه‌ها غالباً در گسل‌ها و شکستگی‌ها	نهشت کانه‌ها غالباً در گسل‌ها و شکستگی‌ها

جدول ۷-۵- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای رگهای کردیلرایی فلاور در یوتای انگلیس.

ویژگی‌های شاخص	کانسار فلاور در یوتای انگلیس	کانسار چندفلزی گلو- اردونی
ارتباط با فعالیت‌های آذرین	آذرین کالک آلکان	ارتباط زمانی و مکانی با فعالیت‌های آذرین کالک آلکان
سنگ میزبان	آذرین	آندزیت، توف داسیتی، داسیت
محیط تکتونیک	کمان قاره‌ای و حاشیه قاره‌ای	فرورانش
کانی‌های اصلی	پیریت، اسفالریت، گالن، نقره و طلا، مگنتیت	کانه‌های گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت
شکل کانه سازی	رگه‌ای- رگچه‌ای، برشی و جانشینی	رگه‌ای، پرکننده فضای خالی، جانشینی، برشی
دگرسانی	آرژیلیک، سیلیسی، کربناتی	پتاسیک، پروپلتیک، کربناتی، سیلیسی، کلریتی
منشاء سیالات	غالباً سیال‌های گرمایی و آذرین	آب‌های جوی و ماگمایی
کنترل‌کننده‌های ساختاری	گسل‌ها و درزه و شکستگی‌ها	گسل‌ها و شکستگی‌ها
منبع	Bendezú & Fontboté (2009)	تحقیق حاضر

همان‌طور که در جدول (۷-۴ و ۷-۵) مشخص می‌باشد کانسار مورد مطالعه دارای مشخصاتی نزدیک به کانسارهای رگه‌ای نوع کردیلرایی می‌باشد، از جمله این شباهت‌ها می‌توان به محیط تکتونیک، منشأ سیالات، نوع و بافت کانی‌زایی، کانی‌های اصلی و کنترل‌کننده‌های ساختاری اشاره کرد.

۷-۶- مقایسه ویژگی‌های کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسار پلی متال بلوک لوت

کانسارهای چندفلزی منطقه در کمربند آتشفشانی- نفوذی بلوک لوت واقع شده‌اند. حضور کانی‌سازی گسترده به شکل‌های مختلف در داخل سنگ‌های آتشفشانی- نفوذی از جالب‌ترین و چشم‌گیرترین، ویژگی زمین‌شناسی اقتصادی این منطقه محسوب می‌شود. در جدول (۷-۶) ویژگی‌های شاخص کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسار چندفلزی در بلوک لوت آورده شده است.

جدول ۷-۶- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسارهای چندفلزی در بلوک لوت

ویژگی‌های شاخص	گلو- اردونی	حوض رئیس	گله چاه	شوراب	چند فلز ماهور	اندیس معدنی چوبان
سنگ میزبان	آندزیت- داسیت، توف داسیتی	بیوتیت پیروکسن مونزونیت پورفیری	کوارتز لاتیت تا کوارتز پیروکسن مونزونیت پورفیری	داسیت پورفیری، شیل و سیلستون ژوراسیک	آندزیت، آپلیت، گرانیتی، گرانوفیر	کوارتز لاتیت پورفیری تا ریوداسیت و داسیت‌های پورفیری
محیط تکتونیک	فرورانش، قوس قاره ای	فرورانش، قوس قاره ای	فرورانش، قوس قاره ای	فرورانش، قوس قاره ای	فرورانش، قوس قاره ای	فرورانش، قوس قاره ای
شکل کانه سازی	رگه- رگچه ای، پر کننده فضای خالی، برشی	رگه ای	رگه ای- رگچه ای	شکافه پرکن، برشی ساخت بانندی و ریتمیک	رگه- رگچه ای، پر کننده فضای خالی، جانیشینی	شکافه پرکن، جانیشینی و انتشاری
کانی های اولیه	گالن، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مگنتینت	گالن، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، استبنیت	گالن، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، استبنیت	گالن، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، استبنیت	گالن، اسفالریت، پیریت، کالکوپیریت، مگنتینت	گالن، پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، استبنیت
دگرسانی	آرژلیک، سیلیسی، سرسیتیک، کلریتی و کربناتی	سیلیسی، آرژلیک، کربناتی	کربناتی، سیلیسی، کلریتی	کربناتی، سیلیسی، کلریتی	آرژلیک، سیلیسی، سرسیتیک، پروپلتیک، پتاسیک	کربناتی، سیلیسی، کلریتی
سن	ائوسن	ائوسن	ائوسن	ترشیری	ائوسن	ترشیری
منبع	تحقیق حاضر	ملک‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲	مهرابی و همکاران، ۱۳۹۰	مهرابی و طالع فاضل، ۱۳۹۰	محمدپور ۱۳۹۳، اسفرم، ۱۳۹۰، میرزایی راینی، ۱۳۹۰	مهرابی و طالع فاضل، نخبه الفقهای ۱۳۹۰

