فصلنامه علمی پژوهشی زمین شناسی و محیط زیست
سال چهارم ، شماره ۱۱ ، تابستان ۱۳۸۹

ویژگی های زمین شناسی، پتروگرافی و دگرسانی کانسار آنتیموان چلپو- کلاته چوبک کاشمر

فاطمه خاکراه[۱] ، محمد لطفی[۲] ، سید جواد مقدسی[۳]

۱- مؤسسه تحقیقات پیشرفته فرآوری مواد معدنی ایران

۲-عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال

۳-عضو هیئت علمی دانشگاه پیام نور تهران

چکیده

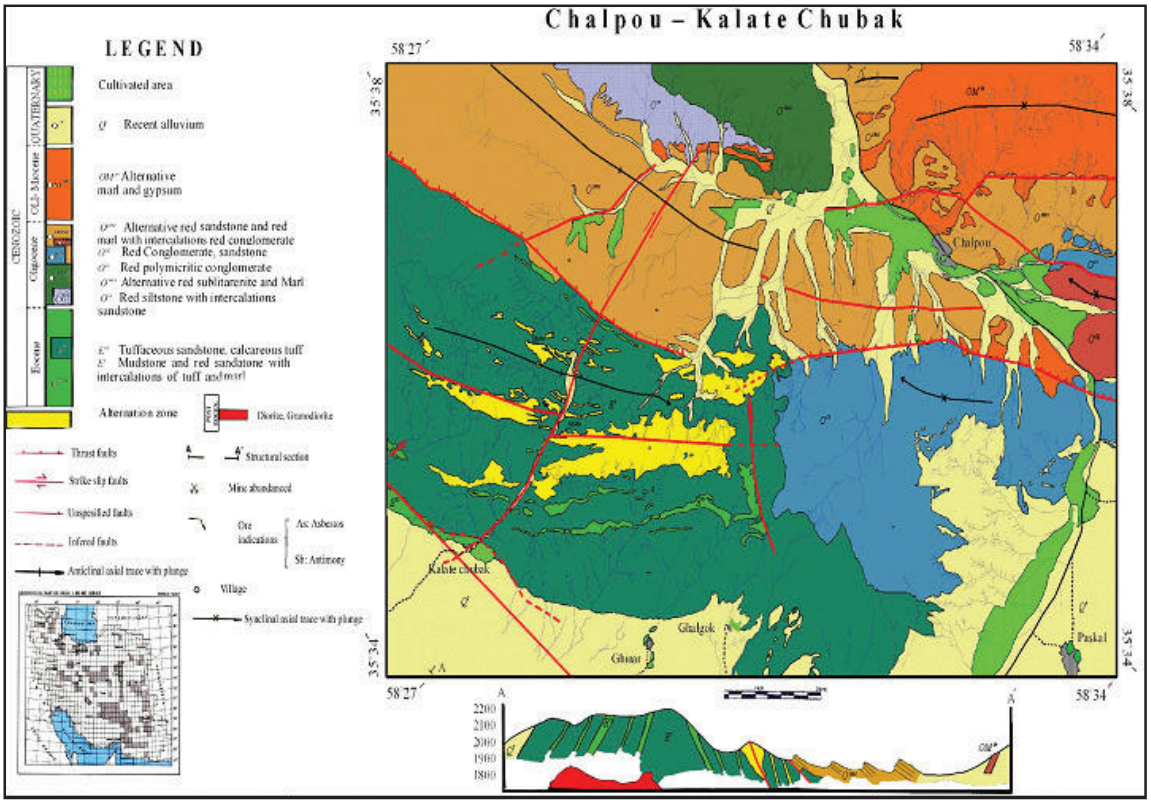
منطقه معدنی چلپو- کلاته چوبک در ۶۵ کیلومتری شمال کاشمر(استان خراسان رضوی- خاور ایران)واقع شده و بخشی از قسمت شمال خاوری زون ایران مرکزی محسوب می شود. این ناحیه از یک سری رسوبات آواری پالئوژن متشکل از شیل، مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا با میان لایه هایی از سنگهای پیروکلاستیکی ائوسن تشکیل شده است . گسلهایی با روند غالب خاوری- باختری(به موازات گسل اصلی درونه) سنگهای منطقه را تحت تأثیر قرار داده و جایگاه تشکیل این کانسار را فراهم نموده اند. کانی شناسی کانسار ساده بوده و متشکل از کوارتز، کلسیت، استیبنیت، پیریت، طلا، رآلگار و اورپیمان می باشد. عمده ترین دگرسانیهای موجود شامل دگرسانیهای آرژیلیک، سریسیتی شدن، پیریتی شدن، سیلیسی شدن و کربناتی شدن می باشد. بررسی های انجام شده از جمله شواهد صحرایی، پتروگرافی و پاراژنز کانی یابی نشان از کانی سازی در یک سیستم رگه ای اپیترمال است.

واژگان کلیدی: آنتیموان، چلپو، کلاته چوبک، سنگ شناسی

مقدمه

ناحیه چلپو - کلاته چوبک در ۶۵ کیلومتری شمال شهرستان کاشمر(استان خراسان رضوی- خاور ایران) در غرب ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ کدکن و شرق ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ شامکان واقع شده است. از نظر زمین شناسی ناحیه ای و تقسیمات زمین ساختی، ناحیه مورد مطالعه در شمال بلوک لوت و در بخش شمال خاوری زون ایران مرکزی قرار دارد. این ناحیه با توجه به نقشه زمین شناسی ۱:۲۰۰۰۰ تهیه شده از یک سری رسوبات آواری متشکل از شیل، مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا با میان لایه هایی از سنگهای پیروکلاستیکی تشکیل شده است(شکل ۱).رسوبات یاد شده را به پالئوژن(ائوسن میانی) منتسب دانسته اند[12,11]. به طور کلی کانی شناسی کانسارهای آنتیموان، معمولاً ساده است[14]. کانسار آنتیموان چلپو- کلاته چوبک نیز کانی شناسی ساده ای داشته و شامل استیبنیت، رآلگار، اورپیمان به همراه پیریت، اکسیدهای آهن، کلسیت و مقدار کمی سیلیس می باشد. در زمانهای نه چندان دور ماده معدنی آنتیموان در منطقه کوه سرخ شناسایی شده و توسط مردم

بومی، کم و بیش جهت مصارف بهره برداری شده است. سابقه کارهای معدنی و مطالعات در این منطقه به چند دهه قبل مربوط می شود. اولین تاریخ مدون در ارتباط با بهره برداری و استخراج ماده معدنی در این ناحیه از حدود سال ۱۳۴۰ توسط شرکت زرنیخ بینالود با کمک کارشناسان خارجی بر می گردد[۱].



