



دانشگاه صنعتی مازندران

دانشکده علوم زمین
گروه زمین‌شناسی اقتصادی و پترولوژی

عنوان:

مطالعه کانی‌شناسی و ژئز کانسار سرب و روی یورت‌بابا

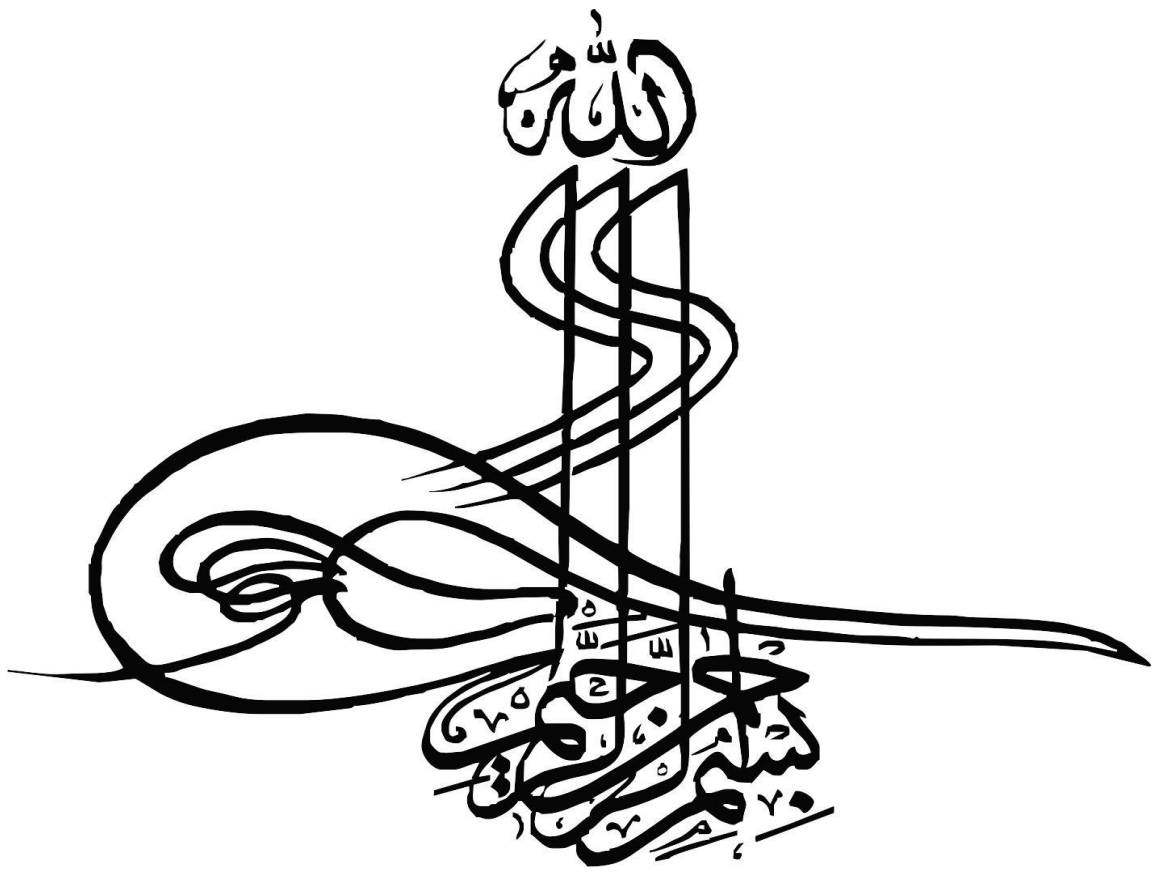
نگارنده: مجید محمودی‌نیا

استاد راهنما:

دکتر فرج‌ا... فردوست

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

تابستان ۱۳۸۹



تقدیرم به عزیزانم

به پدرم به پاس محبت و تلاش بی وقفه اش

و

به مادرم، سرچشمه جوشان مهر و فداکاری، که زندگی ام

برایش همه رنج است و وجودش برایم همه مهر

و

همسر مهربانم به پاس صبر و شکیبایی اش

تشکر و قدردانی

سپاس و ستایش خدای را که همیشه مرا مورد لطف و عنایت خود قرار داده است تا در مسیر زندگی و با کمک بزرگانی طی طریق نمایم و بتوانم امور مهمی همچون این تحقیق را به پایان رسانم. از این‌رو ضمن تقدیر و تشکر از این بزرگان، توفیق روز افزون ایشان را از خداوند متعال خواستارم. بدین‌وسیله از زحمات بی‌دریغ استاد محترم جناب آقای دکتر فرج‌ا... فردوست که در تمام مدت تحقیق با تمام وجود و در هر زمانی که به کمک ایشان نیاز داشتم، به من یاری رساندند، کمال سپاس و قدردانی را می‌نمایم.

ناسپاسی است اگر در این بخش دیگر بار از زحمات بی‌دریغ پدر و مادر عزیزم و اعضای خانواده‌ام بواسطه همراهی من در طی مسیر تحصیل و زندگی، تا این مرحله تشکر نمایم. آن‌ها که با صبر و همدلی خود همیشه مایه دلگرمی من بوده و هستند و تشکری ویژه از همسرم که جایگاهی والا و بخصوص از دیدگاه صبر و بردباری در نظر من دارد و اگر همراهی، صبر و دلسوزی این عزیز نبود، چه بسا که در میانه راه از ادامه کار باز می‌ماندم.

در پایان از کلیه دوستان و عزیزانی که مرا در انجام این پایان‌نامه یاری نمودند، به‌خصوص جناب مهندس بیاری و مهندس محمدزاده سپاسگزارم و آرزوی موفقیت برای تمامی این عزیزان دارم.

چکیده

کانسار سرب و روی یورت‌بابا در شمال غرب شهر مجن از توابع شاهرود، در محدوده بین طول‌های جغرافیایی "۳۵'۴۲" ۵۴° طول و "۳۹'۵۴" ۵۴° و عرض‌های جغرافیایی "۳۱'۳۰" ۳۶° و "۳۲'۱۰" ۳۶° و در ارتفاع ۳۵۰۰ متری از سطح دریا قرار گرفته است. منطقه بخشی از زون تکتونیکی البرز شرقی است که در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان و ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش علی‌آباد واقع شده است. از دیدگاه چینه‌شناسی منطقه شامل سازندهای شیلی و ماسه‌سنگی شمشک به سن تریاس بالایی تا لیا، آهک ضخیم لایه لار به سن ژوراسیک، آهک کرتاسه و توف‌های سبز سازند کرج با سن ائوسن و کنگلومرای فجن با سن پالئوسن می‌باشد که با روند کلی شمال غرب- جنوب شرق (N65W) و شیب رو به سمت جنوب غرب مشخص می‌شوند. ماده معدنی بصورت اپی‌ژنتیک و چینه‌کران و به شکل پرکننده فضای خالی، عدسی‌ها و رگه‌هایی با ابعاد متفاوت در داخل سازند آهکی لار قرار گرفته است و پراکندگی آن کاملاً از فضاهای خالی موجود در سنگ دربرگیرنده پیروی می‌کند. کانسار به شکل چینه‌کران به بخشی از آهک لار محدود می‌شود که در مجاورت سازند شمشک قرار گرفته است. کانی سازی ماده معدنی ساده و شامل اسمیت‌زونیت (کربنات روی)، همی‌مورفیت یا کالامین (سیلیکات روی)، گالن و سروزیت است. کلسیت و آراگونیت باطله‌های کانسار را تشکیل می‌دهند. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌ها و وجود برخی از عناصر خاص نشان‌دهنده محیط همزاد و رسوبی برای این کانسار است. نتایج مطالعه میانبارهای سیال نشان‌دهنده اختلاط دو سیال با شرایط فیزیکی‌شیمیایی متفاوت است و سرد شدن سیال با دمای بالا و درجه شوری متوسط توسط یک سیال با درجه شوری و دمای پائین را به‌عنوان مهم‌ترین مکانیزم برای نهشت ماده معدنی ثابت می‌کند. بررسی‌های ایزوتوپی انجام شده برای ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸، کربن ۱۳ و گوگرد ۳۶ بیان‌گر ترکیب سنگ آهک دریائی و آهک زیستی برای کلسیت و منشائی دریایی برای گوگرد احیایی می‌باشد.

مجموع مطالعات زمین‌شناسی، بافتی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیائی، میانبارهای سیال و ایزوتوپی حاکی از آن است که تشکیل و تمرکز این کانسار رسوبی - دیاژنتیک بوده ولی بخشی از تمرکز کانسار بصورت اپی‌ژنتیک و در حفرات و شکستگی‌ها بعدی صورت گرفته است و نهایتاً از نظر ژنتیکی کانسار یورت‌بابا را می‌توان در زیرگروه دره میسی‌سی‌پی غنی از روی تقسیم‌بندی نمود که در یک حوضه فورلند تشکیل شده است.

کلید واژه: یورت‌بابا، سرب و روی، میانبار سیال، آنالیز ایزوتوپی، تیپ دره میسی‌سی‌پی

فهرست مطالب

| صفحه | عنوان |
|------|--|
| ۱ | فصل اول: کلیات |
| ۲ | ۱-۱- مقدمه |
| ۲ | ۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار یورت‌بابا |
| ۳ | ۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی |
| ۶ | ۴-۱- هدف تحقیق |
| ۶ | ۵-۱- روش کار |
| ۷ | ۱-۵-۱- جمع‌آوری اطلاعات |
| ۷ | ۲-۵-۱- مطالعات صحرایی |
| ۸ | ۳-۵-۱- مطالعات آزمایشگاهی |
| ۸ | ۶-۱- مطالعات و کارهای انجام شده قبلی |
| ۱۶ | فصل دوم: زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه |
| ۱۷ | ۱-۲- مقدمه |
| ۱۷ | ۲-۲- موقعیت زمین‌شناسی |
| ۱۷ | ۳-۲- توالی چینه‌شناسی سازندهای رخنمون یافته در منطقه از قدیم به جدید |
| ۱۸ | ۱-۳-۲- سازند شمشک |
| ۱۹ | ۲-۳-۲- سازند دلیچای |
| ۲۲ | ۳-۳-۲- سازند لار |
| ۲۳ | ۴-۳-۲- آهک کرتاسه |
| ۲۳ | ۵-۳-۲- سازند فجن |
| ۲۳ | ۶-۳-۲- سازند زیارت |

| | |
|----|--|
| ۲۴ | سازند کرج ۷-۳-۲ |
| ۲۴ | وضعیت ساختاری منطقه ۴-۲ |
| ۲۴ | گسل‌ها ۱-۴-۲ |
| ۲۶ | چین‌خوردگی ۲-۴-۲ |
| ۲۶ | ماگماتیسم و دگرگونی در منطقه ۵-۲ |
| ۲۶ | ماگماتیسم ۱-۵-۲ |
| ۲۶ | فازهای کوهزایی در منطقه مورد مطالعه ۲-۵-۲ |
| ۲۶ | کالدونین ۱-۲-۵-۲ |
| ۲۷ | هرسی‌نین ۲-۲-۵-۲ |
| ۲۷ | کیمرین ۳-۲-۵-۲ |
| ۲۷ | لارامید ۴-۲-۵-۲ |
| ۲۷ | دگرگونی ۳-۵-۲ |
| ۲۸ | حوزه تکتونیک‌ی شکل‌گیری کانسار ۶-۲ |
| ۲۹ | فصل سوم: مطالعات کانی‌شناسی، ساختی و بافتی |
| ۳۰ | مقدمه ۱-۳ |
| ۳۰ | نمونه‌برداری ۲-۳ |
| ۳۱ | مطالعات کانی‌شناسی ۳-۳ |
| ۳۲ | نمونه دستی ۱-۳-۳ |
| ۳۲ | کانی‌های اصلی ۲-۳-۳ |
| ۳۳ | کانی‌های سرب ۱-۲-۳-۳ |
| ۳۳ | گالن ۱-۱-۲-۳-۳ |

- ۳۵..... ۲-۱-۲-۳-۳ سرروزیت
- ۳۷..... ۲-۲-۳-۳ کانی‌های روی
- ۳۷..... ۱-۲-۲-۳-۳ اسمیت‌زونیت
- ۳۷..... ۲-۲-۲-۳-۳ همی‌مورفیت
- ۳۸..... ۳-۲-۲-۳-۳ اسفالریت
- ۳۸..... ۳-۲-۳-۳ پیریت
- ۳۹..... ۴-۲-۳-۳ باطله‌ها
- ۳۹..... ۱-۴-۲-۳-۳ کربنات‌ها (کلسیت و آراگونیت)
- ۴۱..... ۲-۴-۲-۳-۳ هیدروکسیدهای آهن
- ۴۲..... ۳-۴-۲-۳-۳ کانی‌های رسی
- ۴۲..... ۳-۳-۳ مشخصات سنگ درونگیر
- ۴۳..... ۴-۳-۳ توالی پاراژنزی
- ۴۶..... فصل چهارم: مطالعات ژئوشیمیائی، میانبارهای سیال و ایزوتوپی
- ۴۷..... ۱-۴- مقدمه
- ۴۷..... ۲-۴- ویژگی‌های ژئوشیمیائی کانسارهای سرب و روی و عناصر همراه
- ۵۲..... ۳-۴- ژئوشیمی کانسار سرب و روی یورت‌بابا
- ۵۳..... ۱-۳-۴ نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی
- ۵۶..... ۴-۴- ژئوشیمی عناصر و نسبت‌های آنها
- ۵۶..... ۱-۴-۴ سرب و روی
- ۵۶..... ۲-۴-۴ استرانسیم
- ۵۷..... ۳-۴-۴ سدیم

- ۵۸.....۴-۴-۴- منگنز و آهن
- ۵۹.....۵-۴-۴- نسبت استرانسیم به منگنز
- ۶۰.....۶-۴-۴- نسبت استرانسیم به کلسیم
- ۶۱.....۷-۴-۴- منیزیم
- ۶۱.....۸-۴-۴- کادمیم
- ۶۲.....۵-۴-۴- آنالیز خوشه‌ای و نمودار همبستگی
- ۶۴.....۶-۴-۴- میانبارهای سیال
- ۶۵.....۷-۴-۴- نمونه‌برداری
- ۶۶.....۸-۴-۴- روش و مشخصات دستگاه
- ۶۶.....۹-۴-۴- نتایج پتروگرافی میانبارهای سیال
- ۶۷.....۱-۹-۴- تیپ A- دو فازي مایع-گاز (L+V) (غنی از مایع)
- ۶۸.....۲-۹-۴- تیپ B- دو فازي گاز- مایع (V+L) (غنی از گاز)
- ۶۸.....۳-۹-۴- تیپ C- دو فازي گاز و مایع حاوی دی‌اکسیدکربن (V+L_{aq}+LCO₂)
- ۶۹.....۴-۹-۴- تیپ D- تک‌فازی مایع
- ۶۹.....۵-۹-۴- تیپ E- دو فازي غنی از دی‌اکسیدکربن
- ۷۰.....۱۰-۴-۴- میانبارهای مطالعه شده
- ۷۱.....۱۱-۴-۴- ریخت‌شناسی میانبارهای سیال و خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیال
- ۷۱.....۱-۱۱-۴- اندازه میانبارهای سیال
- ۷۱.....۲-۱۱-۴- ترکیب
- ۷۲.....۳-۱۱-۴- چگالی
- ۷۳.....۴-۱۱-۴- درجه شوری
- ۷۴.....۱۲-۴-۴- انجماد

| | |
|-----|--|
| ۷۶ | گرمایش ۱۳-۴ |
| ۷۸ | نمودارهای تحلیلی ۱۴-۴ |
| ۸۵ | داده‌های ایزوتوپی ۱۵-۴ |
| ۸۶ | ایزوتوپ‌های کربن ۱-۱۵-۴ |
| ۸۸ | ایزوتوپ‌های اکسیژن ۲-۱۵-۴ |
| ۸۹ | نمودارهای نسبت ایزوتوپی کربن و اکسیژن ۳-۱۵-۴ |
| ۹۱ | ایزوتوپ گوگرد ۳۴ در گالن ۳-۱۵-۴ |
| ۹۲ | نتیجه‌گیری ۱۶-۴ |
| ۹۶ | فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات |
| ۹۷ | مقدمه ۱-۵ |
| ۹۷ | رده‌بندی کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان آواری ۲-۵ |
| ۹۹ | مشخصات کانسار سرب و روی یورت‌بابا ۳-۵ |
| ۹۹ | شواهد صحرایی ۱-۳-۵ |
| ۱۰۰ | ارتباط کانه‌زائی با گسلش در منطقه ۱-۱-۳-۵ |
| ۱۰۰ | ارتباط کانه‌زائی با ماگماتیسم و دگرگونی ۲-۱-۳-۵ |
| ۱۰۱ | کانی‌شناسی و پاراژنز کانسار یورت‌بابا ۲-۳-۵ |
| ۱۰۱ | شواهد ژئوشیمیایی ۳-۱-۳-۵ |
| ۱۰۲ | مطالعه میانبارهای سیال ۴-۱-۳-۵ |
| ۱۰۳ | مطالعات ایزوتوپی ۵-۱-۳-۵ |
| ۱۰۴ | منشأ احتمالی فلزات ۶-۱-۳-۵ |
| ۱۰۴ | منشأ گوگرد ۷-۱-۳-۵ |

- ۱۰۵-۴-۵- ژنز کانسار یورت بابا.....
- ۱۰۵-۴-۵-۱- نظریه‌های تشکیل کانسار.....
- ۱۰۶-۴-۵-۲- چگونگی حمل و ته نشست سولفیدی.....
- ۱۰۹-۵-۵- مکانیزم تشکیل کانسار.....
- ۱۱۰-۵-۶- نتیجه‌گیری.....
- ۱۱۱-۵-۷- پیشنهادات.....
- ۱۱۲- منابع.....
- ۱۱۲- منابع فارسی.....
- ۱۱۴- منابع غیرفارسی.....

فهرست اشکال و جداول

| صفحه | عنوان |
|------|--|
| ۳ | شکل ۱-۱- تصویر موقعیت راه‌ها و محل کانسار |
| ۴ | شکل ۱-۲-۰ موقعیت کانسار و راه دسترسی به آن در عکس ماهواره‌ای |
| ۴ | شکل ۱-۳- نمایی از پوشش گیاهی معمول در منطقه مورد مطالعه |
| ۵ | شکل ۱-۴- وضعیت زمین ریخت‌شناسی منطقه بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ |
| ۷ | شکل ۱-۵- ترسیم شماتیک مراحل انجام کار |
| ۱۲ | شکل ۱-۶- (الف و ب) نمایی از فعالیت‌های معدن‌کاری قدیمی |
| ۱۳ | شکل ۱-۷- (الف) نمایی از کانسار و محل فعالیت‌های معدن‌کاری قدیمی (ب) محل انباشت ماده معدنی در زمان برداشت |
| ۱۸ | شکل ۲-۱- نمایی از سازندهای رخنمون یافته در محل کانسار یورت‌بابا |
| ۲۱ | شکل ۲-۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد |
| ۲۲ | شکل ۲-۳- مقطع میکروسکوپی از آهک لار |
| ۲۵ | شکل ۲-۴- نمایی از گسل‌های اصلی و فعال منطقه مورد مطالعه |
| ۲۹ | جدول ۳-۱- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های برداشت شده از کانسار یورت‌بابا |
| ۳۱ | جدول ۳-۲- کانی‌های شناسایی شده توسط پراش اشعه ایکس مربوط به معدن یورت‌بابا |
| ۳۴ | شکل ۳-۱- (الف، و) تبدیل بلور گالن به کانی‌های کربناته از حاشیه (ب، ج) بافت افشان و پراکندگی دانه‌های گالن در متن کربنات کلسیم (د) روند تدریجی از کربنات کلسیم متبلور به کربنات کلسیم دانه ریز به همراه گالن در متن آن (ه) گالن بصورت رگه‌ای در کنار اکسیدهای آهن، (ز، ح) بافت‌های مرتبط با تکتونیک |
| ۳۵ | شکل ۳-۲- رشد تجمعی سروزیت با بافت کلو فورم در سطح توده اسمیت‌زونیت |
| ۳۵ | شکل ۳-۳- پراش اشعه ایکس برای گالن و سروزیت |
| ۳۶ | شکل ۳-۴- پراش اشعه ایکس برای اسمیت‌زونیت |

- شکل ۳-۵- (الف) جانمایی اسمیت زونیت بجای اسفالریت از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها (ب) حضور چند دانه ریز پیریت در بطن اسفالریت بصورت اکسلوشن ۳۷
- شکل ۳-۶- نمونه‌ای از بافت شعاعی در آراگونیت ۳۹
- شکل ۳-۷- (الف) انواع ماکل‌های کلسیت، (ب) ماکل کلسیت با باریکه‌های مستقیم ۳۹
- شکل ۳-۸- گوتیت، (الف) بافت اسکلتی، (ب، ج) بافت شعاعی و (د) بافت لامینه ۴۱
- شکل ۳-۹- توالی پاراژنتیک کانسار یورت‌بابا ۴۴
- شکل ۴-۱- حدود تقریبی شرایط اسیدی- بازی و فوگاسیته اکسیژن برای مدل میانبارهای سیال در تیپ دره میسیسیپی و فلزات پایه قرمز لایه مربوطه (RBRBM) در دمای $100^{\circ}C$ ۴۹
- شکل ۴-۲- نقاط هم‌ارز در نمودار pH در مقابل لگاریتم فوگاسیته اکسیژن برای مدل ترکیبی شورابه کانه‌ساز در دمای $100^{\circ}C$ درجه سانتیگراد برای (الف) سرب و (ب) روی ۵۰
- جدول ۴-۱- غلظت سرب و روی در نمونه‌های یورت‌بابا ۵۲
- جدول ۴-۲- نتایج آنالیز نیمه کمی درصد وزنی اکسید عناصر ۵۳
- جدول ۴-۳- نتایج حاصل از تبدیل درصد وزنی اکسید به قسمت در میلیون ۵۴
- شکل ۴-۳- ترسیم مقدار سدیم در مقابل استرانسیم ۵۶
- شکل ۴-۴- ترسیم مقدار منگنز در برابر آهن ۵۸
- شکل ۴-۵- ترسیم مقدار استرانسیم به منیزیم در مقابل منگنز ۵۹
- شکل ۴-۶- تغییرات استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز ۵۹
- شکل ۴-۷- ترسیم مقدار روی و کادمیم ۶۱
- جدول ۴-۴- ماتریس همبستگی برای داده‌های ژئوشیمیایی ۶۲
- شکل ۴-۸- آنالیز خوشه‌ای داده‌های ژئوشیمی ۶۲
- شکل ۴-۹- تصاویری از میانبارهای سیال مطالعه شده در کربنات کلسیم ۶۵
- شکل ۴-۱۰- (الف) نمونه B-100-7t ($Th=209$ و $Tm=-3.5$) (ب) نمونه D-100-9t ($Th=202$) و ($Tm=-0.2$) ۶۶

- شکل ۴-۱۱- نمونه B-۱۰۰-9t ($T_m = -1.1$ و $T_h = 301$) ۶۷
- شکل ۴-۱۲- (الف) نمونه D-۱۰۰-5t ($T_m = 1.2$ و $T_h = 180$) (ب) نمونه C-۱۰۰-9t ($T_h = 191$) و ۶۷
 $(T_m = 0.8)$
- شکل ۴-۱۳- نمونه‌ای از سیال تک فازی مایع ۶۸
- شکل ۴-۱۴- (الف) نمونه C-۱۰۰-7t ($T_d = 150$ و $T_m \text{ CO}_2 = -56.5$) (ب) نمونه C-۱۰۰-2t ۶۹
 $(T_h = 175$ و $\text{CO}_2 = -55 T_m)$
- شکل ۴-۱۵- (الف) میانبار سیال نوع اولیه در نمونه‌ها (ب) حضور سیال غنی از مایع و گاز در یک مقطع ۶۹
- شکل ۴-۱۶- مقادیر محاسبه شده چگالی میانبارهای سیال از روی درصد وزنی کلرید سدیم توسط نرم‌افزار ۷۱
- شکل ۴-۱۷- ترسیم دیگری از چگالی محاسبه شده توسط نرم‌افزار ۷۱
- شکل ۴-۱۸- توزیع مقادیر اندازه‌گیری شده برای درصد وزنی کلرید سدیم ۷۲
- شکل ۴-۱۹- ترسیم دیگری از مقادیر اندازه‌گیری شده برای درصد وزنی کلرید سدیم ۷۲
- شکل ۴-۲۰- هیستوگرام توزیع دمای ذوب آخرین قطعه یخ ۷۴
- شکل ۴-۲۱- ترسیم دیگری از دمای ذوب آخرین قطعه یخ ۷۴
- شکل ۴-۲۲- توزیع دمای همگن شدگی ۷۶
- شکل ۴-۲۳- ترسیم دیگری از توزیع دمای همگن شدگی ۷۶
- جدول ۴-۵: نتایج حاصل از مطالعه میانبارهای سیال ۷۸
- شکل ۴-۲۴- تغییرات دمای همگن‌شدگی در مقابل درجه شوری در اثر فرآیندهای مختلف تکامل سیال ۷۹
- شکل ۴-۲۵- نمودار دمای همگن‌شدگی در مقابل شوری ۷۹
- شکل ۴-۲۶- درجه شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی برای انواع کانسارهای سرب و روی ۸۰

- شکل ۴-۲۷- نمودار دمای همگن‌شدگی در مقابل شوری به همراه منحنی‌های بحرانی و اشباع‌شدگی
 ۸۰ هالیت
- شکل ۴-۲۸- کانسارهای سرب روی در نمودار درجه شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی ۸۱
- شکل ۴-۲۹- نمودار دما- فشار برای سیال در طی حرارت دادن ۸۱
- شکل ۴-۳۰- ترسیم خطوط دمایی جهت تعیین فشار و عمق شکل‌گیری کانسار ۸۲
- جدول ۴-۶: نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپی بر حسب میلی‌لیتر در هزار ۸۴
- شکل ۴-۳۱- مقادیر نسبی ایزوتوپی کربن در محیط‌های مختلف ۸۶
- شکل ۴-۳۲- مقادیر نسبی ایزوتوپ اکسیژن در محیط‌های مختلف و جایگاه کانی غیر سولفیدی روی
 (اسمیت‌زونیت) و باطله کربناته ۸۷
- شکل ۴-۳۳- نمایش موقعیت نمونه‌های اسمیت‌زونیت ناحیه یورت‌بابا، نمونه‌های مربوط به انگوران و
 نمونه‌های مربوط به ساردینیا ۸۸
- شکل ۴-۳۴- مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ برای کانی‌های گوگردار در نهشته‌های متفاوت ۹۰
- شکل ۵-۲- حوضه‌های معدنی البرز، نقطه قرمز نشانگر کانسار یورت‌بابا ۹۷
- شکل ۵-۳- (الف) نظریه شوراب حوضه‌ای (ب) مدل فرضیه سیال حوضه‌ای ۱۰۳
- شکل ۵-۴- شرایط PH و فوگاسیته اکسیژن برای جابجایی و ته‌نشست سرب و روی ۱۰۵
- شکل ۵-۵- چگونگی تشکیل حوضه پیش‌قاره در البرز ۱۰۷

فصل اول

کلیات

کشور ایران بدلیل قرارگیری بر روی کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا، دربردارنده انواع کانسارهای فلزی و غیرفلزی می‌باشد و از جمله این کانسارها، کانسارهای سرب و روی می‌باشند. فلز روی و سرب از مهم‌ترین و با ارزش‌ترین فلزات هستند که در صنایع مختلف کاربردهای فراوانی دارند. لذا جا دارد که به معرفی و شناخت این کانسارها توجه گردد.

کانسار سرب و روی یورت‌بابا در شمال غرب شهر مجن از توابع شاهرود و نزدیکی قله کوه کلاغ باران قرار گرفته و نمونه‌ای از کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان کربناته می‌باشد. در این فصل به منظور تجسم روشنی از منطقه، به بررسی موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده کانسار و شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی آن پرداخته و تاریخچه کانسار به اختصار آورده شده است. اهداف انجام این تحقیق، روش کار و مطالعات قبلی در این زمینه نیز در ادامه آورده شده است تا مبانی و راهبردهای فصول بعدی برپایه آن پیگیری شود.

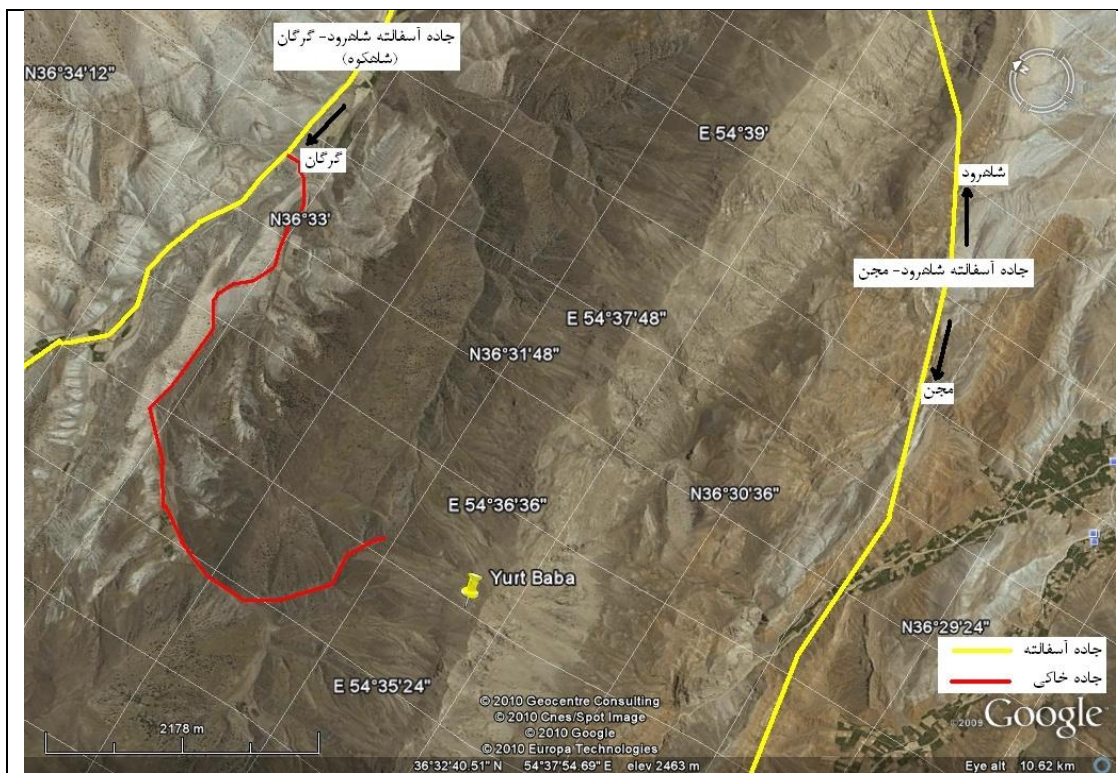
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار یورت‌بابا

کانسار سرب و روی یورت‌بابا در شمال غرب شهر مجن از توابع شاهرود، در محدوده مختصات جغرافیایی $35^{\circ} 42'$ و $54^{\circ} 39' 54''$ طول شرقی و $36^{\circ} 31' 30''$ و $36^{\circ} 32' 10''$ عرض شمالی و در ارتفاع ۳۵۰۰ متری از سطح دریا قرار گرفته است. فاصله آن از شهر شاهرود حدود ۵۰ تا ۶۰ کیلومتر است که ۴۵ کیلومتر آن آسفالت (جاده شاهکوه) و ۱۰ کیلومتر دیگر جاده خاکی می‌باشد (انحرافی از جاده شاهکوه) (شکل ۱-۱). شکل ۲-۱ موقعیت کانسار را بر روی عکس ماهواره‌ای نشان می‌دهد.



۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی

ارتفاع متوسط کانسار ۳۴۰۰ متر است که در ستیغ کوه یورت‌بابا قرار گرفته است. در کل بدلیل اینکه کانسار در دامنه‌های جنوبی رشته کوه‌های البرز قرار دارد، نزولات جوی عموماً بصورت برف است. بدلیل ارتفاع زیاد این کانسار و کانسارهای مشابه در منطقه، در زمستان اکثراً پوشیده از برف است و احتمالاً در چند ماه از سال فعالیت‌های معدنی در منطقه را دچار اختلال می‌کند. در تابستان هوا معتدل است و بارش‌های معدودی در منطقه وجود دارد. چشمه‌های فراوانی در منطقه وجود دارند که معمولاً در مرز بین آهک لار با سازندهای فجن، کرج و شمشک ظهور پیدا می‌کنند و آب کشاورزی و مصرف احشام را تامین می‌نمایند. به‌عنوان مثال می‌توان چشمه‌ای در دامنه کوه کلاغ باران را نام برد که بداخل استخری وارد شده و آب دام‌ها و مزارع پائین دست را تامین می‌کند. پوشش گیاهی را بیشتر درختچه‌هایی همچون سروکوهی، زرشک و بوته‌های کم ارتفاع با توزیع پراکنده تشکیل می‌دهند. شکل ۱-۳ تصویری از منطقه و پوشش گیاهی آن را نشان می‌دهد.



شکل ۱-۲: موقعیت کانسار و راه دسترسی به آن در عکس ماهواره‌ای (تهیه شده توسط نرم‌افزار Google Earth)



شکل ۱-۳: نمایی از پوشش گیاهی معمول در منطقه مورد مطالعه (دید رو به جنوب غرب)

به دلیل نوع آب و هوا و ارتفاع زیاد منطقه، فرسایش فیزیکی نسبت به هوازدگی شیمیایی نمود بیشتری دارد. بدلیل عملکرد این نوع فرسایش، ستیغ رشته کوهها تیز و زاویه دار است و پرتگاههای بلندی در این منطقه و بخصوص در محلهایی که لیتولوژی مقاوم تر می گردد (آهک و ماسه سنگ)، مشاهده می شود. در این محدوده، زهکشی توسط شبکه ای از آبراهه ها به شکل دنددریتی، داربستی و زاویه دار صورت می گیرد که این نوع شبکه زهکشی نیز تابعی از آب و هوای منطقه است. ریخت-شناسی آبراهه ها نشان دهنده این است که در ابتدای مرحله بلوغ هستند، یعنی نسبت عمق به عرض دره در این رودخانه ها کم است. شکل ۱-۴ وضعیت زمین ریخت شناسی منطقه را بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ نشان می دهد.



شکل ۱-۴: وضعیت زمین ریخت شناسی منطقه بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح جمهوری اسلامی ایران، ۱۳۷۳).

۱-۴- هدف تحقیق

بررسی ژنز کانسار و تیپ آن بر اساس شواهد صحرایی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیائی، میانبارهای سیال و ایزوتوپی و مقایسه این شواهد با مشخصات انواع کانساری سرب و روی با سنگ میزبان کربناته به منظور ارزیابی مکانیزم کانه‌زایی و گستردگی احتمالی آن و نیز یافتن کلیدهای اکتشافی ژئوشیمیائی در منطقه، اهداف اصلی این تحقیق بوده‌اند و جهت نیل به آن‌ها، اهداف کوتاه مدت زیر دنبال می‌گردد:

۱- بررسی توالی‌های سنگی و سازندهای منطقه و ارتباط واحدهای سنگی با یکدیگر به منظور مشخص نمودن افق‌های حاوی ماده معدنی.

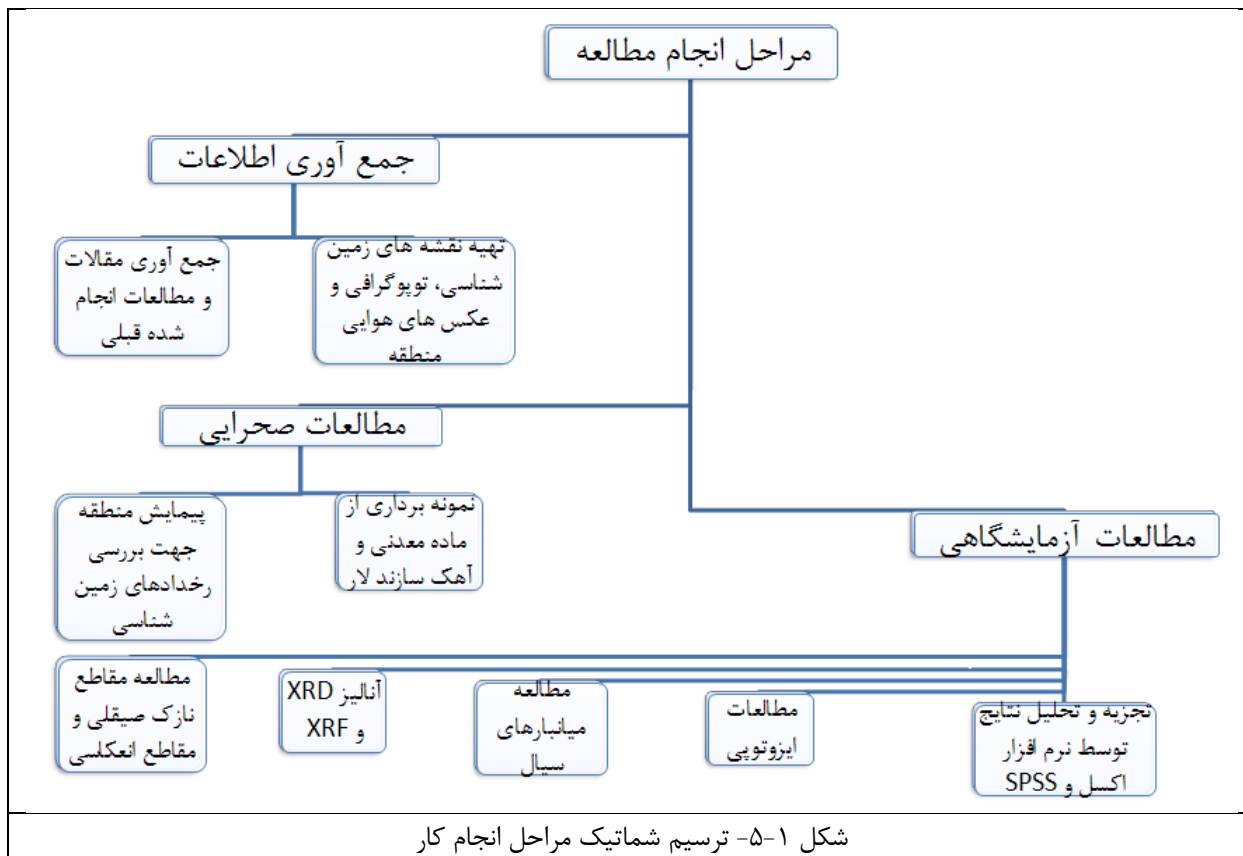
۲- مطالعه دقیق کانی‌شناسی، پاراژنز کانه‌ها و تحول دیاژنتیک تشکیل و تمرکز کانی‌ها و نسل‌های مختلف آن.

۳- مطالعه بافت کانه‌ها و ارتباط آن با کانی‌های تشکیل دهنده سنگ به منظور درک و شناسایی نحوه تشکیل کانسار.

۴- مطالعات ژئوشیمیائی، گرماسنجی و ایزوتوپی جهت تأیید سایر مطالعات.

۱-۵- روش کار

روش مطالعه انجام شده در این پایان نامه در سه مرحله قابل تعریف است که در شکل ۱-۵ نیز نشان داده شده است.



۱-۵-۱- جمع آوری اطلاعات

- جمع آوری مقالات و مطالعات انجام شده در مورد کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان کربناته.
- جمع آوری مقالات و مطالعات انجام شده در مورد کانسار یورت بابا، کانسارهای مشابه در منطقه و زمین شناسی منطقه.

- جمع آوری نقشه های زمین شناسی، توپوگرافی و عکس های هوایی منطقه.

۱-۵-۲- مطالعات صحرایی

مطالعات صحرایی بر مبنای مشاهدات و بازدیدهای صحرایی شامل موارد زیر می باشد:

- پیمایش منطقه به منظور بررسی نحوه گسترش کانسار، تعیین انواع رخدادهای تکتونیکی شامل گسل ها، دسته درزه ها و شکستگی ها، مطالعه کانی شناسی در نمونه دستی، ساخت و بافت ماده معدنی و سنگ درونگیر در مقیاس ماکروسکوپی.

- نمونه برداری از ماده معدنی در محل ترانشه‌ها و تونل‌ها جهت مطالعه ساخت و بافت ماده معدنی.
- بررسی حضور رخدادهای احتمالی آذرین و دگرگونی و مطالعه ارتباط یا عدم ارتباط آن‌ها با کانه-زایی در منطقه.

طی این عملیات مجموعاً ۴۰ نمونه کانسنگ از بخش‌های مختلف کانسار جمع‌آوری شد.

۱-۵-۳- مطالعات آزمایشگاهی

- تهیه ۱۰ مقطع صیقلی، ۵ مقطع نازک- صیقلی به منظور مطالعه پتروگرافی، بافتی و کانی‌شناسی.
- آنالیز ۲۶ نمونه به روش فلوئورسانس اشعه ایکس (XRF) جهت مطالعات ژئوشیمیایی و تعیین درصد وزنی عناصر موجود در نمونه‌ها، تعداد ۷ نمونه به روش پراش اشعه ایکس (XRD) جهت تعیین دقیق کانی‌ها که برای این منظور نمونه‌ها به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور فرستاده شدند.

- مطالعه میانبارهای سیال با استفاده از دستگاه لینکام بر روی ۴ مقطع دوبر صیقلی در سازمان زمین‌شناسی کشور.