۷-۷- مقایسه کانسار چندفلزی گلو- اردونی با کانسار چندفلزی مس پورفیری

ذخایر مس پورفیری عموماً در جایگاه کمان اقیانوسی و کمان قاره‌ای و همچنین در مناطق کشتی پس از برخورد تشکیل می‌شوند (Richards, 2003, Cooke et al, 2005, Hou & Cook, 2009). کانی‌سازی در محدوده مورد مطالعه در موقعیت کمان ماگمایی زون فرورانش قرار دارد. کانی‌سازی در پورفیری‌ها توسط فراوانی رگچه‌های سولفیدی و دگرسانی کوارتز- سرسیت مشخص می‌شود (Yang et al, 2009). در محدوده مورد مطالعه کانی‌سازی سولفیدی مس و روی به صورت رگه و رگچه‌های پیریت + کالکوپیریت + اسفالریت همراه با دگرسانی فیلیک و آرژیلیک مشاهده می‌شود. کانی‌سازی منطقه مورد مطالعه بنا به دلایل زیر از کانی‌سازی مرتبط با سیستم‌های مس پورفیری است:

(۱) ارتباط کانی‌سازی با توده‌های نیمه عمیق حدواسط

(۲) دگرسانی وسیع منطقه که رابطه تنگاتنگی با توده‌های نفوذی دارد

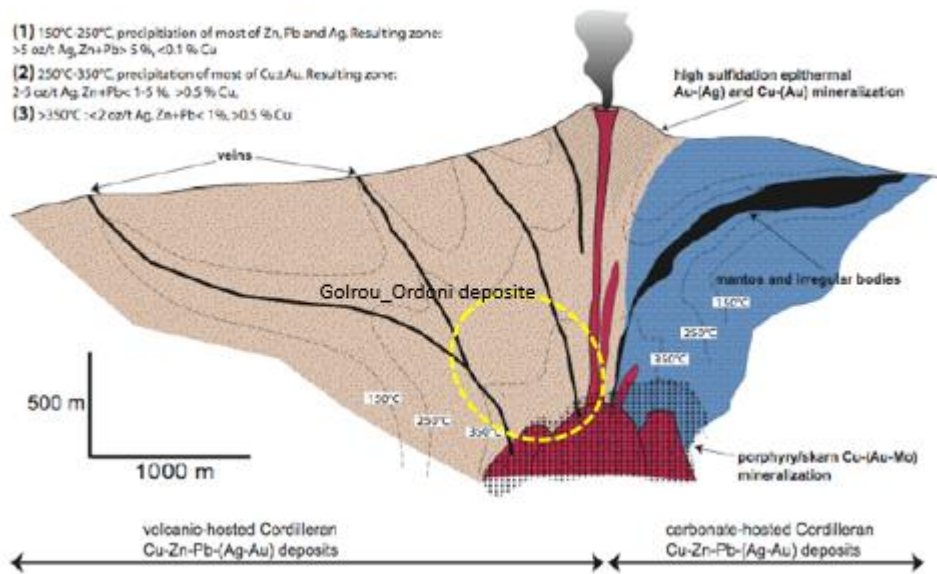
(۳) کانی‌سازی وسیع منطقه به شکل‌های پراکنده و برش هیدروترمالی

(۴) مجموعه کانی‌شناسی هیپوژن که شامل پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت می‌باشد.

(۵) ناهنجاری بالای مس و روی

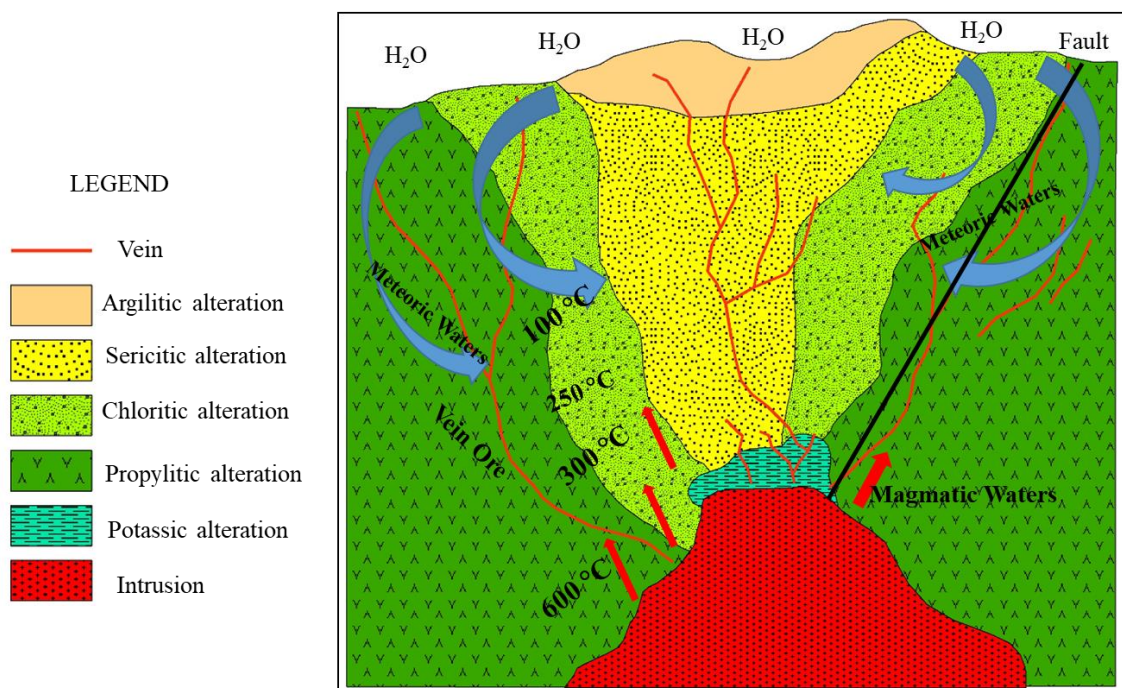
(۶) موقعیت تکتونیکی توده‌های نفوذی که در کمان ماگمایی زون فرورانش شکل گرفته‌اند.