شکل ۱- نقشه زمین شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه چلپو-کلاته چوبک[۲].

روش مطالعه

برداشت نمونه از دگرسانی ها، رگه ها و رگچه های آنتیموان دار جهت مطالعات پتروگرافی، دگرسانی و کانی سازی انجام شد. تجزیه های شیمیایی ۲۷ نمونه سنگ سالم و دگرسان شده به روش پراش پرتو ایکس(XRD) و تجزیه عنصری به روش طیف سنجی نشر اتمی (ICP) و تعیین چگالی جهت مطالعات تکمیلی کانی شناسی و دگرسانی در مؤسسه تحقیقات پیشرفته فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد.

زمین شناسی

ناحیه چلپو- کلاته چوبک به شکل یک زون کشیده دارای امتداد تقریباً خاوری- باختری بوده و یک سری گسلای با امتداد غالب خاوری- باختری (که از امتداد عمومی گسل درونه پیروی می کنند) آنرا قطع کرده اند. این منطقه بخشی از رشته کوههای کوه سرخ محسوب شده، که بلندترین ارتفاعات ناحیه کاشمر را شامل می شود. با توجه به نقشه های زمین شناسی موجود، این رشته کوهها از یکسری سنگهای سنوزوئیک (که بخش اعظم آنها واحدهای قرمز رنگ پالئوژن است)، تشکیل شده است[۶]. محدوده این بخش بین گسلای درونه(کویر بزرگ) و میامی- عطاران جای دارد. قسمت اعظم سنگهای منطقه ویژگی های رسوبی یک حوضه بسته درون قاره ای را نشان می دهد که حاوی مقادیر زیادی رسوبات تبخیری و آواری است که در زمانهای بعد از پالئوژن(ائوسن فوقانی) برجای گذاشته شده است[۶].

گسل های عادی ناحیه ونقش آن ها در کانه سازی

قرار گیری منطقه چلپو-کلاته چویک نزدیک به گسلای درونه و ریوش از طرفی و نیز در مقیاسی بزرگتر در میان دو گسل بزرگ درونه و ترود با روند حرکتی مخالف نسبت به هم، باعث ایجاد منطقه ای گسلی شده که محدوده مورد مطالعه نیز در این منطقه قرار گرفته است. طبیعتاً گسل های بوجود آمده در منطقه مورد مطالعه از نظر سنی نسبت به گسل های نامبرده جوانتر هستند. بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۲۰۰۰۰ ، منطقه مورد مطالعه از چند گسل موازی و طولی و نوعی سیستم گسل و درزه تشکیل شده که به خوبی مطالعه شده اند. این گسل ها در همبری فلیش یا واحد مارنی قرمز رنگ و واحد مارنی، کنگلومرایی با روند نزدیک به خاوری- باختری رخ داده است. پیدایش این گسل ها ایجاد یک زون تکتونیکی در محدوده معدنی نموده اند که موجب پستی و بلندی های طولی در منطقه شده اند. این گسلا ناحیه را به قطعات مجزایی تقسیم کرده و در ترسیم چهره زمین شناسی و کانه زایی ناحیه نقش مؤثری داشته اند. گسلای مذکور عمدتاً گسل های نرمال(مورب لغز) و معکوس(رورانده) می باشند. شیب گسلای نرمال که در محدوده کانه زایی قابل مشاهده است به سمت شمال و امتداد آنها تقریباً خاوری- باختری(N۷۰w-۸۰N) می باشد. گسلش نرمال و مورب لغز(چپگرد) در زمانهای بعد از ائوسن در سنگهای یاد شده، ارتباط سطح را با توده های نفوذی که در اعماق قرار داشته برقرار و باعث تشکیل یک سیستم هیدروترمال شده است. مهمترین شکستگی های حاکم بر منطقه شکستگی هایی هستند که در امتداد نزدیک به خاوری- باختری هستند. این شکستگی ها بیشتر به صورت گسل های با روند نزدیک به خاوری- باختری تا شمال باختری - جنوب خاوری گسترش یافته اند(شکل۱). جالب این است که اغلب رگه های معدنی در کنترل این عامل ساختمانی است. این شکستگی ها از مناسبترین گذرگاه ها برای عبور محلول های کانه دار از ژرفا به سمت بالا بوده اند و به نظر می رسد در ارتباط با کانه زایی نیز نقش مهمی ایفا کرده باشند، آن دسته از شکستگیها نیز که دارای روند شمال باختری – جنوب خاوری یا شمال خاوری – جنوب باختری هستند، بیشتر به صورت شکستگی هایی فرعی عمل کرده اند و در ارتباط با کانه زایی اهمیتی ندارند. علاوه بر گسل های اصلی با امتداد خاوری – باختری یکسری گسل نیز عمود بر این امتداد عمل کرده اند که سبب جابجایی لایه ها در راستای شمال- جنوب گردیده اند. بر اساس مشاهدات صحرایی آن دسته از درزه ها و شکستگی هایی که در سطح زمین – و نه در ژرفا کنترل کانه زایی را در دست دارند و یا به عبارت دیگر رگه های استیبنیت در آن دسته از شکستگیها جای گرفته اند، شکستگی هایی هستند که روند تقریباً خاوری- باختری دارند و اگر قرار باشد تنها بر اساس کانه زایی در سطح داوری کنیم تنها این دسته از شکستگی ها را می توان کنترل کننده ساختاری کانه زایی در منطقه مورد مطالعه دانست. وجود ساخت و بافت های پوسته ای و شانه ای، در نمونه دستی و میکروسکوپی که در مناطق کانه دار مشاهده می شود، نشان دهنده وجود شرایط فشار بیشتر سیال از فشار لیتواستاتیک در زمان کانه سازی و تشکیل کانه در فضاهای باز شکستگی های نرمال می باشد. از دیدگاه Anderson and Eaton(1990)بیشتر بودن فشار سیال نسبت به فشار لیتواستاتیک، منطبق با ساز و کار کششی شکستگی ها و ایجاد فضاهای اتساعی مستعد برای کانه سازی می باشد[۸].