- آنالیز ایزوتوپی برای تعیین ایزوتوپ‌های گوگرد، کربن و اکسیژن برای یک نمونه کلسیت، ۲ نمونه اسمیت‌زونیت و ۲ نمونه گالن در آزمایشگاه دانشگاه اتاوا.

- تجزیه و تحلیل داده‌ها و نتایج آنالیزها و داده‌های مربوط به مطالعات مذکور توسط کامپیوتر، ترسیم نمودارها و تحلیل آماری توسط نرم‌افزار SPSS و اکسل.

۱-۶- مطالعات و کارهای انجام شده قبلی

- کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته در سرتاسر جهان یافت می‌شوند اما بزرگترین ذخایر که بیشترین تحقیقات بر روی آن‌ها صورت گرفته در شمال آمریکا واقع شده‌اند. در این محل، کانسارهای سرب و روی نوع دره میسی‌سی‌پی حدود ۶۰ سال پیش برای اولین بار تشخیص داده شده‌اند (باستین،

۱۹۳۹). این نوع کانسارها نامی را که اکنون بصورت عمومی پذیرفته شده است مدیون این حقیقت هستند که چندین نمونه کلاسیک و شاخص از این کانسار در حوزه زهکشی رود میسیسیپی در آمریکای مرکزی واقع شده است. در ۲۵ سال گذشته مطالعات متعددی وابستگی این نهشته‌ها را با دگرسانی دیاژنتیک سنگ‌ها در خط سراسری کمربندهای کوهزایی نشان داده است. این مطالعات پیشنهاد می‌کنند که ذخایر سرب و روی تیپ دره میسیسیپی محصولی از عملکرد سیستم‌های گرمایی گسترده و در ارتباط با رخدادهای تکتونیک پوسته‌ای عظیم هستند (بعنوان مثال لیچ و رووان، ۱۹۸۶؛ بسک و مارشاک، ۱۹۹۰؛ الیور، ۱۹۹۲؛ سیمونز و همکاران، ۱۹۹۳ و ۱۹۹۶b). ویژگی‌های زمین‌شناسی و شکل‌دهنده کانسار برای نوع سرب و روی تیپ دره میسیسیپی با جزئیات توسط لیچ و سنگستر (۱۹۹۳) تشریح گردیده‌اند. تعریف این دو از کانسارهای سرب و روی تیپ دره میسیسیپی - پی به اینصورت است: "خانواده‌ای متنوع از کانسارهای اپی‌ژنتیک که از شورابه‌های حوضه‌ای چگال در دماهای بین ۷۵ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و به طور شاخص در توالی‌های کربناته پلاتفرمی نهشته شده‌اند و از نظر ژنز هیچ قرابتی با فعالیت‌های آذرین ندارند". توده‌های معدنی اپی‌ژنتیک، چینه‌کران و با میزبان کربناته هستند که عموماً از گالن، اسفالریت، سولفیدهای آهن و کربنات‌ها تشکیل شده‌اند. این نهشته‌ها ۲۷ درصد از منابع سرب و روی مصرفی در سطح جهان به خود اختصاص می‌دهند (تیکانن، ۱۹۸۶). کانسارهای مهم آن‌ها شامل کانسارهایی همچون پائین‌پوینت، پلاریس، نانسیویک، دانیلز هاربور، ژیز ریور، مونارچ کیکینگ هورس و راب لیک در کانادا هستند. با وجود تنوع مسلم ذخایرهای این نوع کانسارها (بعنوان مثال سنگستر، ۱۹۸۳، ۱۹۸۶؛ لیچ و سنگستر، ۱۹۹۳)، موانع چشمگیر بر سر فهم منشأ آن‌ها از کمبود اطلاعات در مورد سن تشکیل کانسار ناشی می‌شود (أهل، ۱۹۸۰؛ سنگستر، ۱۹۸۶). پیشرفت‌های مهم در زمینه تعیین سن این رخدادهای از طریق تعیین سن

¹ Bastin, 1939

² Leach and Rowan, 1986; Bethke and Marshak, 1990; Oliver, 1992; Symons et al., 1993, 1996b.

³ Tikkanen, 1986

⁴ Ohle, 1980

ایزوتوپی و تکنیک‌های با دقت بالای پالئومغناطیس حاصل شده است. علیرغم مشکلات زیاد بر سر راه این نوع مطالعات، تکنیک‌های پرتو سنجی برای تعیین سن کانسارهای تیپ دره میسی سی‌پی بسیار موفقیت آمیز بوده‌اند. برای مثال بلورهای گالن از ویبورنوم ترند^۱ حاوی مقادیر متغیری از ایزوتوپ‌های سرب، گوگرد و استرانسیم در مقیاس میکرون بود (سرژنسکی و همکاران، ۱۹۷۹؛ برانون و همکاران، ۱۹۹۱؛ گلدهابر و همکاران، ۱۹۹۵؛ مک‌کیبون و الدریج، ۱۹۹۵^۲). سیستم ایزوتوپی روبیدیم-استرانسیم برای تعیین سن اسفالریت بکار رفتند (ناکائی و همکاران، ۱۹۹۰، ۱۹۹۳؛ برانون و همکاران، ۱۹۹۲؛ کریستین و همکاران، ۱۹۹۳، ۱۹۹۵^۳). سیستم‌های ایزوتوپی اورانیم-سرب و توریم-سرب برای تعیین سن کلسیت مربوط به مرحله کانه‌زایی (برانون و همکاران، ۱۹۹۵، ۱۹۹۶) و فلوریت (لیچ و همکاران، ۲۰۰۱) استفاده شده است. برای تعیین سن فلوریت از سیستم ایزوتوپی ساماریم-نیودیم نیز استفاده شده است (چسلی و همکاران، ۱۹۹۴^۴؛ لیچ و همکاران، ۲۰۰۱). مغناطیسی شدن دوباره یا بازنشانی علائم مغناطیسی توسط واکنش‌های مربوط به سیال بخوبی مطالعه شده‌اند (مثلاً مک‌کاب و المور، ۱۹۸۹^۵) و بنابراین تغییر مغناطیس یک اثر پذیرفته شده از مهاجرت سیالات تشکیل‌دهنده کانسارهای تیپ دره میسی سی‌پی است. با ظهور مغناطیس‌سنج‌های تیریدی مدرن و حساس، تعیین سن این کانسارها با استفاده از مغناطیس‌سنجی مقدور گردید. نهشته‌های تیپ دره میسی سی‌پی به این دلیل برای مغناطیس‌سنجی ایده‌آل هستند که در پلاتفرم‌های نسبتاً بهم نخورده و پایدار از دیدگاه تکتونیکی واقع شده‌اند. تمام این نهشته‌های سرب و روی بعنوان نوع آلپی^۶ یا نوع بلیبرگ^۷ تقسیم‌بندی می‌شوند (بریگو، ۱۹۷۷). لیچ و همکاران (۲۰۰۱) از طریق سنتزهای پایه شامل تفسیر کامل تعیین سن‌های مغناطیس دیرینه و ایزوتوپی اثبات نمودند که مهاجرت سیالاتی که این نهشته‌ها

¹ Viburnum Trend

² Sverjensky et al., 1979; Brannon et al., 1991; Goldhaber et al., 1995; Mckibbon and Eldrige, 1995.

³ Nakai et al., 1990, 1993; Brannon et al., 1992; Christenen et al., 1993, 1995.

⁴ Chesley et al., 1994

⁵ McCabe and Elmor, 1989

⁶ APT

⁷ Bleiberg- type

از آن‌ها رسوب نموده‌اند، پیامدی طبیعی از تکامل حوضه‌های دربردارنده آن‌ها نبوده است. در عوض مهم‌ترین دوره‌های تشکیل این نهشته‌ها دونین تا پرمین و در طی گردآمدن پانگه‌آ (۷۵ درصد کل تولید فلزی از این نوع هستند) و کرتاسه تا ترشیری در طی بهم پیوستن خردقاره‌ها در امتداد حاشیه شمالی آمریکای شمالی و بین آفریقا و اوراسیا بوده است. گرچه این نهشته‌ها در سکانس‌های کربناته واقع شده‌اند، مهاجرت سیال کانه‌ساز مرتبط با حرکات تکتونیکی مربوط به حاشیه همگرا است (مثلاً بسک و مارشاک، ۱۹۹۰). مکانیزم دقیق حرکت سیالات مورد بحث قرار گرفته ولی لیچ و همکاران (۲۰۰۱) استنباط نمودند که جریان سیال منشأ گرفته از توپوگرافی، مهم بوده است.

ملزومات تشکیل این کانسارها، بارش‌های بالا برای شکل‌دهی سیستم جریان ناحیه‌ای سیال است و سیالات کانه‌ساز شور از تبخیر آب دریا حاصل شده است (مثلاً کسلر و همکاران، ۱۹۹۵؛ ویتز و همکاران، ۱۹۹۶) و کنترل آب و هوای قدیمه با حوضه‌هایی که در عرض‌های جغرافیایی پائین شکل گرفته‌اند را بعنوان مطلوب‌ترین موقعیت برای تشکیل کانسارهای تیپ دره میسی‌سی‌پی پیشنهاد می‌کنند (لیچ و همکاران، ۲۰۰۱). افزایش چشمگیر در تعداد نهشته‌های از این نوع از دونین به بعد، کنترلی زیستی را نیز پیشنهاد می‌کند. ریف‌های آهکی مرجانی (عمدتاً دولومیتی) موقعیت‌های مناسبی برای نهشت این کانسارها هستند چون تخلخل و نفوذپذیری بالایی دارند.

پیشینه فعالیت‌های معدن‌کاری که ما در حال حاضر اثرات آن‌را مشاهده می‌کنیم، به سال ۱۳۲۹ باز می‌گردد. پروانه استخراج به فردی به نام ایلخان ظلی برای مدت ۱۵ سال واگذار گردیده است. در طی دوره برداشت، از معادن پیچمتو، تخت پی زندگانی و سیاه دره که همگی در نزدیکی همین منطقه هستند، مقداری کانسنگ برداشت شده ولی در نهایت از اقتصادی بودن آن مایوس و این معادن تعطیل شده‌اند (قربانی و همکاران، ۱۳۷۹). آثار فعالیت معدن‌کاری قدیمی در برخی نقاط به چشم می‌خورد که معمولاً به اطراف رگه‌ها و یا عدسی‌های پر عیار محدود شده و احتمالاً قدمتی ۵۰ ساله

¹ Kesler et al, 1995

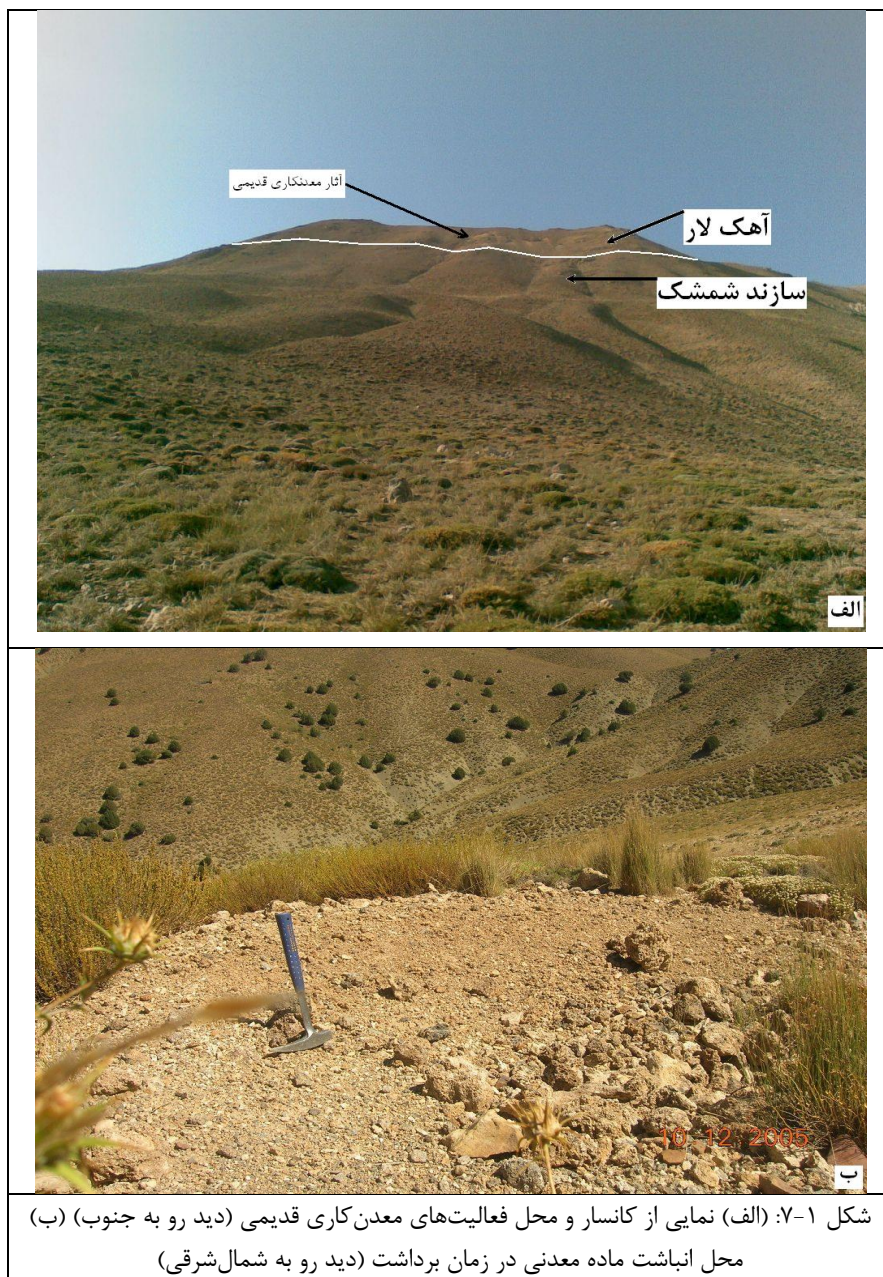
دارند (شکل ۱-۶). در معدن یورت بابا تعدادی ترانشه و چند تونل حفر شده که غالباً به رگه‌های گالن برخورد کرده است. ترانشه‌ها و تونل‌های حفر شده با گذشت زمان تخریب شده و فقط آثار آن‌ها باقی مانده است. از بین آن‌ها تنها ۳ دهانه تونل تقریباً سالم مانده است.



شکل ۱-۶: نمایی از فعالیت‌های معدن کاری قدیمی (الف) دید رو به جنوب (ب) دید رو به شمال شرقی

در کانسار یورت‌بابا آثار انباشت ماده معدنی استخراج شده را در دامنه کوه کلاغ باران که کانسنگ نزدیک به قله آن قرار دارد، می‌توان مشاهده نمود. شکل ۱-۷ (الف و ب) نشان‌دهنده برخی از این آثار هستند. عدم اقتصادی بودن این کانسار و رها کردن روند استخراج می‌تواند دلایل زیادی داشته باشد که بنظر می‌رسد برخی از آن‌ها از قرار زیر هستند:

- ۱- نوسانات قیمت کانسنگ که احتمالاً در آن دوره این نوسان شیب نزولی داشته است.
- ۲- شرایط آب و هوایی سخت منطقه امکان بهره‌برداری را حداقل در فصل زمستان نمی‌داده است.
- ۳- بدلیل ریخت‌شناسی خشن منطقه، طبعاً احداث جاده‌ای برای دسترسی به معدن و انجام امور حمل و نقل هزینه زیادی را به مالک معدن تحمیل نموده است.
- ۴- همان‌طور که ذکر خواهد شد در این نوع کانسارها، بخشی از کانسار که تحت تأثیر اکسیداسیون قرار گرفته، دارای عیار پائین‌تری از ماده معدنی نسبت به بخش سولفیدی است که منجر به عدم اقتصادی بودن معدن در آن زمان گردیده است.



شکل ۱-۷: (الف) نمایی از کانسار و محل فعالیت‌های معدن‌کاری قدیمی (دید رو به جنوب) (ب) محل انباشت ماده معدنی در زمان برداشت (دید رو به شمال شرقی)

از مطالعات انجام شده در محدوده معدنی کانسار یورت بابا می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

۱- تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان (شهرابی، ۱۳۶۹) توسط سازمان زمین‌شناسی کشور.

۲- بخشی از فعالیت‌های اکتشافی استان سمنان از نوع موضوعی بوده و گزارش زمین‌شناسی کانسارهای سرب و روی نواحی اطراف شاهرود (استان سمنان) اوزارت معادن و فلزات،

گزارش شماره ۳۲، مهر و آبان ۱۳۶۹] نیز از این دست بوده است. در این گزارش به کانسارهای پی‌چمتو و برفکه، کانسار تخت پی زندگانی، کانسار سیاه دره، کانسار یورت‌بابا و نشانه معدنی جوبریون اشاره گردیده و مورد مطالعه مقدماتی قرار گرفته‌اند.

۳- طرح اکتشاف مقدماتی کانسارهای سرب و روی استان در سال ۱۳۷۵ به انجام رسیده که کانسارهای مشابه این کانسار (از نظر نوع و خصوصیات) را مورد بررسی قرار داده است.

۴- طرحی با عنوان پی‌جویی مواد معدنی فلزی بر اساس آثار شدادی را در سال ۱۳۸۰ که توسط سازمان زمین‌شناسی شهرستان گرگان صورت گرفته و نتیجه آن معرفی ۸ منطقه امیدبخش معدنی شامل سرب و روی یورت‌بابا، سرب حسین‌نا، کوه شاه‌پسند و کوه میلانه، خرمالو چال ورجن در جنوب رامیان و جنوب شاهکوه و جنوب روستای زیارت بوده که پس از نمونه‌برداری و آنالیز، سرب و روی یورت‌بابا که سنگ درونگیر آن سازند لار است، تنها کانسار سرب و روی رضایت‌بخش شناخته شد.

۵- در تابستان سال ۱۳۸۳ سازمان زمین‌شناسی کشور اقدام به تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد نموده است. چاپ این نقشه و گزارش آن به زبان فارسی می‌باشد.

۶- در سال ۱۳۸۵ گزارش زمین‌شناسی نقشه ۱:۱۰۰۰ تاش-مجن توسط فرج‌ا... فردوست بعنوان مجری طرح با همکاری حبیب‌ا... قاسمی و اسد‌ا... صفری ارائه گردیده است. در این گزارش کانسار سرب و روی برفکه در نزدیکی کانسار یورت‌بابا مورد بررسی قرار گرفته و کانی‌شناسی و ژنز آن مورد بررسی قرار گرفته و به‌عنوان یک طرح تحقیقاتی در دانشگاه صنعتی شاهرود ارائه گردیده است.

۷- فرج‌ا... فردوست و حبیب‌ا... قاسمی در سال ۱۳۸۶ مقاله‌ای با عنوان "کانی‌شناسی کانسار روی و سرب برفکه، شمال غرب شاهرود و معرفی کانی‌های منیزیت نیکل‌دار، منیزیت آهن‌دار و کلسیت منگن‌دار در آن برای اولین بار" در پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی-

شناسی ایران که در دانشگاه فردوسی برگزار گردید، ارائه داده و کانسار برفکه در نزدیکی این کانسار را از دیدگاه کانی‌شناسی مورد بررسی قرار داده‌اند.

۸- فرامرز دولتی ارده جانی، ابوالقاسم کامکار روحانی و علیرضا عرب امیری در سال ۱۳۸۶ مقاله- ای با عنوان " برداشت، مدل‌سازی و تفسیر داده‌های مقاومت ویژه و پلاریزاسیون‌القایی محدوده معدنی سرب و روی یورت‌بابا " را ارائه داده‌اند. لازم به ذکر است که کانسارهایی برفکه، پی‌چمتو و کانسار یورت‌بابا هر دو در حوضه معدنی تاش- شهمیرزاد (رسا و مهرنیا، ۱۳۸۴) و به فاصله نزدیکی از هم قرار گرفته‌اند.

فصل دوم

زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

۱-۲- مقدمه

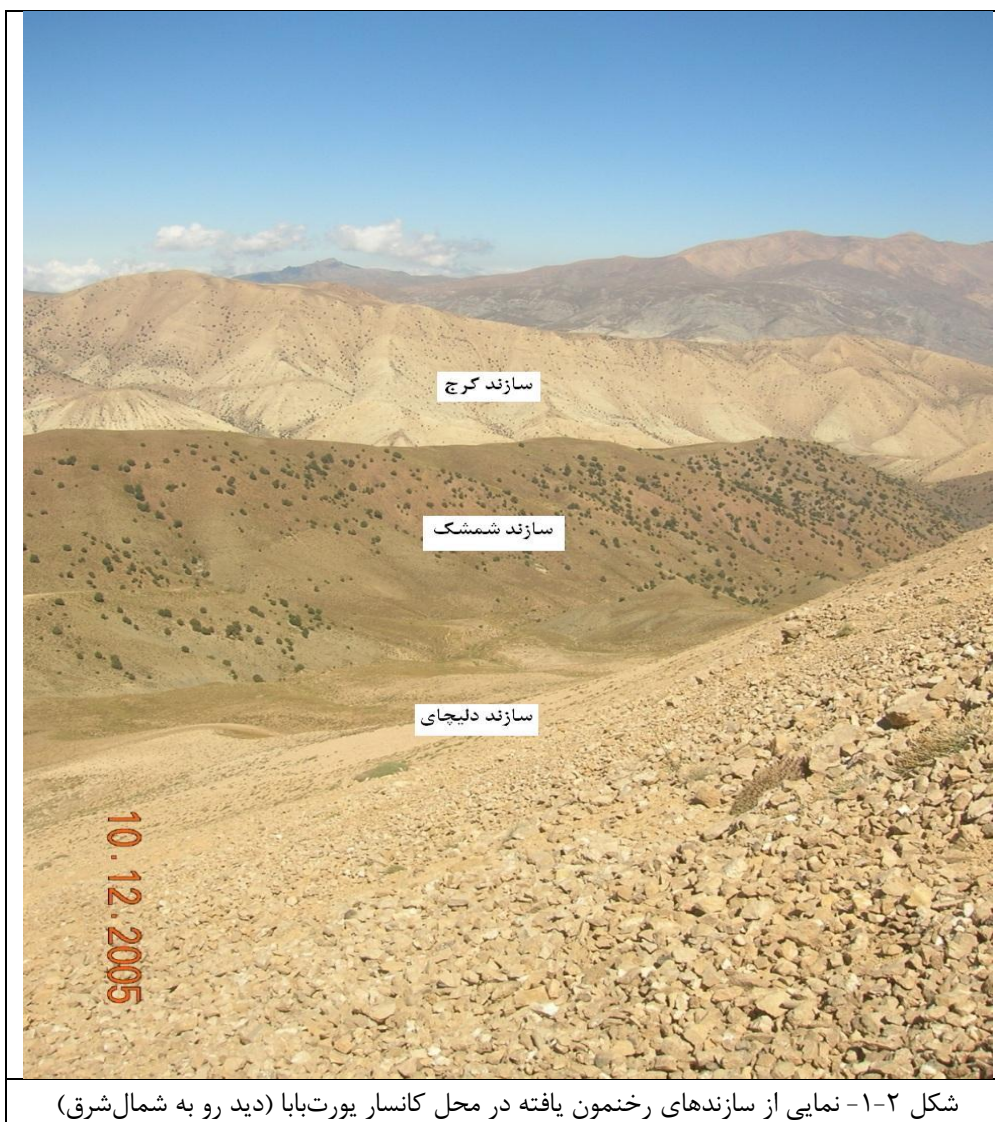
برای بررسی رخدادهای کانه‌ای در منطقه مورد مطالعه بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و تاریخ تحولات زمین‌شناسی ناحیه‌ای ضروری است. در این فصل از نوشتار زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد بررسی قرار گرفته است، مبنای این نگرش کارهای زمین‌شناسی است که در منطقه انجام گرفته است. هدف از آوردن این بخش شناخت سازندهای زمین‌شناسی موجود در ناحیه، عملکرد تکتونیک و فازهای مهم کوهزایی، متامورفیسم و فعالیت‌های آذرین صورت گرفته در منطقه است.

۲-۲- موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه، در واحد زمین ساختی- رسوبی البرز قرار گرفته است که بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا است (اشتوکلین، ۱۹۶۸) (شکل ۱-۲). این کانسار در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد و ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان واقع شده است.

۳-۲- توالی چینه‌شناسی سازندهای رخنمون یافته در منطقه از قدیم به جدید

در شکل ۲-۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه ستون چینه‌شناسی سازندهای موجود در منطقه نشان داده شده است. توالی چینه‌شناسی منطقه شمال شاهرود به طور کلی از کامبرین پیشین شروع شده و به تشکیلات آتشفشانی- رسوبی ائوسن ختم می‌شود. مهم‌ترین سازندهای تشکیل دهنده این توالی به ترتیب از قدیم به جدید عبارت از بایندر، سلطانیه، باروت، لالون و میلا هستند که از کامبرین پیشین تا اردوویسین سازند جیروود با سن دونین را در بر می‌گیرند. سازندهای شمشک، دلیچای، لار، آهک کرتاسه سازندهای دوران دوم و سازندهای فجن، زیارت و کرج سازندهای پالئوسن و ائوسن را تشکیل می‌دهند که مجموعاً در محدوده نزدیک به کانسار قرار گرفته‌اند. سازندهای مهم منطقه در شکل ۱-۲ آورده شده‌اند.



شکل ۱-۲- نمایی از سازندهای رخنمون یافته در محل کانسار یورت‌بابا (دید رو به شمال شرق)

البته باید عنوان نمود که سازند دلیچای در این منطقه تقریباً قابل جدایش نیست، زیرا که از نظر جنس بسیار شبیه به سازند آهکی لار است. دوره کواترن را می‌توان با نهشته‌هایی چون مخروط‌های آبرفتی در منطقه مشاهده نمود. در ادامه واحدهای چینه‌ای مرتبط با کانسار، سنگ درونگیر کانسار و واحدهایی را که در محدوده مورد مطالعه رخنمون قابل ملاحظه‌ای دارند، تشریح شده‌اند.

۱-۳-۲- سازند شمشک

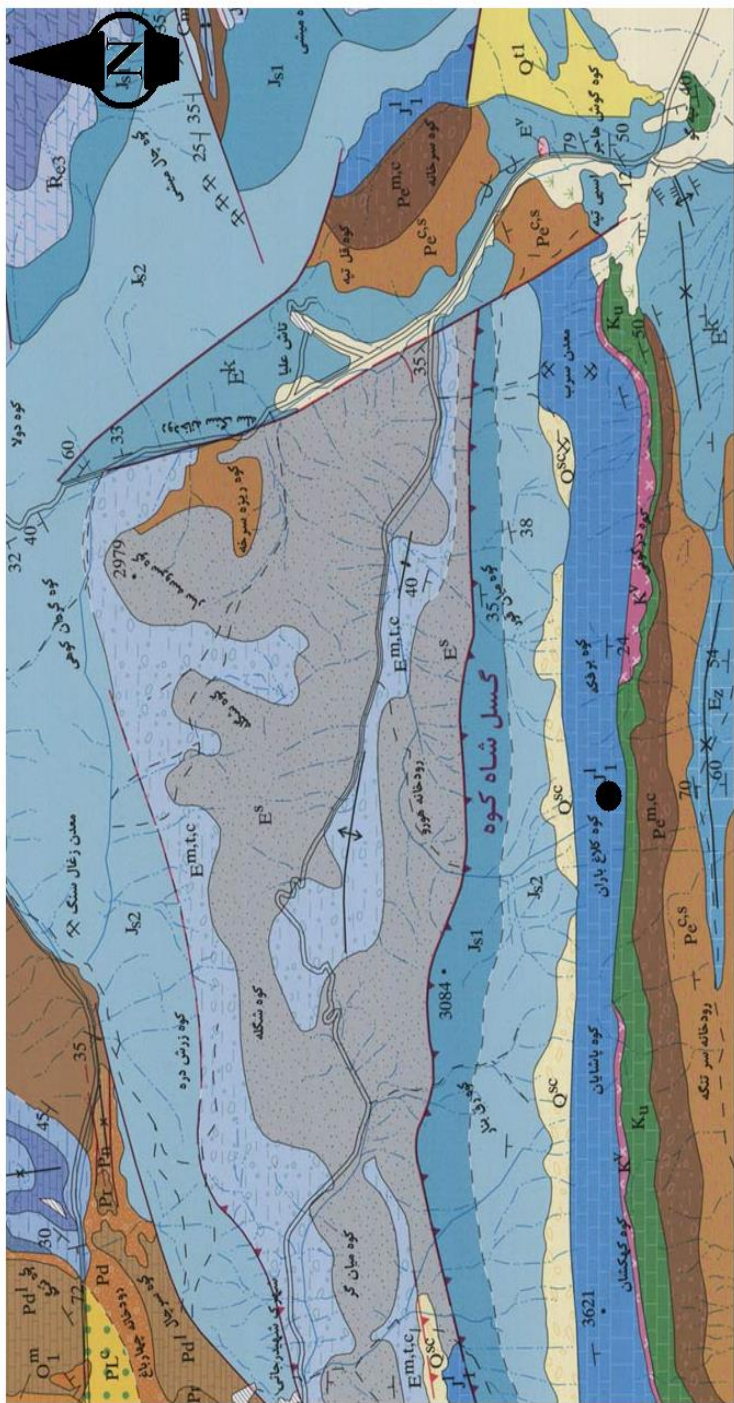
سازند شمشک با سن تریاس بالا- ژوراسیک پایین، شامل تناوبی از ماسه‌سنگ گریواکی، شیل سیلتی، شیل و شیل کربناته است. این سازند در منطقه بصورت هم شیب زیر سازند دلیچای قرار گرفته است.

این سازند به دلیل وجود زغال در بخش میانی و فوقانی خود، از اهمیت اقتصادی زیادی برخوردار است. گسترش آن در منطقه نسبتاً زیاد با روند شرقی- غربی که قسمت اصلی کوه کهکشان را تشکیل می‌دهد. سازند شمشک در منطقه کانسار با دو سازند لار و کرج دارای مرز مشترک گسلی است. سازند کرج به سمت جنوب به روی شمشک رانده شده است. با در نظر گرفتن موقعیت این سازند و مطالعات انجام شده، بنظر می‌رسد که کانی‌های رسی و مواد آلی فراوان در این سازند با ویژگی‌هایی همچون جذب سطحی، فلزات سنگین را بدام انداخته‌اند که یک فاکتور لازم برای تمرکز عناصر در این سازند بوده است. البته باید عنوان نمود که منشأ این فلزات سنگین احتمالاً به فعالیت‌های آذرین یا مواد حاصل از فرسایش توده‌های آذرین حاوی این فلزات است. ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک نیز هم در تأمین عناصری مثل سرب و روی و هم در انتقال آن‌ها به حاشیه حوضه نقش داشته است. آلتراسیون نسبتاً شدید در ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک خود گواهی بر حرکت محلول‌های گرم و شستشوی آن‌ها و در نتیجه آزادسازی و انتقال عناصر مختلف می‌باشد.

۲-۳-۲- سازند دلیچای

سازند دلیچای با سن ژوراسیک میانی تشکیل شده از آهک مارنی نازک لایه به رنگ خاکستری متمایل به سبز و غنی از فسیل‌های آمونیت است که بصورت متناوب با شیل‌های آهکی قرار گرفته است. مقطع تیپ آن در حاشیه رودخانه دلیچای در جاده تهران- فیروزکوه قرار گرفته که در اینجا مرز تحتانی آن با سازند شمشک بصورت ناگهانی و هم‌شیب ولی مرز بالایی با سازند لار بصورت هم‌شیب و تدریجی است. این سازند با ریخت‌شناسی نسبتاً پست در تمام دامنه جنوبی رشته کوه البرز بین سازند سیلیسی آواری شمشک در پائین و سازند آهکی و صخره‌ساز لار قرار دارد. البته باید عنوان نمود که این قانونی کلی نیست و استثنائاتی هم دارد که یکی از آن‌ها در منطقه مورد مطالعه است که این سازند مشاهده نمی‌شود. دلیل این امر یا تغییر رخساره این سازند در منطقه است که باعث شده لیتولوژی آن مشابه با سازند لار گردد و یا می‌تواند یک نبود چینه‌شناسی باشد. بر اساس مطالعه انجام

شده بر روی این سازند در غرب شاهرود، فصل مشترک بین سازندهای دلیچای و لار تدریجی بوده و در ستون چینه‌شناسی نیز مرز را درمحل تبدیل سنگ‌آهک‌های چرت‌دار نازک لایه سازند دلیچای به سنگ‌آهک‌های چرت‌دار متوسط لایه سازند لار و همچنین با توجه به تغییر رنگ و افزایش گرهک‌های چرت در سازند لار و پس‌رفتگی در توپوگرافی و شیب کمتر سازند دلیچای تعیین نموده‌اند (شفیع زاده، ۱۳۸۱). با این وجود فرض دوم نیز دور از انتظار نیست.



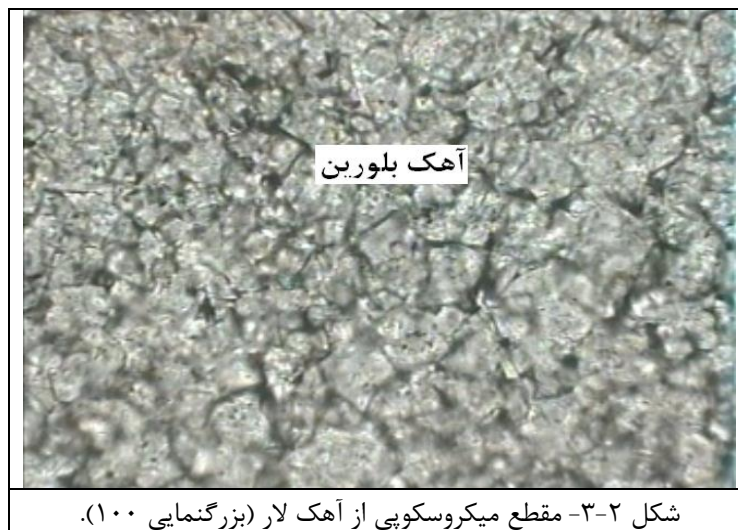
مقیاس: ۱:۱۰۰۰۰۰



شکل ۲-۱: نقشه زمین شناسی منطقه برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ علی آباد (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۸۳) (نقطه سیاه نشان دهنده موقعیت کانسار است)

۲-۳-۳- سازند لار

سازند لار در منطقه کانسار از گسترش زیادی برخوردار است و ماده معدنی در حفرات و فضاهای خالی موجود در آن تمرکز یافته است. این سازند در جنوب منطقه، کوه محمد حنفی و در غرب و جنوب غرب ارتفاعات کرکسی، نمازگاه، امام ابولقاسم، گاوکشان و کهکشان را تشکیل می‌دهد. آهکی متوسط تا ضخیم لایه به رنگ کرم تا خاکستری و حاوی ندول‌های چرت است. طی مطالعات صحرایی آثاری از ماکروفسیل در آن مشاهده نشد. ضمن مطالعه میکروسکوپی مشخص شد که یک آهک کریستالین و فاقد هرگونه آلوم و فسیل است (شکل ۲-۳). در بعضی قسمت‌ها تبلور مجدد و احتمالاً دولومیتی شدن در آن مشاهده می‌گردد. با توجه به فسیل‌های آمونیت گزارش شده در این واحد، سن آن آکسفوردین- کیمریجین تعیین شده است. این سازند بعنوان سنگ درون‌گیر ماده معدنی از اهمیت خاصی برخوردار است و باید ساخت و بافت آن بدقت مطالعه گردد تا نقش آن در فرآیند کانه‌زایی روشن گردد.



۲-۳-۴- آهک کرتاسه

لیتولوژی آهک کرتاسه شامل طبقات آهکی ضخیم تا توده‌ای، حاوی فسیل‌های رودیست و اوربیتولین می‌باشد که بصورت هم‌شیب و تدریجی روی طبقات آهکی لار و بصورت ناپیوستگی هم‌شیب زیر طبقات آواری قرمز رنگ سازند فجن قرار گرفته است. آهک کرتاسه در جنوب منطقه کانسار گسترش یافته و بخشی از ارتفاعات کرکسی، نمازگاه و امام ابولقاسم را تشکیل می‌دهد. در جنوب شرق کانسار (کوه تپال) این آهک بعنوان خوراک کارخانه سیمان شاهرود استخراج می‌شود. از نظر خصوصیات کلی و مورفولوژیکی آهک کرتاسه و آهک لار بسیار شبیه هستند، به طوری که تفکیک آن‌ها بسیار مشکل است و تنها عدم وجود ندول‌های چرت و حضور فسیل‌های رودیست می‌تواند عامل شناسایی و تفکیک آن‌ها از یکدیگر باشد. در بخش زیرین این سازند یک باند بازالتی گسترش یافته است.

۲-۳-۵- سازند فجن

این سازند بصورت ناپیوسته روی رسوبات قدیمی‌تر و به طور هم‌شیب زیر سازند زیارت قرار گرفته است. بر اساس موقعیت چینه‌شناسی سنی معادل لوتین تا پالتوسن برای آن برآورد شده است (اشتوکلین، ۱۹۷۱). سازند فجن در منطقه از رسوبات آواری قرمز رنگ، عمدتاً کنگلومرا و ماسه سنگ تشکیل شده و به سمت بالا ذرات دانه درشت‌تر و ضخیم لایه می‌شود.

۲-۳-۶- سازند زیارت

تماس زیرین آن با سازند آواری فجن و تماس بالایی آن با سازند کرج بصورت هم‌شیب می‌باشد. دلنباخ (۱۹۶۴) بر اساس فسیل‌های موجود، سن این سازند را پالتوسن- ائوسن میانی تعیین کرده است. رخنمون این سازند در جنوب کانسار نسبتاً کم و محدود به حاشیه شمالی رودخانه دستان (در شمال غرب مجن) می‌شود که بصورت چین‌خوردگی نسبتاً منظم دیده می‌شود.

۲-۳-۷- سازند کرج

رخنمون آن در منطقه به بخش جنوبی کانسار یورت‌بابا (شمال غرب شهر مجن) محدود می‌شود و می‌توان آن را از نظر لیتولوژیکی به سه بخش کلی زیر تقسیم نمود:

۱- توف‌های سبز با میان لایه‌های نازک از ماسه سنگ‌های مرتبط با فرآیندهای آذرین به همراه گدازه‌های آندزیتی و آندزی‌بازالتی

۲- تناوب توف و شیل‌های توفی به رنگ سبز تا سبز متمایل به خاکستری به همراه ماسه سنگ‌های مرتبط با فرآیندهای آذرین با ضخامت متنوع و طبقه‌بندی منظم که دارای ساختمان‌های رسوبی نظیر قالب‌های وزنی، فلوت‌کست، دانه‌بندی تدریجی و ساختمان پیچ در پیچ هستند.

۳- تناوب شیل‌های توفی و ماسه‌سنگ‌های توفی به رنگ سبز متمایل به خاکستری که طبقات رسوبی در آن به سمت بالا افزایش ضخامت داشته و میان لایه‌های آهکی در آن افزایش می‌یابد. نهشته‌های آذرآواری و تخریبی سازند کرج با توجه به ساختمان‌های رسوبی موجود، از نوع توربیدیتی هستند و می‌توان آن‌ها را معادل بخش‌های بسیار دور از منشأ از یک مخروط زبردریایی دانست (لاسمی، ۱۳۷۰).