کانی‌سازی وسیع و پراکنده پیریت همراه با پهنه‌های گسترده دگرسانی با منطقه‌بندی مشخص که با تیپ رگه‌ای همخوانی ندارد. نمایانگر وسعت سیالات گرمایی در منطقه بوده و شرایط را برای کانی‌سازی از نوع پورفیری مناسب ساخته است و کانی‌سازی رگه‌ای می‌تواند نشانه‌ای از کانی‌سازی وسیع پورفیری مرتبط با توده‌های نفوذی در منطقه باشد چرا که در حال حاضر ارتباط مکانی و زمانی بین ذخایر اپی ترمال و ذخایر مس- طلا پورفیری در مناطق مختلف جهان، به اثبات رسیده است (Cooke et al, 2011, Fontboté & Bendezú, 2009). گستردگی دگرسانی آرژیلیک همراه با پهنه‌های سرسیت- آرژیلیک، رگه‌های کوارتز- کربنات و کانی‌سازی گسترده اکسید آهن به صورت دانه پراکنده مشخص می‌سازد که سطح فرسایش فعلی، در حقیقت بخش سیستم رگه‌ای اپی ترمال و بخش پایینی یک سیستم پورفیری می‌باشد (شکل ۷-۷).



شکل ۵-۷- تیپ رگه‌ای چندفلزی کوردیلرایی مرتبط با سامانه‌های پورفیری (Cordilleran polymetallic vein-type) (Fontbote & Bendezu, 2009) و موقعیت احتمالی کانسار گلو-اوردنی در آن.

با توجه به ویژگی‌های کانسار چندفلزی گلو-اوردنی ارائه شده می‌توان مدل شماتیک کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه به صورت زیر ارائه داد (شکل ۷-۸):



شکل ۶-۷- مدل شماتیک از کانه‌زایی در کانسار چندفلزی گلو-اوردنی.

با توجه به ویژگی‌های بررسی رخداد کانی‌زایی در منطقه مورد مطالعه از این جهت حائز اهمیت است که با توجه به موقعیت کانسار در بلوک لوت و وجود کانسارها و اندیس‌های معدنی متعدد در این پهنه ساختاری به‌عنوان یک الگوی اکتشافی جدید در این مناطق معرفی شده و به اکتشاف کانسارهای مشابه در این پهنه منجر شود. در کانسار چندفلزی گلو-اردونی به دلیل وجود کانی‌زایی وسیع و دانه پراکنده پیریت، گستردگی دگرسانی آرژیلیک همراه با پهنه‌های سرسیت-آرژیلیک، رگه‌های کوارتز-کربنات و کانی‌سازی گسترده اکسید آهن به‌صورت دانه پراکنده، ارتباط زمانی و مکانی با فعالیت‌های آذرین کالکوالکان و انتقال عناصر توسط محلول‌های گرمابی و نهشت آن‌ها در نزدیکی سطح زمین و در درز و شکاف سنگ میزبان و به‌طور کلی، براساس نتایج به‌دست‌آمده از مشاهدات صحرائی، بررسی‌های آزمایشگاهی و آنالیزهای ژئوشیمیایی، می‌توان بیان نمود کانسار گلو-اردنی بیشترین شباهت را با کانسارهای رگه‌ای چندفلزی مرتبط با سامانه پورفیری دارد.