سنگ شناسی

بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی در منطقه چلپو- کلاته چوبک واحدها و سنگهای رسوبی و آذرین منطقه به شرح ذیل شناسایی شدند.

سنگهای رسوبی: مادستون، ماسه سنگ، مارن، سیلتستون

سنگهای آذرآواری: توف(توفیت)

سنگهای آذرین: توده نفوذی چهل دختر با ترکیب دیوریتی تا گرانودیوریتی.

۱- واحدهای رسوبی و آذر آواری

گسترش سنگهای رسوبی در منطقه مورد مطالعه زیاد است و عمده ترین واحدهای رسوبی منطقه شامل ماسه سنگ و مارن می باشد که کانه زایی در این سنگهای رسوبی رخ داده است. میان لایه هایی نیز از سنگهای ولکانوکلاستیک در آنها وجود دارد.

۱-۱- مادستون(E^s)

مادستون ها لیتولوژی اصلی تشکیل دهنده منطقه مورد مطالعه هستند که به رنگ قرمز تیره قابل مشاهده می باشند. تأثیر سیال های گرمابی در نقاط ضعف، بویژه گسلای رورانده، موجب دگرسانی شدید آرژیلیتی و سریسیتی شده است(شکل۲). کانی سازی آنتیموان و آرسنیک نیز در این قسمتها، هم روند با راستای گسلا، دیده می شود که با توجه به این مشاهده می توان منشأ این کانی سازی را در ارتباط با سیالهای گرمابی مذکور دانست. میان لایه هایی از توف، مارن سبز، کنگلومرا، ماسه سنگ ریز دانه در آنها وجود دارد(رسوبات تیپ فلیش (E^s, E^t)).

۱-۲- سیلتستون(O^{ss})

در واحد سنگی لایه نازک سیلتستون به رنگ قرمز تیره با میان لایه های ماسه سنگی قرمز تیره، تغییرات شدیدی ناشی از عبور محلولهای هیدروترمال ایجاد شده است که شامل سریسیتی شدن، تالکی شدن و کلریتی شدن است(شکل۳). عملکرد محلولهای هیدروترمال در بعضی قسمتها به قدری شدید بوده که ترکیب شیمیایی و بافت سنگها را تغییر داده است.

۱-۳- ماسه سنگ(O^{sms})

با توجه به مقاطع نازک تهیه شده، ماسه سنگها دارای خمیره حاوی کربنات کلسیم و کمی دولومیت و کانیهای رسی که دانه های تشکیل دهنده آن شامل ذرات ریز چرت، کوارتز و کمی کانیهای اپاک است و بر اساس طبقه بندی فولک(۱۹۷۴)این ماسه سنگها از نوع لیت ارنایت می باشد [۹] که با توجه به مقدار خرده سنگهای موجود (چرت و کوارتز) می توان ماسه سنگ را چرت ارنایت نامگذاری کرد(شکل۴).

۱-۴- مارن(O^{smc})

با مطالعه مقاطع نازک مربوطه مشخص شد که کربنات کلسیم حجم زیادی از این سنگها را تشکیل می دهد و دارای خمیره ای متشکل از ذرات بسیار دانه ریز کوارتز، چرت و کانیهای رسی و کربنات کلسیم هستند که کانیهای فلدسپات و چرت نیز بطور پراکنده در آنها مشاهده می شود. کانه زایی رآلگار و اورپیمنت و کانیهای اپاک(تیره)(نظیر پیریت و استیبنیت) را نیز می توان در این واحدها مشاهده کرد(شکل۵). واحدهای ماسه سنگی در مقابل عوامل فرسایش دارای مقاومت بیشتر بوده و کمتر از بین رفته اند اما واحدهای مارن دچار فرسایش بیشتری شده اند.

۱-۵- توف(E^{ts})

توفها، سنگهای آذرآواری در منطقه مورد مطالعه هستند توفهای سبز با ترکیب توف شیشه ای و گاه آندزیت متعلق به ائوسن فوقانی قدیمی ترین سنگهایی هستند که بصورت میان لایه در مارن و مادستونهای قرمز رنگ

وجود دارند. توفهای سفید رنگ بصورت متراکم در برخی قسمتها مشاهده می شوند که حاوی رگچه هایی از کوارتز و کلسیت و همچنین دانه های پراکنده ای از کانیهای سولفیدی هستند. در بعضی قسمتها، این سنگها به شدت تحت تأثیر محلول های گرمابی واقع شده و دگرسانی سریسیتی و آرژیلیکی شدن در آنها رخ داده است(شکل۶).

۱-۶- کنگلومرا(O^c)

در قسمتهای پایینی این بخش لایه ای از کنگلومرا با سیمان سست، قرمز تیره تا خاکستری با جورشدگی ضعیف و قلوه سنگهای گرد شده همراه با میان لایه های ماسه سنگ با لایه بندی متوسط قرمز تیره است. کنگلومرا از طبقات ضخیم تشکیل گردیده و اجزاء آن از ۲ میلیمتر تا قطعات بسیار درشت می باشد(شکل۷). اندازه قلوه سنگها از پایین به طرف بالا درشت تر شده و دانه بندی در آن حالت معکوس دارد، که بنظر می رسد این ساخت رسوبی بر اثر عملکرد گسلای راندگی به حالت برگشته درآمده باشد. قلوه سنگها از قطعات ولکانیکی (آندزیت)، ماسه سنگهای قرمز تیره (الیگوسن)، توف و آهک تشکیل گردیده که اکثراً حاوی ترکیبات مس می باشد. قلوه سنگهای آهکی این کنگلومرا واجد میکروفسیل های شاخص ائوسن زیرین و میانی می باشند. لذا سن کنگلومرا لااقل ائوسن فوقانی یا بعد از آن است [۵]. سایر واحد ها بعد از ائوسن میانی نهشته شده اند.