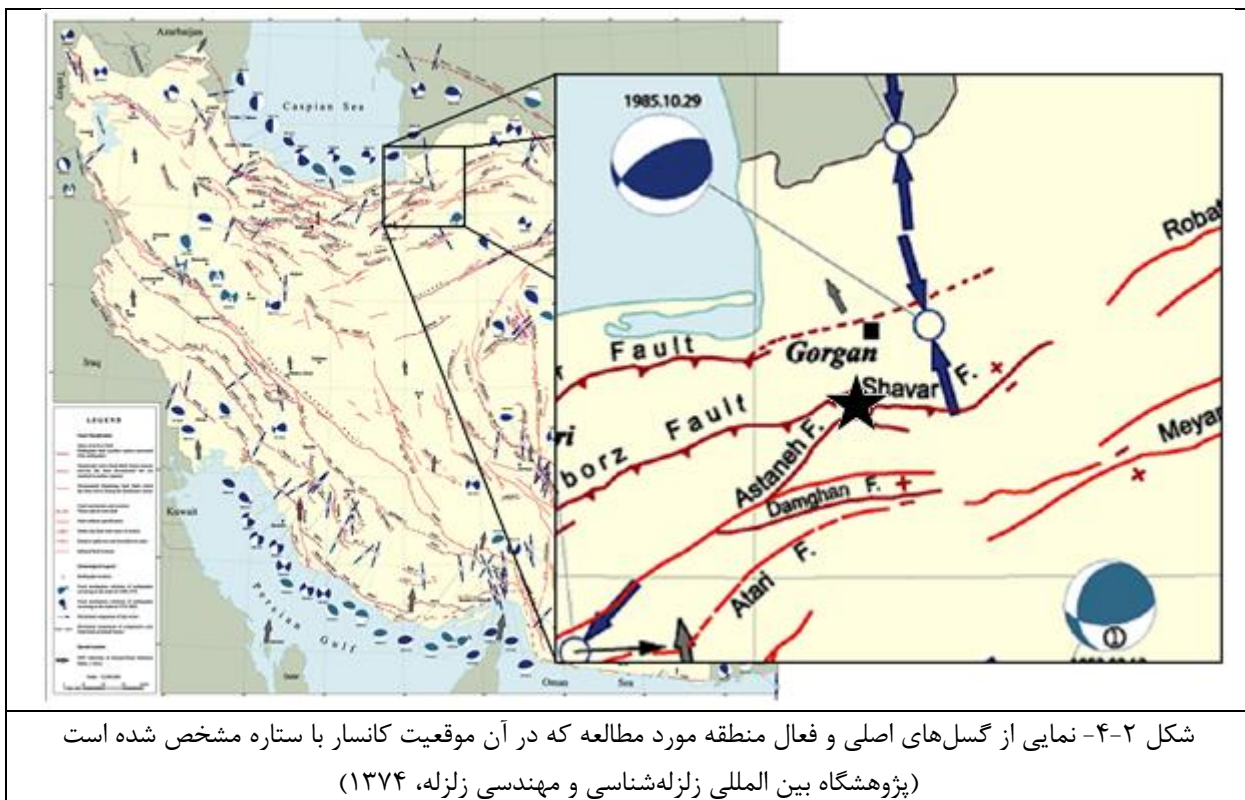
۲-۴- وضعیت ساختاری منطقه

۲-۴-۱- گسل‌ها

در محدوده مورد مطالعه فرآیندهای تکتونیکی خردایشی و گسلش به فراوانی مشاهده می‌گردد ولی ارتباطی بین گسلش و کانه‌زائی دیده نشده است و یا آنقدر خردشدگی زیاد است که نمی‌توان اظهار نظر نمود. بر اساس مشاهدات کلی در منطقه مورد مطالعه و نیز در داخل تونل‌های معدن پی‌چمتو که در دامنه کوه برفکه واقع شده است، می‌توان اینگونه نتیجه‌گیری کرد که گسل‌ها عمدتاً بعنوان مجراهای انتقال دهنده‌ای برای سیال کانه‌ساز عمل نموده‌اند. در منطقه مورد مطالعه دو نوع گسل را می‌توان مشاهده نمود. دسته اول گسل‌هایی هستند که احتمالاً قبل و یا همزمان با شکل‌گیری کانسار،

شکل گرفته‌اند و بعنوان مجراهایی برای انتقال ماده معدنی عمل نموده‌اند و معمولاً کانه‌زایی در امتداد گسل قابل پیگیری است. دسته دوم گسل‌هایی هستند که ارتباطی با کانه‌زایی ندارند و هیچگونه آثار معدنی در ارتباط با آنها مشاهده نمی‌شود و این گسل‌ها به احتمال بسیار زیاد، مربوط به فرآیندهای تکتونیکی بعد از کانه‌زایی بوده‌اند. بدلیل بهم‌ریختگی شدید محدوده کانسار، تعیین نوع گسل‌ها و سیستم شکل‌گیری آنها مقدور نبود. تنها روند کلی گسل‌ها را می‌توان شمال‌غربی - جنوب‌شرقی تا شرقی - غربی عنوان نمود.

در شکل ۲-۴ گسل‌های فعال منطقه مورد مطالعه نشان داده شده‌اند که در آن موقعیت کانسار با نقطه سیاه مشخص گردیده است.



۲-۴-۲- چین خوردگی

چین‌ها در این منظومه از نوع چین‌هایی هستند که حاصل حرکت بر روی سطح گسل‌اند، یعنی چین-های مرتبط با گسل^۱ هستند، به‌علاوه چین‌ها اغلب از نوع ناهماهنگ^۲ هستند. اثرات چین‌خوردگی کیمیرین پسین در بخش‌هایی از این زون دیده می‌شود. چین‌خوردگی اوایل دوگر، یکی دیگر از ویژگی‌هایی است که تاکنون تنها در همین زون گزارش شده است (شهریاری و همکاران، ۱۳۸۲).

۲-۵-۲- ماگماتیسم و دگرگونی در منطقه

از آن‌جایی که دو فرایند آذرین و دگرگونی نقش اساسی در تشکیل ذخایر معدنی مخصوصاً انواع اپی-ژنتیک دارند لازم است به طور اجمالی به وضعیت ماگماتیسم و دگرگونی و همچنین گسترش آن‌ها در منطقه اشاره نمود. باید خاطر نشان نمود که مطالعه این رخدادها در منطقه برای تحقیق در مورد ارتباط یا عدم ارتباط آن‌ها با کانه‌زایی است.

۲-۵-۱- ماگماتیسم

فعالیت ماگمایی از اوایل پالئوزوئیک تا ائوسن در منطقه وجود داشته ولی گسترش این فعالیت‌ها کم بوده و منجر به تشکیل توده‌های کوچکی شده است. ذیلاً فاز کوهزایی مربوط به هر دوره، نوع فعالیت و گسترش هر کدام ذکر می‌گردد.

۲-۵-۲- فازهای کوهزایی در منطقه مورد مطالعه

۲-۵-۲-۱- کالدونین

قدیمی‌ترین فاز کوهزایی شناخته شده در حوزه کانه‌زایی تاش-مجن، فاز کوهزایی کالدونین است که نتیجه آن فعالیت آتشفشانی زیر دریایی در اردوویسین و سیلورین و سنگ‌های آندزیت پورفیری،

^۱ Faultrelated folds

^۲ Disharmonic

بازالت و اسپیلیت سازند نکارمن حاصل این فعالیت بوده است. گسترش این سازند از روستای نکارمن تا روستای خوش بیلاق می‌باشد. این سازند در محدوده کانسار وجود ندارد.

۲-۵-۲-۲- هرسی نین

فاز کوهزایی هرسی نین که سبب ایجاد ناپیوستگی بین کربنیفر و پرمین شده است، در تشکیل دایک-های دیابازی در قاعده پرمین منطقه مورد بررسی نقش داشته است. این دایک‌ها بصورت پراکنده بوده و گسترش کمی دارند.

۲-۵-۲-۳- کیمرین

فاز کوهزایی کیمرین پیشین در ژوراسیک سبب تشکیل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب حدواسط و بازیک در سازند شمشک شده است. فعالیت ماگمایی مربوط به فاز کوهزایی کیمرین پسین در جنوب غرب شاهرود بصورت توده نفوذی اسیدی و در محدوده مورد مطالعه بصورت بازالت در قاعده آهک-های کرتاسه ظاهر شده است (کوه کهکشان و کوه گاوکشان).

۲-۵-۲-۴- لارامید

فعالیت فاز کوهزایی لارامید بصورت گدازه‌های بازالتی و توف در داخل سازند کرج مشاهده می‌شود که در منطقه معدن نیز رخنمون قابل توجهی دارد و سازند توفی معادل سازند کرج را در شمال شرقی شهر مجن بر جای گذاشته است.

۲-۵-۳- دگرگونی

سنگ‌های دگرگونی اگر چه بصورت ناحیه‌ای و همبری به مقدار اندک در البرز گزارش شده‌اند، ولی در منطقه مورد مطالعه اثری از آن‌ها دیده نمی‌شود. تقریباً با اطمینان می‌توان گفت که تنها رخداد دگرگونی بارز در محدوده بین البرز شرقی و مرکزی شیست‌های گرگان است که فاصله بسیار زیادی از منطقه مورد مطالعه دارند.

۲-۶- حوزه تکتونیکی شکل‌گیری کانسار

حوضه‌های پیش قاره در سمت درون کراتونی نوارهای چین‌خورده- گسلیده و در نتیجه خمش لیتوسفر در زیر وزن آنها تشکیل می‌شوند (دنی، ۱۹۶۷^۱). کانسارهای تیپ دره میسی‌سی‌پی در ارتباط نزدیکی ساختاری با این نوع حوضه‌ها هستند. بر اساس مدل ارائه شده توسط شهریاری و همکاران (۱۳۸۰)، حوزه شکل‌گیری کانسار در منطقه مورد مطالعه یک حوزه پیش قاره (فورلند) بوده است.

^۱ Denny, 1967

فصل سوم

مطالعات کانی‌شناسی، ساختی و بافتی

۳-۱- مقدمه

به منظور انجام مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، طی چند مرحله عملیات صحرایی تعداد ۴۰ نمونه از محل ترانسه‌های اکتشافی برداشت شده است. کانی‌های تشکیل دهنده کانسار در چهار گروه کانی‌های سولفیدی، کربناته، سیلیکاتی و باطله تقسیم‌بندی شده‌اند. از آنجائی که اغلب سازنده‌های ماده معدنی به جهت شفافیت و دانه‌ریز بودن قابلیت مطالعات میکروسکوپی انعکاسی را نداشتند، مطالعات میکروسکوپی فقط جهت شناسایی گالن و اسفالریت مورد استفاده قرار گرفت. کانی‌های اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت (کالامین)، سروزیت و غیره به روش تفرق اشعه ایکس (XRD) مطالعه و شناسایی شدند.

۳-۲- نمونه‌برداری

عملیات نمونه‌برداری طی مراحل مختلف کار، از جمله مرحله بازدید مقدماتی و مرحله برداشت نمونه صورت گرفت. از آنجایی که کارهای اکتشافی قدیمی (تونل و ترانسه) در معدن حفر شده و موجود می‌باشند، نمونه‌برداری عمدتاً در محل این آثار صورت گرفته است.

هدف از نمونه‌برداری، تعیین فراوانی عناصر اصلی (روی و سرب)، عناصر همراه (نقره، مس، کادمیوم و غیره) و همچنین شناسایی کانی‌های تشکیل دهنده کانسار بوده است. تعداد ۴۰ نمونه از ترانسه‌های کانسار یورت‌بابا برداشت شد که تعداد ۷ نمونه جهت آنالیز پراش اشعه ایکس و تعداد ۱۵ نمونه برای تهیه مقاطع صیقلی و صیقلی-انعکاسی انتخاب شدند.

نمونه‌های انتخاب شده برای آنالیز فلورسانس اشعه ایکس و پراش اشعه ایکس، به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال گردیدند و نمونه‌های صیقلی در دانشگاه صنعتی شاهرود تهیه و مطالعه شدند. موقعیت جغرافیایی نمونه‌های برداشت شده در جدول ۳-۱ آورده شده‌اند.

جدول ۳-۱- موقعیت نمونه‌های برداشت شده از کانسار یورت‌بابا بر حسب UTM و ارتفاع کانسار بر حسب متر

| نام | X | Y | Z |
|-------|--------|---------|------|
| Sp1 | 285207 | 4044800 | 2805 |
| T01 | 285517 | 4044649 | 3235 |
| T02 | 285523 | 4044648 | 3236 |
| T03 | 285543 | 4044649 | 3240 |
| T04 | 285558 | 4044646 | 3238 |
| T05 | 285568 | 4044646 | 3238 |
| T06 | 285581 | 4044644 | 3237 |
| T07 | 285596 | 4044646 | 3234 |
| T08 | 285698 | 4044616 | 3238 |
| T10 | 285500 | 4044632 | 3231 |
| T12 | 285492 | 4044646 | 3232 |
| Ub700 | 285173 | 4044745 | 3170 |
| Ub701 | 285194 | 4044748 | 3173 |
| Ub702 | 285213 | 4044743 | 3174 |
| Ub704 | 285290 | 4044756 | 3174 |
| Ub705 | 285324 | 4044747 | 3183 |
| Ub706 | 285348 | 4044745 | 3201 |
| Ub707 | 285540 | 4044659 | 3205 |
| Ub708 | 285584 | 4044644 | 3232 |
| Ub709 | 285574 | 4044609 | 3229 |
| Ub710 | 285525 | 4044604 | 3229 |
| Ub711 | 285504 | 4044596 | 3231 |
| Ub712 | 285497 | 4044631 | 3231 |

۳-۳- مطالعات کانی‌شناسی

بر اساس مطالعات انجام شده بر روی نمونه‌های دستی، مقاطع صیقلی و نتایج پراش اشعه ایکس (XRD)، مشخص شد که گالن و سرروزیت کانی‌های سرب و اسمیت‌زونیت و همی‌مورفیت (کالامین) کانی‌های روی را در این کانسار تشکیل می‌دهند. باطله‌های کانسار شامل کلسیت، آراگونیت، اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی هستند.

در این کانسار سه گروه کانی را می‌توان به طور عمده معرفی نمود که شامل کانی‌های سولفیدی، کربناته‌ها و کانی‌های باطله است. کانی‌های سولفیدی، تنها کانی‌هایی هستند که بصورت اولیه تشکیل گردیده‌اند و در حال حاضر و در زون‌های سطحی کانسار آثار کمی از آن دیده می‌شود. تشکیل کانی-

های غیرسولفیدی در این کانسار می‌تواند ناشی از هوازدگی کانی‌های سولفیدی اولیه باشد. عمل هوازدگی بیشتر گالن و اسفالریت بدلیل این‌که آنگلزیت و سروزیت شکل گرفته در سطح این کانی‌ها در زون‌های هوازده پایدارند، به کندی صورت می‌گیرد. برای انحلال بیشتر اسفالریت و تشکیل اسمیت‌زونیت، هیدروزینکیت، همی‌مورفیت و دیگر سیلیکات‌ها، آب و هوای خشک و نیمه‌خشک الزامی است (رامدور، ۱۹۸۰^۱؛ پارک و گیلبرت، ۱۹۸۶^۲). در جدول ۳-۲ کانی‌های تشکیل‌دهنده کانسار که توسط روش پراش اشعه ایکس شناسائی شده، آورده شده‌اند.

جدول ۳-۲- کانی‌های شناسایی شده توسط پراش اشعه ایکس مربوط به معدن یورت‌بابا

| شماره نمونه | کانی‌های تشکیل دهنده |
|-------------|---|
| UB-612 | کلسیت + همی‌مورفیت + سروزیت |
| UB-613 | کلسیت + دولومیت + کوارتز + کانی‌های رسی |
| UB-614 | همی‌مورفیت + سروزیت + کلسیت + همتایت (کم) |
| UB-616 | کلسیت + همی‌مورفیت + سروزیت |
| UB-617 | اسفالریت + سروزیت + کلسیت + هیدروزینکیت + گالن + همی‌مورفیت |

۳-۳-۱- نمونه دستی

در مطالعه نمونه‌های دستی، کانی‌های اسمیت‌زونیت، گالن، کالامین، سروزیت و همی‌مورفیت بعنوان کانی‌های اصلی کانسار و کلسیت، آراگونیت و اکسیدهای آهن بعنوان باطله‌های کانسار شناسایی شدند. خصوصیات نمونه دستی بطور ضمنی و در توضیحات هر کانی آورده شده است.

۳-۳-۲- کانی‌های اصلی

گالن، اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت و سروزیت کانی‌های اصلی کانسار هستند که می‌توان آن‌ها را در دو گروه کانی‌های سرب و کانی‌های روی دسته‌بندی کرد.

¹ Ramdor ۱۹۸۰

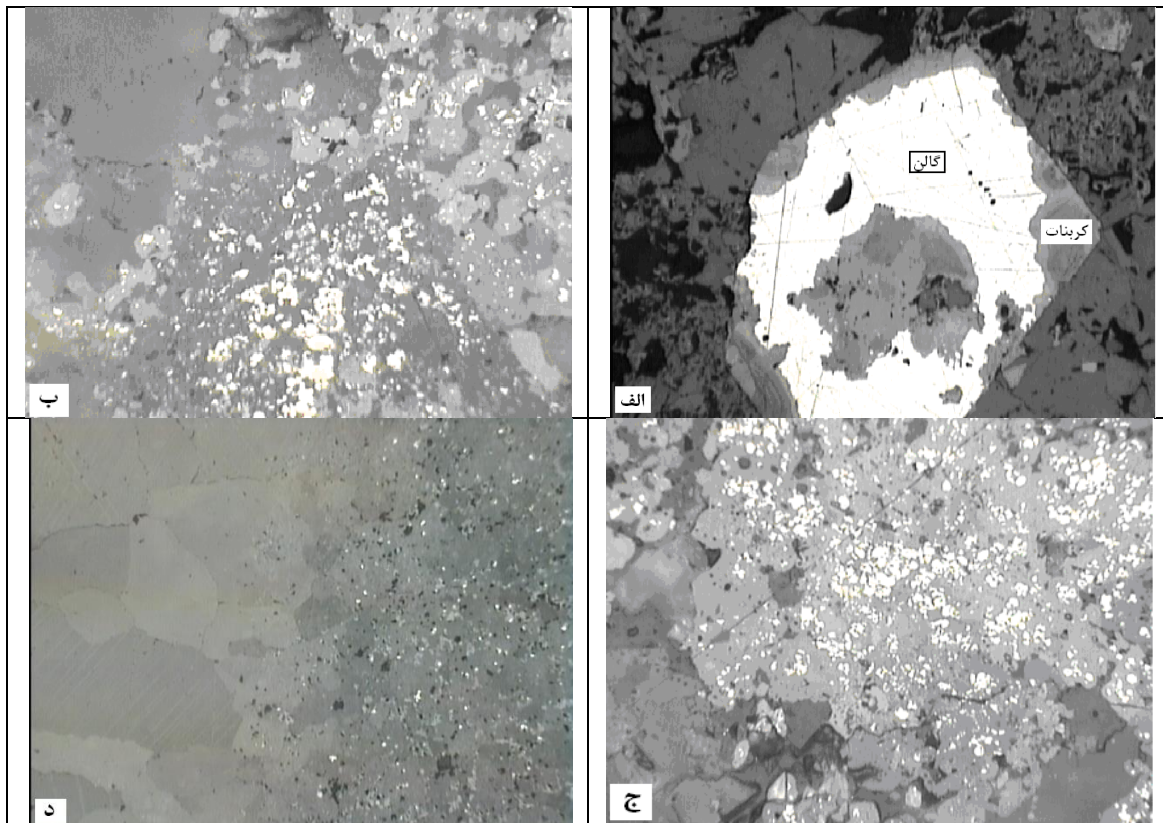
² Park and Gilbert 1986

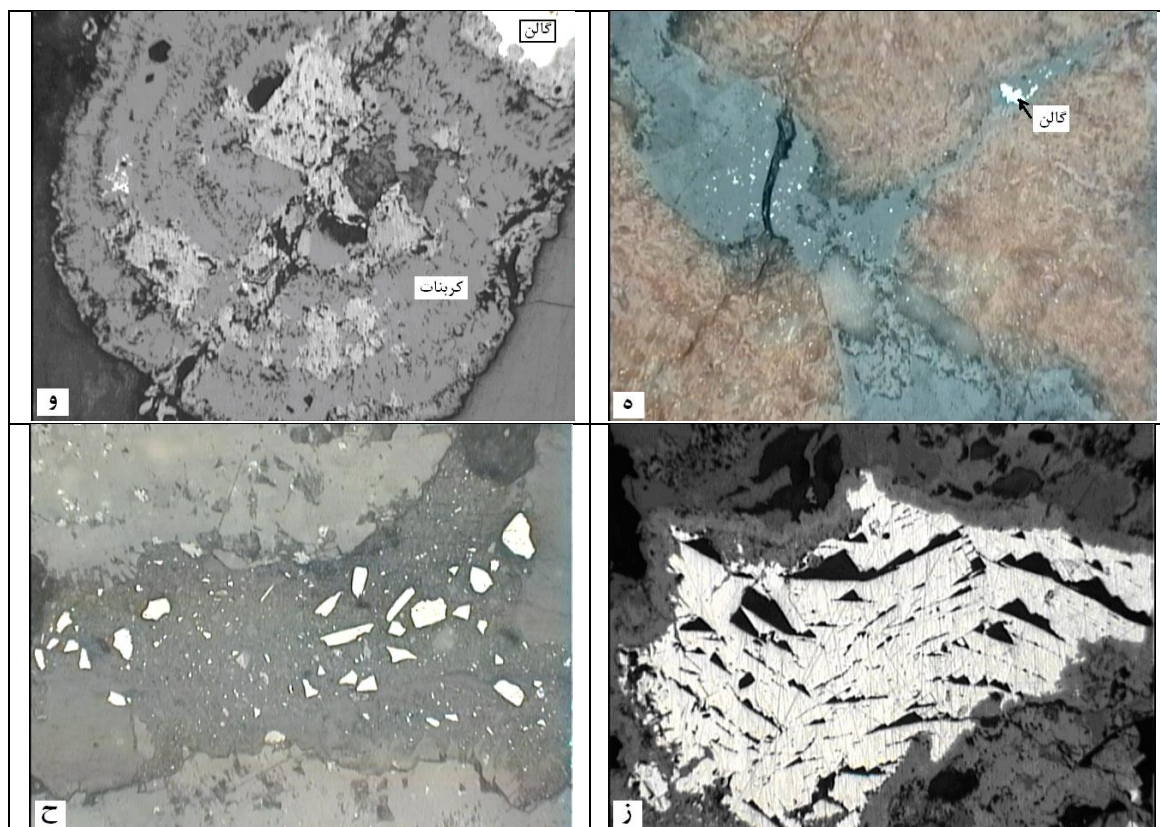
۳-۲-۱- کانی‌های سرب

۳-۲-۱-۱- گالن

تنها کانی سولفور در این کانسار است که در کانسار یورت‌بابا فراوان‌ترین کانی محسوب می‌شود. اسمیت زونیت، همی‌مورفیت و سروزیت از نظر فراوانی در رده‌های بعد از گالن قرار می‌گیرند. گالن در کانسنگ به چندین شکل متفاوت دیده می‌شود. یکی بصورت ذرات دانه درشت که در اغلب آن‌ها گالن از حاشیه‌ها به طور کامل یا بخشی توسط کانی‌های کربناته جانشین شده (شکل ۳-۱ الف)) و آثار بجای مانده از آن، آثاری از بلورهای خودشکل را نمایان می‌کند. در برخی نمونه‌ها بخش عمده گالن جانشین شده و فقط قسمت کوچکی در مرکز باقی مانده است (شکل ۳-۱ و)). گالن در این حالت دارای رخ کشیده و جهت‌دار است که حالت سرنیزه‌ای و کشیدگی رخ‌های مثلثی در این کانه‌ها دلیلی بر تأثیر زیاد دگرشکلی بر کانه‌زایی در این منطقه می‌باشد. همان‌طور که در شکل‌ها نیز مشاهده می‌شود، بلورهای گالن تحت تأثیر فرایندهای تکتونیکی تغییر شکل یافته‌اند و این امر نشان می‌دهد که کانسار پس از تشکیل، تحت تأثیر نیروهای پس از تکتونیک قرار گرفته است. گالن متأثر از تکتونیک را می‌توان به‌عنوان نوع دیگری از انواع گالن محسوب نمود (شکل ۳-۱ ز)). شکل دوم گالن بصورت ذرات دانه‌ریز و پراکنده در یک زمینه کربناته است که احتمال می‌رود شرایط و یا مرحله تشکیل آن‌ها با نوع اول متفاوت بوده است و نسل متفاوتی از گالن را نشان می‌دهد (شکل ۳-۱ ب، ج، د)). این نمونه را می‌توان ناشی از چندین مرحله فعالیت هیدروترمالی با فاصله‌های زمانی کوتاه دانست که باعث قرار گرفتن دانه‌های ریز گالن در متن کربنات کلسیم گردیده است. البته باید خاطر نشان نمود که دمای این محلول کانه‌ساز (با توجه به اندازه کوچک دانه‌ها) باید پائین بوده باشد و یا دارای محتوای فلزی کم بوده باشد. همچنین در تعدادی از نمونه‌ها، کانی گالن بافت کاتاکلاستیک را نشان می‌دهد که بیانگر اعمال تکتونیک بر روی این کانی است. با توجه به این‌که گالن کانی به نسبت نرمی می‌باشد و تا حدی می‌تواند در برابر فشارهای وارده تغییر شکل نشان دهد، حضور بافتی شکننده مانند

کاتاکلاستیک می‌تواند در آن جالب توجه باشد (شکل ۳-۱ ح). در دهانه یکی از تونل‌هایی که در کانسار حفر گردیده است (تونل کور)، تناوبی از کانی‌های اکسیدی آهن و گالن را می‌توان مشاهده نمود و که این پدیده می‌تواند بیان‌گر ته‌نشینی ریتمیک این دو کانی از یک سیال باشد. این امر خود مهر تاییدی بر تشکیل نسل متفاوتی از گالن تحت فرآیندهای ثانویه است (شکل ۳-۱ ه). با توجه به این‌که این آثار عموماً حالت رگه‌ای دارند، می‌توان اظهار نمود که تحت تأثیر جریان محلول‌ها شکل گرفته‌اند. بافت پرکننده فضای خالی در این نمونه‌ها، به‌وضوح تشکیل تاخیری گالن نسبت به سنگ میزبان کربناته و اپی‌ژنتیک بودن کانسار را نشان می‌دهد.





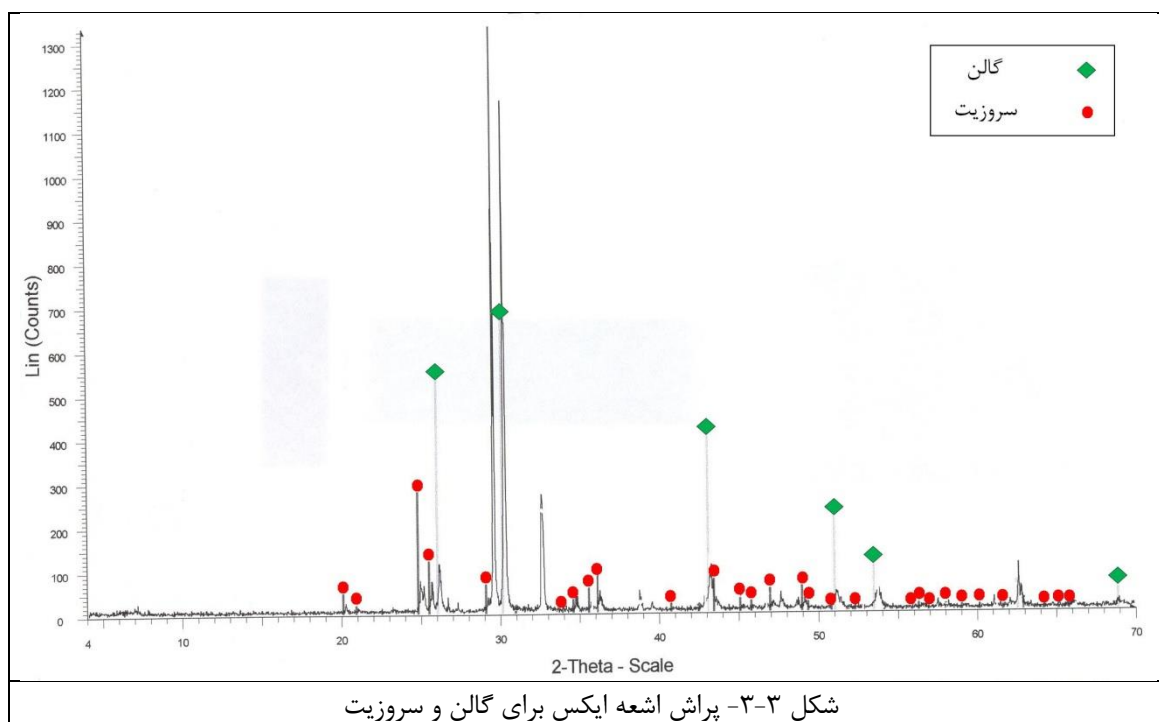
شکل ۳-۱- (الف، و) تبدیل بلور گالن به کانی‌های کربناته از حاشیه، بزرگ‌نمایی ۴۰، (ب، ج) بافت افشان و پراکندگی دانه‌های گالن در متن کربنات کلسیم، بزرگ‌نمایی ۱۰۰، (د) روند تدریجی از کربنات کلسیم متبلور به کربنات کلسیم دانه ریز به همراه گالن در متن آن، بزرگ‌نمایی ۱۰۰، (ه) گالن بصورت رگه‌ای در کنار اکسیدهای آهن، (ز، ح) بافت‌های مرتبط با تکتونیک، بزرگ‌نمایی به ترتیب ۴۰ و ۱۰۰

۳-۳-۲-۱-۲-۳-۳ سروزیت

نسبت به گالن فراوانی کمتری دارد و ظهور آن بیشتر بصورت تبلور در سطوح شکستگی‌ها و یا سطح کانی‌های دیگر و به حالت بافت کلوپورم است. در نمونه دستی به راحتی از روی شکل بلوری ورقه ماندش قابل تشخیص است که در شکل ۳-۲ نمونه‌ای تجمعی از سروزیت در سطح کانی اسمیت-زونیت را نشان می‌دهد. این کانی در زیر میکروسکوپ بصورت یک کانی کربناته دیده می‌شود و بنابراین حضور آن توسط پراش اشعه ایکس (تقریباً در تمام نمونه‌های معدنی) ثبت شده است (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۲- رشد تجمعی سروزیت با بافت کلوپورم در سطح توده اسمیت زونیت

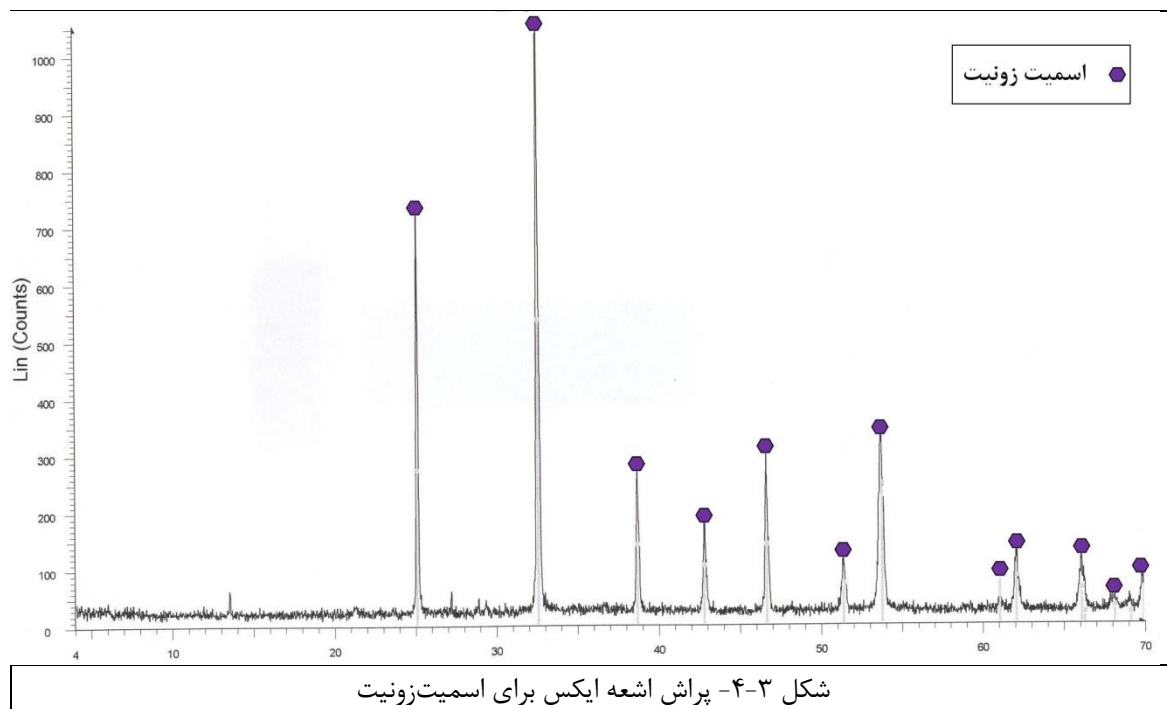


شکل ۳-۳- پراش اشعه ایکس برای گالن و سروزیت

۳-۲-۲-۳-۲-کانی‌های روی

۳-۲-۲-۳-۱-اسمیت‌زونیت

یکی از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده کانسار است که به شکل عدسی و توده‌ای خیلی دانه‌ریز حفرات و فضاهای خالی موجود را پر کرده است. گاهی بصورت بلورهای دانه ریز و بافت گل کلمی یا کلو فورم و گاهی بصورت لامینه‌های خیلی ریز ظاهر می‌شود. به دلیل دانه‌ریز بودن این کانی مطالعه میکروسکوپی آن امکان‌پذیر نبود، لذا از طریق روش پراش اشعه ایکس مطالعه و شناسایی شد (شکل ۳-۴).



۳-۲-۲-۳-۲-همی‌مورفیت

دومین کانی فراوان روی است که بصورت خیلی دانه‌ریز، حتی پودرمانند و به رنگ سفید دیده می‌شود. این کانی سیلیکات آبدار روی است که در سیستم ارتوروبیک متبلور می‌شود. تشخیص آن در

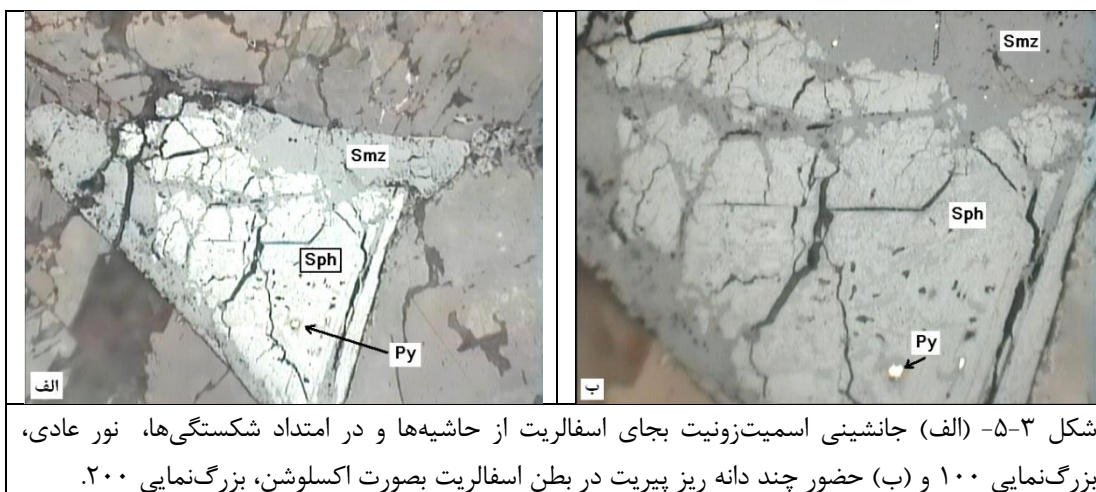
سر زمین با مشخصات ظاهری (پودر سفید رنگ) و در نمونه‌های برداشت شده از منطقه، توسط پراش اشعه ایکس صورت گرفت.

۳-۳-۲-۳-۳ اسفالریت

اسفالریت یا سولفور روی یکی از کانی‌های بسیار کمیاب در معادن مورد مطالعه بوده که فقط در یک نمونه میکروسکوپی (نمونه شماره ۸) و یک نمونه پراش اشعه ایکس (نمونه شماره UB-617) مشاهده شده است. اسفالریت کانی هیدروترمالی روی است که در شرایط اکسیدان ناپایدار بوده و به کانی‌های ثانویه از جمله اسمیت‌زونیت، کالامین و غیره تبدیل می‌شود. در منطقه مورد مطالعه شواهد زیادی دال بر وقوع این فرایند مشاهده شده است، از جمله وجود هاله جانشینی در اطراف گالن و قرارگیری اسمیت‌زونیت در مجاورت با بلورهای گالن به طوری که هیچگونه دلیلی برای تشکیل آن‌ها بصورت اولیه وجود ندارد. در شکل ۳-۵ (الف، ب)، تصاویری از حضور اسفالریت در حال تبدیل شدن به اسمیت‌زونیت در معدن یورت‌بابا نشان داده شده است.

۳-۳-۲-۳-۳ پیریت

در نمونه‌های مطالعه شده به روش میکروسکوپی فقط در بطن بلور اسفالریت در یکی از مقاطع، دانه بسیار ریزی از کانی پیریت مشاهده گردید (شکل ۳-۵ (الف، ب)). این در حالی است که در این تیپ کانساری، پیریت به عنوان یک کانی معمول و فراوان حضور دارد. عدم حضور پیریت اشاره به رخدادهایی دارد که بر روند تشکیل کانسار اثر گذارده‌اند. در بخش ۳-۳-۲-۴-۲ به دلایل ممکن برای عدم مشاهده پیریت اشاره شده است.



شکل ۳-۵- (الف) جانشرینی اسمیت زونیت بجای اسفالریت از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها، نور عادی، بزرگ‌نمایی ۱۰۰ و (ب) حضور چند دانه ریز پیریت در بطن اسفالریت بصورت اکسلوشن، بزرگ‌نمایی ۲۰۰.

۳-۲-۴- باطله‌ها

می‌توان از نظر ترکیب شیمیایی آن‌ها را به سه دسته کربنات‌ها، اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی تقسیم نمود. ذیلاً مشروح هر کدام از این دسته‌ها آمده است.

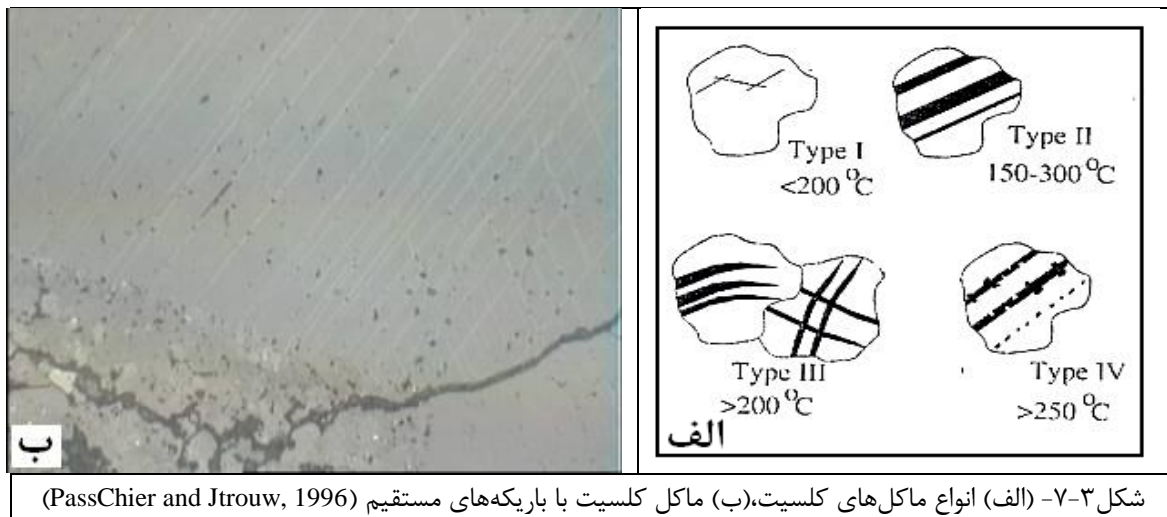
۳-۲-۴-۱- کربنات‌ها (کلسیت و آراگونیت)

کلسیت و آراگونیت بعنوان دو پلی‌مورف کربنات کلسیم در این کانسار به‌عنوان کانی باطله کربناته هستند. این مجموعه ضمن جایگیری ماده معدنی و تحت تأثیر محلول‌های کانه‌ساز بر روی سنگ درون‌گیر (آهک و دولومیت سازند لار) و طی فرایند انحلال و تبلور مجدد تشکیل شده‌اند. بافت عمومی آن‌ها پرکننده فضای خالی است و بصورت رگه‌هایی با بافت دندان سگی و شانهای نیز دیده می‌شوند. اغلب در دیواره رگه‌ها و حفرات حاوی ماده معدنی متبلور شده‌اند و ویژگی آن‌ها رنگ سفید شیری تا خاکستری روشن و ساخت شعاعی در بعضی قسمت‌ها می‌باشد و نسبت به سنگ آهکی که از آن متبلور شده‌اند، رنگ روشن‌تری دارند. حضور آن‌ها در منطقه می‌تواند بعنوان نشانه‌ای برای پی-جویی ماده معدنی مورد استفاده قرار گیرد. در مجاورت چشمه‌های دو قلو (چشمه‌های تاش و مجن) کانی‌سازی آن‌ها بسیار گسترده و قابل توجه است. نمونه‌هایی از تبلور مجدد و بافت شعاعی آراگونیت در شکل ۳-۶ آورده شده است.



شکل ۳-۶- نمونه‌ای از بافت شعاعی در آراگونیت

بر اساس مطالعات میکروسکوپی کلسیت‌ها ماکل کامل و دست نخورده‌ای از خود نشان می‌دهند که هندسه این ماکل‌ها درجه حرارت را نشان می‌دهد. ماکل در شکل ۳-۷ که دارای باریکه‌های مستقیم است، از نوع ماکل تیپ I و معرف درجه حرارت زیر ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است و در مقاطع نازک دیده می‌شود.