۷-۸- پیشنهادات علمی و اکتشافی

- ۱) انجام مطالعات ایزوتوپی بر روی کانی‌های سولفیدی در کانسار گلو-اردنی
- ۲) انجام مطالعات ژئوفیزیکی جهت شناسایی آنومالی‌های بیشتر در کانسار
- ۳) تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی زیرسطحی
- ۴) تهیه نقشه زمین‌شناسی - معدنی در مقیاس ۱/۱۰۰۰ طوری که تمامی واحدهای سنگی، مناطق دگرسانی، ساختارهای تکتونیکی (گسل‌ها، درزه‌ها، شکستگی‌ها) و آثار کانی‌زایی بر روی نقشه تفکیک شود.

- آقاباتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۶۰۶ صفحه.
- ارجمندزاده ر، کریم‌پور م ح، مظاهری س ا، سانتوز ژ ف، مدینا ج و همام س م، (۱۳۸۹)، "فرورانش دو سویه نامتقارن، نظریه جدید درباره محیط تکتونوماگمایی و متالوژنی بلوک لوت، شرق ایران"، نخستین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، صفحه ۳۸۲-۳۷۷.
- ارجمندزاده ر، کریم‌پور م ح، مظاهری س الف، سانتوز ژ ف، مدینا ج، همام س م، (۱۳۹۰)، "ژئوشیمی ایزوتوپی و پتروژنز توده‌های کالک آلکالن غنی از پتاسیم و با تفریق شدید عناصر نادر خاکی در بلوک لوت، شرق ایران، نخستین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، صفحه ۸۹۹-۸۸۵.
- ارجمندزاده ر، (۱۳۹۰)، "مطالعات کانی‌سازی، ژئوشیمی، سن سنجی و تعیین جایگاه تکتونوماگمایی توده‌های نفوذی در اندیس معدنی ده سلم و چاه شلغمی، بلوک لوت، شرق ایران"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۶۹ صفحه.
- اسفرم.م، بیابانگرد.ج، بومری.م، زرین کوب.م، مهران.م. و ابراهیمی.و، (۱۳۹۱)، "ژئوشیمی و سنگ‌شناسی آتشفشانی کانسار ماهور، شمال غرب نهبندان(شرق ایران)"، مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، جلد ۲۰، صفحه ۲۴۱-۲۵۲.
- امامی م ه، (۱۳۷۹)، "ماگماتیسم در ایران گزارش شماره ۷۱"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ صفحه.
- تدین اسلامی ا، (۱۳۵۳)، "اکتشافات ژئوشیمیایی و کانی‌سنگین در ناحیه ده سلم"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سمیعی س، کریم‌پور م ح، قادری م، حیدریان شهری م ح، (۱۳۹۲)، "زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی و ژئوشیمی محدوده خونیک، جنوب بیرجند"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و یکم، شماره ۳، صفحه ۴۹۸-۴۸۷.
- شهاب‌پور ج، (۱۳۸۰)، "زمین‌شناسی اقتصادی"، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۳ صفحه.
- عجایی ک س، (۱۳۸۷)، "ژئوشیمی، پتروژنز و منشأ سیالات گرمابی در کانی‌سازی منطقه تنورجه-شمال کاشمر"، پایان‌نامه دکتری.
- قربانی م، (۱۳۸۱)، "زمین‌شناسی اقتصادی" انتشارات آرین، ۵۵۰ صفحه.

کریم پور م ح، ملک‌زاده شفارودی آ، حیدریان م ح، عسکری ع، (۱۳۸۵)، "مطالعات زمین‌شناسی، ژئوشیمی، پترولوژی و ژئوفیزیک در منطقه کانی‌سازی طلا- قلع هیرد (خراسان جنوبی)"، طرح پژوهشی مرکز تحقیقات ذخایر معدنی شرق ایران با سازمان زمین‌شناسی کشور.

گورابجیری، آ. و مباشری، م.، (۱۳۹۴)، "تلفیق داده‌های زمین‌شناسی، کانی‌سازی و مطالعات ژئوفیزیکی IP/RS کانسار ماهور- شمال غرب ده سلم، بلوک لوت"، مجله علمی- پژوهشی زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد، جلد ۷، صفحه ۳۰۷-۳۲۷.

محمدپور، ف.، بیابانگرد، ح.، میرنژاد، ح. و میرزایی‌راینی، ر.، (۱۳۹۵)، "بررسی کانه‌زایی و سیال‌های درگیر در محدوده کانی‌زایی سرب ماهور ۲ ده سلم خاور بلوک لوت، ایران مرکزی"، مجله پترولوژی سال هفتم، شماره بیست و هفتم، صفحه ۲۵-۴۲.

ملک‌زاده شفارودی آ، حیدریان م ر، کریم‌پور م ح، (۱۳۸۸) "کانی‌سازی و اکتشافات ژئوفیزیکی به روش IP/RS و مغناطیس‌سنجی زمینی در محدوده MA-I و اطراف آن، منطقه اکتشافی مس- طلا پورفیری ماهرآباد- شرق ایران"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی ایران، شماره ۱ صفحه ۱-۱۷.