مجموعه رسوبی منطقه جزء تشکیلات فلیش است که در حاشیه فرورانش بوجود آمده اند. بطور کلی واحدهای رسوبی که شرح آنها ذکر شد دارای امتداد غالب خاوری- باختری بوده و شیب آنها به سمت شمال یا جنوب می باشد(N۷۵W,۸۰N/S) . بطوریکه لایه های موجود در جنوب منطقه (مانند میانلایه های توفی) دارای شیب به سمت جنوب و لایه های بخش شمالی دارای شیب شمالی می باشند. در نزدیکی گسلای ناحیه شیب لایه ها تقریباً قائم می شوند[۷].

۲- توده های نفوذی نیمه عمیق و نقش آن در کانسارسازی

رخنمون توده نفوذی نیمه عمیقی(به نام چهل دختر) با ابعاد تقریبی ۰/۵ کیلومتر مربع در ۳ کیلومتری جنوب غربی منطقه مورد مطالعه در درون آبرفتها و خاکهای کشاورزی کواترنر و عهد حاضر که دارای سن مربوط به ائوسن می باشد نقش سیالات نشأت گرفته از این توده نفودی را در کانه سازی با قطعیت بیشتری تأیید می کند. سنگهای آذرین منطقه مربوط به این توده نفوذی چهل دختر می باشد که دارای ترکیب دیوریتی تا گرانودیوریتی با بافت نیمه عمیق تا حدودی پورفیروئید با خمیره دانه متوسط می باشند. همچنین دایکهای دیابازی در کف بعضی از آبراهه های عمیق بخش غربی و جنوب غربی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند که احتمالاً در ارتباط ژنتیکی با توده نفوذی چهل دختر می باشند[۳].

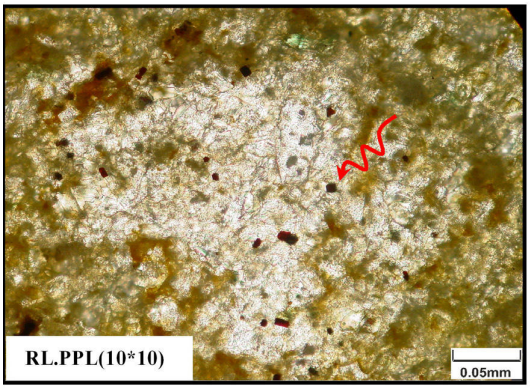
این توده دیوریتی و دایکهای دیابازی احتمالاً بصورت یک سنگ بستر در حوضه رسوبگذاری تشکیلات رخساره فلیش منطقه عمل کرده و در مراحل بعدی در اثر گسل خوردگی و فراهم شدن شرایط چرخه آبهای گرم، یکی از منابع تأمین کننده عناصر کانسارساز بوده اند.

کانی شناسی و پاراژنز

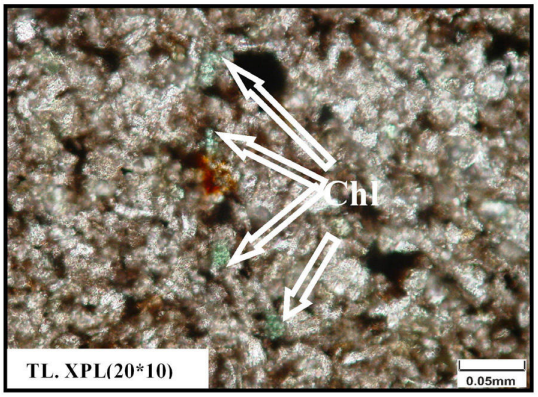
۱- کانی ها

باطله ها در منطقه چلپو- کلاته چوبک از کانی شناسی ساده ای برخوردار هستند. عمدتاً شامل کلسیت، ژیپس، دولومیت، کوارتز و اکسیدهای آهن می باشند. ژیپس یک کانی متداول و فراوان زون کانی سازی است. ژیپس

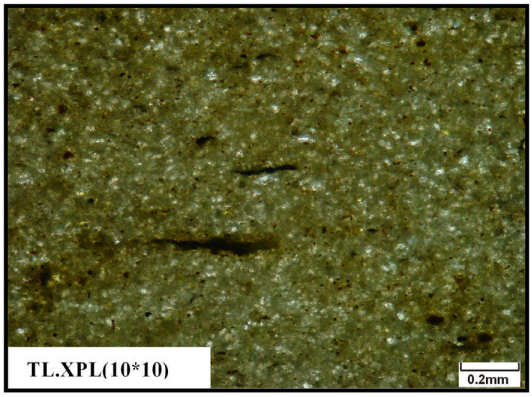
همراه با رآلگار و استیبنیت مشاهده می شود و رگه هایی از آن ماده معدنی را قطع کرده است. پدیده شستشو بسیار مؤثر بوده و سولفیدها را واپاشی کرده و گوگرد آزاد شده، در نتیجه در محیط اکسیدان ژیپس را بوجود



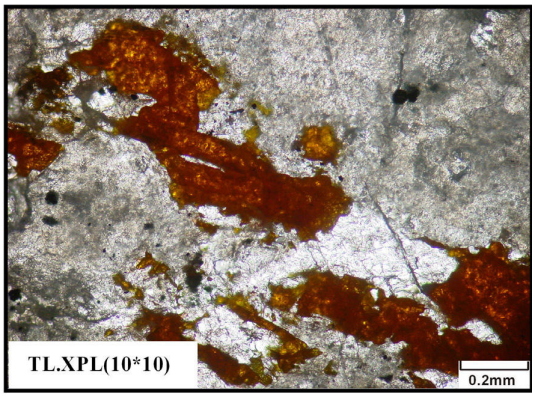
شکل ۲- کانی های اپاک مکعبی شکل در مادستون (نیکول موازی)