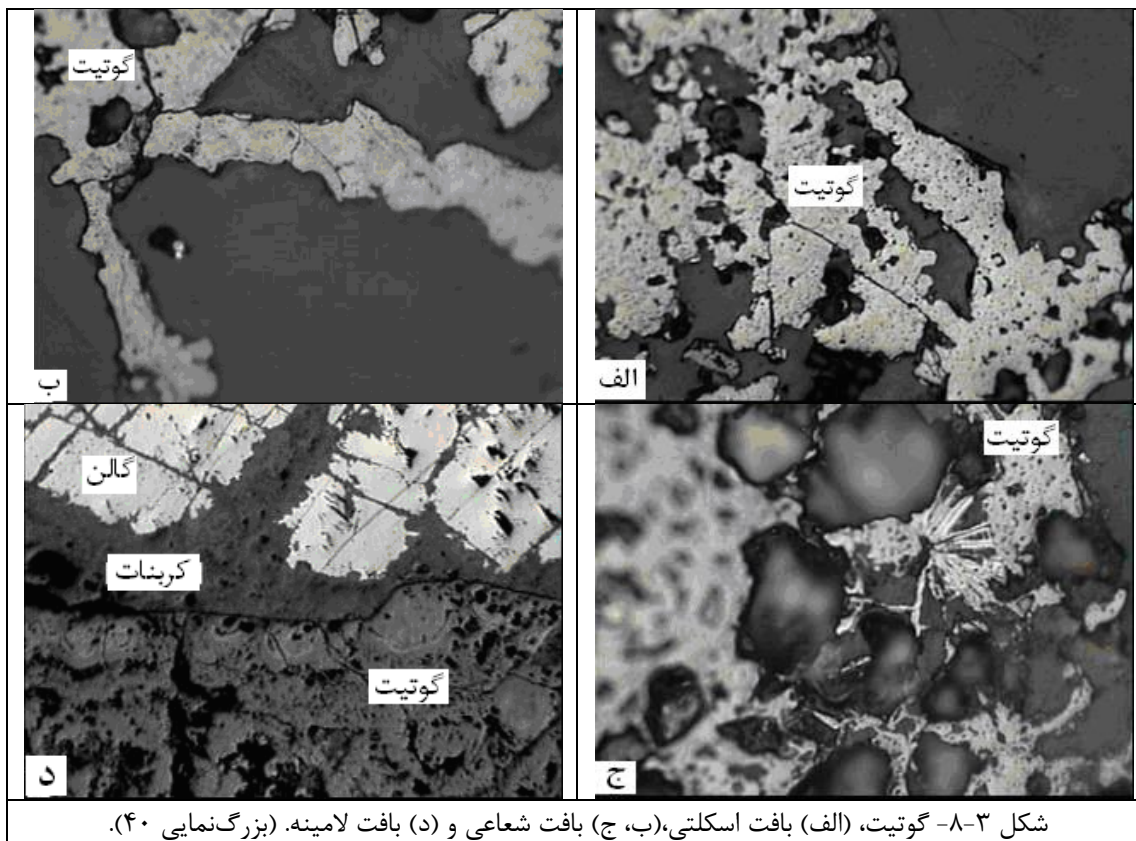


شکل ۳-۷- (الف) انواع ماکل‌های کلسیت، (ب) ماکل کلسیت با باریکه‌های مستقیم (PassChier and Jtrouw, 1996)

۳-۳-۲-۴-۲- هیدروکسیدهای آهن

تشکیل گوتیت و احتمالاً سایر هیدروکسیدهای آهن که معمولاً بصورت رگه‌های با ضخامت زیاد دیده می‌شود به افق‌های خاصی محدود می‌شود و احتمالاً کانی‌های ثانویه‌ای هستند که از اکسیداسیون کانی‌های سولفوری اولیه مثل پیریت، مارکازیت و کالکوپیریت حاصل شده‌اند. یکی از دلایلی نیز که می‌توان برای نبود پیریت در نمونه‌ها عنوان نمود، این است که پیریت در مرحله اکسیداسیون جوی و در اثر سیالات حاصل از نزولات جوی با خاصیت اسیدی، کاملاً تبدیل به هیدروکسیدهای آهن شده است، زیرا پیریت در این تیپ کانسار، یکی از کانی‌های معمول و فراوان است. دلیل دیگر را باید به این صورت بیان نمود که مقدار آهن در اسفالریت شاخصی از درجه حرارت و فشار است. با افزایش درجه حرارت و با ثابت بودن فشار، میزان سولفید آهن در اسفالریت افزایش می‌یابد و با ثابت بودن درجه حرارت، به ازای افزایش فشار، میزان سولفید آهن کاهش نشان می‌دهد (بارنز، ۱۹۹۸). این نیز می‌تواند توجیه دیگری باشد مبنی بر اینکه از ابتدا پیریت در این کانسار شکل نگرفته است که در مراحل بعدی به اکسیدها یا هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده باشد. بنابراین می‌توان عدم وجود آهن در اسفالریت را به نبود همزمان پیریت یا پیروتیت با اسفالریت و یا فشار زیاد حاکم در زمان شکل‌گیری کانسار نسبت داد. ساختار کلی هیدروکسیدهای آهن، پرکننده فضای خالی و بافت غالب، بافت اسکلتی و در بعضی موارد حالت لامینه و شعاعی نشان می‌دهد. شکل (۳-۸)، انواع بافت‌های فوق را در مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد. در کل بافت‌هایی که در این اشکال مشاهده می‌شود، مؤید این مطلب است که این کانی بصورت ثانویه شکل گرفته است.

¹ Barnes, 1998



۳-۳-۲-۳-۳- کانی‌های رسی

کانی‌های رسی معمولاً در بخش‌های سطحی و هوازده کانسار مشاهده می‌شوند و احتمالاً از منابع خارجی و در اثر شستشو توسط آب‌های حاصل از نزولات جوی که مسئول رخداد هوازدگی هستند، وارد بخش معدنی شده‌اند. شناسایی آن‌ها توسط پراش اشعه ایکس صورت گرفته است. تعیین نوع کانی‌های رسی در این نوشتار مدنظر نبوده و فقط هدف اشاره به حضور این کانی‌ها در نمونه‌ها بوده است.

۳-۳-۳- مشخصات سنگ درون‌گیر

سنگ درون‌گیر کانسار که شامل آهک و آهک دولومیتی سازند لار است، در نمونه دستی به رنگ کرم تا خاکستری و حاوی باندها و ندول‌های چرت به رنگ قهوه‌ای تیره است. ویژگی دیگر این سازند، لایه‌بندی متوسط تا ضخیم و تقریباً توده‌ای است به طوری که تعیین شیب و امتداد طبقات بسیار

مشکل است. ولی با توجه به وضعیت کلی قرارگیری این سازند می‌توان روند کلی آنرا مشخص نمود. روند عمومی سنگ درون‌گیر در محدوده نقشه شمال‌غرب- جنوب‌شرق و شیب عمومی به سمت جنوب می‌باشد. خردشدگی و برشی شدن به میزان بسیار زیادی قابل مشاهده است که در نتیجه حرکات تکتونیکی در طی فرایند کوهزایی حاصل شده است. خردشدگی علاوه بر مقیاس ماکروسکوپی، در مقیاس میکروسکوپی نیز وجود دارد، به طوری که گاهی به دلیل وجود درزه‌ها و شکستگی‌های میکروسکوپی تهیه مقاطع میکروسکوپی با مشکل مواجه می‌شود و ضمن برش، سنگ از هم می‌پاشد. در عین حال توده سنگ از مقاومت فرسایشی بالایی برخوردار است و در کل منطقه تشکیل ستیغ و پرتگاه‌های تند و مرتفع داده است.

از ویژگی‌های دیگر سنگ درون‌گیر، پدیده تبلور مجدد در آن است که به وفور در سطح زمین، در داخل تونل‌ها و سایر حفریات قابل مشاهده است. کانی‌های آراگونیت، کلسیت و دولومیت فضای خالی حفرات را پر کرده‌اند و یا در دیواره رگه‌های کانی‌سازی شده، متبلور شده‌اند. در منطقه وجود بخش-های دارای تبلور مجدد می‌تواند بعنوان راهنما یا نشانه‌ای برای وجود کانی‌سازی مورد استفاده قرار گیرد. زیرا پدیده تبلور مجدد توسط محلول‌های کانه‌ساز در دیواره و یا داخل فضاها می‌تواند صورت گرفته است و رابطه تنگاتنگی با تشکیل ماده معدنی دارد.

۳-۳-۴- توالی پاراژنزی

با توجه به نتایجی که از مطالعات کانی‌شناسی بدست آمده است، ما می‌توانیم توالی پاراژنز را رسم نمائیم که حاکی از روند شکل‌گیری کانی‌ها و تغییرات آن‌ها در طی زمان است. در بررسی‌های انجام شده، کانی‌های اولیه شامل گالن، اسفالریت و به احتمال زیاد پیریت بوده‌اند. گالن با سه نسل متفاوت تشخیص داده شد و اسفالریت و پیریت به دلیل این‌که مقدار آن خیلی کم بوده، فقط می‌توان آن را بصورت احتمالی در یک نسل در نظر گرفت. در مورد گالن می‌شود اینگونه اظهار نظر نمود:

۱- دانه‌های ریز گالن که در زمینه کربنات کلسیم پراکنده‌اند و نیز بلورهای خود شکل گالن، احتمالاً هر دو مربوط به یک مرحله کانه‌زایی هستند که در اثر ورود سیالات با محتوای فلزی متفاوت تشکیل گردیده‌اند.

۲- گالن تبلور مجدد یافته با اثراتی از اعمال فشارهای تکتونیکی می‌تواند مربوط به نیروهای تکتونیکی وارد شده پس از تشکیل کانسار باشد.

کانی‌های ثانویه شامل سرروزیت، اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت و هیدروزینکیت بوده‌اند که همگی در اثر فرآیندهای ثانویه (پس از تشکیل کانسار) ایجاد شده‌اند. در مورد کانی‌های باطله نیز باید عنوان نمود: کربنات کلسیم به دو صورت دیده می‌شود:

۱- کربنات کلسیم بعنوان سنگ میزبان که مربوط به مرحله قبل از کانه‌زایی است.

۲- کربنات کلسیم تبلور مجدد یافته که بصورت رگه‌ای با بافت شعاعی یا توده‌ای دیده می‌شود و مرتبط با مرحله کانه‌زایی می‌باشد.

کربنات منیزیم (دولومیت) نیز که در مراحل قبل از کانه‌زایی تشکیل گردیده و زمینه را برای تشکیل کانسار فراهم آورده است. هیدروکسیدهای آهن نیز به احتمال زیاد در اثر اکسیداسیون پیریت و تمرکز آهن پراکنده در زمینه کانسار در یک محل متمرکز شده‌اند. نمودار پاراژنتیکی ترسیم شده برای کانسار در شکل ۳-۹ آورده شده است.

| | مرحله قبل از کانه زایی | مرحله کانه زایی | مرحله بعد از کانه زایی | |
|----------------------------|------------------------|-----------------|------------------------|------------|
| | | | تکتونیک | اکسیداسیون |
| گالن | | ————— | ————— | |
| اسفالریت | | ————— | | |
| پیریت | | ————— | | |
| سروزیت | | | | ————— |
| اسمیت زونیت | | | | ————— |
| همی مورفیت | | | | ————— |
| هیدروزینکیت | | | | ————— |
| کلسیت و آهک | ————— | | | ————— |
| کربنات کلسیم { آراگونیت | | ————— | | |
| کربنات منیزیم | | | | |
| هیدروکسیدهای آهن | ————— | | | ————— |

شکل ۳-۹- توالی پاراژنتیک کانسار یورت بابا

فصل چهارم

مطالعات ژئوشیمیائی، میانبارهای سیال و ایزوتوپی

از تعداد ۴۰ نمونه برداشت شده از منطقه مورد مطالعه، ۲۶ نمونه از ماده معدنی و آهک سازند لار برای آنالیز XRF آماده گردیده و برای آنالیز به سازمان زمین‌شناسی کشور، ارسال شد و نتایج بصورت نیمه کمی و اکسید عناصر دریافت گردید. تعداد ۴ نمونه از کربنات کلسیم تبلور مجدد یافته در مجاورت ماده معدنی، جهت مطالعه میانبرهای سیال انتخاب و به سازمان زمین‌شناسی کشور ارسال گردید که یکی از آن‌ها در مرحله آماده‌سازی نمونه‌ها جهت مطالعه شکسته و لذا نتایج برای ۳ نمونه دریافت شد. تعداد ۵ نمونه برای انجام آنالیز ایزوتوپ‌های کربن، اکسیژن و گوگرد به دانشگاه اتاوا ارسال گردیده و مورد آنالیز قرار گرفتند. در این فصل این نتایج و تحلیل آن‌ها آورده شده است.

۴-۲- ویژگی‌های ژئوشیمیائی کانسارهای سرب و روی و عناصر همراه

عدد کلارک سرب ۰/۰۰۱، و روی ۰/۰۰۷ درصد است و عیار زمینه سرب، روی و مس در پوسته زمین به ترتیب ۱۲/۵، ۷۰ و ۵۵ قسمت در میلیون است (کریم‌پور، ۱۳۸۱). سرب یکی از عناصر سنگین می‌باشد که لایه‌های اتمی ۴f و ۵d آن کاملاً پر می‌باشد. در سیستم‌های آذرین با افزایش اسیدیت، عیار متوسط سرب زیاد و عیار متوسط روی کم می‌شود. سرب و روی در شرایط ماگمایی تشکیل سیلیکات مستقلی نمی‌دهند. در این سیستم‌ها سرب تمایل زیادی به جانشینی پتاسیم در فلدسپارها دارد. سرب درکانی‌های فلدسپاتی و فسفاتی به صورت سرب ۲ بار مثبت است و تاحدودی نیز می‌تواند جانشین کلسیم ۲ بار مثبت شود. یون سرب با ۲ بار مثبت می‌تواند جانشین عناصر استرانسیم، باریوم، پتاسیم و حتی کلسیم شود و روی ۲+ نیز به دلیل تشابه یونی می‌تواند جانشین آهن، کبالت، کادمیم، جیوه، ایندیم، سلنیم، ژرمانیم و گالیم شود. بنابراین بهترین ردیاب‌های کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان کربناته باریوم، فلوتور، کادمیم، مس، نیکل، کبالت و جیوه است (رز و همکاران، ۱۹۷۹). عیار زمینه سرب در پوسته و سنگ‌های مختلف مقادیر نسبتاً یکنواختی را نشان می‌دهد، در حالیکه

¹ Rose et al, 1979

عیار روی بسیار متغیر است. این دو عنصر معمولاً به صورت کاتیون دو ظرفیتی همراه گوگرد یافت می‌شوند و در دسته عناصر کالکوفیل رده‌بندی می‌شوند. سرب در بیشتر آب‌های طبیعی نامحلول است و غلظت بسیار ناچیزی دارد (بجز انواع خیلی شور). پس می‌توان گفت ته‌نشینی این عناصر به طور مستقیم از آب دریا و یا آب‌های سطحی صورت نگرفته است. سرب و روی برای مهاجرت نیاز به یک محلول گرم با درجه شوری بالا دارند (با بیش از ۵۰ درصد وزنی کلرید سدیم). درجه حرارت لازم برای مهاجرت ۱۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته بالای اکسیژن (۵۸ الی ۵۴ $\log_{10}fO_2 =$ در $100^\circ C$ ، و ۴۶ الی ۴۱ $\log_{10}fO_2 =$ در $200^\circ C$)، PH نزدیک به خنثی که بسته به درجه حرارت متغیر است (۷/۱ - ۵/۱ PH در $100^\circ C$ و ۶/۷ - ۴/۷ PH در $200^\circ C$) و مقدار کمی دی‌اکسید کربن نیز مورد نیاز است. در چنین شرایطی شوری بین ۲۰ تا ۳۰ درصد وزنی کلرید سدیم ضروری است.

حدود تقریبی شرایط اسیدی-بازی و فوگاسیته اکسیژن^۱ برای مدل سیالات درگیر در تیپ دره میسی‌سی‌پی و فلزات پایه مرتبط با لایه‌های قرمز^۲ در دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد در شکل ۴-۱ نشان داده شده است (جیوردانو، ۲۰۰۲). نتایج مدل در این دما نشان می‌دهد که برای سیالات حوضه‌ای تحت مناسب‌ترین شرایط، بالای ۳ درصد سرب (۰/۱ تا ۱۰ میلی‌گرم بر لیتر) و ۱/۳ درصد روی (۱ تا ۱۰۰ میلی‌گرم بر لیتر) می‌تواند توسط کمپلکس‌های کربوکسیلات، به ویژه برای انواعی با لیگاند استات حمل گردد. شرایط بهینه شورا به برای کمپلکس شدن کربوکسیلات در دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد، شرایط اکسیداسیونی شدید (که نسبت سولفات به سولفید بالا و غلظت کمتر از 10^{-6} مولال سولفید را نشان می‌دهد)، غلظت بالا ولی معقول برای آنیون‌های کربوکسیلات و بازه pH بین ۴ تا ۸ است. با این وجود، به نظر می‌رسد که کمپلکس شدن کربوکسیلات نقش چشمگیری به-

^۱ pH-log fO₂

^۲ Red-Bed Related Base Metal (RBRBM)

^۳ Giordano, 2002

عنوان مکانیزم انتقالی برای سرب و روی در درجه شوری بالای کلریدسدیم در شورابه‌های حوضه‌ای و سیالات مرتبط با آن، ایفا نمی‌کند.

در اشکال ۱-۴ و ۲-۴ نقاط هم‌ارز در نمودار شرایط اسیدی-بازی در مقابل فوگاسیته اکسیژن برای مدل ترکیبی شورابه کانه‌ساز در دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌ترتیب برای سرب و روی نشان داده شده است (جیوردانو، ۲۰۰۳). بر اساس آنالیز آب‌های درون‌سازندی در مقیاس جهانی و مدل‌سازی نتایج، مدل سیالات کانه‌ساز را می‌توان به ۴ زیر رده تقسیم‌بندی نمود:

۱- شورابه‌های با محتوای فلزات کمیاب بالا و سولفید پائین که مشابه با مدل سیالات درگیر تیپ دره میسی‌سی‌پی است که توسط آندرسون در سال ۱۹۷۵ ارائه گردیده است. کل محتوای سولفید کمتر از ۰/۱ میلی‌گرم بر لیتر است، درحالی‌که روی و سرب به‌ترتیب مقادیری بین ۱ تا ۱۰۰ و ۱ تا ۱۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر دارند.

۲- شورابه‌های با محتوای فلزات کمیاب پائین و سولفید بالا که شبیه به مدل سیال کانه‌سازی است که توسط جیوردانو و بارنز در سال ۱۹۸۱ ارائه گردیده است. کل محتوای سولفید بین ۱ تا ۱۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر است، درحالی‌که روی و سرب به‌ترتیب معمولاً مقادیری کمتر از ۰/۱ میلی‌گرم بر لیتر دارند.

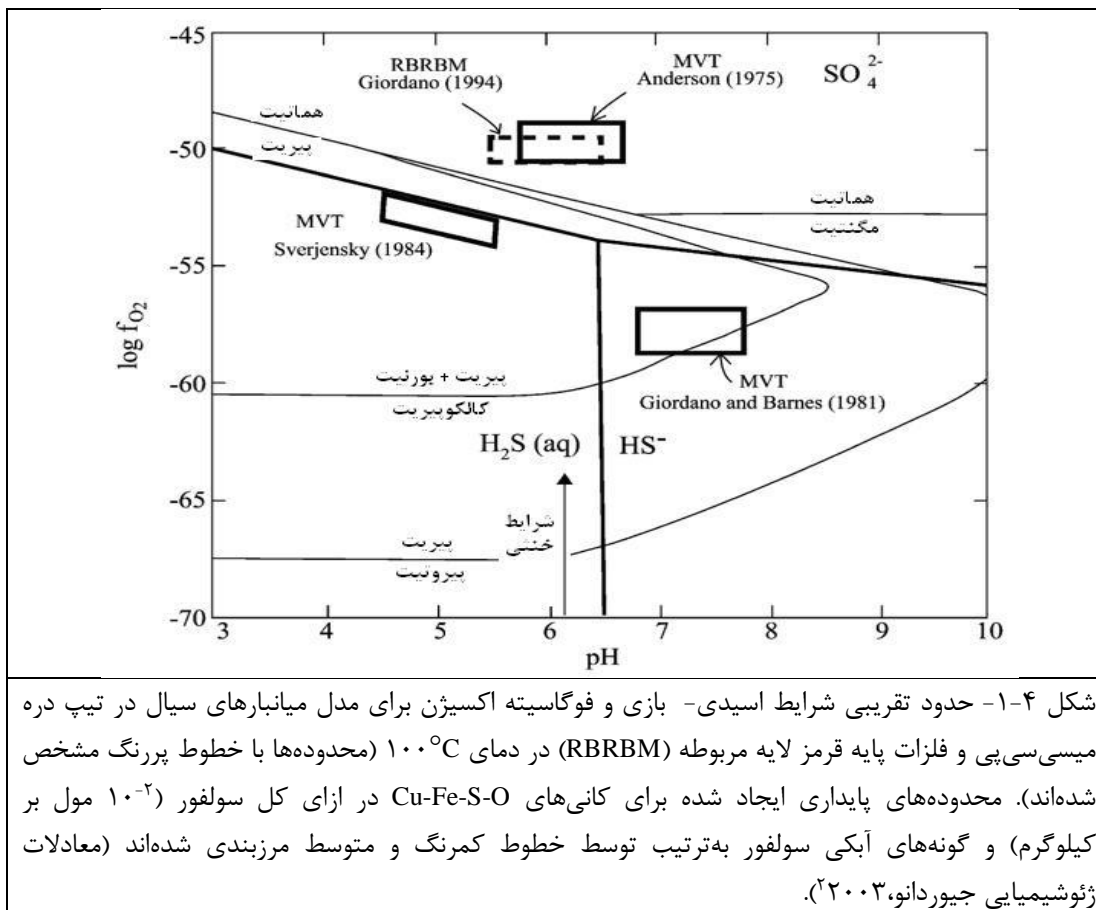
۳- شورابه‌های با محتوای فلزات کمیاب پائین و سولفید پائین که ممکن است نتوانند آنقدر از نظر محتوای فلزی (سرب یا روی) غنی گردند که به آن‌ها عنوان سیال کانه‌ساز این فلزات را نسبت داد.

۴- شورابه‌های نوع بوردر^۱ (مرزی) که به سبب کاهش محتوای آن‌ها از نظر فلزی و سولفور، روی مرز بین شورابه‌های با محتوای فلزی بالا و پائین ولی با محتوای سولفوری بالا قرار می‌گیرند. شورابه‌هایی

^۱ Border-type brine

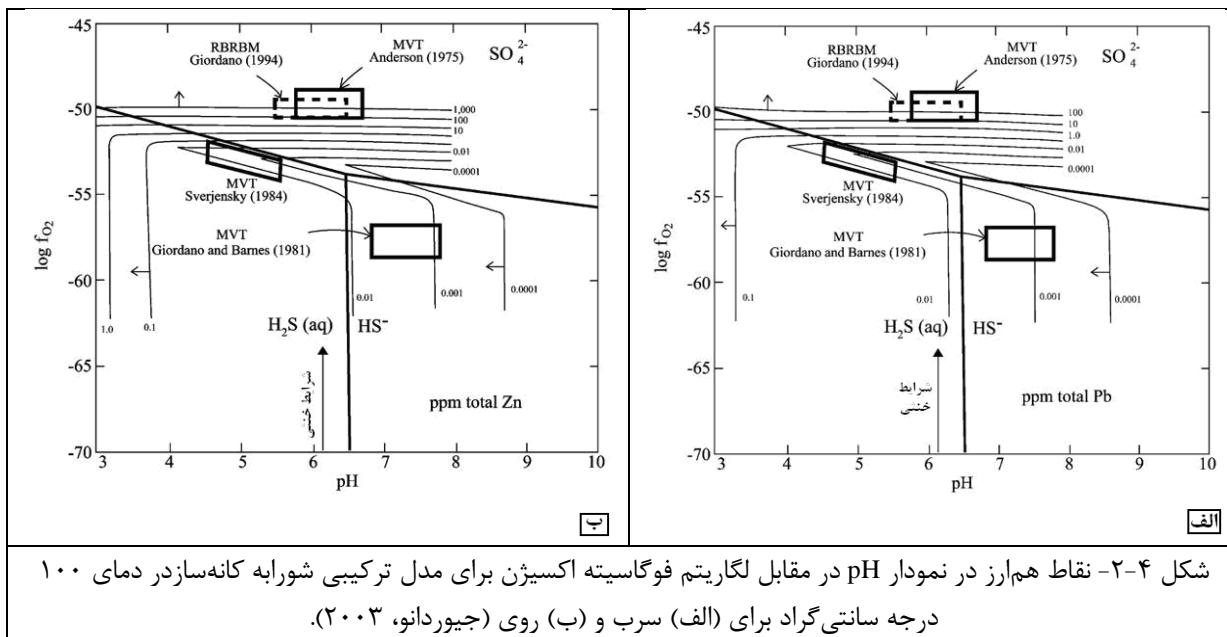
از این نوع معمولاً نادرند و عموماً با مدل سیال کانه‌ساز که توسط ورژنسکی^۱ در سال ۱۹۸۴ ارائه گردید منطبق هستند.

در مدل‌های شورابه‌های حوزه‌ای کنونی و سیالات کانه‌ساز مربوطه با کلرینیت به نزدیک به ۱۰۰۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر، کمپلکس‌های کلریدی در تعیین نوع سرب و روی تحت شرایط اسیدی-بازی و فوگاسیته اکسیژن، که برای ترکیب این فلزات با لیگاندهای کربوکسیلات مناسب‌ترند، نقشی تعیین‌کننده دارند.



¹ Sverjensky, 1984

² Giordano, 2007

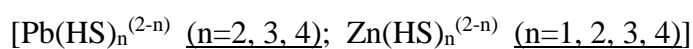
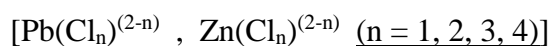


آزمایشات بر روی ایزوتوپ‌های سرب نشان می‌دهد که سرب کافی در مدل سیال کانه‌دار فقط می‌تواند تحت شرایط فوگاسیته اکسیژن مطابق با سولفید کل پائین، حمل گردد. سیالات کانه‌دار تیپ دره میسی‌سی‌پی از دید ورژنسی و سیال کانه‌دار فلزات پایه مرتبط با لایه‌های قرمز از دید جیوردانو و بارنز که در شکل ۵-۱ آمده است، قابلیت جایجائی حداکثر مقدار سرب را دارند که از نظر بزرگی، حداقل ۱ تا ۱۰ ppm است. باید خاطر نشان نمود که مدل سیال کانه‌دار ورژنسی در سال ۱۹۸۴، برای دمای ۱۲۵ درجه سانتی‌گراد توسعه و تکامل یافته است و حال آن‌که در این مدل، سیال به سختی می‌توانست ۱ ppm سرب را در آن دما جابجا کند. کل ایزوتوپ‌های روی که در شکل ۵-۲ (ب) نشان داده شده است، نتایجی مشابه مدل ارائه شده برای سرب را نشان می‌دهد (شکل ۵-۲ (الف)).

نکته قابل توجه، منشأ این شورابه‌ها و فلزات همراه است که شناخت آن‌ها به درک چگونگی تشکیل کانسار کمک خواهد نمود. رسوبات در ابتدای ته‌نشینی در کف دریا مقدار قابل توجهی تخلخل دارند که توسط آب بین دانه‌ای پر می‌شود. ضمن مدفون شدن رسوبات و تحمل فرایند دیازنز، ذرات تشکیل‌دهنده متراکم شده و تخلخل آن به کمتر از ۲۰ درصد می‌رسد. به این ترتیب حجم زیادی سیال گرم تولید و به سمت بالا حرکت می‌کند. در منطقه مورد مطالعه شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های

سازند شمشک نقش عمده‌ای در تولید شورابه‌ها و انتقال آن‌ها به حاشیه حوضه داشته‌اند. منشأ عناصر و سایر املاح موجود در شورابه‌ها را می‌توان به آب‌های مناطق عمیق دریا نسبت داد ولی آب فیلتر شده از داخل شیل و ماسه‌سنگ سازند شمشک نیز می‌تواند تولید کننده بخش قابل توجهی از این عناصر باشد. رس به دلیل خاصیت جذب سطحی مقدار زیادی عناصر کمیاب را همراه خود حمل و رسوب می‌دهد. سیال ضمن خارج شدن از شیل برخی از این عناصر را که دارای حلالیت بالایی هستند (سرب و روی)، شستشو داده و با خود حمل می‌کند.

ضمن فرایند دیاژنز رسوبات متراکم شده، کانی‌های رسی در تماس با محلول گرم دچار تغییر ساختمانی و کانی‌شناسی شده که این امر سبب آزاد شدن عناصر مختلف و مهاجرت آن‌ها توسط سیال بصورت کمپلکس می‌شود. سرب و روی در چنین محلولی بصورت کمپلکس با کلر و گوگرد حمل می‌شوند.



گوگرد اندازه‌گیری شده در ذخایر تیپ دره میسی‌سی‌پی سنگین تر از گوگرد رسوبات جدید است و عمدتاً بین صفر تا ۱۰ ppm متغیر است، که خود مخالف منشأ همزاد است.

عناصر باریم، فلئور، کادمیم، نقره، آرسنیک و مولیبدن بعنوان ردیاب‌های این نوع کانسارها محسوب می‌شوند (هاگنی، ۱۹۸۳، هیل و همکاران، ۱۹۵۹، سنگستر ۱۹۶۸، لیچ و همکاران، ۱۹۸۶).

۳-۴- ژئوشیمی کانسار سرب و روی یورت‌بابا

نگاهی به کانی‌های تشکیل‌دهنده کانسار نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی شامل گالن، کربنات‌روی و کربنات‌سرب (اسمیت‌زونیت، سروزیت)، سیلیکات‌روی (همی‌مورفیت و کالامین)، با همراهی

¹ Hagni, 1983

² Heyl et al, 1959

³ Sangester, 1968

⁴ Leach et al., 1986

هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های رسی هستند که بجز گالن، همه آن‌ها مرتبط با شرایط اکسیدان می‌باشند. گالن تنها سولفید موجود در کانسار است. اسفالریت نسبت به گالن حلالیت بیشتری دارد (گیلبرت و پارک ۱۹۸۶^۱)، در سری شرمین نیز روی در پایین سری قرار می‌گیرد و سریع‌تر از گالن دگرسان می‌شود.

از این شواهد می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً کانی‌های اولیه شامل سولفیدهای سرب و روی بوده که دگرسانی شدیدی را متحمل شده و کانی‌های ثانویه فوق تشکیل شده‌اند.

۴-۳-۱- نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی

جداول ۱-۴، ۲-۴ و ۳-۴، آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونه‌های معدن یورت‌بابا را نشان می‌دهند که به روش نیمه کمی XRF، و بصورت اکسید عناصر است. غلظت عناصر سرب و روی که بر اساس مقدار اکسید سرب و روی داده‌های اولیه محاسبه شده‌اند در جدول ۱-۴ نشان داده شده است. تعداد زیادی از عناصر پیشنهاد شده جهت آنالیز از جمله ژرمانیوم، نقره و مس از لیست حذف شده و آنالیز بصورت نیمه کمی و اکسید عناصر صورت گرفته است. با استفاده از جرم اتمی هر عنصر و درصد وزنی آن عنصر و با استفاده از روابط تبدیلی شیمی، درصد وزنی اکسید به درصد وزنی عناصر و سپس به قسمت در میلیون تبدیل شده‌اند. نتایج حاصله در جدول ۳-۴ آورده شده‌اند.

جدول ۱-۴- غلظت سرب و روی در نمونه‌های یورت‌بابا (محاسبه شده از مقدار اکسید سرب و روی)

| UB706 | UB705 | UB704 | UB703 | UB702 | UB701 | UB700 | TU301 | TU300 | عنصر % |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| 21.88 | 4.48 | 2.44 | 0.033 | 5.04 | 11.98 | 4.63 | 3.5 | 0.18 | Zn |
| 5.96 | 1.83 | 1.19 | 0.02 | 1.26 | 7.16 | 2.22 | 0.33 | 0.02 | Pb |
| TP106 | TP105 | TP104 | UB712 | UB711 | UB710 | UB709 | UB708 | UB707 | عنصر % |
| 18.47 | 29 | 18.64 | 11.91 | 19.3 | 10.27 | 6.59 | 0.94 | 3.23 | Zn |
| 18.64 | 5.93 | | 3.89 | 12.38 | 4.02 | 4.28 | 0.54 | 3.33 | Pb |

¹ Gilbert and Park, 1986

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز نیمه کمی درصد وزنی اکسید عناصر

| اکسید عنصر شماره نمونه | LOI | Na ₂ O | MgO | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | P ₂ O ₅ | S | SO ₃ | K ₂ O | CaO | TiO ₂ | MnO ₂ | Fe ₂ O ₃ | CoO | NiO | ZnO | SnO | BaO | PbO | CaO |
|---------------------------|-------|-------------------|------|--------------------------------|------------------|-------------------------------|------|-----------------|------------------|-------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| TU300 | 9.2 | 0.17 | 0.58 | 23.22 | 57.62 | 0.19 | 2.94 | ... | 2.38 | 0.4 | 1.15 | ... | 1.68 | <0.10 | <0.10 | 0.27 | 0.1 | <0.10 | 0.02 | |
| TU301 | 7.7 | <0.10 | 0.27 | 0.71 | 3.42 | 0.06 | ... | 0.14 | 0.37 | 1.19 | 0.01 | 42.53 | 36.2 | 0.42 | 0.46 | 5.36 | 0.3 | 0.69 | 1.5 | |
| UB700 | 35.52 | <0.10 | 0.7 | 1.64 | 6.37 | 0.06 | ... | 0.1 | 0.1 | 43.74 | 0.09 | ... | 1.79 | <0.10 | <0.10 | 7.13 | 0.01 | <0.10 | 8.56 | |
| UB701 | 29.52 | <0.10 | 0.58 | 0.79 | 6.06 | 0.03 | ... | 0.32 | 0.07 | 32.87 | 0.03 | ... | 2.6 | <0.10 | <0.10 | 18.43 | 0.02 | <0.10 | 2.65 | |
| UB702 | 36.94 | <0.10 | 0.81 | 0.89 | 4.33 | 0.04 | ... | 0.1 | 0.9 | 45.7 | 0.04 | ... | 1.88 | <0.10 | <0.10 | 7.52 | 0.02 | <0.10 | 0.04 | |
| UB703 | 37.04 | <0.10 | 6.86 | 5.34 | 14.19 | 0.21 | ... | 0.04 | 2.23 | 33.74 | 0.42 | ... | 1.79 | <0.10 | <0.10 | 0.05 | 0.01 | <0.10 | 0.02 | |
| UB704 | 39.02 | <0.10 | 1.21 | 1.52 | 4.13 | 0.05 | ... | 0.11 | 0.11 | 47.23 | 0.07 | ... | 1.53 | | | 1.53 | | | 1.42 | |
| UB705 | 33.92 | <0.10 | 1.57 | 3.1 | 9.65 | 0.08 | ... | 0.12 | 0.27 | 39.63 | 0.15 | ... | 2.31 | | | 2.31 | | | 2.19 | |
| UB706 | 23.18 | <0.10 | 1.02 | 1.42 | 11.21 | 0.04 | ... | 0.26 | 0.13 | 22.52 | 0.04 | ... | 5.44 | | | 5.44 | | | 7.12 | |
| UB707 | 37.3 | <0.10 | 2.7 | 1.72 | 5.78 | 0.04 | ... | 0.12 | 0.2 | 42.04 | 0.06 | ... | 0.94 | | | 0.94 | | | 3.98 | |
| UB708 | 32.34 | 0.52 | 2.75 | 2.91 | 13.01 | 0.08 | ... | 0.26 | 0.26 | 36.73 | 0.19 | ... | 8.75 | | | 8.75 | | | 0.65 | |
| UB709 | 33.26 | <0.10 | 1.98 | 1.62 | 6.84 | 0.06 | ... | 0.23 | 0.13 | 36.85 | 0.08 | ... | 3.57 | | | 3.57 | | | 5.12 | |
| UB710 | 33 | <0.10 | 2.12 | 0.94 | 4.49 | 0.03 | ... | 0.89 | 0.1 | 35.67 | 0.04 | ... | 1.97 | | | 1.97 | | | 4.8 | 0.04 |
| UB711 | 20.42 | <0.10 | 0.37 | 0.65 | 2.78 | 0.03 | 3.55 | ... | 0.07 | 18.16 | 0.04 | ... | 1.03 | | | 29.69 | 0.02 | <0.10 | 14.8 | 0.16 |
| UB712 | 26.98 | <0.10 | 1.15 | 1.88 | 9.14 | 0.06 | ... | 0.51 | 0.14 | 29.23 | 0.08 | ... | 7.76 | | | 18.33 | <0.01 | <0.10 | 4.65 | <0.01 |
| TP104 | 13.64 | <0.10 | 0.64 | 8.74 | 32.75 | 0.25 | 0.16 | ... | 0.55 | 1.68 | 0.3 | ... | 11.66 | | | 28.69 | 0.11 | <0.10 | ... | 0.06 |
| TP105 | 22.58 | 0.23 | 0.65 | 1.6 | 8.37 | 0.15 | 0.38 | ... | 0.11 | 7.23 | 0.05 | ... | 3.54 | | | 44.62 | 0.12 | 0.56 | 7.09 | 0.12 |
| TP106 | 20.2 | <0.10 | 0.4 | 1.18 | 9.73 | 0.06 | 0.66 | 0.82 | 0.07 | 0.5 | 0.04 | ... | 10.64 | | | 28.42 | 0.06 | 0.49 | 22.27 | <0.01 |
| FS2 | 33.52 | 0.11 | 1 | 3.81 | 14.77 | ... | ... | 1.48 | 0.38 | 39.71 | ... | 0.04 | 1.92 | | | 0.08 | 0.06 | 2.79 | 0.11 | |
| TRF2 | 39.18 | <0.10 | 0.25 | 0.17 | 0.85 | ... | 0.08 | 0.41 | 0.01 | 47.73 | ... | 0.03 | 0.76 | | | 0.64 | 0.08 | 0.67 | 8.5 | |
| TRF3 | 35.08 | 0.16 | 0.33 | 0.5 | 1.69 | ... | ... | 1.65 | 0.05 | 41.46 | ... | 0.05 | 1.92 | | | 0.5 | 0.21 | 2.43 | 13.87 | |
| TRF4 | 33.14 | <0.10 | 0.21 | 0.13 | 0.85 | ... | 0.15 | 0.34 | 0.02 | 35.53 | ... | 0.03 | 0.72 | | | 1.18 | 0.09 | 0.52 | 26.03 | |
| TRF5 | 37.14 | <0.10 | 0.33 | 0.22 | 1.26 | ... | 0.2 | 0.51 | 0.02 | 43.99 | ... | 0.05 | 0.66 | | | 1.63 | 0.76 | 0.87 | 11.63 | |
| TRF6 | 34.36 | <0.10 | 0.53 | 0.55 | 3.93 | ... | 0.07 | 0.39 | 0.04 | 40.53 | ... | 0.07 | 1.93 | | | 8.42 | 0.3 | 0.66 | 7.82 | |
| TRF7 | 31.06 | <0.10 | 0.19 | 0.24 | 0.86 | ... | 0.08 | 1.96 | 0.01 | 33.09 | ... | 0.16 | 2.12 | | | ... | 0.06 | 2.57 | 26.86 | |
| TRF3C | 14.02 | <0.10 | 0.88 | 1.47 | 7.56 | ... | ... | 4.43 | 0.11 | 6.36 | ... | 0.09 | 4.75 | | | 12.53 | 0.07 | 8.41 | 38.52 | |