ملک‌زاده شفارودی آ، کریم‌پور م ح، (۱۳۹۳) و "زمین‌شناسی، کانی‌سازی و مطالعات سیالات درگیر کانسار سرب، روی و مس حوض رئیس، شرق ایران"، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۶، صفحه ۷۳-۶۳.

ملک‌زاده شفارودی آ، (۱۳۸۸)، "زمین‌شناسی، کانی‌سازی، دگرسانی، ژئوشیمی، تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی، میکروترموتری، مطالعات ایزوتوپی و تعیین منشأ کانی‌سازی مناطق اکتشافی ماهرآباد و خویک- استان خراسان جنوبی"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۰۰ صفحه.

مهرابی ب، طالع فاضل ا، نخبه‌القهایی ع، (۱۳۹۰)، "کانه‌زایی پلی‌متال سرب، روی، مس و آنتیموان نوع انتشاری، رگچه‌ای و رگه‌ای در محدوده معدنی گله‌چاه- شوراب، مجموعه ماگمایی شرق ایران"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱۱ صفحه ۷۷-۶۱.

میرزایی‌راینی، ر.، احمدی، ع. و میرنژاد، ح.، (۱۳۹۱)، "تعیین منشأ سیالات کانه‌ساز با استفاده از مطالعه ریز کاوش الکترونی و ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد در کانسار چندفلزی ماهور (شرق بلوک لوت، ایران مرکزی)"، مجله پترولوژی سال سوم، شماره دهم، صفحه ۱-۱۲.

میرزایی‌راینی، ر.، احمدی، ع. و میرانژاد، ح.، (۱۳۹۱)، "بررسی‌های کانی‌شناسی و شاره‌های درگیر در کانسار چندفلزی

- ماهور شرق بلوک لوت، ایران مرکزی"، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، جلد ۲۰، صفحه ۳۰۷-۳۱۸.
- میری بیدختی، ر.، کریم پور، م. و مظاهری، ا.، (۱۳۹۳)، "مطالعه پترولوژی و مطالعه جایگاه تکتونوماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی ماهور جنوب غرب نهبندان"، مجله پترولوژی سال پنجم، شماره نوزدهم، صفحه ۱۲۳-۱۲۸.
- نبوی م ح، (۱۳۵۵)، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ صفحه.
- نجفی ع، کریم پور م ح، قادری م، (۱۳۹۱)، "انطباق هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه و ثانویه با شواهد کانه‌زایی مس- طلا در منطقه رحیمی، جنوب کجه، فردوس"، مجله علوم زمین، سال بیست و دوم، شماره ۸۵، صفحه ۱۱۵-۱۲۴.
- نخبه‌القهایی ع، بهزادی م، خاکزاد، ا، یزدی م، (۱۳۸۸)، "ژئوشیمی، کانه‌زایی و ژنز کانسار آنتیموان چوپان واقع در خراسان جنوبی"، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱ صفحه ۸۶-۷۶.
- نخعی م، کریم پور م ح، مظاهری س ا، حیدریان م ر، زرین کوب م ح، (۱۳۹۲)، "سنگ‌شناختی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی و ارتباط آن با کانه‌زایی اسکارن آهن در منطقه بیشه، شرق ایران، جنوب بیرجند"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و یکم، شماره ۳، صفحه ۴۷۰-۴۵۷.
- هامونی س ج، کریم پور م ح، ملک‌زاده شفارودی آ، حاجی میرزا جان ح، (۱۳۹۲)، "زمین‌شناسی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و پترولوژی توده‌های نفوذی منطقه اکتشافی رودگز، جنوب شرقی گناباد"، مجله پترولوژی، دانشگاه اصفهان، سال چهارم، شماره ۱۵، صفحه ۹۶-۷۷.
- یونسی، س.، حسین زاده، م.، مؤید، م. و مقصودی، ع.، (۱۳۹۵)، "بررسی زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین محدوده معدنی- اکتشافی ماهور، باختر ده سلم، با نگرش بر جایگاه تکتونوماگمایی لوت"، فصلنامه علوم زمین، تابستان ۹۵، سال بیست و پنجم، شماره ۱۰۰ صفحه ۱۷۹ تا ۱۹۸.

References:

- Aghanabati, A., 2004. "Geology of Iran", Ministry of industry and mine geological survey of Iran, Tehran, 606pp.
- Arjmandzade R, Santos S A, (2014), "Sr- Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu- Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran", International Journal of Earth Sciences(GeolRundsch)103. 123-140.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaher, S, A., Santos, J, F., Medina, J, M., and Homam, S, M, 2010, "Two sided asymmetric Subduction: new hypothesis for the tectonomoagmatic and metallogenic

setting of the Lut Block, Eastern Iran”, 1st Conference of the Iranian Society of Economic Geology, Ferdowsi University of Mashad, Iran.

Babazadeh S A, De Wever P, (2004).”Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran)”, *Geodiversitas* 26,185-206.