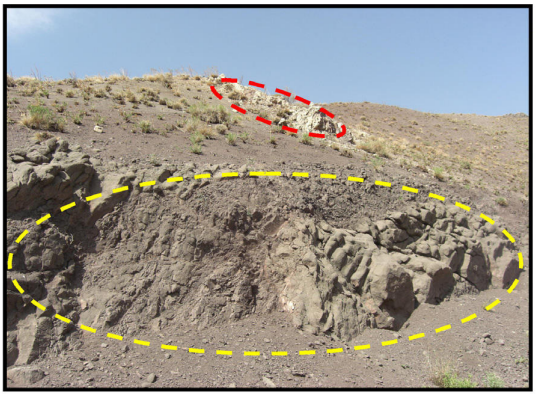
شکل ۳- دگر سانی کلریتی شدن (نیکول متقاطع)



شکل ۴- ماسه سنگ از نوع چرت آرنایت (نیکول متقاطع)



شکل ۵-تصویری از آلگار و اورپیمان در واحد های مانی (نیکول متقاطع)



شکل ۶- دگر سانی آرژیلیتی (قرمز رنگ) در وفها (زرد رنگ)

شکل ۶-نمای نزدیکی از واحد های کنگلومرایی منطقه مورد مطالعه

آورده است(شکل۸). این از نشانه های فعالیت بروندم ها در محیط آتشفشانی رسوبی است. این کانی به صورت بلورهای زیبا و خود شکل مونوکلین است که ذرات استیبنیت به صورت انکلوزیون در داخل آن مشاهده می شوند. بلورهای ژیپس در جنوب شرق و جنوب مرکز کانسار فراوانترند. در نواحی که زون کانی سازی پوشیده می شود از فراوانی بلورهای خود شکل ژیپس می توان به عنوان ردیاب زون کانی سازی کمک گرفت [۵].

کلسیت بصورت رگه هایی با ضخامت چند سانتیمتر تا نیم متر در کانسار وجود دارد. کانی مذکور با رآلگار و اورپیمنت و پیریت بصورت ساختهای نواری و شانه ای دیده می شود. این کانی در بسیاری از رگه ها در کنار استیبنیت قرار گرفته است و شرایط مناسبی را برای مطالعه سیالهای در گیر در ارتباط با کانی سازی فراهم کرده است. کلسیت بصورت دندان سگی، ژئود و گل کلمی نیز در قسمتهایی مشاهده می شود. علاوه بر کلسیت و ژیپس، مقدار کمی کانی کوارتز بصورت ریز بلور و کریپتوکریستالین وجود دارد.

۲- کانه ها

کانی شناسی کانسارهای آنتیموان معمولاً ساده است [14]. بر اساس مطالعات انجام شده، کانسار آنتیموان چلپو- کلاته چویک نیز کانی شناسی ساده ای دارد و شامل استیبنیت، رآلگار، اورپیمنت، مارکاسیت بهمراه پیریت، طلا، اکسیدهای آهن، کلسیت، ژیپس و مقدار کمی کوارتز می باشد. البته آنالیز پراش پرتوایکس (XRD) بعضی از نمونه ها، کانی اسکورودیت به فرمول شیمیایی $FeAsO_4.2H_2O$ را نشان می دهد. این کانی بصورت ثانویه در کانسارهای هیدروترمال تشکیل می شود و از اکسیداسیون سولفیدهای آرسنیک در بالای زون های اکسیداسیون کانسنگهای حاوی آرسنیک بوجود می آید [۱۳]. از دیگر کانیهایی که توسط XRD شناسایی شدند مگنتیFe_3O_4 ،اوراستیبیت $AuSb_2$ ، سنا رمونتیت Sb_2O_3، شیئلیت $CaWO_4$ ، گچلیت $AsSbS_3$ ، سینابار HgS، استفانیت$Ag_5Sb_2S_4$ ، پیرآرژیریتAg_3SbS_3، سروزیت $PbCO_3$، لیتارژ PbO ، هماتیتFe_2O_3 و پتوسیت$Pb_{24}Sn_9Fe_4Sb_8S_{56}$ هستند. کانی زایی مواد معدنی در این منطقه درون زون کانی سازی منطبق بر زون دگرسانی رخ داده است. منطقه کانی سازی شده حدود ۵ کیلومتر وسعت دارد و عرض این زون بطرف غرب کمتر می شود. تقریباً در وسط نقشه زمین شناسی، یک گسل طولی نرمال وجود دارد که دارای امتداد خاوری- باختری با شیب نسبتاً زیاد و نزدیک به قائم است (N۷۰W-۸۰N) که زونهای مذکور در امتداد آن قرار دارند. در واقع کانی سازی منحصر به لیتولوژی خاصی نمی باشد و در قسمتهایی که توسط گسل قطع شده اند، مکانهایی برای عبور سیالات فراهم شده و در نتیجه کانه زایی رخ داده است. در واحدهای مارنی به رنگ قرمز تیره می توان کانه زایی را مشاهده کرد ولی در مناطقی که واحدهای مارلستون توسط گسلا قطع شده اند کانی زایی و دگرسانی شدت و گسترش بیشتری را نشان می دهند.