جدول ۴-۳- نتایج حاصل از تبدیل درصد وزنی اکسید به قسمت در میلیون

| عنصر شماره نمونه | L.O.I | Na | Mg | Al | Si | P | SO3 | K |
|---------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| TU300 | 41806.64 | 286.5778 | 1589.23 | 27930.79 | 122190.5 | 287.7993 | 0 | 3681.769 |
| TU301 | 43708.02 | 0 | 924.1349 | 1066.823 | 9059.48 | 113.5273 | 317.8765 | 714.9806 |
| UB700 | 285483.2 | 0 | 3392.398 | 3489.113 | 23892.07 | 160.745 | 321.4901 | 273.6086 |
| UB701 | 234795.1 | 0 | 2781.647 | 1663.273 | 22493.25 | 79.53765 | 1018.082 | 189.5365 |
| UB702 | 295854.5 | 0 | 3911.719 | 1886.839 | 16183.63 | 106.7874 | 320.3623 | 2453.839 |
| UB703 | 272886.6 | 0 | 30474.5 | 10413.96 | 48786.58 | 515.7144 | 117.8776 | 5592.915 |
| UB704 | 314919.3 | 0 | 5888.418 | 3247.276 | 15554.96 | 134.5119 | 355.1115 | 302.2225 |
| UB705 | 261427.4 | 0 | 7296.191 | 6324.419 | 34707.99 | 205.5247 | 369.9445 | 708.4043 |
| UB706 | 174407.4 | 0 | 4627.569 | 2828.157 | 39360.8 | 100.3206 | 782.5009 | 332.9791 |
| UB707 | 299943.1 | 0 | 13091.67 | 3661.189 | 21690.26 | 107.2183 | 385.9858 | 547.4976 |
| UB708 | 236181.8 | 1408.789 | 12109.89 | 5625.524 | 44339.47 | 194.749 | 759.5209 | 646.4008 |
| UB709 | 261881.3 | 0 | 9400.452 | 3376.455 | 25133.05 | 157.4753 | 724.3862 | 348.4559 |
| UB710 | 265561.4 | 0 | 10286.98 | 2002.361 | 16861.81 | 80.47315 | 2864.844 | 273.9511 |
| UB711 | 162929.8 | 0 | 1780.113 | 1372.846 | 10351.33 | 79.78931 | 0 | 190.1362 |
| UB712 | 203548.4 | 0 | 5231.482 | 3754.457 | 32179.45 | 150.8883 | 1539.061 | 359.5637 |
| TP104 | 83193.57 | 0 | 2353.73 | 14110.76 | 93216.64 | 508.2696 | 0 | 1141.984 |
| TP105 | 178514.3 | 674.5483 | 3098.587 | 3348.364 | 30880.29 | 395.293 | 0 | 296.0492 |
| TP106 | 155906.4 | 0 | 1861.546 | 2410.784 | 35045.5 | 154.3628 | 2531.55 | 183.9216 |
| FS2 | 250488.9 | 304.9393 | 4505.944 | 7536.559 | 51507.66 | 0 | 4423.909 | 966.6967 |
| TRF2 | 328822.9 | 0 | 1265.141 | 377.6679 | 3329.073 | 0 | 1376.39 | 28.57062 |
| TRF3 | 291049.3 | 492.4511 | 1650.905 | 1098.097 | 6543.354 | 0 | 5475.842 | 141.2209 |
| TRF4 | 285180.8 | 0 | 1089.653 | 296.1247 | 3413.449 | 0 | 1170.325 | 58.58951 |
| TRF5 | 312045.9 | 0 | 1671.829 | 489.2861 | 4940.307 | 0 | 1713.984 | 57.2043 |
| TRF6 | 280672.4 | 0 | 2610.499 | 1189.249 | 14981.17 | 0 | 1274.298 | 111.2317 |
| TRF7 | 263446.9 | 0 | 971.732 | 538.8483 | 3404.058 | 0 | 6649.787 | 28.87446 |
| TRF3C | 112982.8 | 0 | 4276.102 | 3135.777 | 28431.04 | 0 | 14279.99 | 301.772 |

| عنصر شماره نمونه | Ca | Ti | Mn | Fe | Co | Ni | Zn | Sr | Ba | Pb | Cd |
|---------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| TU300 | 1298.343 | 3135.498 | 0 | 2671.989 | 0 | 0 | 984.5766 | 384.2393 | 0 | 84.36317 | 0 |
| TU301 | 4824.911 | 34.0582 | 152619.2 | 71919.56 | 1875.471 | 2051.776 | 24415.38 | 1439.912 | 3507.959 | 7903.64 | 0 |
| UB700 | 251106.7 | 434.0116 | 0 | 5035.338 | 0 | 0 | 45985.98 | 67.95977 | 0 | 63862.63 | 0 |
| UB701 | 186743 | 143.1678 | 0 | 7237.926 | 0 | 0 | 117632.3 | 134.5077 | 0 | 19565.19 | 0 |
| UB702 | 261438.5 | 192.2174 | 0 | 5269.959 | 0 | 0 | 48331.2 | 135.4427 | 0 | 297.3766 | 0 |
| UB703 | 177553.1 | 1856.572 | 0 | 4615.644 | 0 | 0 | 295.6035 | 62.29534 | 0 | 136.775 | 0 |
| UB704 | 272271.3 | 338.97 | 0 | 4321.868 | 0 | 0 | 9909.044 | 0 | 0 | 10638.14 | 0 |
| UB705 | 218168.2 | 693.6459 | 0 | 6231.252 | 0 | 0 | 14286.82 | 0 | 0 | 15667.69 | 0 |
| UB706 | 121029.7 | 180.5771 | 0 | 14325.79 | 0 | 0 | 32845.72 | 0 | 0 | 49727.54 | 0 |
| UB707 | 241470.9 | 289.4894 | 0 | 2645.611 | 0 | 0 | 6065.775 | 0 | 0 | 29708.36 | 0 |
| UB708 | 191601.7 | 832.5518 | 0 | 22365.7 | 0 | 0 | 51279.38 | 0 | 0 | 4406.413 | 0 |
| UB709 | 207248.7 | 377.9406 | 0 | 9838.267 | 0 | 0 | 23694.19 | 0 | 0 | 37421.21 | 0 |
| UB710 | 205034.1 | 193.1356 | 0 | 5548.623 | 0 | 0 | 102032 | 68.04486 | 0 | 35855.66 | 281.7845 |
| UB711 | 103498.1 | 191.4944 | 0 | 2876.405 | 0 | 0 | 190100.5 | 134.9333 | 0 | 109615.5 | 1117.56 |
| UB712 | 157516.6 | 362.132 | 0 | 20490.63 | 0 | 0 | 110972.8 | 0 | 0 | 32564.47 | 0 |
| TP104 | 7319.082 | 1097.862 | 0 | 24890.98 | 0 | 0 | 140421.7 | 567.2995 | 0 | 0 | 320.3559 |
| TP105 | 40828.12 | 237.1758 | 0 | 9795.36 | 0 | 0 | 283078.6 | 802.1852 | 3965.264 | 52030.83 | 830.4939 |
| TP106 | 2756.478 | 185.2354 | 0 | 28742.35 | 0 | 0 | 176021.2 | 391.5689 | 3387.222 | 159550.6 | 0 |
| FS2 | 211961.2 | 0 | 188.9679 | 5021.735 | 0 | 0 | 479.7366 | 379.123 | 18673.41 | 763.0319 | 0 |
| TRF2 | 286128.4 | 0 | 159.1704 | 2232.437 | 0 | 0 | 4310.284 | 567.717 | 5036.251 | 66218.91 | 0 |
| TRF3 | 245701.7 | 0 | 262.253 | 5575.402 | 0 | 0 | 3328.935 | 1473.23 | 18057.11 | 106819.1 | 0 |
| TRF4 | 218391.1 | 0 | 163.2046 | 2168.544 | 0 | 0 | 8148.508 | 654.8692 | 4007.8 | 207925.3 | 0 |
| TRF5 | 263999.1 | 0 | 265.5767 | 1940.835 | 0 | 0 | 10989.87 | 5399.264 | 6546.826 | 90703.03 | 0 |
| TRF6 | 236480.3 | 0 | 361.4831 | 5517.875 | 0 | 0 | 55193.37 | 2072.107 | 4828.646 | 59295.09 | 0 |
| TRF7 | 200475.1 | 0 | 857.9364 | 6293.549 | 0 | 0 | 0 | 430.3158 | 19523.6 | 211477 | 0 |
| TRF3C | 36609.46 | 0 | 458.5114 | 13397.56 | 0 | 0 | 81029.58 | 476.987 | 60700.91 | 288148.2 | 0 |

۴-۴- ژئوشیمی عناصر و نسبت‌های آن‌ها

ذخایر سرب، نقره، روی و غیره حاوی نسبت‌های مختلفی از عناصر سرب، روی، مس، نقره، کبالت و نیکل می‌باشند و این بخاطر محیط‌های تشکیل متفاوت آن‌ها می‌باشد. این نسبت‌ها می‌توانند به عنوان شواهد و مدارکی برای تعیین منشأ و ژنز عناصر بکار روند (گالژروپولوس و همکاران، ۱۹۸۹^۱). این نسبت‌ها و شاخص‌ها در مورد کانسارهای سرب و روی، در انواع مختلفی ارائه شده‌اند. به عنوان مثال گالژروپولوس و همکاران در نمودار مثلثی سرب، روی و مس و همچنین نمودار مثلثی درصد مس، روی بعلاوه سرب و درصد نقره در هزار ($Ag \cdot 10^3$)، محیط‌های مختلف نهشت کانسار را مشخص نموده‌اند. متأسفانه بدلیل حذف برخی از عناصر از آنالیزها، اجباراً از بسیاری از این شاخص‌ها صرف‌نظر شده است و فقط شاخص‌هایی که عناصر آن در لیست نتایج آنالیز قرار دارد، بررسی شده است.

۴-۴-۱- سرب و روی

مقدار سرب در نمونه‌های آنالیز شده، بین ۸۴ تا ۲۸۸۰۰۰ ppm (میانگین ۱۴۴۰۰۰ ppm) و مقدار روی بین ۹۸۴ تا ۲۸۳۰۰۰ ppm (میانگین ۱۴۰۰۰۰ ppm) در تغییر است.

۴-۴-۲- استرانسیم

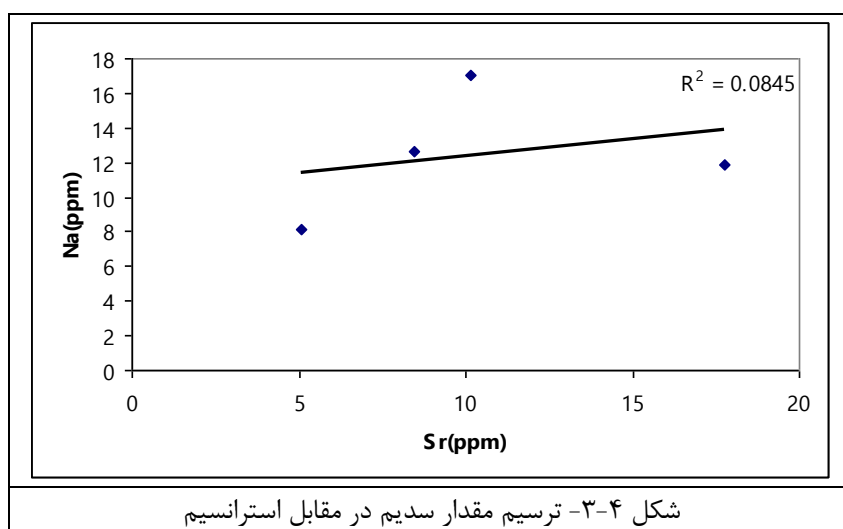
عنصر استرانسیم یکی از مهم‌ترین عناصر در ژئوشیمی کربنات‌ها به شمار می‌رود که می‌توان از آن برای ارزیابی رخدادهای دیاژنتیکی و تفسیر ریزرخساره‌ها استفاده کرد. مقدار استرانسیم با افزایش ترکیب آراگونیتی افزایش، و با افزایش ترکیب کانی‌شناسی کلسیتی، کاهش می‌یابد (راو و آدابی، ۱۹۹۲^۲). همچنین تمرکز استرانسیم در شبکه کربنات‌ها، با دمای آب رابطه مستقیم دارد (مورس و مکنزی، ۱۹۹۰^۳). تمرکز استرانسیم در نمونه‌های برداشت شده از منطقه مقادیر بین ۶۲ تا ۵۳۹۹ ppm (به طور متوسط ۲۷۰۰ ppm) را نشان می‌دهد. تمرکز کم استرانسیم در کربنات‌ها دلیل بر تأثیر

^۱ Kalogeropoulos et al., 1989

^۲ Rao and Adabi, 1992

^۳ Morse and Mackenzie, 1990

آب‌های جوی بر روی این کربنات‌ها (عمدتاً با ترکیب آراگونیتی) است، ولی تمرکز پائین در کلسیت دیاژنتیک عمدتاً به ضریب تفکیک و تمرکز استرانسیم در محلول‌های دیاژنتیکی بستگی دارد که ضریب تفکیک آن‌ها در کلسیت و نیز در آب‌های جوی کمتر از ۱ است (آدابی و رائو، ۱۹۹۱؛ آدابی، ۱۹۹۶). مقدار بالای استرانسیم در نمونه‌ها نشان می‌دهد که سیالات جوی تأثیر چندانی بر آن‌ها نگذاشته‌اند. در شکل ۳-۴ تغییرات استرانسیم در برابر سدیم رسم شده است. همان‌طور که این نمودار نشان می‌دهد، رابطه خطی بین میزان سدیم و استرانسیم وجود دارد و با افزایش استرانسیم میزان سدیم نیز افزایش می‌یابد. در این کانسارها با افزایش روند دگرسانی از میزان استرانسیم و سدیم کاسته می‌شود.



۳-۴-۴- سدیم

همان‌طور که مشاهده می‌گردد مقدار اکسید سدیم در اکثر نمونه‌های آنالیز شده پائین‌تر از حد تشخیص دستگاه بوده است. میزان سدیم در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بین ۲۸۰ تا ۱۴۰۰ ppm (میانگین ۸۴۰ ppm) در تغییر است. این میزان در سدیم و نیز استرانسیم یک سامانه دیاژنتیکی

¹ Adabi and Rao, 1991

² Adabi, 1996

بسته را نشان می‌دهد، زیرا در سامانه دیاژنتیکی بسته میزان سدیم و استرانسیم به دلیل افزایش میزان برهم‌کنش آب و سنگ نسبت به ترکیب‌های اولیه افزایش می‌یابد (لومن، ۱۹۸۸).

۴-۴-۴- منگنز و آهن

آهن عموماً بصورت کانی پیریت در این نوع کانسارها حضور دارد و معمولاً در ساختار کانیایی اسفالریت نیز مقادیر متغیری آهن وجود دارد. مقادیر آهن و منگنز در کلسیت آلی و آراگونیت آلی متغیر است. توزیع مقادیر این فلزات در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نوسان است. به دلیل تأثیر محلول‌های جوی باید میزان این دو عنصر در نمونه‌ها بالا باشد (براند و ویزر، ۱۹۸۰). با توجه به ترسیم این مقادیر که در شکل ۴-۳ آنرا می‌بینیم، تطابق نتایج این دو عنصر مثبت است ($R^2 = 0.223$). زیرا همان‌طور که می‌دانیم مقدار منگنز با توسعه رخداد اکسیداسیون جوی و تأثیر این آب‌ها افزایش می‌یابد (براند و ویزر، ۱۹۸۰) و این افزایش به دلیل بالا بودن ضریب تفکیک منگنز (تقریباً بیش از ۱۵) در آب‌های جوی است (پینگیتوره، ۱۹۷۸). همچنین شرایط کاهنده حاکم بر محیط‌های دیاژنتیکی نیز باعث افزایش مقدار این دو عنصر می‌گردد، زیرا در شرایط کاهنده آهن و منگنز به میزان قابل توجهی می‌توانند در شبکه کلسیت جایگزین شوند (موکی، ۱۹۸۸). از دیگر عواملی که باعث بالا رفتن مقادیر این دو عنصر در نمونه‌ها می‌شود، احتمالاً فراوانی مواد آواری در حوضه بوده است (امینی و راثو، ۱۹۸۸). از آن‌جا که محیط تشکیل کربنات‌های این منطقه یک محیط با عمق کم تا متوسط بوده است، حضور مواد آلی فراوان در منطقه به احتمال قوی می‌تواند در افزایش مقدار آهن تأثیر داشته باشد.

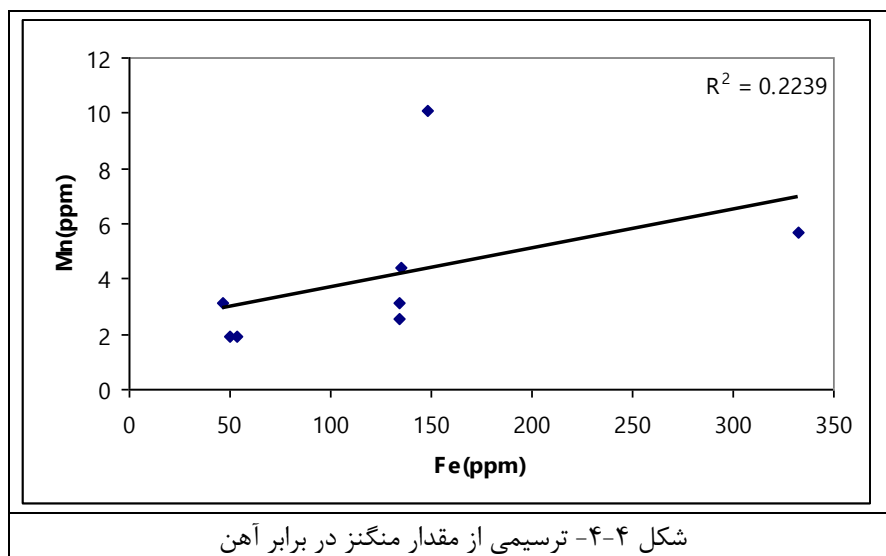
¹ Lohmann, 1988

² Brand and Veizer, 1980

³ Pingitore, 1978

⁴ Mucci, 1988

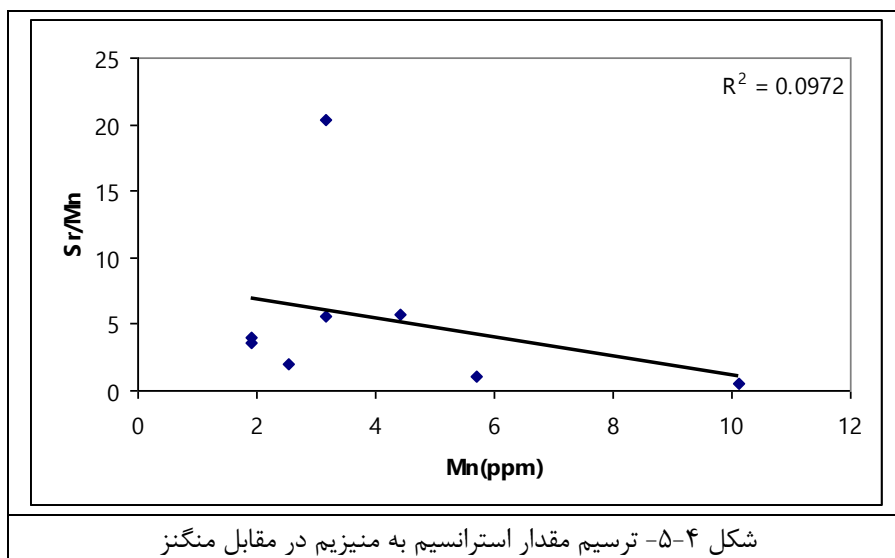
⁵ Amini and Rao, 1988



۴-۵- نسبت استرانسیم به منگنز

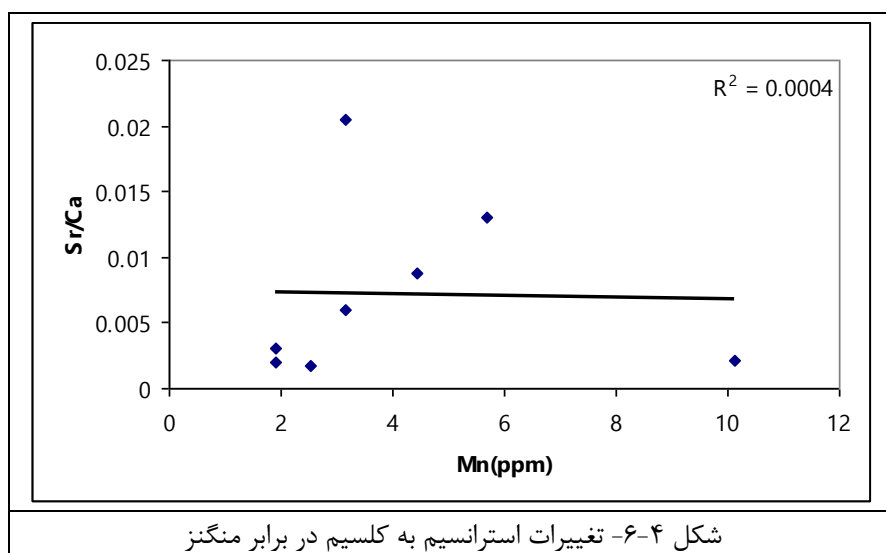
همان طور که در ادامه آورده شده است، از روی این نسبت می توان برای سنجش میزان انحلال در کربنات ها استفاده نمود (رائو، ۱۹۹۱). در طی انحلال آراگونیت و جایگزینی کلسیت، مقدار استرانسیم کاهش و مقدار منگنز افزایش می یابد. تغییرات استرانسیم به منگنز در مقابل منگنز در شکل ۴-۵ نشان داده شده است. همان طور که مشاهده می شود، با افزایش منگنز نسبت استرانسیم به منگنز کاهش می یابد. این تغییرات بدلیل تأثیر شدید اکسیداسیون جوی بر کربنات های منطقه مورد مطالعه است، زیرا در اثر اکسیداسیون جوی مقدار استرانسیم کاهش و مقدار منگنز افزایش می یابد.

¹ Rao, 1991



۴-۴-۶- نسبت استرانسیم به کلسیم

بر اساس تغییرات استرانسیم به کلسیم و $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل منگنز می توان تأثیر نوع سیالات دیاژنتیکی را بر روی کربنات‌ها تعیین کرد. در شکل ۴-۶ تغییرات استرانسیم به کلسیم در برابر منگنز رسم شده است. در این شکل با کاهش نسبت استرانسیم به کلسیم مقدار منگنز افزایش می‌یابد. این تغییر به دلیل تأثیر سیالات جوی بر روی کربنات‌های منطقه است.



۴-۴-۷- منیزیم

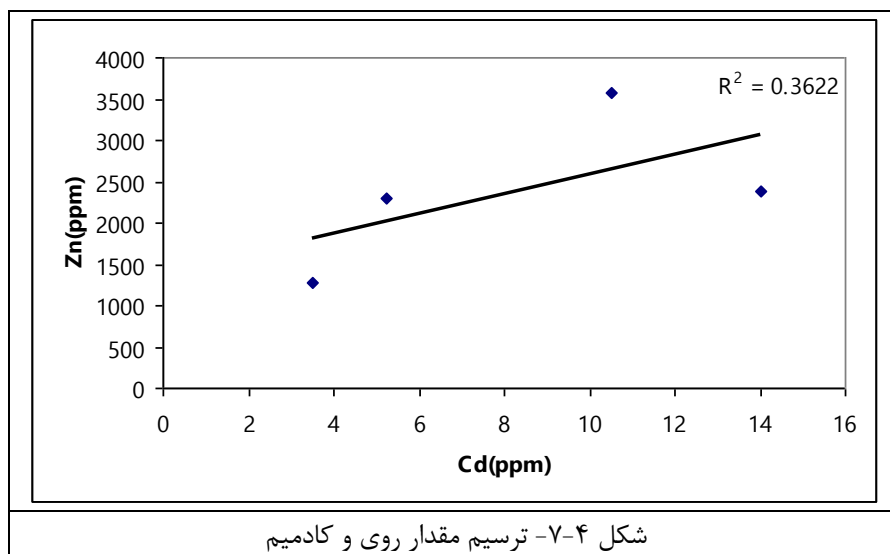
با بررسی نتایج آنالیز مربوط به نمونه‌ها، تقریباً در اکثر موارد مشخص می‌شود که مقدار اکسید منیزیم پائین‌تر از مقدار اکسید منیزیم استاندارد (۳/۰۹ درصد وزنی) قشر رسوبی قاره‌ها است (برگرفته از حسنی پاک، ۱۳۶۲). این مطلب نشان می‌دهد که مقدار منیزیم از ابتدا و در هنگام رسوب‌گذاری و تشکیل لایه شیلی در آن بالا نبوده است. به این معنی که شیل در زمان ته‌نشینی، حاوی منیزیم پائین‌تر از مقدار استاندارد بوده است. این مطلب می‌تواند فرض این‌که منشأ فلزات می‌تواند از سازند شیلی شمشک باشد را تحت الشعاع قرار دهد و آنرا مردود سازد ولی بیشتر این احتمال وجود دارد که نمونه‌های گویایی برای این مورد انتخاب نگردیده است.

۴-۴-۸- کادمیم

میانگین این عنصر در نمونه‌های برداشت شده ۸/۳۱ ppm می‌باشد. همان‌طور که در شکل ۴-۷ می‌بینید تغییرات عیار کادمیم رابطه مستقیمی با عیار روی نشان می‌دهد (ضریب همبستگی ۰/۳۶) که این مسئله با توجه به جانشین شدن این عنصر بجای روی در ساختار اسفالریت کاملاً طبیعی به نظر می‌رسد. برخی از عناصر و نسبت‌هایشان به عنوان شاخص ژنتیکی مورد استفاده قرار می‌گیرند. یکی از این نسبت‌ها، نسبت روی به کادمیم است. مقادیر نسبتاً بالای روی به کادمیم (۴۱۷-۵۳۱ ppm) حاکی از منشأ آتشفشانی- رسوبی و مقادیر پائین آن (۱۰۴-۲۱۴ ppm) نشان‌دهنده منشأ ماگمایی است (سانگ، ۱۹۸۴^۱؛ زو، ۱۹۸۶^۲). این نسبت در نتایج حاصل از بررسی آنالیزها، از ۱۷۰ تا ۴۳۸ ppm (میانگین ۳۲۸ ppm) در تغییر است که نشان‌دهنده نزدیکی به منشأ آتشفشانی- رسوبی برای تشکیل اسفالریت‌ها است.

^۱ Song, 1984

^۲ Xu, 1996



۴-۵- آنالیز خوشه‌ای و نمودار همبستگی

همان‌طور که در جدول ۴-۴ می‌بینیم، ماتریس همبستگی مربوط به نتایج آنالیز ژئوشیمیایی ترسیم گردیده است. در این نمودار نتایج در بازه ۱- تا ۱ تبدیل^۱ شده‌اند. همان‌طور که انتظار می‌رفت، عناصری که قبلاً ارتباط بین آن‌ها را مورد بررسی قرار داده‌ایم، در این نمودار نیز همان نتایج را نشان می‌دهند. این جفت عناصر و ضریب همبستگی آن‌ها از قرار زیر است:

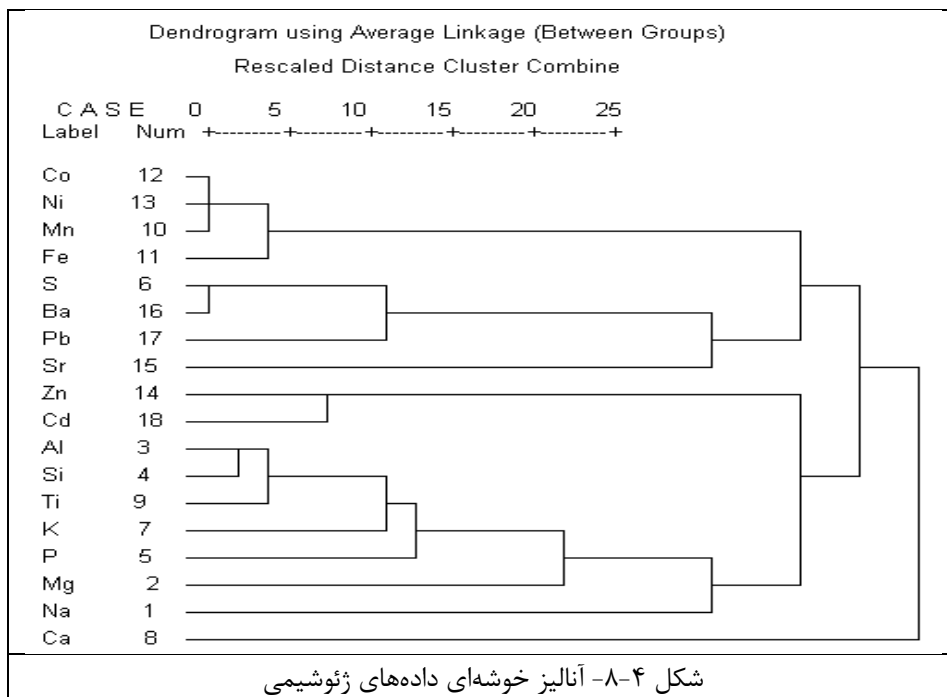
روی- کادمیم (۰/۷۴۶)، منگنز- آهن (۰/۸۵۵)، استرانسیم- منگنز (۰/۱۵۵)، استرانسیم- کلسیم (۰/۱۲)، استرانسیم- سدیم (۰/۰۵-)، نیکل- کبالت (۱)، کلسیم- منگنز (۰/۳۴۷-)

در شکل ۴-۸ نیز دندوگرام رسم شده بر اساس همین داده‌ها آورده شده است که در اصل ترسیم گرافیکی همین نتایج و جدول است.

^۱Convert

جدول ۴-۴- ماتریس همبستگی برای داده‌های ژئوشیمیایی (با استفاده از رابطه پیرسون^۱)

| | Na | Mg | Al | Si | S | K | Ca | Ti | Mn | Fe | Co | Ni | Zn | Sr | Ba | Pb | Cd |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Na | 1.000 | .092 | .150 | .197 | -.010 | .001 | -.057 | .160 | -.083 | .063 | -.083 | -.083 | .125 | -.050 | .010 | -.163 | .111 |
| Mg | .092 | 1.000 | .159 | .121 | -.115 | .625 | .184 | .362 | -.153 | -.151 | -.152 | -.152 | -.227 | -.299 | -.146 | -.303 | -.138 |
| Al | .150 | .159 | 1.000 | .949 | -.159 | .660 | -.435 | .932 | -.124 | -.068 | -.122 | -.122 | -.123 | -.197 | -.108 | -.359 | -.053 |
| Si | .197 | .121 | .949 | 1.000 | -.116 | .556 | -.547 | .835 | -.162 | .032 | -.161 | -.161 | .037 | -.256 | -.081 | -.342 | -.028 |
| P | .155 | .475 | .590 | .638 | -.412 | .614 | -.445 | .666 | -.042 | .139 | -.039 | -.039 | .308 | -.280 | -.350 | -.437 | .246 |
| S | -.010 | -.115 | -.159 | -.116 | 1.000 | -.202 | -.132 | -.288 | -.093 | -.024 | -.096 | -.096 | -.030 | .077 | .967 | .694 | -.176 |
| K | .001 | .625 | .660 | .556 | -.202 | 1.000 | -.163 | .781 | -.014 | -.082 | -.013 | -.013 | -.252 | -.189 | -.148 | -.383 | -.131 |
| Ca | -.057 | .184 | -.435 | -.547 | -.132 | -.163 | 1.000 | -.343 | -.347 | -.576 | -.348 | -.348 | -.530 | .120 | -.183 | -.163 | -.331 |
| Ti | .160 | .362 | .932 | .835 | -.288 | .781 | -.343 | 1.000 | -.119 | -.095 | -.117 | -.117 | -.155 | -.218 | -.251 | -.383 | -.060 |
| Mn | -.083 | -.153 | -.124 | -.162 | -.093 | -.014 | -.347 | -.119 | 1.000 | .855 | 1.000 | 1.000 | -.107 | .155 | -.024 | -.144 | -.077 |
| Fe | .063 | -.151 | -.068 | .032 | -.024 | -.082 | -.576 | -.095 | .855 | 1.000 | .856 | .856 | .144 | .022 | -.002 | -.088 | -.083 |
| Co | -.083 | -.152 | -.122 | -.161 | -.096 | -.013 | -.348 | -.117 | 1.000 | .856 | 1.000 | 1.000 | -.106 | .153 | -.027 | -.146 | -.076 |
| Ni | -.083 | -.152 | -.122 | -.161 | -.096 | -.013 | -.348 | -.117 | 1.000 | .856 | 1.000 | 1.000 | -.106 | .153 | -.027 | -.146 | -.076 |
| Zn | .125 | -.227 | -.123 | .037 | -.030 | -.252 | -.530 | -.155 | -.107 | .144 | -.106 | -.106 | 1.000 | -.123 | -.034 | .162 | .746 |
| Sr | -.050 | -.299 | -.197 | -.256 | .077 | -.189 | .120 | -.218 | .155 | .022 | .153 | .153 | -.123 | 1.000 | .130 | .175 | -.070 |
| Ba | .010 | -.146 | -.108 | -.081 | .967 | -.148 | -.183 | -.251 | -.024 | -.002 | -.027 | -.027 | -.034 | .130 | 1.000 | .683 | -.116 |
| Pb | -.163 | -.303 | -.359 | -.342 | .694 | -.383 | -.163 | -.383 | -.144 | -.088 | -.146 | -.146 | .162 | .175 | .683 | 1.000 | .059 |
| Cd | .111 | -.138 | -.053 | -.028 | -.176 | -.131 | -.331 | -.060 | -.077 | -.083 | -.076 | -.076 | .746 | -.070 | -.116 | .059 | 1.000 |



¹ Pearson linkage

همان‌طور که در شکل ۴-۸ می‌بینیم، عناصری که ارتباط نزدیکی با هم دارند معمولاً در کنار هم و در یک زیر گروه و یا در دو زیر گروه متفاوت ولی مجاور یکدیگر قرار می‌گیرند. موقعیت دو عنصر نسبت به یکدیگر و ظاهر شدن آن در نمودار، بستگی به ضریب همبستگی آن‌ها دارد که تابعی از الگوی توزیع داده‌ها برای هر عنصر است. مثلاً دو عنصر روی و کادمیم که رابطه نزدیکی با یکدیگر دارند و ضریب همبستگی آن‌ها بسیار بالا است، در یک زیر گروه قرار می‌گیرند و این به دلیل شباهت ژئوشیمیایی یون کادمیم ۲ بار مثبت با روی ۲ بار مثبت است. آهن و منگنز بدلیل اینکه ضریب همبستگی آن‌ها در الگوی توزیع داده‌هایشان کمی متفاوت است ولی با هم مرتبط‌اند، در دو زیر گروه جدا ولی در کنار یکدیگر قرار می‌گیرند. عنصر کلسیم به دلیل مقادیر بالای آن در نتایج آنالیزها و این‌که تقریباً در تمام نمونه‌ها سازنده کربناته وجود داشته است، خود یک زیرشاخه جداگانه را می‌سازد. در کل نتایجی که از ماتریس همبستگی و نمودار خوشه‌ای حاصل می‌شود، همان مواردی است که قبلاً (۴-۴-۱ تا ۴-۴-۱۱) به آن‌ها اشاره شده است.

۴-۶- میانبارهای سیال

میانبارهای سیال، بخشی از سیالات کانه‌ساز می‌باشند که در حفره‌های ریزی به اندازه کوچکتر از ۱۰۰ میکرون به دام می‌افتند. جهت انجام این بررسی‌ها ابتدا می‌بایست مطالعات بافتی و پاراژنز صورت گیرد. از طریق مطالعه بافت می‌توان اطلاعات زیادی از منشأ و تاریخچه کانسار بدست آورد (فریدون-فر، ۱۳۷۹). بسته به این‌که کانی‌های سازنده کانسار بر اثر رسوب‌گذاری از یک محلول سیلیکاتی یا آبگین در یک فضای باز تشکیل گردیده باشند یا توسط جانشینی سنگ‌ها یا کانه‌های قبلی ایجاد شده باشند، نوع سیال متفاوت است. از آن‌جا که دگرسانی سنگ دیواره و روشن ساختن منشأ کانه‌زایی در پی جویی کانسار بسیار اهمیت دارد، لذا مطالعه میانبارهای سیال حائز اهمیت می‌باشد (رودر، ۱۹۸۴).

¹ Roedder, 1984

رشد بلورها اغلب کامل است و در نتیجه سیالی که بلور در آن رشد می‌کند، ممکن است در حفره‌های ریزی به اندازه کمتر از ۱۰۰ میکرون به دام افتد که میانبار سیال نامیده می‌شود و انواع مختلفی دارد. به نظر می‌رسد که منشأ نهشته‌های کربناته میزبان سرب و روی تیپ دره میسی‌سی‌پی مرتبط با مهاجرت شورابه‌های داخل حوضه‌ای رسوبی باشد (آندرسون . مک کوئین، ۱۹۸۸^۱). با این حال، برخی جوانب ژنز این نهشته‌ها همچون مکانیزم‌های ته‌نشینی، منشأ شوری یا ارتباط با دولومیت‌های دربرگیرنده هنوز بحث‌برانگیز است و مدل‌های متفاوتی در این زمینه مطرح شده است (لیچ و سنگستر، ۱۹۹۳^۲). فهم فرآیندهای مسئول کانه‌سازی برای ارزیابی پتانسیل معدنی حوزه‌هایی که از این به بعد مرتبط با دره تیپ دره میسی‌سی‌پی خواهند شد، امری ضروری است. جهت نیل به این منظور یکی از مطالعات بسیار مهم و مؤثر، مطالعه میانبارهای سیال موجود در کانسار است.

۴-۷- نمونه برداری

برای انجام مطالعه بر روی میانبارهای سیال تعداد ۴ نمونه از منطقه مورد مطالعه و از کربنات کلسیم تبلور مجدد یافته در محل رگه‌ها برداشت گردید. متأسفانه یکی از نمونه‌ها در مرحله آماده‌سازی برای بررسی میانبارهای سیال آن، آسیب دیده و مطالعه بر روی آن مقدور نبوده و به همین دلیل مطالعات بر روی ۳ نمونه صورت گرفته است. باید عنوان نمود که هر چه سختی کانی انتخاب شده برای مطالعه بیشتر باشد، بهتر است. زیرا که مقاومت آن بیشتر بوده و احتمال خروج سیال آن در اثر اعمال فشارهای شکننده کمتر است و در نتیجه از اعتبار بیشتری برخوردار خواهد بود. متأسفانه با وجود جستجوی فراوان در منطقه مورد مطالعه، نمونه کوارتزی که مناسب جهت انجام این مطالعه باشد، یافت نگردید. به همین دلیل مطالعات پتروگرافی و گرما- فشارسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی- های کلسیت صورت گرفته است.

¹ Anderson and Mcqueen, 1988

² Leach and Sangster, 1993



شکل ۴-۹- تصاویری از میانبارهای سیال مطالعه شده در کربنات کلسیم (۱۰۰ پیکسل)

۴-۸- روش و مشخصات دستگاه

در تحقیقات میکروسکوپی که برای مطالعه میانبارهای سیال انجام شده، از مقاطع دوبرصیقلی^۱ به ضخامت چندین میکرون استفاده شده است. میکروسکوپ مورد مطالعه نیکون^۲ مدل Ep200 با عدسی‌های شیئی 10x-50x-100x می‌باشد. اندازه‌گیری‌های گرما- فشارسنجی به وسیله میز گرم و سردکننده مدل MDS600 ساخت شرکت لینکام^۳ با بازه تغییرات دمایی از ۱۹۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد و سیستم نمایش همزمان متصل به کامپیوتر با قابلیت تهیه فیلم و اسلاید می‌باشد. این دستگاه جدیدترین مدل دستگاه گرمایش- سرمایش این شرکت است که کلیه مراحل کار با استفاده از یک نرم افزار MDS تحت نظارت بوده و انجام می‌شود. جهت تعیین درصد شوری و دانسیته و ترسیم نمودارها از نرم افزار مدلینگ (Software Modelling for Fluid Inclusion V 2.6) PVTX طراحی شده توسط شرکت لینکام استفاده شده است.

۴-۹- نتایج پتروگرافی میانبارهای سیال

در نمونه‌های مطالعه شده ۵ تیپ میانبار سیال به شرح زیر قابل تفکیک می‌باشند:

¹ Double Polished Thin Section

² Nikon

³ Linkam

تیپ A- دو فازى مایع-گاز (L+V) (غنى از مایع))

تیپ B- دو فازى گاز- مایع (V+L) (غنى از گاز))

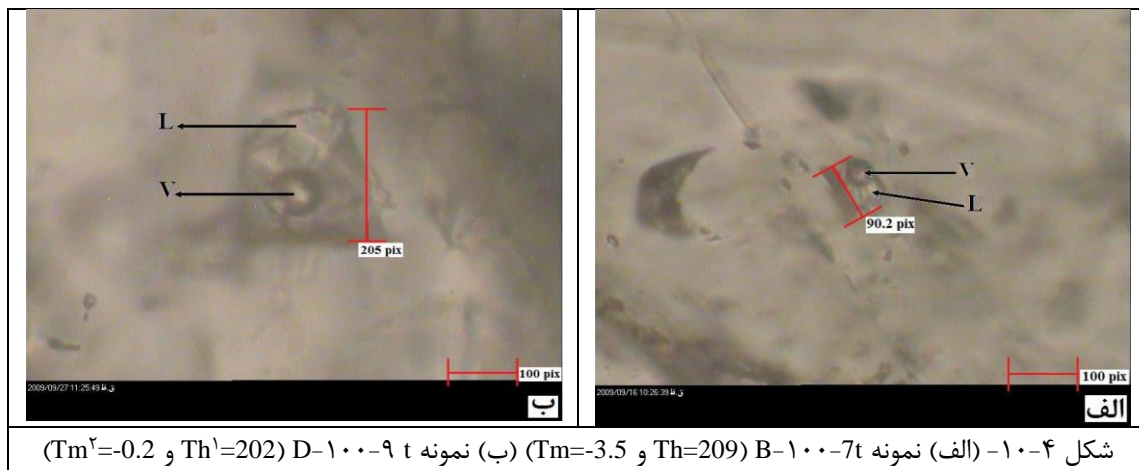
تیپ C- دو فازى گاز و مایع حاوى دى اکسید کربن (V+L_{aq}+LCO₂)

تیپ D- تک فازى مایع (L)

تیپ E- دو فازى غنى از دى اکسید کربن

۴-۹-۱- تیپ A- دو فازى مایع-گاز (L+V) (غنى از مایع))

در این نوع میانبار سیال، فاز مایع همراه با فاز حباب گاز وجود دارد. بیشترین حجم میانبار سیال را فاز مایع دربرمی گیرد و فاز گازی تنها ۱۰ تا ۳۵ درصد حجم میانبارهای سیال مطالعه شده را دربرمی گیرد. در این نوع میانبار سیال فاز جامد هالیت وجود ندارد. میزان شوری در این تیپ متغیر و بین ۵ تا ۵ درصد وزنى کلرید سدیم در تغییر است. بیشترین نوع میانبار سیال مطالعه شده، از این تیپ می باشد. تصاویری از این نوع سیال در شکل ۴-۱۰ (الف و ب) آورده شده اند.