Barton P B, (1991),” Ore textures: problems and opportunities”, *Mineral Mag*, 55, 303-315.

Berberian M. and King G C P, (1981),” To wards apalogeography and tectonic evolution of Iran: *Can. J. Eartch Sci.* V.18, P.210-265.

Berberian, M. and King G.C.P., 1981. To wards apalogeography and tectonic evolution of Iran: *Can, J. Eartch Sci.* V. 18, p.210-265.

Berger, B.R., and Henley, R.W., 1989, Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States; *Economic Geology monograph* 6, p.405- 423.

Bodnar R, J, and Vityk M, O, (1994), Interpretations of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In DeVivo, B, and Frezzotti, M, 1, eds. *Fluid inclusions in minerals: Methods and applications*: Blacksburg. Virginia Polytechnic Institute and State University Press, P. 117-130.

Brocker M, Fotoohi Rad Gh R, Burgess R, Theunissen S, Paderin I, Rodionov N, Salimi Z,(2013), “New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran, *Lithos*, n. 170-171,P.P17-34.

Camp V E, Griffis R J, (1982),” Character genesis and tectonic setting of igneous rocks suture zone, eastern Iran”, *Lithos*15. 221-239.

Compositions and epithermal precious metal deposits, Society of Economic Geologists, Spec. Pub. Conrad G., Conrad J., Girod M, (1977),”The tertiary continental tectonics and quaternaries of Lut Block (Iran). Importance of plutonism and volcanism”, *Memory Hors Serie- Geological Society of France*8, 53-75.

Cooke D.R and Simmons S.F. (2000), “Characteristics and genesis of epithermal gold deposits”. *Reviews in Economic Geology*, 13, pp.221-244.

Corbett G (2002), Controls to low sulphidation epithermal Au/Ag mineralization. NAW Australia.

Deposits: *Reviews in Economic Geology*, v13: 245-277.

Deposits; acid- sulfate and adularia- sericite types; *Economic Geology*, v.82, p.1-26.

Downes, P.M. 2006, Yerranderie a Late Devonian Silver–Gold–Lead intermediate sulfidation *Economic Geology Spec. Pub.*, 10, 285 – 313.

Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. and Inan, E.E. 2003, Sulfidation state of fluids in active and epithermal district, Eastern Lachlan Orogen, New South Wales, Australia: *Resource Geology*. V 57, 1 –23.

Esmaily D, (2005),” Petrology of the Jurassic Shah- Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization”, *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 961-980.

Fontboté, L., and Bendezú, R., 2009, Cordilleran or Butte-type veins and replacement bodies as a deposit class in porphyry systems. In: Williams et al., P.J. (ed) *Proceedings of the 10th Biennial Society of Geology Applied to Ore Deposits Meeting*, Townsville, Australia, p. 521-523.

Griffs, R., Meixner, H., Johns, G., Abedian, N., Behruzi, A., Nazer, N., Hamzhepour, B., Shahriari, S., Sahandi, M.R., Mohajjel, M., Berberian, M. and Soheili, M., 1991. Geological map of Deh-salm (Chahvak), scale 1:250000. Geological Survey of Iran.

Hastie A. R., Craig Kerr A., Pearce J., and Mitchell S. F., (2007) "Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks Using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram." *Journal of Petrology* 48 (12). 2341–2357.

Heald, P., Foley, N.K., and Hayba, D.O., 1987, comparative anatomy of volcanic- hosted epithermal deposits; acid- sulfate and adularia- sericite types; *Economic Geology*, v.82, p.1-26.

Heald, P., Foley, N.K., and Hayba, D.O., 1987, comparative anatomy of volcanic- hosted epithermal
Hedenquist, J.W., Arribas R., A. and Gonzalez-Urien, E. 2000, Exploration for epithermal gold
Hemley JJ, Jones WR (1964)," Chemical aspect of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism,"*Economic Geology*, 59:538-569.

Jung D, Keller J, Khorasani R, Marcks Chr, Baumann A, Horn P,(1983),"Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran. Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran,"No.51, 285-336.

Karimpour M H, Larg R R, Razmara M, Pattrick R A D, (2006)," Bi sulfosalt mineral series paragenetic associations in specularite – rich Cu- Ag- Au deposit, Qaleh- Zari mine, Iran", *Iranian Society of Crystallography and Mineralogy* 13, 417-432.

Karimpour M H, Stern C R, Malekzadeh A, Hidarian M R, Mazaheri S ,(2009)," Petrochemistry of the reduced, ilmenite⁰ series granitoid intrusion related to the Hired gold- tin prosoect(Basiran), Eastern Iran", *Journal of Applied Sciences* 9, 226-236.

Karimpour M h, Stern Cr, Farmer L, Saadat S, Malekzadeh A,(2011)"Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, eastern Iran", *Geopersia* 1. 19-36.