۲-۱ -استیبنیت

استیبنیت با فرمول شیمیایی (Sb_2S_3) مهمترین کانی آنتیموان در منطقه می باشد. ذرات استیبنیت دارای آگرگات شعاعی و کشیده بوده و به همراه پیریت هستند. کانی سازی در منطقه در شکستگی ها بصورت رگه- رگچه ای عمدتاً در امتداد خاوری – باختری بهمراه رگه های کلسیتی با رآلگار، ژیپس، پیریت، اورپیمان و سیلیس مشاهده می شود. بطوریکه ضخامت رگه ها متغیر و حدود ۰/۵ متر تا ۵ متر می باشد [۴و۷]. ماده

معدنی که به اشکال رگه و رگچه های باریک و کوتاه و همچنین کلوخه ای بصورت سولفید و اکسید آنتیموان و آرسنیک به رنگ های خاکستری، قرمز جگری و زرد درون مارن های قرمز و کمتر در سنگهای توفی دیده شده است. از نظر ساخت و بافت نیز به ویژه در نمونه های دستی، کانه ها بصورت شعاعی، هیپ ایدیومورف و سوزنی شکل دیده می شوند. بافت غالب در استیبنیت بصورت شکاف پرکن می باشد(شکل۹). از دیگر ساختارهای رایج در استیبنیت ساختارهای فشارشی(شکل۱۰) و تغییر شکل یافته، بافت کاتاکلاستیک و ماکل پلی سنتتیک است.

۲-۲- پیریت

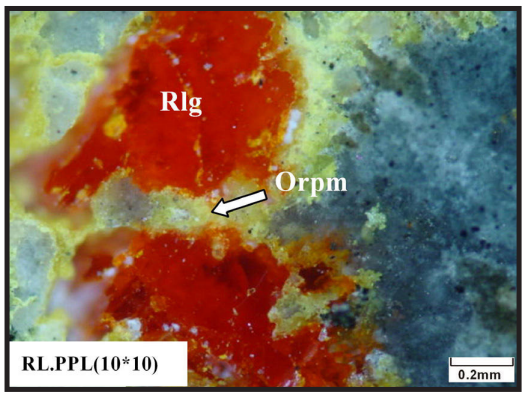
پیریت اغلب بصورت بی شکل و ریز دانه در رگه ها با بافت کلوفرم همراه با کلسیت و نوارهایی از رآلگار و اورپیمان مشاهده می شود. پیریت با بافت کلوئیدی نیز در نمونه ها مشاهده می شود که در محیط آرام با انرژی جنبشی کم، دمای پایین محلول گرمابی، اشباع بودن محلول و PH بالا و Eh منفی تشکیل می شوند. پیریت کلوئیدی به دو شکل پیریت ملنیکویتی (Melnikovitic) و پیریت فرامبوئیدی وجود دارد(شکل های ۱۱و۱۲).

۲-۳- مارکاسیت

مارکاسیت و پیریت دو پلی مورف هستند که پیریت پایدارتر است. مارکاسیت در دمای پایین و از محلولهای اسیدی بوجود می آید و پیریت در دمای بالاتر و از محلولهای با اسیدیته کمتر تشکیل می شود ودر مقاطع، اغلب همراه با پیریت مشاهده می شود و بعد از آن تشکیل شده است(شکل۱۳).

۲-۴- رآلگار و اورپیمان

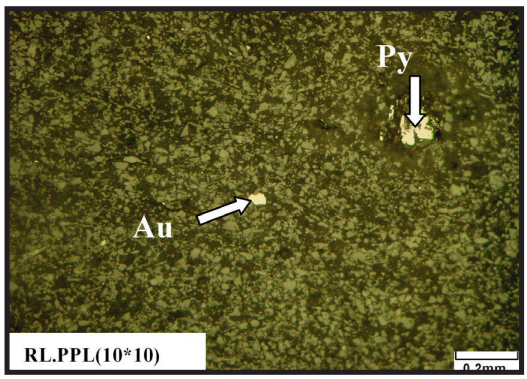
رآلگار و اورپیمان سولفیدهای آرسنیک هستند که در دماهای پایین بهمراه کانسارهای آنتیموان تشکیل می شوند. بلورهای رآلگار و اورپیمان بصورت یک فاز تأخیری بین بلورهای استیبنیت و درز و شکافهای آن رشد کرده اند(شکل۱۴).



شکل ۱۴- توده های صفحه مانند رآلگا (RLG)و اورپیمان (ORPM)

۲-۵- طلا

ذرات ریز طلا با شدت بازتابش زیاد بصورت دانه های منفرد همراه با پیریت در برخی از نمونه ها مشاهده می شود. اندازه ذرات طلا در حد ۰/۱ تا ۵۰ میکرون می باشد(شکل۱۵).

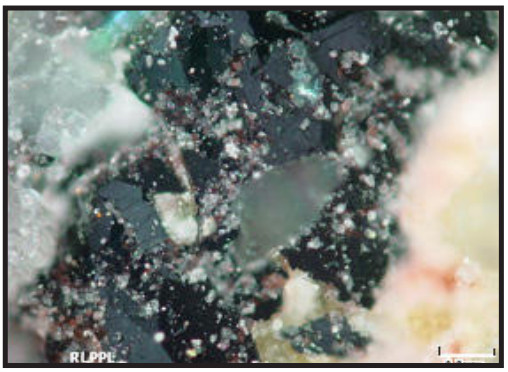


شکل ۱۴-کانی های پیریت (PY) و طلا (AU)

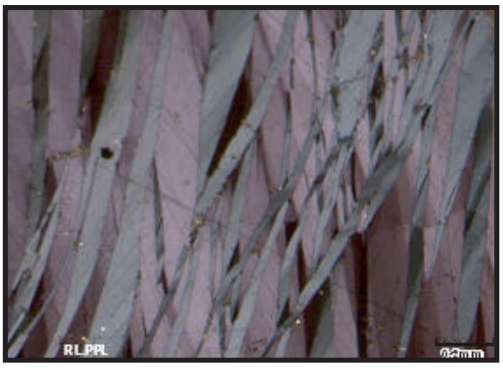
۳- پاراژنز

با توجه به کانیهای موجود در منطقه که در مقاطع صورت جدول ۱ نشان داد. در منطقه مورد مطالعه در اثر عوامل تکتونیکی، شکستگی ها و گسل ها بوجود آمده اند و محلولهای گرمابی توانسته اند از درون آنها عبور