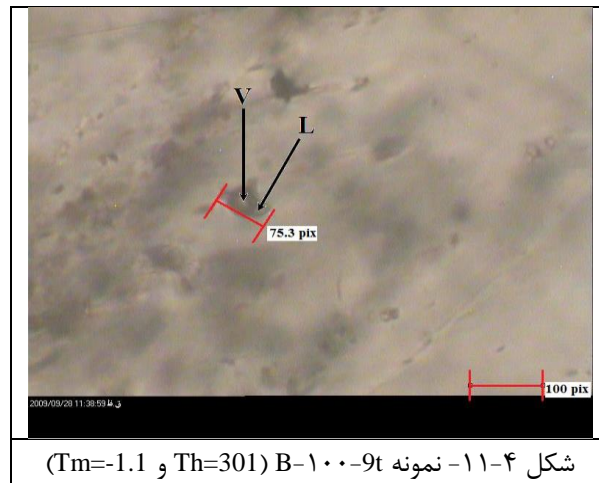


¹ Homogenization temperature

² Melting temperature

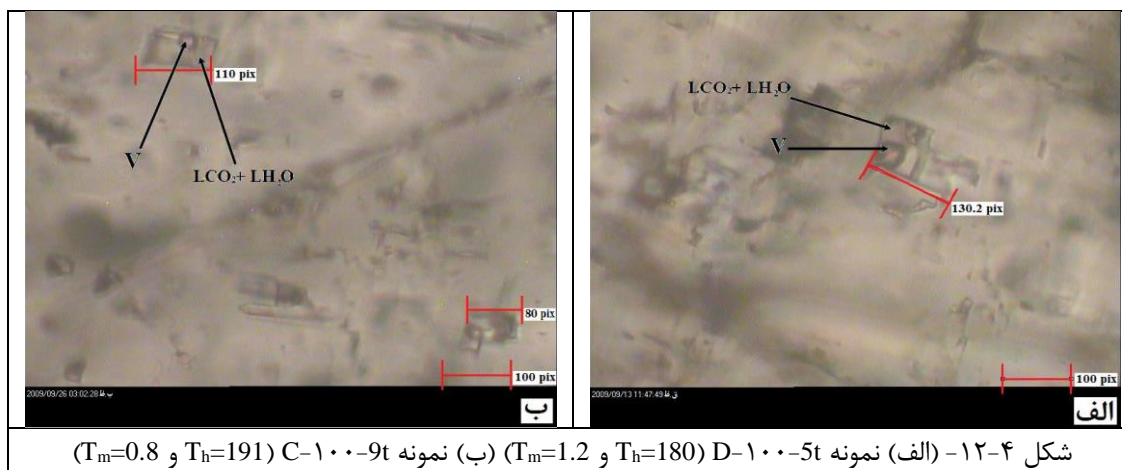
۴-۹-۲- تیپ B- دو فازی گاز- مایع (V+L) (غنی از گاز)

در این تیپ از میانبارهای سیال، حباب گاز بیشترین حجم میانبار را دربرگرفته است و به همین دلیل چگالی پایینی دارند (شکل ۴-۱۱). بعضاً بیش از ۷۰ درصد حجم میانبار را حباب گاز فراگرفته است. دمای همگن‌شدگی در این نوع از میانبارها بالا و درصد شوری کم و دانسیته نمونه‌ها پایین است. همگن‌شدگی در این نوع از میانبارها با تشکیل بخار همراه می‌باشد. میانبارهای سیال از این تیپ بسیار اندک بوده و به همین دلیل از آن در تحلیل نتایج استفاده نشده است.



۴-۹-۳- تیپ C- دو فازی گاز و مایع حاوی دی‌اکسیدکربن (V+L_{aq}+LCO₂)

این تیپ میانبار حاوی آب و دی‌اکسیدکربن است. حضور دی‌اکسیدکربن اندک محلول در آب باعث می‌شود که در طی فرآیند سرمایش و اندازه‌گیری دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_m) برای دی‌اکسید-کربن محلول در آب، به صورت تشکیل کلاتریت دیده شده و باعث اندازه‌گیری مقادیر مثبت برای دمای ذوب آخرین قطعه یخ گردد. تصاویری از این میانبارها در شکل ۴-۱۲ (الف و ب) آورده شده‌اند.



شکل ۴-۱۲ - نمونه (الف) D-۱۰۰-5t ($T_m=1.2$ و $T_h=180$) (ب) نمونه C-۱۰۰-9t ($T_m=0.8$ و $T_h=191$)

۴-۹-۴ - تیپ D - تک فاز مایع

میانبرهای سیال تک فاز مایع نسبت به سیال تک فاز گاز به میزان خیلی بیشتری در نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۳). از این نوع از میانبرها بدلیل اینکه فقط از یک فاز تشکیل شده است، در اندازه‌گیری ترموبارومتري استفاده نشده است.

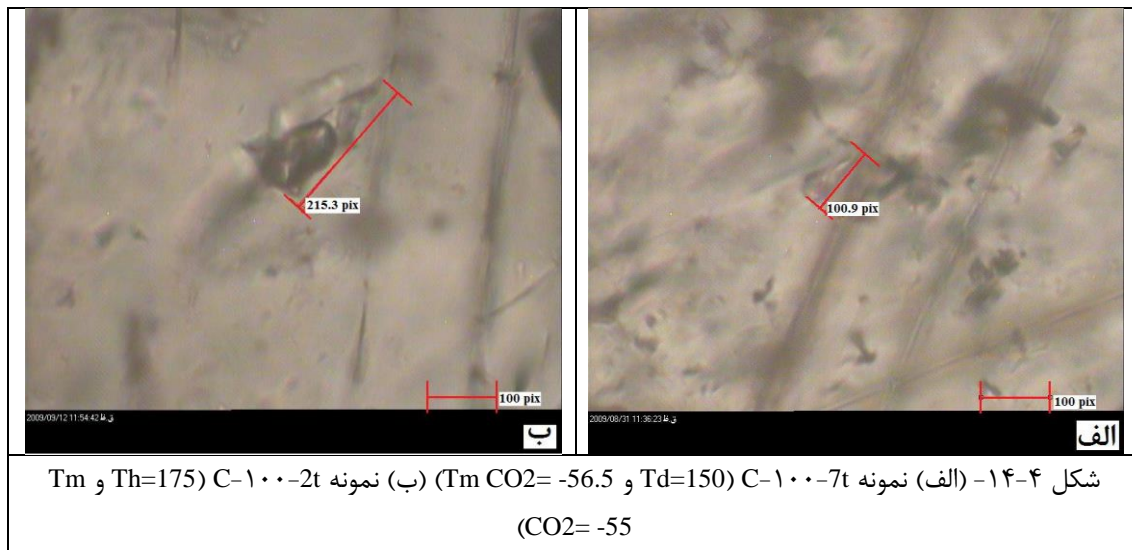


شکل ۴-۱۳ - نمونه‌ای از سیال تک فاز مایع

۴-۹-۵ - تیپ E - دو فاز غنی از دی‌اکسید کربن

در تعدادی از نمونه‌های میانبرهای سیال مطالعه شده، حضور مقادیر بالای دی‌اکسید کربن چه در فاز گازی یا فاز مایع موجب شده تا دمای ذوب آخزین قطعه یخ برای این فاز قابل اندازه‌گیری باشد (شکل

۴-۱۴). دمای ذوب آخزین قطعه یخ برای دی‌اکسیدکربن در این تیپ از میانبارها از ۴۶- تا ۵۶ متغیر می‌باشد. متغیر بودن آن می‌تواند نتیجه حضور گازهای دیگری همانند CH_4 و N باشد. در طی همگن‌شدگی نهایی حباب گاز به دلیل حضور بالای ۴۰ درصد دی‌اکسیدکربن در این تیپ، در طی حرارت دادن قبل از رسیدن به دمای همگن‌شدگی (Th) دچار ترکیدگی می‌شوند که دمای ترکیدگی^۱ (Td) را که برابر با حداقل دمای همگن‌شدگی است، نشان می‌دهد.



۴-۱۰- میانبارهای مطالعه شده

میانبارهای مطالعه شده جهت گرما- فشارسنجی تنها از نوع میانبارهای سیال اولیه می‌باشند (شکل ۴-۱۵ الف)) که نتایج آن در جدول ۴-۵ آورده شده است و با علامت P نمایش داده شده‌اند. در نمونه‌های مطالعه شده، میانبارهای سیال از نظر شکل بیشتر بصورت گرد یا بی شکل و بعضاً کشیده - میله‌ای دیده می‌شوند و اندازه آن‌ها از ۴ میکرون تا ۲۲ میکرون در نمونه‌ها متغیر است. در تعدادی از نمونه‌ها، میانبارهای غنی از مایع و غنی از بخار (گاز) همزمان با یکدیگر در مقطع یافت می‌شوند (شکل ۴-۱۵ ب)).

¹ Decrepitation temperature (Td)



شکل ۴-۱۵- (الف) میانبارهای سیال نوع اولیه در نمونه‌ها (ب) حضور سیال غنی از مایع و گاز در مقطعی واحد

۴-۱۱- ریخت‌شناسی میانبارهای سیال و خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیال

۴-۱۱-۱- اندازه میانبارهای سیال

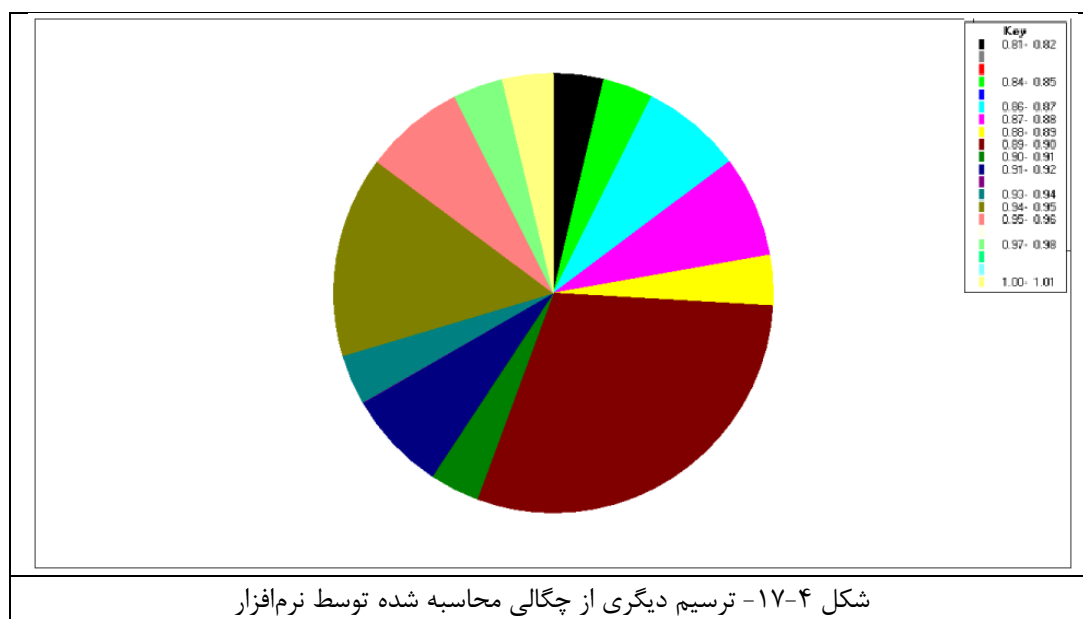
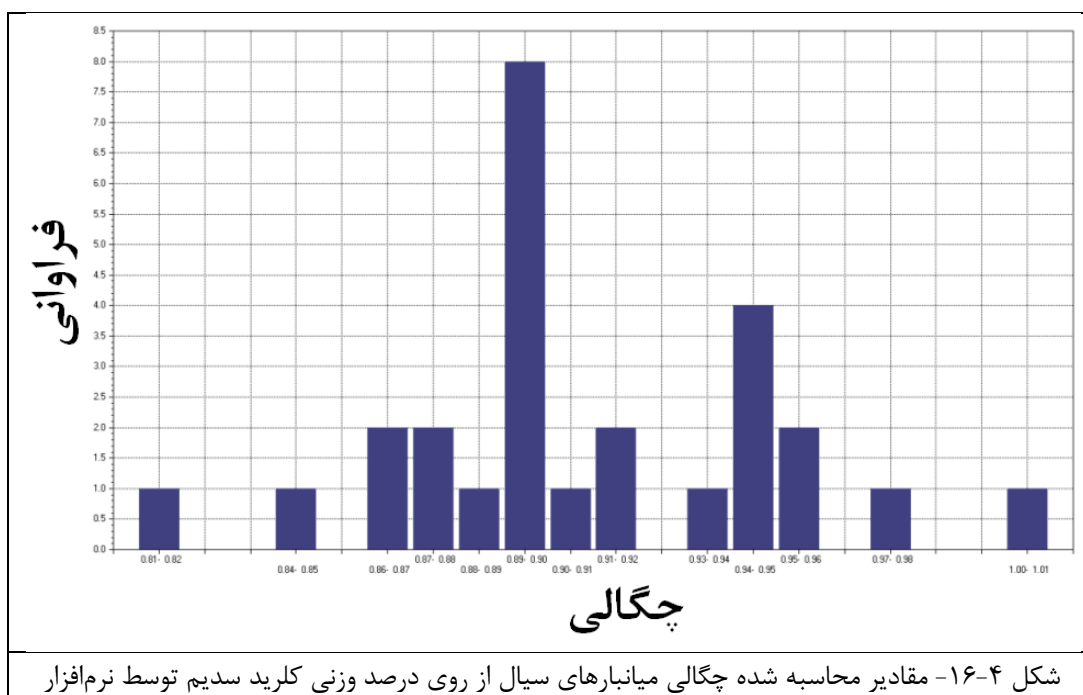
اندازه میانبارهای سیال مطالعه شده در بلورهای موجود متفاوت بوده از ۴ میکرون تا ۲۲ میکرون در تغییر می‌باشد. میانبارهای سیال اولیه بزرگتر و میانبارهای سیال ثانویه کاذب و ثانویه اکثراً کوچک می‌باشند. این میانبارها با عدسی شیئی 100X، 50X و 10X و عدسی چشمی 10X مطالعه شده است. مقیاس خطی در پایین تصاویر تهیه شده ترسیم شده است. در نمونه های مطالعه شده با عدسی شیئی 100X مقیاس خطی 100pix برابر ۱۰ میکرون و در عدسی شیئی 50X مقیاس خطی 50pix برابر ۱۰ میکرون است.

۴-۱۱-۲- ترکیب

در اندازه‌گیری‌های ترموبارومتري انجام شده با توجه به فراوانی بیشتر میانبارهای سیال تیپ A (میانبارهای سیال حاوی دو فاز L+V) استفاده شد. همچنین ترموبارومتري بر روی یک نمونه میانبار سیال تیپ B (میانبارهای سیال حاوی دو فاز V+L) انجام شد. در میانبارهای سیال تک فازی مایع، امکان اندازه‌گیری نبود. در تعدادی از نمونه‌های تیپ C حضور مقادیر بسیار پایین دی‌اکسیدکربن محلول در آب با تشکیل کلاتریت در طی مرحله انجماد همراه است.

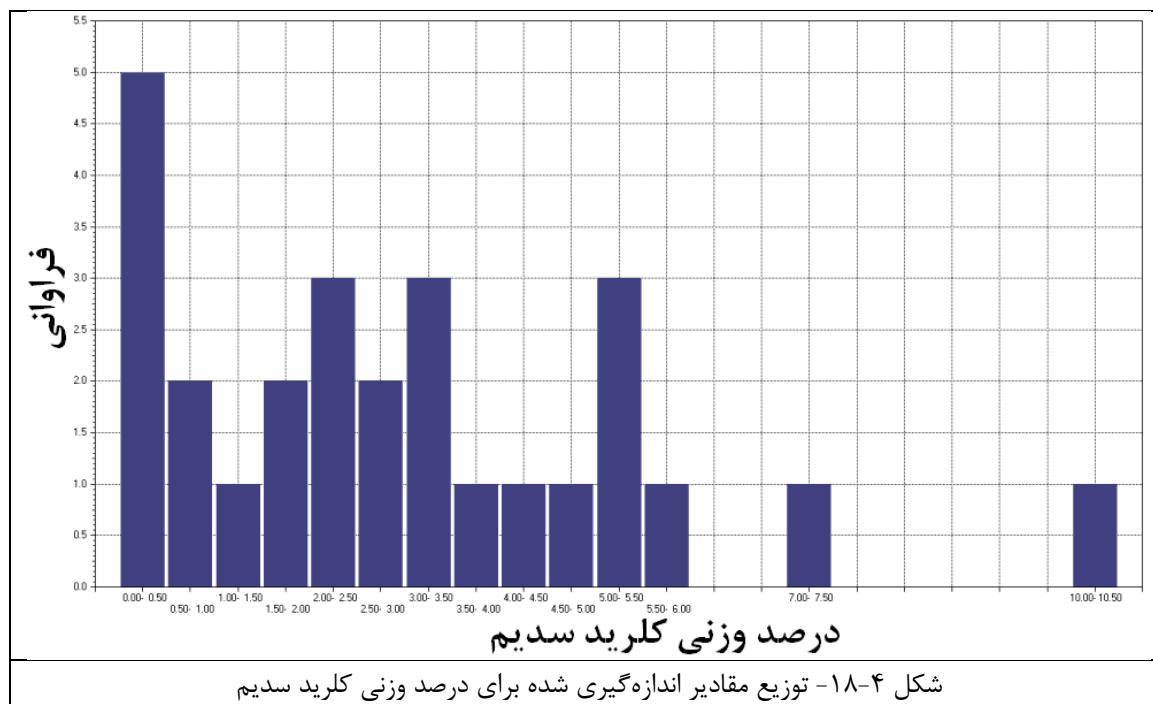
۴-۱۱-۳- چگالی

این دستگاه توسط نرم‌افزار مربوطه و با استفاده از نتایج بدست آمده برای درجه شوری، چگالی را محاسبه می‌نماید. نتایج حاصله برای چگالی بین ۰/۸ تا ۱ برآورد شده است. این نتایج در قالب نمودار در اشکال ۴-۱۶ و ۴-۱۷ آورده شده است.

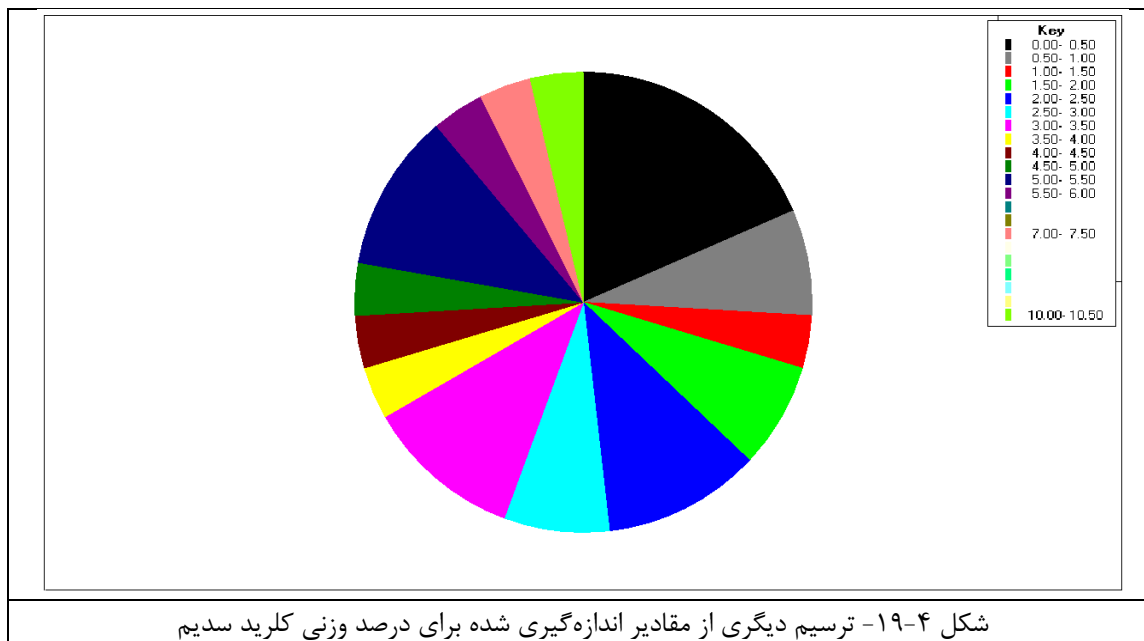


۴-۱۱-۴- درجه شوری

در نمونه‌های مطالعه شده میزان شوری بر اساس درصد وزنی کلرید سدیم و چگالی توسط نرم افزار مدل‌سازی PVTX شرکت لینکام محاسبه شده است. اطلاعات بصورت جدول و نمودارهای هیستوگرام در اشکال ۴-۱۸ و ۴-۱۹ ارائه شده است. در شکل ۴-۱۸ توزیع این مقادیر را مشاهده می‌نماییم و از شکل چنین بر می‌آید که شوری در دو بازه شوری پائین (میانگین ۵) و خیلی پائین (میانگین ۲) قابل تقسیم‌بندی است. شوری این سیال‌ها در محدوده بینابین شوراب‌های حوضه‌ای و شوراب‌های دارای منشأ جوی قرار می‌گیرند (بودنار، ۱۹۹۹).^۱ می‌توان نتیجه گرفت که سیالات کانه‌ساز از شوراب‌های حوضه‌ای منشأ گرفته‌اند و با مقادیر کمی سیالات جوی مخلوط شده‌اند.



¹ Bodnar, 1999



بر اساس مطالعات انجام شده بر روی نمونه‌ها، میزان دمای ذوب آخرین قطعه یخ متغیر و از ۶/۸- تا ۱/۲ می‌باشد. دمای ذوب یخ (Tm) مثبت با تشکیل کلاتریت همراه می‌باشد، بنابراین در نمونه‌های مطالعه شده درجه شوری میانبارهای سیال از ۰ تا ۱۰ درصد وزنی کلرید سدیم متغیر است. به طور متوسط بیشترین میزان شوری در محدوده ۰ تا ۰/۵ درصد وزنی کلرید سدیم می‌باشد.

۴-۱۲- انجماد

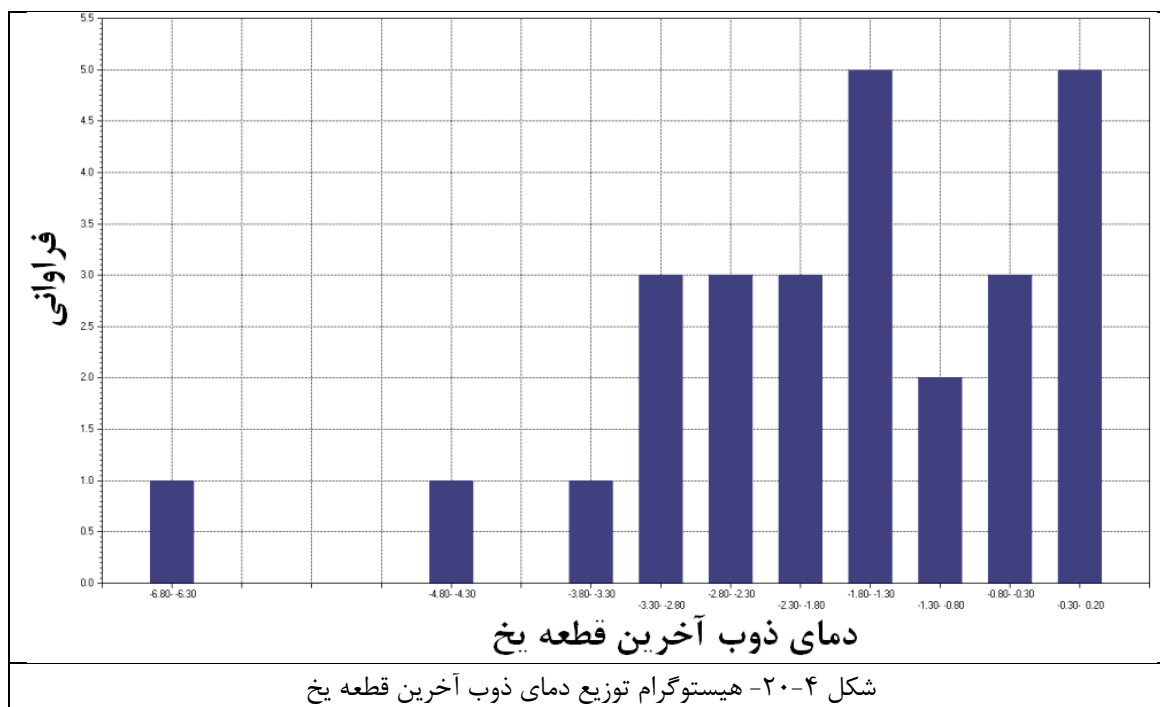
با اندازه‌گیری تغییرات درجه انجماد می‌توان میزان شوری^۱ و دانسیته را در میانبارهای سیال اندازه‌گیری نمود. اولین دمای ثبت شده در طی تشکیل اولین قطره ذوب یا دمای نقطه اوتکتیک^۲ (Te) می‌باشد. نقطه اوتکتیک برای سیستم $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ تقریباً کمتر از ۲۰/۸- درجه سانتیگراد است، حال آنکه نقطه اوتکتیک (Te) در تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه پایین‌تر از این مقدار است که بیانگر حضور نمک‌های دیگر علاوه بر هالیت در سیال کانه‌ساز است. ذوب تدریجی یخ ادامه می‌یابد تا

^۱ Salinity

^۲ Eutectic temperature

سرانجام آخرین کریستال یخ ناپدید شود. آخرین دمای ثبت شده در طی ذوب را دمای ذوب (Tm) می‌نامند.

با استفاده از دمای ذوب آخرین قطعه یخ می‌توان به میزان شوری سیال پی برد. برای بدست آوردن مقدار شوری سیال بر اساس درجه حرارت آخرین کریستال یخ می‌توان از نمودارهای مختلف همانند نمودار رودر (۱۹۸۴)^۱ و شفرد و همکاران (۱۹۸۵)^۲ که یک دیاگرام دوتایی سیستم H₂O-NaCl است و یا با استفاده از جداول مخصوص تنظیم شده در این زمینه که ارتباط بین کاهش نقطه انجماد و درصد نمک طعام را نشان می‌دهند (همانند جدول معرفی شده توسط پاتر و همکاران (۱۹۷۸)^۳، استفاده نمود. همچنین از طریق فرمول‌های تجربی نیز میزان شوری قابل محاسبه می‌باشد. توزیع نتایج بدست آمده برای دمای ذوب یخ در اشکال ۴-۲۰ و ۴-۲۱ آورده شده‌اند.



¹ Roedder, 1984

² Shepherd et al., 1984

³ Potter et al., 1978

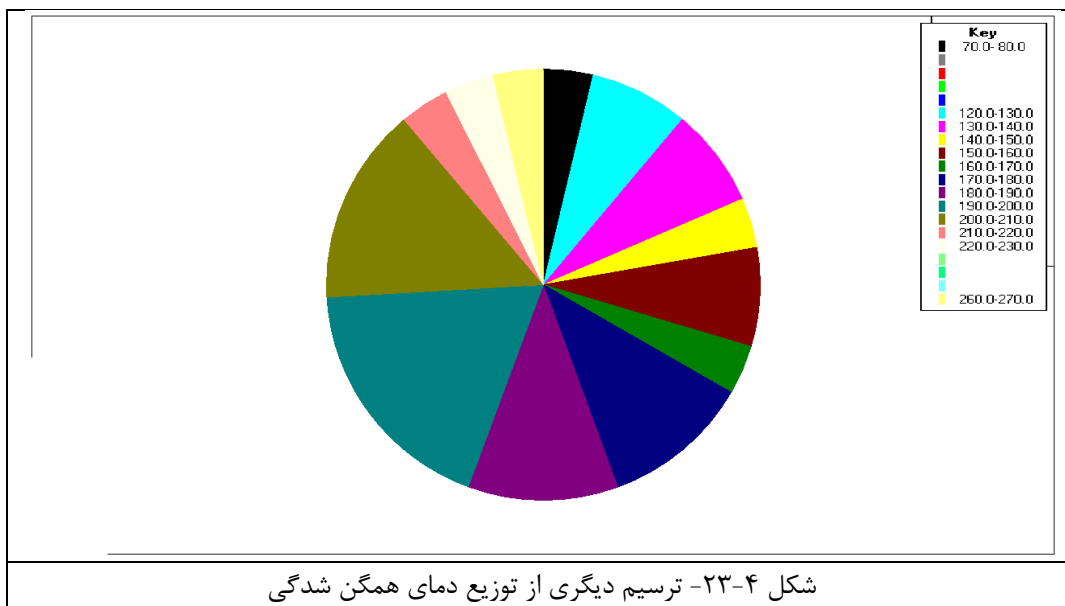
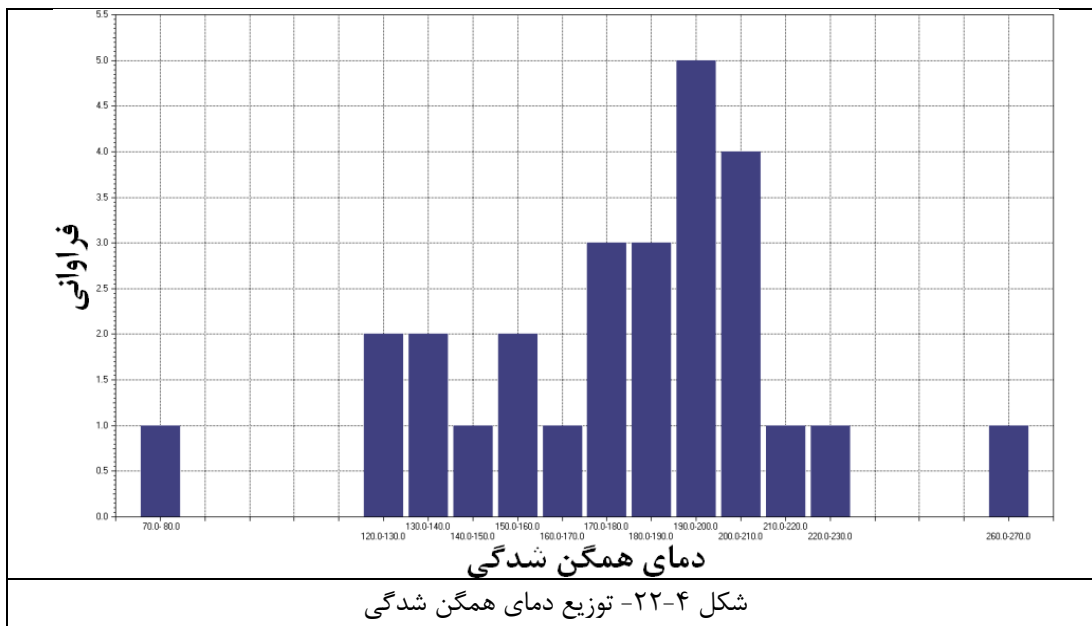


۱۳-۴- گرمایش

به کمک روش گرماسنجی می‌توان حداقل درجه حرارت تشکیل کانی‌ها را تعیین نمود، به طوری که اگر میانبار حرارت داده شود، تمام فازهای آن اعم از فاز جامد مایع و گاز همگن می‌شود که بیان‌گر حداقل درجه حرارت تشکیل میانبار سیال و حداقل دمای تشکیل کانسار می‌باشد.

این نتایج در قالب اشکال ۴-۲۲ و ۴-۲۳ آورده شده‌اند. همان‌طور که از شکل برداشت می‌شود، توزیع دماها در بازه‌های دما بالا ۲۶۵-۲۰۵ (میانگین ۲۱۳)، دما متوسط ۲۰۲-۱۷۴ (میانگین ۱۸۸) و دما پائین ۱۶۸-۱۲۱ (میانگین ۱۴۲) قابل تقسیم‌بندی است. تفاوت‌های مهمی بین دماهای همگن‌شدگی انواع متفاوت میانبارهای سیال وجود ندارد. محدوده وسیع دماهای همگن‌شدگی نشان می‌دهد که سرد شدن یک مکانیسم مهم در تهنشست کانی‌ها در کانسار یورت‌بابا بوده است. فرآیند سرد شدن که بوسیله محدوده وسیع دماهای همگن‌شدگی مشاهده شده در میانبارهای سیال، تایید می‌شود را می‌توان یا به عدم تعادل حرارتی سیال بالارو و گرم با سنگ میزبان کربناته یا به مخلوط شدن با یک سیال سردتر در محل تهنشست کانسنگ نسبت داد. این حالت عدم وجود همبستگی بین دماهای

همگن‌شدگی و درجه شوری، سردشدگی در اثر مخلوط شدن با آب جوی سرد را مردود نموده و عدم تعادل حرارتی بین سیال گرمایی و سنگ میزبان را به عنوان محتمل‌ترین مکانیسم سرد شدن باقی می‌گذارد. برای روشن شدن اینکه کدامیک از این فرضیات منتج به شکل‌گیری کانسار شده است، باید آنالیز بر روی ژئوشیمی سیالات درگیر صورت گیرد. کم و زیاد شدن فشار در حین کانه‌زایی می‌تواند توضیح دیگری برای گسترده بودن دماهای همگن‌شدگی باشد.



اگر از روی بازسازی چینه‌شناسی منطقه مشخص شود که در زمان تشکیل بلور فشار و درجه حرارت زیاد نبوده است در این صورت این درجه حرارت، درجه حرارت تشکیل کانی خواهد بود. لیکن اگر از روی بازسازی منطقه مشخص شود که در زمان تشکیل بلور فشار بر روی آن زیاد بوده است در این صورت پس از تعیین درجه شوری و با استفاده از دیاگرام‌های مخصوص (یرماکوف^۱ ۱۹۶۵، پوتر^۲ ۱۹۷۷) تصحیح برای فشار اعمال می‌گردد. بدلیل اینکه از میزان بار پوششی یا ضخامت رسوبات روی کانسار در زمان تشکیل اطلاعات دقیقی در دست نیست لذا تصحیح فشار اعمال نشده است.

در نمونه‌های مطالعه شده درجه حرارت همگن‌شدگی میانبارهای سیال دو فازی با تبدیل بخار به مایع صورت گرفته است و در نمونه حاوی بخار بالا با تبدیل مایع به بخار، دمای همگن‌شدگی ثبت شده است.

هیستوگرام دمای همگن‌شدگی، گروه‌های دمایی متغییری از ۷۰ تا ۲۷۰ درجه سانتیگراد می‌باشد. بیشترین فراوانی همگن‌شدگی دمایی مربوط به بازه دمایی ۱۹۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد می‌باشد. دمای (Td) را که برابر با حداقل دمای همگن‌شدگی است در نمونه‌ها مساوی دمای همگن‌شدگی مایع نیز در نظر گرفته شده است. نتایج حاصل از حرارت دادن سیالات بصورت دمای همگن‌شدگی و دمای ترکیب‌دهی محاسبه و ارائه گردیده‌اند (جدول ۴-۵).

۴-۱۴- نمودارهای تحلیلی

از نتایج بدست آمده از مطالعاتی که در بخش‌های پیشین حاصل شده است، می‌توان در رسم نمودارهایی که برای تعیین تیپ و خصوصیات کانسار بر اساس پارامترهایی همچون شوری و چگالی رسم می‌گردند، استفاده نمود. نتایج بدست آمده از این آنالیزها در جدول ۴-۵ آورده شده است.

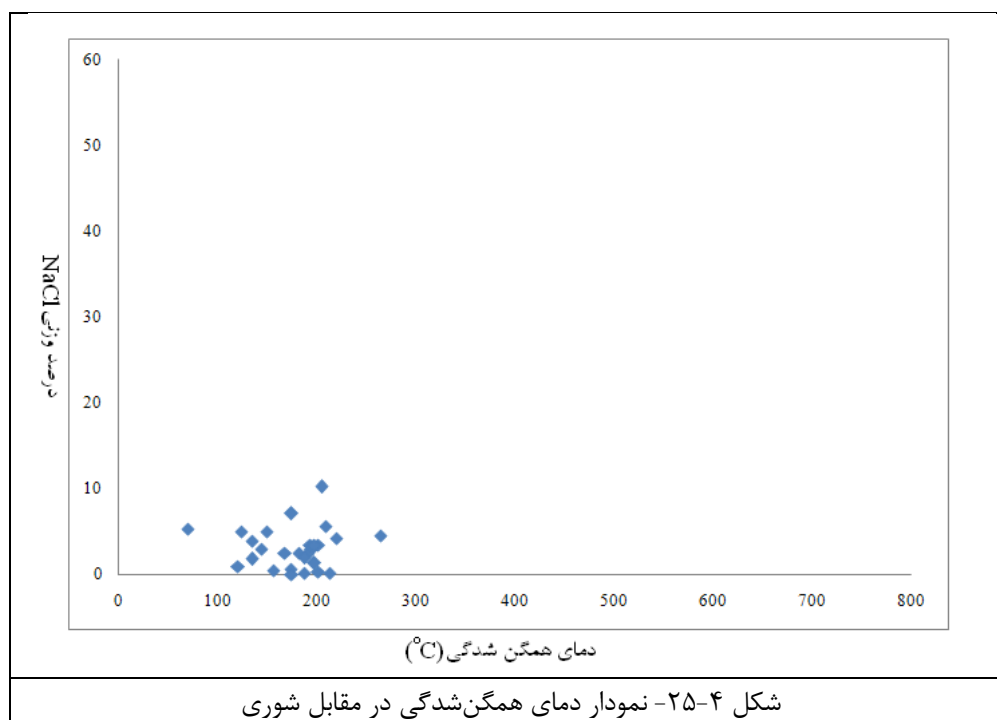
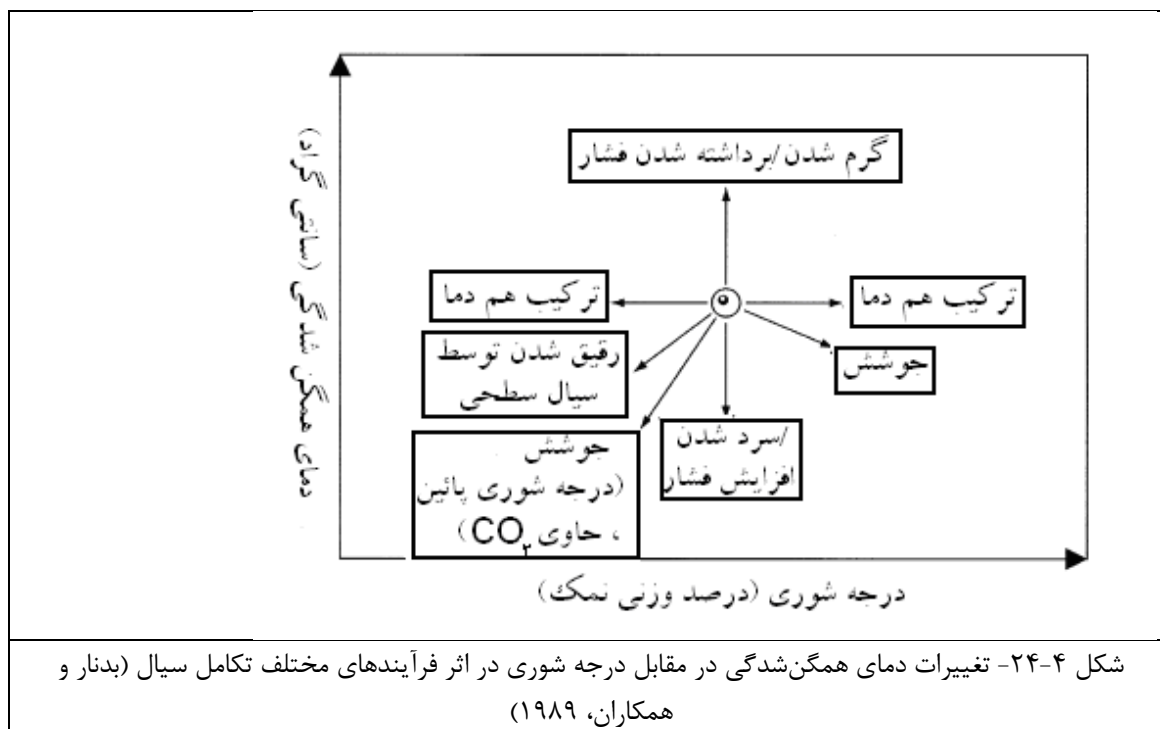
¹ Yermakov, 1965

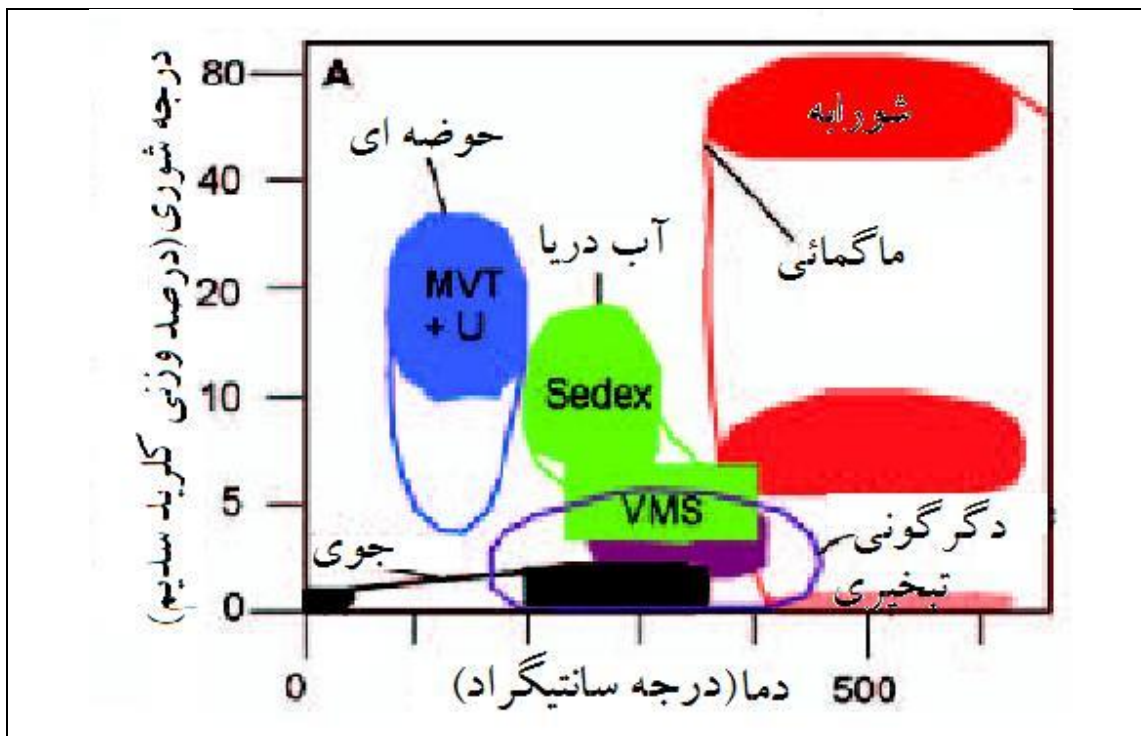
² Potter, 1977

معمولاً نمودارهای مذکور را بر اساس تحلیل آماری نتایج بدست آمده از کانسارهای مختلف، ترسیم می‌کنند. چند نمونه از این نمودارها در ادامه آورده شده است (۴-۲۷، ۴-۲۹ و ۴-۳۰). همان‌طور که در نمودارهای ۴-۲۵ و ۴-۲۶ می‌بینیم نتایج از نظر دمایی در محدوده تیپ دره میسی‌سی‌پی قرار گرفته‌اند ولی درجه شوری آن‌ها پائین‌تر است که دلیل آن می‌تواند فشار بالا یا دمای کم سیال کانه-ساز باشد که هر دو عامل منجر به انحلال نمک کمتری در سیال می‌شود و این دو عامل به شرایط حوضه‌ای در زمان شکل‌گیری و حرکت سیال کانه‌ساز بستگی دارد. نزدیک‌ترین تیپ کانساری به محدوده‌ای که نتایج در آن قرار می‌گیرند، تیپ دره میسی‌سی‌پی و ایرلندی است. همچنین پلات کردن این نتایج که در نمودار ۴-۲۵ آورده شده است، حالتی بین تیپ دره میسی‌سی‌پی و تیپ ایرلندی را نشان می‌دهد (۴-۲۸). در نمودار ۴-۲۴ می‌توان مشاهده نمود که محل قرارگیری نتایج در نمودار درجه شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی می‌تواند نشانگر چه نوع سیالی باشد. ترسیم این نمودار برای نتایج این تحقیق که در شکل ۴-۲۷ آورده شده، تمرکز نقاط را در محدوده سیال با درجه شوری پائین و حاوی دی‌اکسیدکربن (جوشش) و رقیق شدن توسط سیال سطحی را نشان می‌دهد.