Karimpour M H, Zaw K, Huston D L,(2005)," S-C-O isotopes, fluid inclusion microthermometry, and the genesis of ore bearing fluids at Qaleh -Zari Fe- oxide Cu- Au- Ag mine, Iran", *Jouranl of Sciences Islamic Republic of Iran*16, 153-169.

Khatib M M, Zarinkoub M H, (2009), "Morpho- tectonics and mechanism of emplacement of the andesitic ring in Givshad", east of Iran. EGU2009 meeting.

Khoei, N., Qorbani, M, and Tajbakhsh, P, 1999,"Copper deposits in Iran", *Geological Survey of Iran*.

Large, R., Huston, D., Mc Goldbrick, P., Mc Arture, 1988, Gold distribution and
Lotfi M, (1982)," Geological and geochemical investigation on the volcanogenic Cu- Pb-Zn- Sb ore mineralization in the Shurab- Gale chah and northwest of khur", PhD thesis, University of Hamburg 152.

Lottermoser, B.G., (1992), Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes: *Ore Geology reviews*, 7, p. 25- 41.

Malekzadeh Shafaroudi A, Karimpour M H, (2013), "Hydrothermal alteration mapping in northern Khur, Iran, using ASTER image processing: a new insight to the type of copper mineralization in the area", *Acat Geologica Sinica* 87, 830-842.

Malekzadeh Shafaroudi A, Karimpour M H,(2013),"Mineralogic, fluid inclusion, and sulfur isotope evidence for the genesis of Sechangi lead- zinc (copper) deposit, Eastern Iran", *Journal of African Earth Sciences*, 107, 1-14.

Mcmillan WJ, Panteleyev A (1990)," Porphyry copper deposits, in Robert, R, G., and sheahan, P, A, ed:

ore deposit models: Geological association of Canada, 45-59.

Mohajer Ashjai A (1975) Recent and Contemporary Crustal Deformation in Eastern Iran. Ph.D., Thesis, Imperial College, London.

Nakamura, N., (1984), Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757–775.

No., 10, 315 – 343.

Nogole Sadate M. AA, (1978),” Les Zones Decrochements et Les Virgations Structurales en Iran. Consequences des Resultats de l'analyse Structurale de La Region de Qom,” These univ. Scientifique et Medicale de Grenoble, 201p.

Pang K N, Chung S L, Zarrinkoub M H, Mohammadi S S, Yang H M, Chu C H Lee , h y, Lo C H ,(2012),” Age, geochemical characteristics and protogenesis of late Cenozoic interplate alkali basalts in the Lut – Sistan region, eastern Iran. *Chemical Geology*, V. 306-307, P.P40-53.

Pang K N, Chung S, Zarrinkoub M H, Khatib M M, Mohammadi SS, Chiu H, Chu C, Lee H, Lo C,(2013),”Eocene – Oligocene post – collisional magmatism in the Lut- Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications”, *Lithos* 180-181.234-251.

Piercy S. J. (2011), “The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits”. *Mineralium Deposita*, 46(5-6), pp. 449-471.

Pirajno F,(1992),” Hydrothermal mineral deposits- Principles and fundamental concepts for the Exploration Geologists”, Springer- verlag, 706p.

Proceedings: Parkville, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, pp: 29-44.

Reyer D.and Mohafez S,(1972),” A first contribution of the NIOC- ERAP agreements to the knowledge of Iranian Geology , Edition Technips Paris, 58p.

Rollinson H. R. (2014), “Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge”

Rollinson H.R. (1993), “Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation” London, UK. 652 P.

Saccani E, Delavari M, Beccaluva L, Amini S, (2010) “Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex(eastern Iran): implication for the evolution of the Sistan Ocean”, *Lithos* 117,209-228.

Sawking FJ (1972), sulfide ore deposits in relation to plate tectonic. *J.Geol*, 80:377-396.

Shelton L. K. and McMenamy. A. T., (2004), Deciphering the complex fluid history of a greenstone-hosted gold deposits: fluid inclusion and stable isotope studies of the giant mine. Yellowknife. Northwest Territories. Canada. *Econ. Geol.* 99:1643-1663.

Shepher T, J., Rankin, A, H, and Alderton D H, (1985), A practical guide to fluid inclusion studies. Glasgow, Blackie and Son. 239p.

Sillitoe R. H., Hedenquist J. W. (2003) “Linkages between volcanotectonic settings, orefluid compositions, and epithermal precious metal deposits” *Special Publication-Society of Economic Geologists*, 10, pp. 315 343.

Sillitoe, R.H. 1999, Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralization in the porphyry

Sillitoe, R.H. and Thompson, J.F., (1998). Intrusion-Related Vein Gold Deposits: Types, Tectono-Magmatic Settings and Difficulties of Distinction from Orogenic Gold Deposits. *Resource Geology*, 48(4), pp.237-250.

Sillitoe, R.H., and Bonham, H. F., 1984, volcanic landforms and ore deposits, *Econ. Geol.* V. 8, pp: 1285-1298.