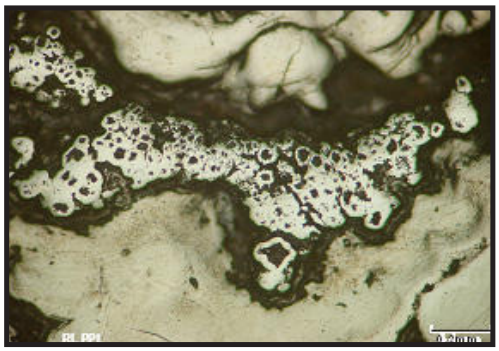
شکل۸- تشکیل ژیپس بدلیل پدیده لیچینگ



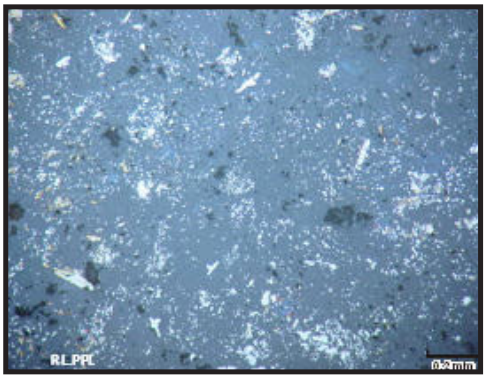
شکل۹- بافت پرکننده فضای خالی استیبنیت (Stbn)در کلسیت(Calc)



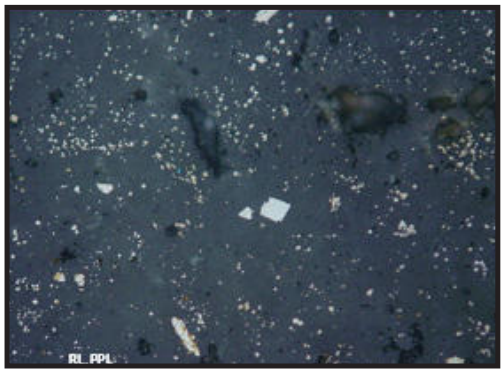
شکل۱۰- ماکل های فشارشی استیبنیت



شکل۱۱- تصویری از بافت های توده ای و حفره دار و کلوفرم پیریت کلوئیدی



شکل۱۲- پیریت فرامبوئیدی



شکل۱۳- مارکاسیت و پیریتهای مارکاسیتی شده

نمایند و کانی سازی استیبنیت انجام شده است و بهمراه آن رآلگار و اورپیمان شکل گرفته اند. فعالیت مجدد گسل سبب ایجاد درز و شکستگی های جدیدی شده که کانیهای باطله به درون آنها نفوذ کرده و کانی سازی پیریت کلوئیدی همراه با آن انجام شده است. سپس کانی سازی رآلگار و اورپیمان با پیریت انجام می شود و در مرحله بعدی ژیپس نفوذ کرده است.

دگرسانی

در منطقه چلپو- کلاته چوبک، نوارهای زرد و قرمز رنگ اکسیدهای آهن و آرسنیک ناشی از دگرسانی از فاصله دور قابل مشاهده است که در این قسمت آثار کانه زایی آنتیموان و آرسنیک را بصورت رگه- رگچه به فراوانی می توان دید. ولی نوع و شدت دگرسانی متفاوت است. در نواحی مرکزی کانسار بدلیل وجود شکستگی های بیشتر و تخلخل مفید بالای سنگهای دیواره، دگرسانی از شدت بیشتری برخوردار است. در مناطقی که واحدهای آتشفشانی- رسوبی توسط گسل ها قطع شده اند بدلیل تخلل مفید و شرایط ژئوشیمیایی مناسبتر، عبور محلولها آسانتر انجام شده است بنابراین منطقه دگرسان شده شدت و گسترش بیشتری را دارد. با توجه به مطالعات صحرایی، کانی شناسی و نتایج تجزیه های پراش پرتو ایکس(XRD) و همچنین ترسیم نمودارهای افزایشی-کاهشی برخی اکسیدها و عناصر در سنگهای دگرسان و سالم می توان دگرسانی های فیلیک، آرژیلیتی شدن، سیلیسی شدن، پیریتی شدن و کربناتی شدن را در محدوده معدنی تشخیص داد.

۱- دگرسانی آرژیلیک(رسی)

دگرسانی آرژیلیک از وسیع ترین دگرسانی های موجود در محدوده معدنی می باشد. این دگرسانی شاخص کانسارهای اپی ترمال است [۹]. در این دگرسانی در چلپو- کلاته چوبک هجوم محلولهای اسیدی به آلبیت یا سریسیت سبب تبدیل این کانی به کائولینیت شده است. این دگرسانی در واحدهای آتشفشانی- رسوبی منطقه گسترش بیشتری دارد و با رنگهای سفید تا کرمی روشن مشخص می باشد. مطالعات انجام شده توسط پراش پرتو ایکس(XRD) علاوه بر کانیهای رسی نوع کائولینیت و مونت موریونیت، کانی ژاروسیت را نیز نشان داده است. هرگاه سنگهای غنی از آلومینیوم تحت تأثیر محلولهای غنی از سولفات آلتره شوند، آلونیت، سولفات آبدار آلومینیم و پتاسیم(KAL_6SO_4) $_4$ (HO_3) بوجود میاید. آلونیت در کانسارهای گرمابی به وفور مشاهده می شود ولی در این منطقه بدلیل وجود آهن فراوان، سولفات موجود در سیالات با یونهای آهن موجود در شیل ها وارد واکنش شده و از تشکیل آلونیت جلوگیری نموده است و به جای آن ژاروسیت2(KFe_6SO_4) $_6$(HO)در مقادیر زیادی بوجود آمده است.

۲- دگرسانی سیلیسی

دگرسانی سیلیسی شدن از انواع دگرسانی های گرمابی است ولی در این منطقه گسترش چندانی ندارد که احتمالاً بدلیل ترکیب سیال دگرسان کننده است. در این منطقه سیلیسی شدن بیشتر خود را به صورت کریپتوکریستالین و رگچه ای و پرکننده حفرات نشان می دهد این پدیده از ویژگی های ذخایر اپی ترمال است.