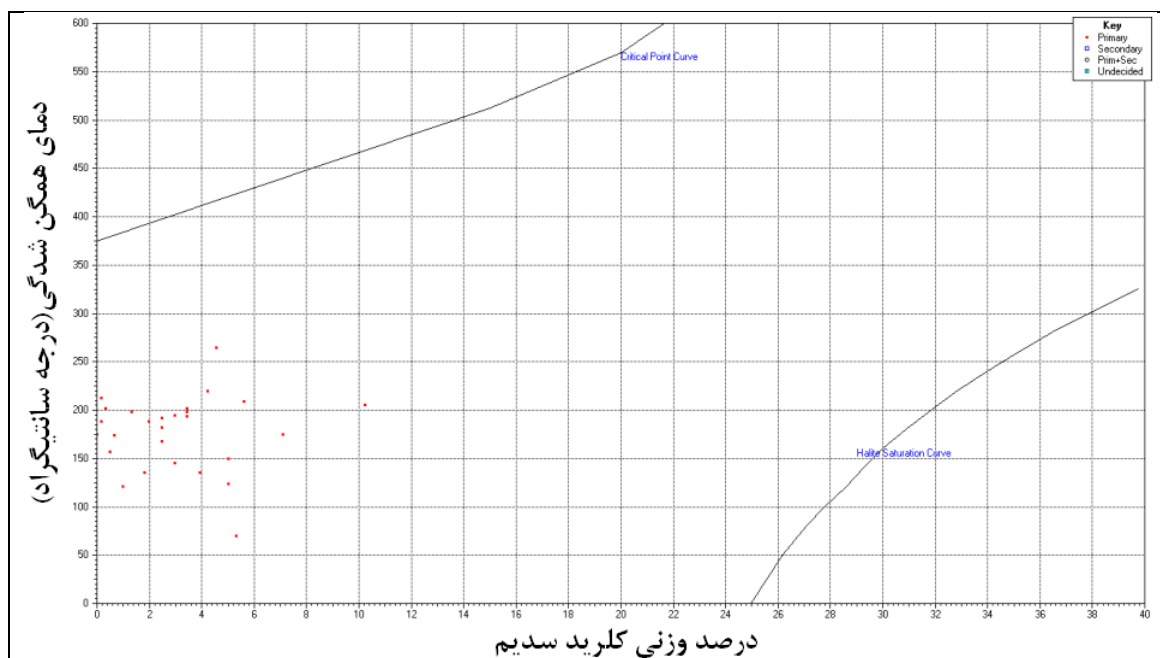
جدول ۴-۵: نتایج حاصل از مطالعه میانبرهای سیال

| شماره نمونه | نوع فازهای سیال | نوع سیال | دمای ذوب یخ | دمای همگن‌شدگی | دمای ترکیب‌دگی | دمای ذوب یخ (CO ₂) | فاز | درصد وزنی کلرید-سدیم | چگالی |
|-------------|-----------------|----------|-------------|----------------|----------------|--------------------------------|--------|----------------------|--------|
| B-100-1T | V+L | Primary | -6.8 | 205 | | | Liquid | 10.2284 | 0.9386 |
| B-100-2T | V+L | Primary | -0.1 | 213 | | | Liquid | 0.1656 | 0.8506 |
| B-100-3T | V+L | Primary | -1.8 | 195 | | | Liquid | 2.9556 | 0.8945 |
| B-100-4T | V+L | Primary | -2.6 | 220 | | | Liquid | 4.2321 | 0.8738 |
| B-100-5T | V+L | Primary | -1.5 | 192 | | | Liquid | 2.4692 | 0.8945 |
| B-100-6T | V+L | Primary | -2.1 | 202 | | | Liquid | 3.4380 | 0.8898 |
| B-100-7T | V+L | Primary | -3.5 | 209 | | | Liquid | 5.6239 | 0.8983 |
| B-100-8T | V+L | Primary | -2.8 | 265 | | | Liquid | 4.5457 | 0.8140 |
| D-100-1T | V+L | Primary | -0.3 | 157 | | | Liquid | 0.4966 | 0.9189 |
| D-100-2T | V+L | Primary | -1.1 | 135 | | | Liquid | 1.8156 | 0.9471 |
| D-100-3T | V+L | Primary | 1.4 | 146 | | | Liquid | | 0.9263 |
| D-100-4T | V+L | Primary | -0.6 | 121 | | | Liquid | 0.9925 | 0.9532 |
| D-100-5T | V+L | Primary | 1.2 | 180 | | | Liquid | | 0.8911 |
| D-100-6T | V+L | Primary | -0.4 | 174 | | | Liquid | 0.6620 | 0.9023 |
| D-100-7T | V+L | Primary | -1.5 | 182 | | | Liquid | 2.4692 | 0.9058 |
| D-100-8T | V+L | Primary | -2.1 | 194 | | | Liquid | 3.4380 | 0.8992 |
| D-100-9T | V+L | Primary | -0.2 | 202 | | | Liquid | 0.3311 | 0.8666 |
| D-100-10T | V+L | Primary | -0.8 | 198 | | | Liquid | 1.3224 | 0.8790 |
| D-100-11T | V+L | Primary | -1.2 | 188 | | | Liquid | 1.9795 | 0.8956 |
| C-50-1T | CO ₂ | Primary | -3.3 | 70 | 70.00 | -46.00 | Liquid | 5.3191 | 1.0133 |
| C-100-2T | CO ₂ | Primary | -4.5 | 175 | 175.00 | -55.00 | Liquid | 7.1054 | 0.9459 |
| C-100-3T | V+L | Primary | -1.8 | 145 | | | Liquid | 2.9556 | 0.9458 |
| C-100-4T | V+L | Primary | -2.1 | 198 | | | Liquid | 3.4380 | 0.8946 |
| C-100-5T | V+L | Primary | -3.1 | 124 | | | Liquid | 5.0117 | 0.9765 |
| C-100-6T | V+L | Primary | -2.4 | 135 | | | Liquid | 3.9161 | 0.9606 |
| C-100-7T | CO ₂ | Primary | -3.1 | 150 | | | Liquid | 5.0117 | 0.9549 |
| C-100-8T | V+L | Primary | -1.5 | 168 | | | Liquid | 2.4692 | 0.9207 |
| C-100-9T | V+L | Primary | 0.8 | 191 | | | Liquid | | 0.8781 |
| C-100-10T | V+L | Primary | -0.1 | 188 | | | Liquid | 0.1656 | 0.8829 |
| C-100-11T | V+L | Primary | 0.0 | 175 | | | Liquid | 0.0000 | 0.8968 |

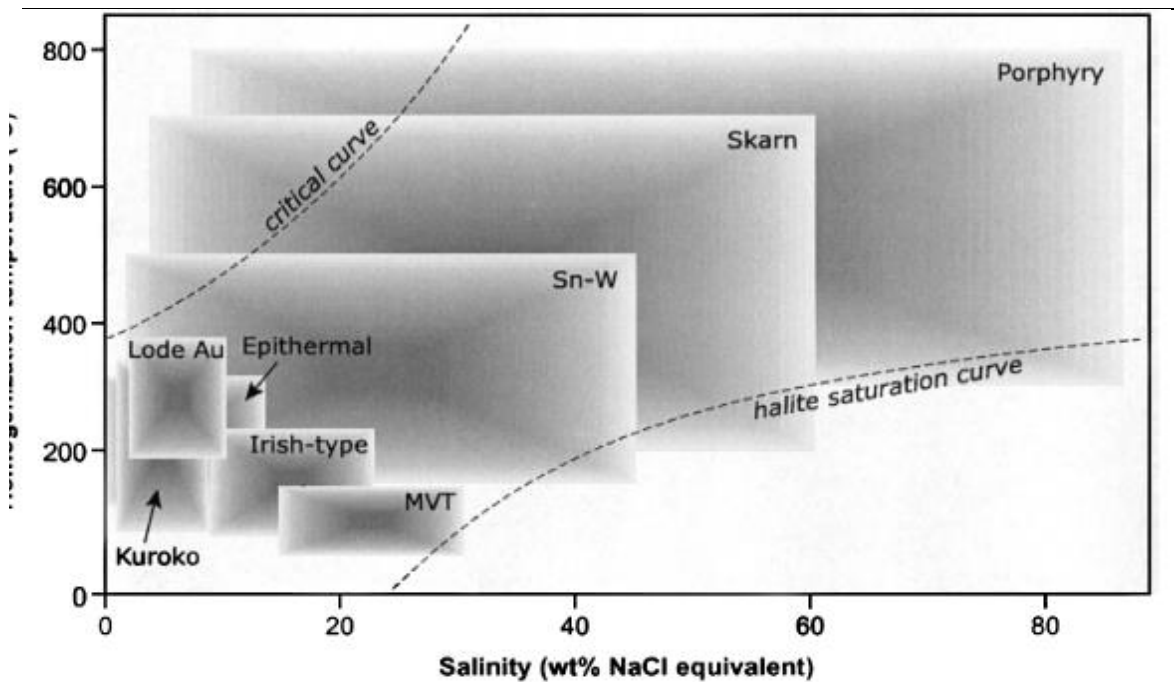




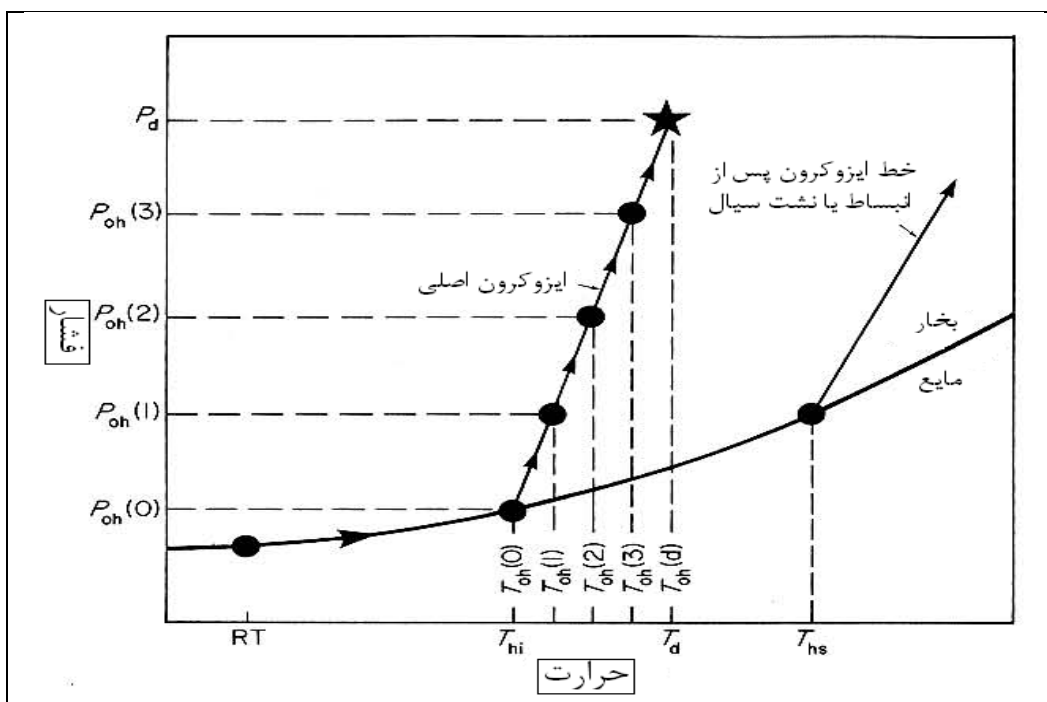
شکل ۴-۲۶- درجه شوری در مقابل دمای همگن شدگی برای انواع کانسارهای سرب و روی (شگرد و همکاران، ۱۹۸۵)



شکل ۴-۲۷- نمودار دمای همگن شدگی در مقابل شوری به همراه منحنی‌های بحرانی و اشباع شدگی هالیت

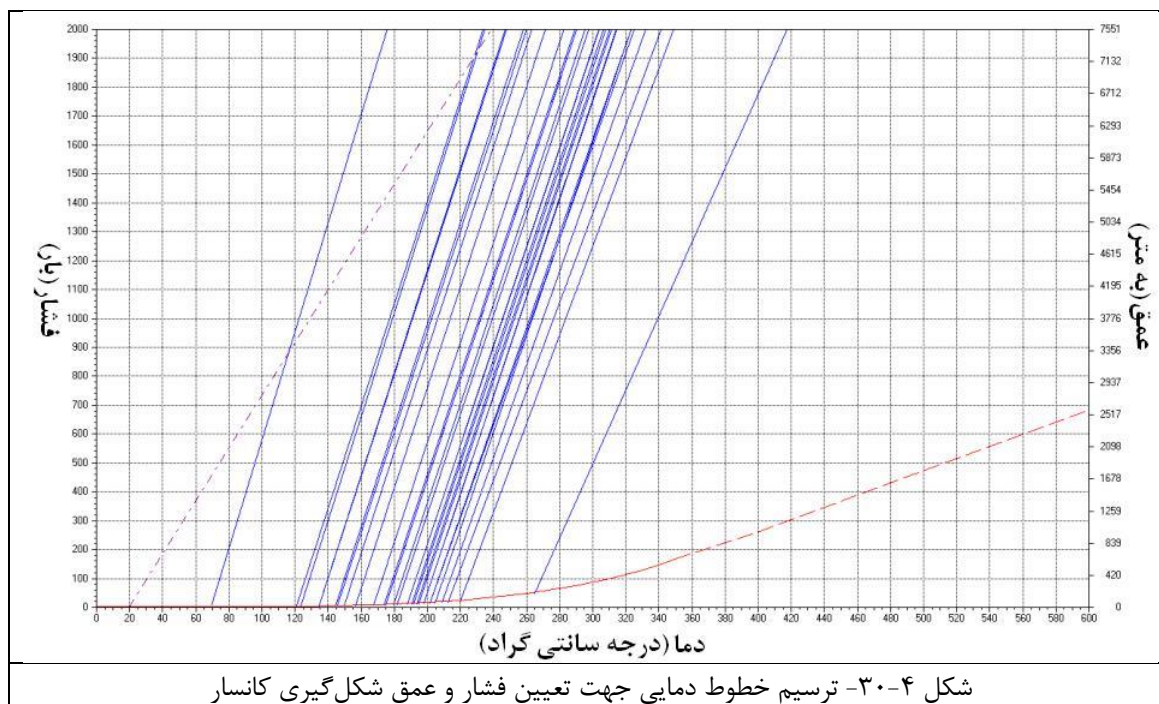


شکل ۴-۲۸-کانسارهای سرب روی در نمودار درجه شوری در مقابل دمای همگن‌شدگی (بودنار، ۱۹۹۹)



شکل ۴-۲۹- نمودار دما- فشار برای سیال در طی حرارت دادن (بدنار، بینز و هال، ۱۹۸۹)

¹ Bodnar, Binns And Hall, 1989



در تصویر بالا ترسیمی از نمودار دما- فشار را برای مسیری که میانبرهای سیال در طی فرآیند حرارت‌دهی از دمای اتاق تا دمایی ترکیدگی طی می‌کنند، آورده شده است. منحنی نقطه‌چین به رنگ قرمز معرف منحنی مایع- بخار است که در طی گرم کردن، دما و فشار سیال از این مسیر تبعیت می‌کند و این حالت تا زمانی ادامه می‌یابد که حباب بخار ایجاد گردد و سیال همگن گردد. با ادامه حرارت دادن فراتر از این مقدار، سیال مسیر ایزوکرونی را که مطابق با چگالی و دمای همگن‌شدگی‌اش باشد، دنبال می‌کند (خطوط موازی به رنگ آبی). با ادامه حرارت‌دهی، در زمانی که فشار بر نیروی شبکه بلورین کانی فائق آید، حباب سیال داخل بلور، می‌ترکد. این مسیر را می‌توان بصورت شماتیک در شکل ۴-۲۹ مشاهده نمود. نتایج ترسیم این نمودار برای داده‌های این مطالعه نیز در شکل ۴-۳۰ آورده شده است. همان طور که مشاهده می‌شود از روی این نمودار عمق قرارگیری کانسار تقریباً در ۲۵۰ تا ۳۵۰ متری و با فشار حدود ۶۰ تا ۸۰ بار محاسبه شده است.

۴-۱۵- داده‌های ایزوتوپی

به رغم کاربردهای وسیع بررسی‌های ایزوتوپی در مطالعه کانسارهای سولفیدی، هنوز از این ابزار در مطالعه کانسارهای غیر سولفیدی سرب و روی استفاده چندانی نشده است. برای انجام مطالعات ایزوتوپی در کل ۵ نمونه از منطقه شامل یک نمونه اسمیت‌زونیت، دو نمونه آهک و دو نمونه گالن انتخاب گردید. نمونه‌های اسمیت‌زونیت و کلسیت برای آنالیز ایزوتوپ‌های کربن ۱۳ و اکسیژن ۱۸ و نمونه‌های گالن برای آنالیز ایزوتوپ گوگرد ۳۴ به دانشگاه اتاوا، دانشکده علوم (علوم زمین) برای آنالیز ارسال گردید.

روند آماده‌سازی و اندازه‌گیری نمونه‌ها به این شکل بوده که ۰/۱ میلی‌لیتر اسید فسفریک (S.P. 1.91) به نمونه داخل محفظه اضافه شده و در آن بسته شده و در حالت افقی جرقه هلیمی ایجاد گردیده است. واکنش در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد و بمدت ۲۴ ساعت به‌روش استخراج در جریان پیوسته در دستگاه Finnigan Mat DeltaS دنبال شده است. عدم قطعیت ± 0.1 میلی‌لیتر در هزار بوده است. استاندارد مرجع مورد استفاده برای این آنالیزها و تعیین نسبت ایزوتوپی شامل دو استاندارد ¹BDP (نمونه صدف بلمنیتلا آمریکانا متعلق به کرتاسه مربوط به سازند پی دی در آمریکا) و ²SMOW (استاندارد متوسط آب اقیانوس) بوده است. در مورد نسبت ایزوتوپی کربن، تنها از استاندارد نمونه صدف بلمنیت استفاده شده است در حالی‌که در مورد نسبت ایزوتوپی اکسیژن از هر دو استاندارد بهره‌گیری شده است. با این وجود، چنان‌که برخی از محققان مثلاً (هوفس، ۲۰۰۴)³ اشاره نموده‌اند، استفاده از نمونه صدف بلمنیت برای کربنات‌های دما پائین ارجحیت دارد. تبدیل نتایج بدست آمده از طریق به کارگیری استانداردهای صدف بلمنیت و استاندارد متوسط آب اقیانوس در

¹ Pee Dee Blemnitella Americana

² Standard Mean Ocean Water

³ Hoefs, 2004

مواردی که تنها از یک استاندارد استفاده شده باشد، به کمک روابط زیر قابل انجام است (کوپلن و همکاران، ۲۰۰۲)!

$$\delta^{18}\text{OSMOW} = 1.02354 \delta^{18}\text{OPDB} + 30.92$$

$$\delta^{18}\text{OPDB} = 0.97001 \delta^{18}\text{OSMOW} - 29.99$$

نتایج آنالیز نمونه‌ها برای این عناصر در جدول ۴-۶ آورده شده است.

جدول ۴-۶: نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپی بر حسب میلی‌لیتر در هزار

| شماره نمونه | اکسیژن ۱۸ (استاندارد BDP) | کربن ۱۳ (استاندارد BDP) |
|-----------------------|---------------------------|-------------------------|
| C-27216 (اسمیت‌زونیت) | -۳/۴۱ | -۷/۲۱ |
| C-27214 (کلسیت) | ۲/۶۰ | -۴/۱۶ |
| C-27215 (کلسیت) | ۰/۸۰ | -۱۲/۳۷ |
| شماره نمونه | ایزوتوپ گوگرد ۳۴ | |
| S-2662 | ۱۵/۶ | |
| S-2663 | -۰/۳ | |

۴-۱۵-۱- ایزوتوپ‌های کربن

به منظور مطالعه شرایط تشکیل کانسنگ غیرسولفیدی، پس از بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی اقدام به مطالعه بر روی ایزوتوپ‌های پایدار کانی‌های غیرسولفیدی شد. برای نمونه‌های کانی اسمیت‌زونیت به عنوان فراوان‌ترین کانی غیرسولفیدی روی در کانسار یورت‌بابا، نسبت‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن محاسبه شد.

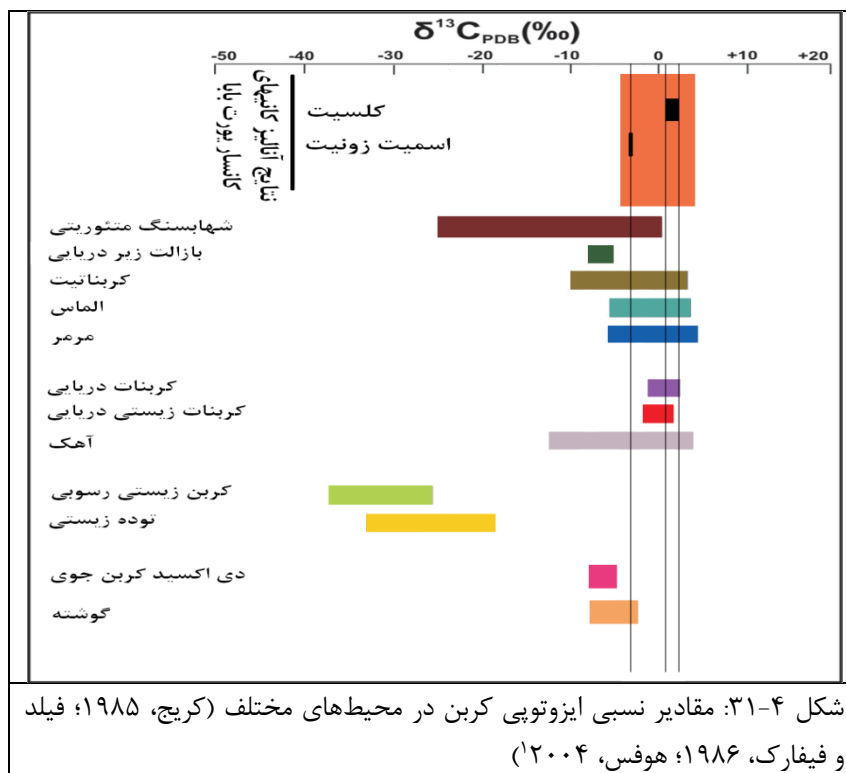
نسبت ایزوتوپی کربن ($\delta^{13}\text{CPDB}$) در کانی اسمیت‌زونیت -۳/۴۱ میلی‌لیتر در هزار اندازه‌گیری شده است. مقادیر $\delta^{13}\text{CPDB}$ در محیط‌های مختلف (کریچ، ۱۹۸۵؛ فیلد و فیفارک، ۱۹۸۶؛ هوفس، ۲۰۰۴) نشان می‌دهد که کانی اسمیت‌زونیت دارای همخوانی خوبی با سنگ آهک و بویژه دی‌اکسید-

¹ Coplen et al., ۲۰۰۲

² Kerridge, 1985; Field and Fifarek, 1986; Hofes, 2004

کربن جوی است. این بدان معنی است که تشکیل کانی اسمیت زونیت می تواند در شرایط مشابه با شرایط تشکیل سنگ آهک بوجود آمده باشد.

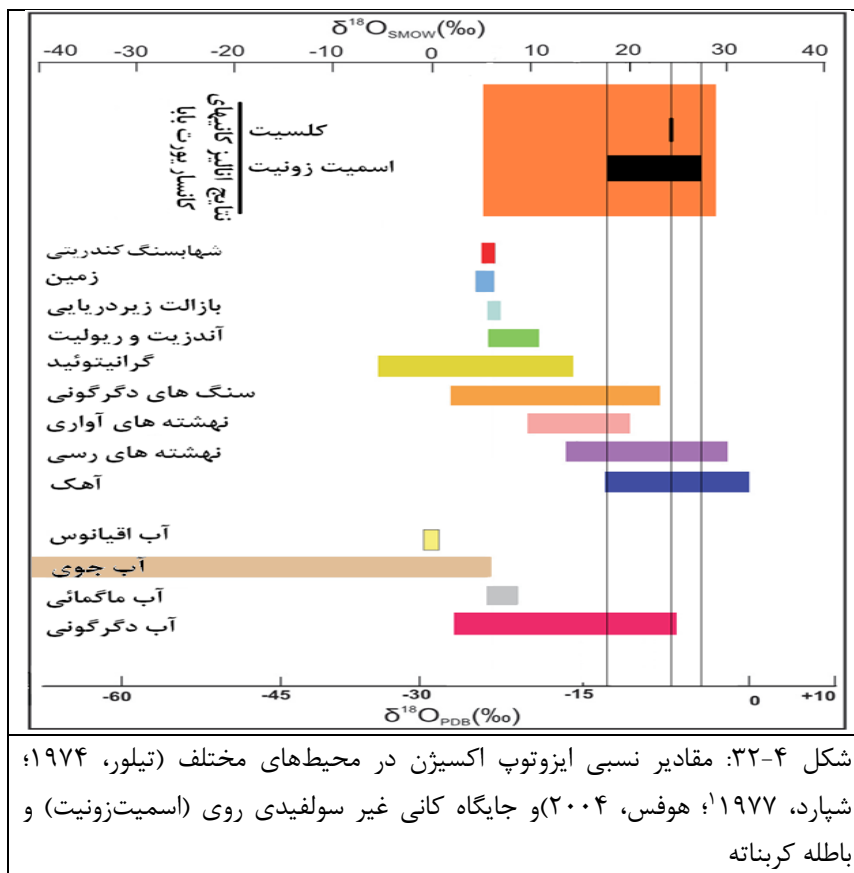
در واقع شاید بتوان نقشی را در ارتباط با تشکیل این کانی به سیالات روزنه ای محبوس در تخلخل سنگ کربناته میزبان و واکنش سیالات جوی با این سنگ ها نیز می تواند سبب نزدیکی ترکیب ایزوتوپی آن ها با سنگ آهک شده باشد. در مقابل، همخوانی بسیار خوب $\delta^{13}\text{CPDB}$ کانی اسمیت-زونیت با دی اکسید کربن جوی نیز حاکی از این است که تشکیل این کانی بدون تردید در ارتباط با سیالات جوی فرورو بوده است. مطالعات کانی شناسی نیز این یافته را تایید می کند. وجود رگه های معدنی که از سطح به طرف عمق دارای منطقه بندی کانی شناسی غیرسولفیدی به سولفیدی است، می تواند گویای این مطلب باشد که رگه های سولفیدی با سنگ میزبان کربناته، در نتیجه قرارگیری در معرض شرایط برون زادی و تحت تاثیر سیالات جوی به کانی های غیرسولفیدی تبدیل شده اند. دیگر کانی مورد بررسی دو نمونه از کانی کلسیت همراه با کانسنگ سولفیدی است. کلسیت به عنوان یکی از مهم ترین کانی های باطله، کانسنگ غیرسولفیدی و سولفیدی را همراهی می کند و از نظر بافتی به نظر می رسد که در شرایط مشابهی با این کانی ها به وجود آمده باشد. در این دو نمونه مقدار $\delta^{13}\text{CPDB}$ از ۰/۸ تا ۲/۶ میلی لیتر در هزار در تغییر است. مقایسه های انجام شده بین وضعیت ایزوتوپی این کانی با محیط های مختلف زمین شناسی نشان می دهد که این نمونه ها پوشش خوبی با کربنات ها و بی کربنات های دریایی و همچنین سنگ آهک دارد. در نتیجه می توان اظهار نمود که کانسنگ سولفیدی در نتیجه تاثیر سیالاتی مشابه با آب دریا به وجود آمده است (شکل ۴-۳۱).



۴-۱۵-۲- ایزوتوپ‌های اکسیژن

بر روی کانی‌های اسمیت‌زونیت و کلسیت، علاوه بر مقدار $\delta^{13}C$ ، مقدار $\delta^{18}O$ نیز اندازه‌گیری شد. در این مطالعه، از دو استاندارد نمونه صدف بلمنیت و استاندارد متوسط آب اقیانوس استفاده شده است. کانی اسمیت‌زونیت مقدار $-7/21$ میلی‌لیتر در هزار را برای $\delta^{18}OPDB$ نشان داده است. مقدار $\delta^{18}OPDB$ برای نمونه‌های کلسیت مورد از $-4/16$ تا $-12/3$ میلی‌لیتر در هزار محاسبه شده است که میانگین حسابی آن $-8/23$ میلی‌لیتر در هزار بدست آمده است. مقایسه انجام شده بین مقادیر نسبت ایزوتوپی اکسیژن کانی اسمیت‌زونیت و کلسیت با محیط‌های مختلف زمین‌شناسی نشان می‌دهد که این کانی قابل مقایسه با سنگ آهک و رسوبات رسی است. این مقایسه نتایج مربوط به نسبت ایزوتوپی کربن را تا حدودی تأیید می‌کند. در مورد کانی کلسیت می‌توان شرایط تشکیل آن را مشابه با سنگ آهک دانست (شکل ۴-۳۲).

¹ Kerridge, 1985; Field and Fifarek, 1986; Hoefs, 2004.



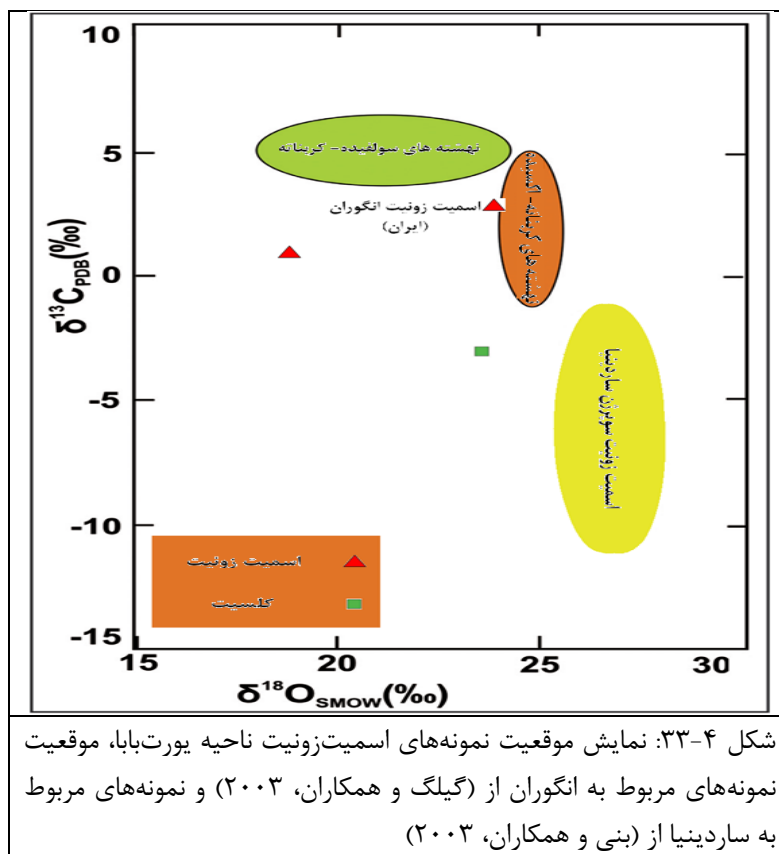
۴-۱۵-۳- نمودارهای نسبت ایزوتوپی کربن و اکسیژن

در مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن، غالباً نتایج ایزوتوپی این دو عنصر بطور همزمان نیز مورد بررسی قرار می‌گیرد. مطالعه همزمان این دو نسبت ایزوتوپی در سنگ‌های کربناته، وسیله مطمئنی برای تشخیص کربنات‌های دارای منشأهای مختلف می‌باشد (رولینسون، ۱۹۹۵).^۲ بطوری‌که تشخیص انواع سنگ کربناته، نوع سیمان و محدوده سیالات گرمابی دخیل در تشکیل کانسارهای نوع دره میسیسی‌پی به کمک تلفیق نتایج این دو نسبت ایزوتوپی امکان‌پذیر است. علی‌رغم استفاده وسیع از نسبت ایزوتوپی کربن و اکسیژن در مطالعه برخی از کانسارها، هنوز کاربرد این دو نسبت برای مطالعه کانسارهای سولفیدی سرب و روی چندان رایج نشده است. مطالعه بر روی نسبت‌های ایزوتوپی کربن

^۱ Taylor, 1974; Sheppard, 1977

^۲ Rollinson, 1995

و اکسیژن در کانسار سرب و روی انگوران در ایران بر روی فازهای غیرسولفیدی توسط گیلگ و همکاران (۲۰۰۳)^۱ به انجام رسیده است. بونی و همکاران (۲۰۰۳)^۲ نیز مطالعه مشابهی بر روی کانی ایگلزینت در ساردینیا^۳ انجام داده‌اند (شکل ۴-۳۳). در این نمودار جایگاه نمونه‌های کانی اسمیت-زونیت کانسار یورت‌بابا نمایش داده شده است. همان‌گونه که در تصویر مشاهده می‌شود، نمونه‌های اسمیت‌زونیت ناحیه مورد مطالعه مشابهت بیشتری با نمونه‌های اسمیت‌زونیت انگوران و نهشته‌های کربناته اکسیدی دارد که در نتایج مربوط به این کانسارها، منشأ جوی برای سیالات موثر در تشکیل این کانی پیشنهاد شده است (شکل ۴-۳۳).



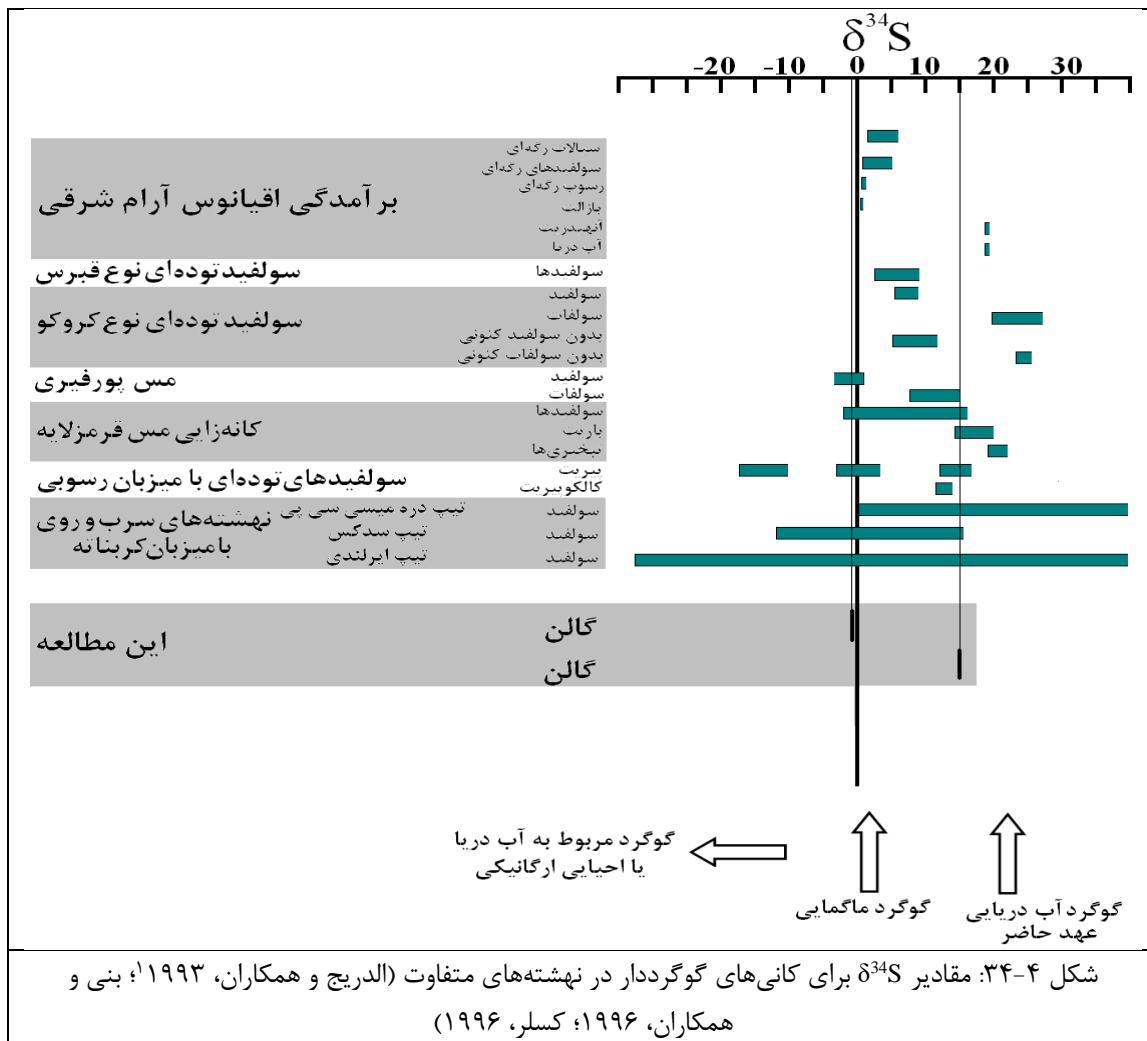
¹ Gilg et al., 2003
² Boni et al., 2003
³ Iglesiente, Sardinia

۴-۱۵-۳- ایزوتوپ گوگرد ۳۴ در گالن

مقدار مثبت و سنگین ایزوتوپ گوگرد ۳۴ پیشنهاد می‌کند که گوگرد نهایتاً از احیای سولفات آب دریایی قدیمی که شاید از آب بدام افتاده در سازندها یا تبخیری‌ها در حوزه‌های رسوبی عمیق سرچشمه گرفته است، منشأ گرفته و با واکنش با مواد ارگانیکی احیا گردیده است که گوگرد سبک از نظر ایزوتوپی در آن می‌تواند منعکس کننده احیای باکتریایی سولفات و یا احیای ترموشیمیایی سولفات باشد (بنی و همکاران، ۱۹۹۶). تغییر زیاد ایزوتوپ گوگرد در دو نمونه می‌تواند دلیلی بر وجود بیش از یک منبع برای گوگرد باشد. این تغییرات را می‌توان توسط گوگرد باکتریایی و غیر باکتریایی (ترموشیمیایی)، گوگرد شسته شده از سنگ‌های حاوی پیریت دیاژنتیک، گوگرد از آب دریا و یا اختلاط سولفور با ترکیب ایزوتوپی متفاوت از این منابع، تفسیر نمود (اهموتو و گلدهابر، ۱۹۹۷).^۱ از نظر ایزوتوپی، گوگرد سنگین بوضوح با فلزات سنگینی که توسط سیالات کانه‌ساز حمل می‌شوند، همراه است ولی گوگرد سبک از پیریت در سنگ میزبان مشتق گردیده است. فروشویی سولفیدهای حوزه‌ای می‌تواند منشأ دیگری برای گوگرد سبک باشد. نهشته‌های تیپ دره میسی‌سی‌پی عمدتاً توسط مقادیر بیشتر از ۱۰ درصد ایزوتوپ گوگرد ۳۴ از کل محتوای گوگرد سولفیدها مشخص می‌شوند (لیچ، ۱۹۹۴؛ میسرا، ۲۰۰۰).^۲ از دیدگاه بنی و همکاران (۱۹۹۶)، این مقدار از ۰ تا ۴۰ میلی‌لیتر در هزار در تغییر است. ترسیم این نتایج در نمودار مربوط به بنی و همکاران (۱۹۹۶) در شکل ۴-۳۴ با مقادیر مربوط به سولفیدها در تیپ دره میسی‌سی‌پی، ایرلندی و سدکس همخوانی دارد.