Sillitoe, R.H., and Hedenquist, J.W. 2003, Linkages between volcano-tectonic settings, Ore-fluid Stockline J, (1968),” Structural history and tectonics of Iran. *Areview -Amer: Ass. Petrol, Geol, Bull.* 52.7: 1229-1258.

Stockline, J., Eftekharneshad, J., Hushmand Zadeh, A., 1972. Central Lut reconnaissance. East IRAN. *Geol. Surv. Iran. Rept.* 22.62p.

Sun S.S. and McDonough W.F. (1989) “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes”, in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the oceanic basins: Geological Society of London Spec. Pub.* 42, p. 313-345.

Sun S.S. and McDonough W.F. (1989) “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes”, in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the oceanic basins: Geological Society of London Spec. Pub.* 42, p. 313-345.

Takin M, (1972),” Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, Vol. 235(5334).pp.147 150.

Tatsumi Y., Takahashi T. (2006), “Operation of subduction factory and production of andesite”. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 101(3), pp. 145-153.

Thitly S R, (1982),” Advances in the geology of Porphyry Copper deposits Southern North America: Tucson, University of Arizona press, 555p.

Velencia Moreno M, Ruiz J, Barton M D, Patchett PJ , Zurcher L, Hodkinson D G, Roldan- Quintana J,(2001), “ A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement”, *Geological Society of America Bulletin*, 113(11), pp, 1409-1422.

White N.C. (2003), “Epithermal gold deposits. Society of Economic Geologists Beijing Gold Workshop”, 25–26 Oct, p 118 (confidential document distributed in China University of Geosciences)

White, N. C., and Hedenquist, J. W., 1995, Epithermal gold deposits: Styles, Characteristic and Wilkinson J J., (2001), Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: *Lithos*, v, 55, p.229-272.

Winchester, J., Floyd, P., (1977), geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*. V. 20, p. 325- 343.

Xu, Q., Song, X., (1995), Trace and rare earth geochemistry of host rocks from VHMS deposits, in NW China, in Pasava, Kribek and Zak, mineral deposits, Blakema Rotterdam, p.249- 252.

Yongfeng Zhu Y, An F, T a J, (2011),” Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review,” *Geoscience Frontiers*2, 367-374.

Zarrinkoub M H, Pang K N, Chung S L, Khatib M M, Mohammadi S S, Chiu HY, Lee H Y,(2012),” Zircon U-Pb age and Geochemical constraints on the origin of the Birjand Ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. V.154, P.P392-405.

Abstract

The Golrou-Ordoni polymetallic deposit is located at 145 km Southwest of Nehbandan and 15 km west of Dehsalm, in the Lut structural zone. Rock units of the area is essentially a combination of Eocene volcanic and pyroclastic rocks (dacite, andesite, basaltic andesite, tuff and lithic tuff). Mineralization occurred in the within the middle-upper Eocene andesite-dacite and dacitic tuff and younger intrusive bodies, as ore veins along the NW-SE faults through five ore stages. Mineralization zones consist of hypogene and parts. Mineralization has occurred in hypogene and supergene. Hypogene minerals include magnetite, chalcopyrite, pyrite, galena and sphalerite, and supergene minerals are mostly iron oxide and hydroxide, malachite, azurite, chalcocite, angelsite and pseudoboleite. The major ore textures of the region include vein-veinlets, open space fillings, banded, disseminated, and replacement. Major alterations include propylitic, argillic, phyllic, and silicification. Based on geochemical data, volcanic rocks of the region show enrichment of Th, K, Cs and Rb and low concentrations of Nb and Ti. These volcanic and intrusive rocks are of calc-alkaline nature and are related to continental margin volcanic arc setting. The maximum concentrations of copper, lead, zinc and silver are 1969, 1388, 120513 and 43 ppm, respectively. Of course, metallic zoning in the deposit is visible from deep to the surface, with copper, silver, and lead elements showing the highest enrichment at depth and near-surface arsenic and zinc enrichment. Based on fluid inclusion studies on quartz minerals related to the fourth stage of mineralization, homogeneous temperatures and fluid salinity are 80-240 centigrade degree and 2-8 weight percent equivalent to NaCl, respectively. Accordingly, their magma origin can be attributed to the mantle wedge associated with the subduction zone. Considering the basic features of mineralization in the region, including tectonic setting, host rocks, mineralogy, alteration and comparing them with the basic features of epithermal and porphyry type deposits and cordilleran deposits, the Golrou-Ordoni polymetallic ore deposit shows most similarities with the polymetallic vein deposits related to the porphyry systems.

Keywords: Golrou, Ordoni, polymetallic, Eocene, Lut, Dehsalm, Nehbandan



Shahrood University
of
Technology

Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Economic Geology

**Mineralogy, Geochemistry and Pattern of Genesis of the Golrou
Polymetal ore Deposits, West Dehsalm, Nehbandan**

By:

Masoud salehi salami

Supervisor:

Dr. Fardin mousivand

September 2019