۳- دگرسانی با رخساره پیریت (سولفید آهن)

این دگرسانی عمدتاً در اثر واکنش سیالات اسیدی حاوی گوگرد با آهن موجود در کانیهای تشکیل دهنده بوجود آمده است و در قسمتهایی از منطقه به خوبی قابل مشاهده است. دگرسانی سوپرژن این پیریتها و پیریت های موجود در رگه- رگچه های کانه دار موجب تشکیل اکسیدهای آهن قرمز رنگ سنگهای محدوده

جدول۱- پاراژنز کانه ها در منطقه چلپو- کلاته چوبک

ORE - MINERAL	STAGE OF ORE-MINERALIZATION	
	Stage2 →	Stage1
	Hypogene	Supergene
Quartz		
Calcite		
Gypsum		
Jarosite		
Cerussite		
Litharge		
Senarmontite		
Covelite		
Pyrite(II)		
Orpiment- Realgar		
Cinnabar		
Potosiite		
Stephanite		
Pyrargyrite		
Stibnite		
Getchelite		
Aurostibite		
Gold		
Pyrite(I)		
Hematite		
Magnetite		
Scheelite		

معدنی گردیده است.

۴- دگرسانی کربناتی شدن

دگرسانی کربناتی شدن به صورت رگه ها و رگچه های میکروسکوپی نامنظم از کربنات ها به همراه سیلیس در سنگهای میزبان کانسار و بصورت محدود در منطقه وجود دارد. این دگرسانی بدلیل نفوذ محلول های حاوی کربنات به درون سنگهای منطقه و ایجاد کلسیت ثانویه درون سنگهای غیر کربناته ایجاد شده است. این پدیده در مناطق حاوی سنگهای کربناته امری عادی است، زیرا محلول های موجود در منطقه در اثر حل کردن کربنات درون خود آن را پس از تغییر pH درون سنگهای دیگر رسوب داده و کلسیت ثانویه تشکیل می شود. اکثر کربنات های موجود در منطقه با توجه به تجزیه های XRD انجام گرفته، از نوع کلسیت و دولومیت هستند.

نتیجه گیری

احتمالاً قرار گیری توده های نفوذی (نظیر توده نفوذی چهل دختر) در قسمتهای بالای پوسته و نزدیک سطح زمین، سبب بالا رفتن گرادیان زمین گرمایی منطقه شده است. در ادامه، گسلای ایجاد شده در نتیجه عوامل تکتونیکی راه را برای عبور مواد سیال فراهم نموده اند. لذا با ایجاد چرخه آبگرم و شستشو و ته نشینی متوالی عناصر از سنگهای مسیر و یا از منشأ ماگمایی سبب ایجاد کانه زایی در منطقه شده است. نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و کانی شناسی موید آن است که این کانسار از نوع اپی ترمال می باشد.

منابع

۱- برنا، ب، (۱۳۷۰)گزارش نیمه تفصیلی کانسار آنتیموان و آرسنیک و طلای چلپو کوه سرخ.سازمان زمین شناسی کشور.۴۸ص

۲- خاکراه، ف؛(۱۳۸۸). بررسی های زمین شناسی، ژئوشیمی، سیالات درگیر و عوامل کنترل کننده کانه زائی در منطقه معدنی چلپو- کلاته چوبک واقع در شمال خاوری ریوش(استان خراسان رضوی)،پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور واحدتهران،۱۶۸ص.

۳- صیدی جوقان، م.(۱۳۷۸). کانی‌زایی آرسنیک، آنتیموان و طلا در محور چلپو- کلات چوبک(کوه سرخ کاشمر)- پایان نامه کارشناسی ارشد- دانشگاه شهید بهشتی، ۳۶۰ ص.

۴- قربانی، م،(۱۳۷۴)، زمین شناسی ایران(آنتیموان، آرسنیک، جیوه). سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور،۱۵۴صفحه.

۵-کریم پور،م؛حرمی،ر؛(۱۳۷۷)،طرح اکتشافی منطقه چلپو(کاشمر) کانی سازیSbوAs ، اداره کل معادن وفلزات استان خراسان،۶۸ ص.

۶-کریم پور،م؛ملک زاده،آ؛ حیدریان، م؛(۱۳۸۴)- اکتشاف ذخایر معدنی. دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۳۶ص.

۷- مظلومی بجستانی،ع. (۱۳۷۱). مطالعه زمین شناسی و ژئوشیمی نواحی طلادار علی آباد و آلتره شده گردنه کوه سرخ در شمال کاشمر(استان خراسان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۲۵۶ ص.

8-Anderson,W.b and Eaton,P.C., (1990),Gold the Emeror Mine, Vatukaula, Fiji, Epithermal Gold Mineralization of Circume-Pacific. Journal of Geochemical Exploration, Vol.35,PP.297-340.

9- Brown, P. R. L., 1978. Hydrothermal alternation in active geothermal field, Rev,Earth and planet.Sci., V.6 PP.229-250.

10- Folk, R.L., 1974a. Petrology of Sedimentary Rocks: Hemphill Publ., Co., Austin, Texas, 182p.

11-Lindenberg,H.G.,Gorler,K.&Ibbekn,H.;1983-Steratigrap hy,Structural and Or genic evolution of the Sabzevar zone in the area of Oryan,Khorasan,NE Iran,GSI.,Rep.No.51 PP

12-Lindenberg, H.G., & Jacobshigen,V.;193- Post Paleozoic geology of the Taknar zone and adjacent area(NE Iran,Khorasan),GSI.,Rep. No.51,PP125

13- Palache, C., H. Berman, and C. Frondel., (1951). Dana′s system of mineralogy. (7th edtion), V.II,PP 763-767.

14-Seal,R.R.,Robie,R.A.,Barton,P.B., and Hemingway, B.S.,(1992); superambient heat capacities of synthetic stibnite, berthierite, and chalcostibnite:Revised thermodynamic properties and implication for phase equilibria, Econ. Geol,V.87,PP:1911-1918.