^۱ Ohmoto and Goldhaber, 1997

^۲ Leach, 1994; Misra, 2000



۱۶-۴ - نتیجه‌گیری

در این فصل ما داده‌های آنالیز ژئوشیمیایی و میانبراهای سیال را مورد بررسی قرار دادیم. در مورد بحث ژئوشیمی نتایج زیر حاصل گردید.

- ۱- تمرکز کم عنصر استرانسیم در نمونه‌های مورد مطالعه دلیلی بر تأثیر آب‌های جوی بر روی کربنات‌ها است. مقدار استرانسیم با سدیم رابطه مستقیم دارد که نشان از روند دگرسانی در منطقه دارد. با پیشرفت دگرسانی در سامانه‌های دیاژنتیکی باز، مقدار این دو عنصر کاهش می‌یابد.

¹ Eldridge et al., 1993

۲- مقدار بالای آهن در نمونه‌ها می‌تواند نشانه‌ای از وجود مواد آلی فراوان در منطقه باشد. مقدار این عنصر شاخصی از درجه حرارت و فشار است.

۳- از روی نسبت استرانسیم به کلسیم در نمونه‌ها نتیجه می‌گیریم که سیالات جوی بر روی کربنات‌های منطقه تأثیر گذاشته‌اند.

۴- مقدار کم منیزیم می‌تواند نشانگر این باشد که منشأ فلزات از جایی غیر از سازند شمشک است، با اینکه بنابه شواهد صحرایی و ژنتیکی، محتمل‌ترین منشأ برای فلزات سازند شمشک در نظر گرفته شده است.

۵- تغییرات میزان عنصر کادمیم رابطه مستقیمی با روی دارد. این مسئله با توجه به جانشینی کادمیم به جای روی امری طبیعی بنظر می‌رسد. مقدار بالای نسبت روی به کادمیم (۵۳۱-۴۱۷) حاکی از منشأ آتشفشانی- رسوبی و مقادیر پائین آن (۲۱۴-۱۰۴) نشان‌دهنده منشأ ماگمایی است. این نسبت در نمونه‌ها بین ۱۷۰ تا ۴۳۸ بوده (میانگین ۳۲۸) با توجه به توزیع مقادیر پیرامون نسبت بالا، نشان از منشأ آتشفشانی- رسوبی دارد.

۶- نسبت نیکل به کبالت در نمونه‌ها بیشتر از یک محاسبه شده است که نشان‌دهنده منشأ رسوبی و محیط سین‌ژنتیک برای ماده معدنی است.

در مورد میانبارهای سیال باید عنوان نمود که ۵ نوع میانبار سیال در نمونه‌ها مشاهده گردید که در اندازه‌گیری‌ها دمایی ما از نمونه‌های دارای فاز بخار و مایع استفاده نمودیم. در این نمونه‌ها چگالی از ۰/۸ تا ۱ برآورد شده و درجه شوری دو بازه با میانگین درجه شوری ۵ و ۲ را نشان داده است که در کل مقادیر شوری اندازه‌گیری شده در محدوده شورابه‌های حوضه‌ای و به میزان کمتری در محدوده شورابه‌های دارای منشأ جوی قرار گرفته‌اند. از روی این مقادیر می‌توان نتیجه گرفت که سیالات گرمایی از شورابه‌های حوضه‌ای منشأ گرفته‌اند و بعداً تا حدی با سیالات جوی آمیخته‌اند.

داده‌های حاصل از انجماد و اندازه‌گیری دمای ذوب آخرین قطعه یخ نشان‌دهنده وجود نمک‌های دیگری علاوه بر هالیت در سیال کانه‌ساز است. نتایج حاصل از حرارت دادن سیال و اندازه‌گیری دمای همگن‌شدگی سه بازه دمایی بدین شرح را نشان می‌دهد. دمای بالا (میانگین ۲۱۳ درجه سانتی‌گراد)، دمای متوسط (میانگین ۱۸۸ درجه سانتی‌گراد) و دمای پائین (میانگین ۱۴۲ درجه سانتی‌گراد).

پراکندگی دمایی زیاد برای دمای همگن‌شدگی نشان می‌دهد که سرد شدن یک مکانیزم مهم در ته-نشست کانی‌ها در کانسار یورت‌بابا بوده است. این دماها می‌تواند معرف دو سیال با دمای بالا و دمای پائین باشد که به ترتیب شورابه حوضه‌ای دما بالا و سیال جوی بوده‌اند و بازه دمایی حدواسط می‌تواند حاصل اختلاط این دو سیال باشد.

ترسیم نمودار دمای همگن‌شدگی در مقابل درجه شوری، در محدوده سیال حاوی دی‌اکسیدکربن (پدیده جوشش) قرار گرفته و رقیق شدن توسط سیال سطحی را نشان می‌دهد. با تطبیق این نمودار و نمودار دیگری با همین پارامترها، تمرکز نقاط مربوط به آنالیزها در محدوده سیالات کانه‌ساز تیپ دره میسی‌سی‌پی و سیالات جوی قرار می‌گیرد. با ترسیم نمودار عمق و فشار در مقابل دما برای نتایج حاصل از سیالات درگیر عمق ۲۵۰ تا ۳۵۰ متر و فشار معادل ۶۰ تا ۸۰ بار بدست آمد.

در این تحقیق از مطالعه بر روی ایزوتوپ‌های کربن، اکسیژن و گوگرد نتایج زیر بدست آمده‌اند: بررسی نسبت ایزوتوپی کربن در کانی اسمیت‌زونیت نشان می‌دهد که ترکیب ایزوتوپی این کانی مشابه با دی‌اکسیدکربن جوی و سنگ‌آهک است. در نتیجه می‌توان سیالاتی با منشأ جوی و آب دریا را سیالات موثر در تشکیل این کانی در نظر گرفت.

نمونه‌های باطله کلسیتی همراه با کانسنگ سولفیدی از نظر ترکیب ایزوتوپی مشابه با کربنات‌ها، بی-کربنات‌ها و سنگ‌آهک داشته و بنابراین می‌توان نتیجه‌گیری نمود که کانسنگ سولفیدی تحت تأثیر سیالاتی مشابه با آب دریا بوجود آمده است.

نسبت ایزوتوپی اکسیژن کانی اسمیت‌زونیت مشابه سنگ آهک است، اما این نسبت با سیالات مورد انتظار برای تشکیل این کانی، یعنی آب‌های جوی همخوانی ندارد. علت این تناقض را می‌توان در ارتباط با ساختار کانی اسمیت‌زونیت توجیه نمود. به طوری که تشکیل ترکیبات کربناته می‌تواند سبب تفکیک ایزوتوپی شده و ایزوتوپ‌های سنگین را در ساختمان خود متمرکز سازد. در نتیجه بدیهی است که ترکیب ایزوتوپی اسمیت‌زونیت نسبت به سیال سازنده خود قدری سنگین‌تر باشد.

نمودارهای مقایسه همزمان نسبت‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن نیز ضمن تأیید منشأ سیالات جوی برای تشکیل کانسنگ غیرسولفیدی، نشان می‌دهد که کانی اسمیت‌زونیت کانسارهای این ناحیه تقریباً شبیه با نمونه‌های اسمیت‌زونیت کانسار ایگلزیت در ساردینیا ایتالیا است.

برای ایزوتوپ گوگرد ۳۴، ترسیم در نمودار بنی و همکاران (۱۹۹۶) نشانگر همخوانی ایزوتوپی با کانسارهای تیپ دره میسی‌سی‌پی، سدکس و ایرلندی است.

فصل پنجم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

در این فصل با توجه به شواهد بدست آمده از عملیات صحرایی، آزمایشگاهی، مطالعات ژئوشیمیایی، میانبارهای سیال و ایزوتوپی به بررسی مکانیزم، شرایط و نحوه تشکیل کانسار یورت‌بابا پرداخته‌ایم. به این منظور ابتدا تقسیم‌بندی کانسارهای سرب و روی به اختصار معرفی و با توجه به ویژگی‌های این کانسار، تیپ آن مشخص خواهد شد.

همراهی با سنگ میزبان کربناته، کانی‌شناسی ساده، بافت پرکننده فضای خالی شکستگی‌ها و حفرات، مجاورت با سنگ‌های آواری و غیره از مشخصات کلی این کانسار می‌باشد.

۵-۲- رده‌بندی کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان آواری

نهشته‌های سرب و روی با سنگ میزبان آواری شامل گروه متنوعی از نهشته‌هایی هستند که دارای گستره وسیعی از سنگ‌های میزبان سیلیسی-آواری و کربناته بوده و هیچ رابطه مستقیمی با فعالیت-های ماگمایی ندارند. ماده معدنی عمدتاً شامل گالن و اسفالریت و مقادیر کمتری سولفیدهای آهن است و باطله‌ها ممکن است شامل کربنات‌ها (سیدریت، دولومیت، آنکریت و کلسیت) باشند (لیچ و همکاران، ۲۰۱۰). لیچ و همکاران (۲۰۰۵b) اظهار نموده‌اند که خصوصیات، کنترل‌های ماده معدنی و طبیعت این نهشته‌ها عمدتاً توسط جایگاه تکتونیکی تعیین می‌شود که کانسار در آن‌جا ته‌نشین شده است. رده‌بندی متداول برای کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان آواری شامل تیپ دره میسی-سی‌پی، تیپ برون‌می-رسوبی (SEDEX)، تیپ با میزبان ماسه‌سنگی (SSH) و نوع سرب ماسه‌سنگی (Sst-Pb) است. لیچ و همکاران (۲۰۱۰) کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی را به دو زیر گروه کانسارهای با میزبان غالباً آواری (نوع^۱ CD) و نوع دره میسی‌سی‌پی تقسیم نموده‌اند. نوع CD دارای سنگ میزبان شیلی، ماسه‌سنگی، سیلت‌ستونی و یا ترکیبی از این سنگ‌ها هستند. این زیرگروه شامل نهشته‌هایی است که در عرف با عنوان نهشته‌های برون‌می-رسوبی (SEDEX) شناخته می‌شوند. زیر

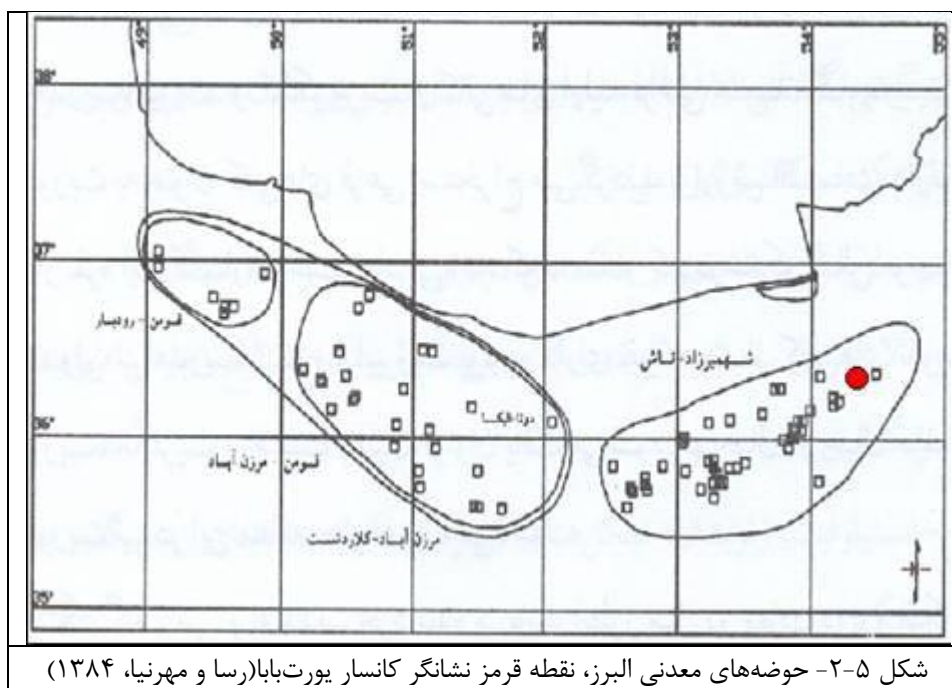
^۱ Clastic Dominated Pb-Zn deposits

گروه دوم نوع دره میسیسیپی است که در توالی‌های کربناته پلاتفرمی رخ داده و عموماً در حاشیه‌های غیر فعال از نظر تکتونیکی قرار می‌گیرند. شکل موقعیت تکتونیکی دو زیرگروه مذکور را نشان می‌دهد. این نوع نهشته‌ها در جایگاه‌های تکتونیکی شامل حاشیه‌های غیرفعال، پشت قوس‌ها و ریفت‌های قاره‌ای و حوزه‌های فرونشسته و یا در برخی موارد در حالتی گذار بین این مکان‌ها رخداد دارند. در زمینه مطالعه میانبارهای سیال برای زیرگروه CD مطالعات محدودی صورت گرفته است. با در نظر گرفتن جوانب کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، فرض بر این است که خصوصیات سیال کانه‌ساز این زیرگروه و زیرگروه دره میسیسیپی مشابه و شامل شورابه‌هایی حوزه‌ای و با دمای بالا می‌باشند (بدهام، ۱۹۸۱؛ لیدون، ۱۹۸۳؛ کوک و همکاران، ۲۰۰۰). در مورد میانبارهای سیال مرتبط با نوع CD، فقط در دو کانسار Red Dog در ایالات متحده آمریکا (لیچ و همکاران، ۲۰۰۴) و Century در استرالیا (پولیتو و همکاران، ۲۰۰۶) این مطالعات صورت گرفته است. در کانسار رد داگ دمای همگن‌شدگی ۱۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری ۱۴ تا ۱۹ درصد وزنی معادل کلرید سدیم برآورد شده‌اند. در کانسار سنچری در مورد اسفالریت همزمان با کانه‌زایی دمای همگن‌شدگی ۷۴ تا ۱۲۵ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری حدود ۲۲ درصد وزنی معادل کلرید سدیم اندازه‌گیری شده است. در مورد سیالات کانه‌ساز تیپ دره میسیسیپی دمای همگن‌شدگی از ۵۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شده و غالباً در بازه دمایی ۹۰ تا ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد هستند (باسوکی و اسپونر، ۲۰۰۴؛ لیچ و همکاران، ۲۰۰۵b). درجه شوری سیالات زیرگروه دره میسیسیپی ۱۰ تا ۳۰ درصد وزنی معادل کلرید سدیم است. ترکیب میانبارهای سیال کانی‌های مرحله کانه‌زایی این نوع بطور چشمگیری مشابه با ترکیبات شورابه‌های حوزه‌ای حال حاضر است که عمدتاً از آب دریای بخار شده منشأ گرفته‌اند (کارپنتر و همکاران، ۱۹۷۴؛ کسلر و همکاران، ۱۹۹۶؛ ویتز و همکاران، ۱۹۹۶).

۵-۳- مشخصات کانسار سرب و روی یورت‌بابا

۵-۳-۱- شواهد صحرایی

بافت و ساخت کانسار یورت بابا در مقیاس‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی از شواهد مهم نحوه تشکیل کانسار می‌باشند. سنگ میزبان کربناته (آهک لار) است که دارای حفرات انحلالی و شواهدی از توسعه کارست و برشی شدن است. از نظر بافت، ماده معدنی بصورت عدسی، لایه‌ای و پرکننده فضای خالی است که در مجموع به حالت چینه‌کران در افق آهکی سازند لار جایگزین شده است و بافت‌های مذکور نشانگر تشکیل ماده معدنی بصورت رسوبی- دیاژنتیک است. بافت‌های مشاهده شده در مقیاس میکروسکوپی نیز حالت پرکننده درزه‌ها و شکستگی‌ها را نشان می‌دهد. ماده معدنی به مجاورت ماسه سنگ‌ها و شیل‌های سازند شمشک محدود شده و گسترش نسبتاً زیادی دارد (۱۵۰۰ کیلومتر مربع در منطقه مورد مطالعه) که شامل تجمعات کوچک ولی تعداد آن‌ها زیاد است. کانسارهای سرب و روی شمال دامغان و حتی منطقه شه‌میرزاد را نیز می‌توان به این سیستم کانی-سازی نسبت داد (ناحیه کانی‌سازی تاش-شه‌میرزاد) (شکل ۵-۲).



شکل ۵-۲- حوضه‌های معدنی البرز، نقطه قرمز نشانگر کانسار یورت‌بابا(رسا و مهرنیا، ۱۳۸۴)

۵-۳-۱-۱-ارتباط کانه‌زائی با گسلش در منطقه

گسله‌های منطقه کلاً به دو دسته تقسیم می‌شوند. گسله‌های قدیمی که نقش اساسی در مهاجرت سیال کانه‌ساز و ته‌نشینی ماده معدنی داشته‌اند بطوری که کانی‌شناسی در امتداد آن‌ها قابل تعقیب است. دشته دوم این گسل‌ها مربوط به چین‌خوردگی هستند که برای بر اساس نظریه تشکیل این کانسار، بعد از کانی‌سازی تشکیل شده‌اند. در منطقه مورد مطالعه بدلیل خردشدگی زیاد سنگ‌ها روندی برای تایید این ارتباط قابل پیگیری نبود ولی در معدن پیچمتو در داخل تونل‌هایی که برای بهره‌برداری از ماده معدنی حفر گردیده است، آثار ارتباط کانی‌سازی با گسل‌ها و تبعیت آن از گسل-های بزرگ و حفرات درون سنگ قابل پیگیری است. به این دلیل که این دو کانسار در یک حوزه مشترک از نظر کانه‌زایی قرار دارند و باید ارتباطات ژنتیکی نزدیکی با یکدیگر داشته باشند، می‌توان اینگونه نتیجه‌گیری نمود که سازوکارهای مشترکی در شکل‌گیری آن‌ها نقش داشته است. در محل کانسار پیچمتو هنگامی که از عدسی‌ها و واحدهای سنگی حاوی ماده معدنی عبور می‌کنیم، کانی‌سازی در گسل‌ها با بافت پرکننده فضای خالی و برشی دیده می‌شود که از کلسیت، کانه‌های سولفیدی و اکسیدهای آهن پر شده‌اند.

۵-۳-۱-۲-ارتباط کانه‌زائی با ماگماتیسم و دگرگونی

هرچند در منطقه فعالیت آتشفشانی مشاهده می‌شود ولی به‌نظر می‌رسد نقشی در تشکیل اولیه ماده معدنی نداشته باشند، زیرا این فعالیت‌ها بصورت گدازه‌های بازالتی در داخل سازند کرج واقع شده‌اند که بسیار جوان‌تر از سن جایگیری ماده معدنی است و از دیدگاه سن نسبی، با سنگ دربرگیرنده کانسار تفاوت فاحشی دارند و نمی‌توان ارتباطی بین کانه‌سازی و فعالیت‌های ماگمایی برقرار نمود.

آثار دگرگونی در منطقه مشاهده نمی‌شود و تقریباً می‌توان گفت که نزدیک‌ترین رخداد دگرگونی به منطقه مورد مطالعه نیز همان مجموعه دگرگونی شیست‌های گرگان باشد که از منطقه مورد نظر بسیار فاصله دارد و بنابراین ارتباط با رخداد دگرگونی نیز مردود است.

۵-۳-۲- کانی‌شناسی و پاراژنز کانسار یورت‌بابا

کانی‌ها به صورت پراکنده در متن کربنات کلسیم در حاشیه رگه‌ها هستند. پاراژنز کانه در کانسار یورت بابا نسبتاً ساده و شامل گالن و سروزیت (که کانی ثانویه سرب است) و اسمیت‌زونیت، همی-مورفیت و کالامین که کانی‌های ثانویه روی هستند، می‌باشد. آثار جانشینی کربنات کلسیم و روی به جای گالن زیر میکروسکوپ کاملاً مشخص است و احتمالاً کانی‌سازی اولیه بصورت سولفورهای سرب و روی بوده که در مرحله بعدی دگرسان شده و کانی‌های ثانویه فوق جانشین آن‌ها شده‌اند. پدیده دگرسانی گرمابی در این کانسارها بسیار معمول بوده و گاهی در چند مرحله صورت می‌گیرد. اسفالریت نسبت به گالن زودتر تحت تأثیر دگرسانی قرار می‌گیرد (گیلبرت و پارک ۱۹۸۶)، به این دلیل احتمالاً اسفالریت اولیه به طور کامل توسط کانی‌های ثانویه جانشین شده است و تقریباً اثری از آن باقی نمانده است. کانی‌های فرعی شامل اکسیدهای آهن، بیشتر گوتیت و لیمونیت، است که در برخی سطوح غنی‌شدگی قابل توجهی نشان می‌دهند. کانی‌های باطله شامل کلسیت، آراگونیت، دولومیت و کوارتز هستند. کلسیت‌زایی در امتداد شکستگی‌ها و اطراف حفرات کانی‌سازی شده بوفور دیده می‌شود که نشان‌دهنده انحلال آهک میکرایتی اولیه و تبلور مجدد آن‌ها در فضاهای خالی می‌باشد.

۵-۳-۱- شواهد ژئوشیمیایی

نتایج بررسی‌های ژئوشیمیایی از این قرارند:

۱- تمرکز پائین استرانسیم و سدیم در نمونه‌ها یک سامانه دیاژنتیکی باز را در کانسار نشان می‌دهد که دلیل بر تأثیر آب‌های جوی بر روی کربنات‌های این منطقه است. زیرا که در این حالت میزان سدیم و استرانسیم به دلیل افزایش برهم کنش آب و سنگ نسبت به ترکیب‌های اولیه کاهش می‌یابد.

۲- میزان آهن و منگنز بدلیل تأثیر عوامل دیاژنتیکی و جوی بالاست و رابطه مستقیم با یکدیگر دارند. هر چه دیاژنز جوی بیشتر تأثیرگذار باشد، مقدار این دو عنصر کاهش می‌یابد.

۳- تغییرات میزان عنصر کادمیم رابطه مستقیمی با روی دارد. این مسئله با توجه به جانشینی کادمیم به جای روی امری طبیعی بنظر می‌رسد. مقدار بالای نسبت روی به کادمیم (۴۱۷-۵۳۱ ppm) حاکی از منشأ آتشفشانی- رسوبی و مقادیر پائین آن (۲۱۴-۱۰۴ ppm) نشان‌دهنده منشأ ماگمایی است. این نسبت در نمونه‌ها بین ۱۷۰ تا ۴۳۸ ppm بوده (میانگین ۳۲۸ ppm) با توجه به توزیع مقادیر پیرامون نسبت بالا، حاکی از منشأ ولکانوسدیمنتاری برای تشکیل اسفالریت‌ها است (سنگ، ۱۹۸۴؛ زو، ۱۹۸۸).

۴- از روی نسبت استرانسیم به کلسیم در نمونه‌ها نتیجه می‌گیریم که سیالات جوی بر روی کربنات‌های منطقه تأثیر گذاشته‌اند. مقدار این دو عنصر در نمونه‌های کربنات کلسیم، کاهش نشان می‌دهد و حاکی از تأصیر رخداد دیاژنز جوی در منطقه است.

۵- مقدار کم منیزیم می‌تواند نشانگر این باشد که منشأ فلزات از جایی غیر از سازند شمشک است، با اینکه بنابه شواهد صحرایی و ژنتیکی، محتمل‌ترین منشأ برای فلزات، شورابه‌های حوشه‌ای و شیل‌های سازند شمشک در نظر گرفته شده است.

۵-۳-۱-۴- مطالعه میانبارهای سیال

در بررسی میانبارهای سیال چگالی از ۰/۸ تا ۱ برآورد شده و درجه شوری دو بازه با میانگین درجه شوری ۵ و ۲ را نشان داده است که در کل مقادیر شوری اندازه‌گیری شده در محدوده شورابه‌های حوضه‌ای و به میزان کمتری در محدوده سیالات دارای منشأ جوی قرار گرفته‌اند. از روی این مقادیر

می‌توان نتیجه گرفت که سیالات گرم از شورابه‌های حوضه‌ای منشأ گرفته‌اند و بعداً تا حدی با سیالات جوی آمیخته‌اند.

داده‌های حاصل از انجماد و اندازه‌گیری دمای ذوب آخرین قطعه یخ نشان‌دهنده وجود نمک‌های دیگری علاوه بر هالیت در سیال کانه‌ساز است. نتایج حاصل از حرارت دادن سیال و اندازه‌گیری دمای همگن‌شدگی سه بازه دمایی بدین شرح را نشان می‌دهد. دمای بالا (میانگین ۲۱۳ درجه سانتی‌گراد)، دمای متوسط (میانگین ۱۸۸ درجه سانتی‌گراد) و دمای پائین (میانگین ۱۴۲ درجه سانتی‌گراد). پراکندگی دمایی زیاد برای دمای همگن‌شدگی نشان می‌دهد که سرد شدن یک مکانیزم مهم در ته-نشست کانی‌ها در کانسار یورت بابا بوده است. این دماها می‌تواند معرف دو سیال با دمای بالا و دمای پائین باشد که بترتیب شورابه حوضه‌ای دما بالا و سیال جوی بوده‌اند و بازه دمایی حدواسط می‌تواند حاصل اختلاط این دو سیال باشد.

۵-۳-۱-۵- مطالعات ایزوتوپی

بررسی نسبت ایزوتوپی کربن در کانی اسمیت‌زونیت نشان می‌دهد که ترکیب ایزوتوپی این کانی مشابه با دی‌اکسیدکربن جوی و سنگ آهک است. در نتیجه می‌توان سیالاتی با منشأ جوی و آب دریا را سیالات موثر در تشکیل این کانی در نظر گرفت.

نمونه‌های باطله کلسیتی همراه با کانسنگ سولفیدی از نظر ترکیب ایزوتوپی مشابه با کربنات‌ها، بی-کربنات‌ها و سنگ آهک داشته و بنابراین می‌توان نتیجه‌گیری نمود که کانسنگ سولفیدی تحت تأثیر سیالاتی مشابه با آب دریا بوجود آمده است.

نسبت ایزوتوپی اکسیژن کانی اسمیت‌زونیت مشابه سنگ آهک است، اما این نسبت با سیالات مورد انتظار برای تشکیل این کانی، یعنی آب‌های جوی همخوانی ندارد. علت این تناقض را می‌توان در ارتباط با ساختار کانی اسمیت‌زونیت توجیه نمود. به طوری که تشکیل ترکیبات کربناته می‌تواند سبب

تفکیک ایزوتوپی شده و ایزوتوپ‌های سنگین را در ساختمان خود متمرکز سازد. در نتیجه بدیهی است که ترکیب ایزوتوپی اسمیت‌زونیت نسبت به سیال سازنده خود قدری سنگین‌تر باشد. برای ایزوتوپ گوگرد ۳۴، ترسیم نتایج در نمودار بنی و همکاران (۱۹۹۶) نشانگر همخوانی ایزوتوپی با کانسارهای تیپ دره میسی‌سی‌پی، سدکس و ایرلندی است.

۵-۳-۱-۶- منشأ احتمالی فلزات

به علت عدم وجود سنگ‌های ولکانیکی و توف همزمان با سازندهای همبر و سنگ درونگیر ماده معدنی، نمی‌توان منشأ ولکانیک زیر دریایی و فومارول‌ها را به عنوان منشأ قطعی این فلزات در نظر گرفت. در این بین نقش ولکانیسم دوردست^۱ را نباید نادیده گرفت. احتمالاً فلزات از فعالیت آتشفشانی داخل حوضه و یا فرسایش سنگ‌های اولیه تامین کننده سازند تخریبی شمشک حاصل شده‌اند.

۵-۳-۱-۷- منشأ گوگرد

تغییر زیاد ایزوتوپ گوگرد در دو نمونه آنالیز شده از کانسار یورت‌بابا می‌تواند دلیلی بر وجود بیش از یک منبع برای گوگرد باشد. این تغییرات را می‌توان توسط گوگرد باکتریایی و غیر باکتریایی (ترموشیمیایی)، گوگرد شسته شده از سنگ‌های حاوی پیریت دیاژنتیک، گوگرد از آب دریا و یا اختلاط سولفور با ترکیب ایزوتوپی متفاوت از این منابع، تفسیر نمود (اهموتو و گلدهابر، ۱۹۹۷).^۲ گوگرد سنگین بوضوح با فلزات سنگینی که توسط سیالات کانه‌ساز حمل می‌شوند و منشأ دریایی را نشان می‌دهد، همراه است ولی گوگرد سبک می‌تواند از پیریت در سنگ میزبان حاصل شده باشد. فروشویی سولفیدهای حوزه‌ای می‌تواند منشأ دیگری برای گوگرد سبک باشد. با توجه به این‌که ایزوتوپ گوگرد مطالعه شده در منطقه نشان‌دهنده هر دو ایزوتوپ سبک و سنگین است، نمی‌توان بدرستی منشأی برای گوگرد مشخص نمود. ولی با کنار هم قرار دادن شواهد صحرایی و ایزوتوپی و

^۱ Distal

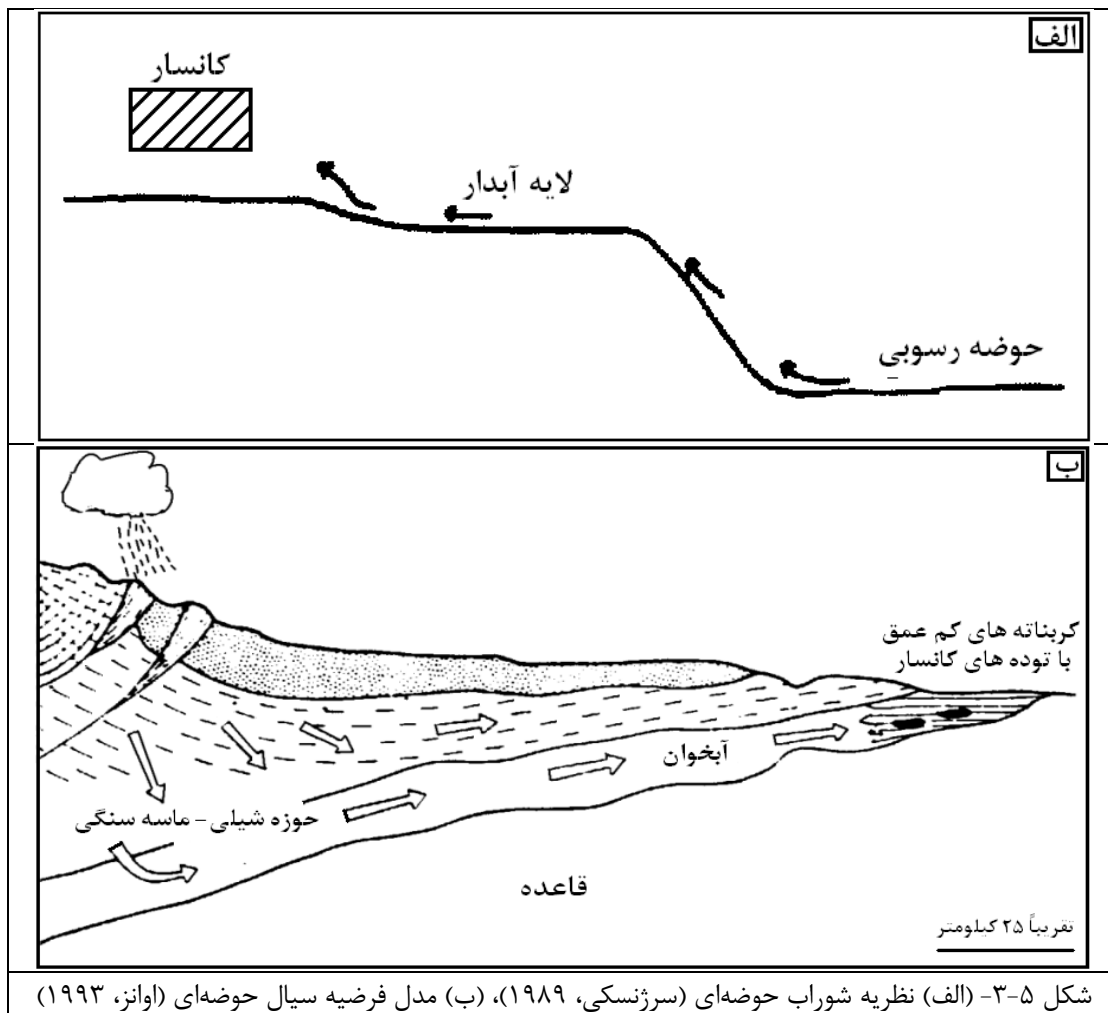
^۲ Ohmoto and Goldhaber, 1997

مدل ارائه شده برای کانه‌زائی در کانسار یورت‌بابا، می‌توان احتمال منشأ دریایی برای گوگرد را منطقی‌تر دانست.

۴-۵- ژنز کانسار یورت‌بابا

۱-۴-۵- نظریه‌های تشکیل کانسار

بطور کلی دو نظریه متفاوت اپی‌ژنتیک و سین‌ژنتیک در تشکیل این کانسارها مطرح بوده است. البته طرفداران نظریه‌های جدید اپی‌ژنتیک به نظریه دیگری بنام فرضیه شورابه‌های حوضه‌ای^۱ اعتقاد دارند که در شکل ۳-۵ (ب) تصویری شماتیک از فرضیه شوراب حوضه‌ای آورده شده است.



^۱ Basinal Brine Hypothesis

۵-۴-۲- چگونگی حمل و ته نشست سولفیدی

بسیاری از ذخایر نوع دره میسیسیپی در نتیجه اختلاط حداقل دو سیال تشکیل می‌شوند (مدل اختلاطی) (اهموتو و رای، ۱۹۷۹؛^۱ آندرسون، ۱۹۷۵؛^۲ بارت و آندرسون، ۱۹۸۲^۳) و یا حاصل آب‌های سازندی فلزداری هستند که مقادیر کافی گوگرد احیایی (سولفید دی‌هیدروژن) را در خود دارند (مدل غیر اختلاطی). به طور کلی سه مدل احتمالی شیمیایی در این خصوص وجود دارد (ساوارد و همکاران، ۲۰۰۰):

۱- فلزات و گوگرد احیایی در یک میانبار، در کنار هم به محل کانه‌زایی حمل گردد (مدل غیر اختلاطی، تک سیالی)

۲- فلزات و سولفات با هم در یک محلول به محل ته نشست حمل گردند.

۳ (فلزات (بدون حضور سولفور) به محل کانه‌سازی حمل شوند و در آن جا با گوگرد احیاء شده برخورد کنند.

در حالت اول، ته نشست سولفیدی توسط عواملی چون سرد شدن و رقیق شدگی در نتیجه برخورد با آب‌های جوی و یا تغییرات شرایط اسیدی- بازی که در طول مسیر حرکت سیال رخ می‌دهد، کنترل می‌گردد. احتمال حضور این مدل در ته نشست سولفیدی کانسار یورت‌بابا به چند دلیل کم‌رنگ است: اول این‌که، پائین بودن PH محلول که برای انتقال مقادیر کافی از سرب و گوگرد احیایی در سیال به جهت تشکیل کانسار، مورد احتیاج است (آندرسون، ۱۹۷۵)، بر این مسئله دلالت می‌کند که، سولفیدها در هنگام ورود و حرکت در توالی کربناته، ته‌نشست می‌کنند (چرا که کربنات انحلال یافته و PH افزایش می‌یابد). لذا با توجه به مدل ارائه شده، سیال قبل از رسیدن به محل مناسب برای کانه-

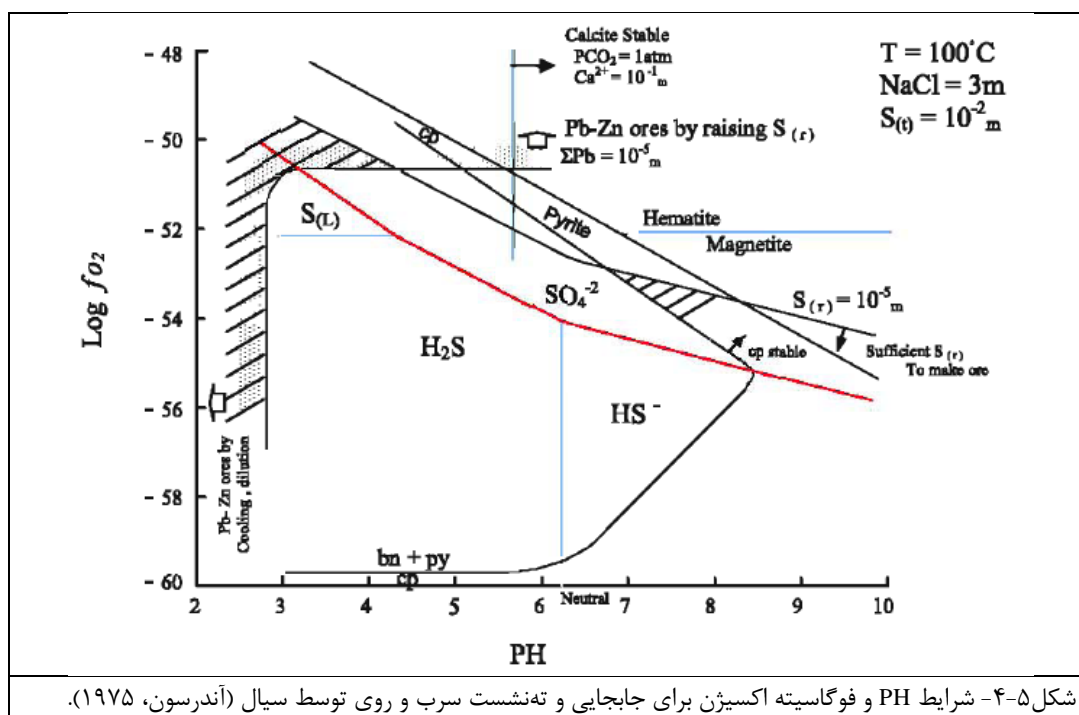
¹ Ohmoto and Rye , 1979

² Anderson , 1975

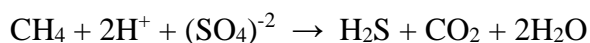
³ Barret and Anderson , 1982

⁴ Savard et al., 2000

زائی، در یک توالی ضخیم لایه کربناته انتقال می‌یابد و در این صورت نیز مقدار PH نمی‌تواند ثابت باقی مانده، افزایش می‌یابد و کمپلکس کلرید را ناپایدار می‌کند و چون در کانسار سرب و روی یورت بابا ماده معدنی درون توالی ضخیم کربناته نهشته شده است پس نمی‌توان احتمالی برای این حالت در نظر گرفت. دیاگرام آندرسون (۱۹۷۵) (شکل ۴-۵)، نشان می‌دهد حلالیت گالن در شوراب‌های کلریدی با درجه حرارت نزدیک به ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد اینگونه است که، برای انتقال و مهاجرت مقادیر کانه‌ساز سرب، در حضور مقادیر کافی از گوگرد احیایی در یک سیال، شرایط نسبتاً اسیدی باید وجود داشته باشد و غالباً همان‌گونه که بحث گردید، آب‌های درون سازندی دارای چنین شرایطی نبوده و سرب و روی در حضور مقادیر قابل توجهی از گوگرد احیاء شده، نمی‌توانند مسافت چندانی را در حوضه رسوبی طی نمایند. دلیل دوم آن است که، مشاهدات صحرایی و مطالعه میکروسکوپی به ما نشان می‌دهد در هنگام ته‌نشست سولفیدی، کلسیت پایدار می‌باشد. این بدان معنی است که محلول فلزدار در کانسار یورت‌بابا به احتمال قوی دارای شرایط PH خنثی به سمت قلیایی بوده است و در این صورت نمی‌توانسته مقادیر قابل توجه و کافی از گوگرد احیایی را در خود حمل کند.



مدل دوم نسبت به مدل اول از احتمال بیشتری در منطقه یورت‌بابا برخوردار است. در این مدل، برای ایجاد گوگرد احیایی مورد نیاز، مدل احیاء سولفات از طریق اکسیداسیون هیدروکربورها ارائه گردید (آندرسون، ۱۹۹۱؛ راندل، ۱۹۹۴؛ راندل و آندرسون، ۱۹۹۶). در این مدل شورابه‌های فلزدار حاوی سولفات به توالی کربناته غنی از مواد آلی رسیده و در داخل آن حرکت می‌کنند. در این حالت گرمای ناشی از سیال کانه‌دار، سبب ایجاد گازهای هیدروکربوری (نظیر متان) گردیده و با سولفات موجود در محلول واکنش نشان می‌دهد. در نتیجه طبق واکنش زیر گوگرد احیایی ایجاد می‌گردد و در ادامه، ته‌نشست سولفیدی صورت می‌پذیرد.



اما این حالت، در حضور مقادیر قابل توجهی از مواد آلی در نهشته‌های کربناته میزبان صورت می‌پذیرد، در حالی که مطالعه میکروسکوپی و نیز مطالعات میانبارهای سیال در نمونه‌های کانسار یورت-بابا نشان می‌دهد که مواد آلی در سنگ کربناته میزبان اصلاً وجود ندارد. لذا امکان حضور چنین مدلی نیز در منطقه یورت بابا ضعیف می‌باشد. آخرین مدل از مدل‌های سه‌گانه حمل و مهاجرت فلزات و گوگرد احیایی، مدل اختلاطی است که در آن فلزات و گوگرد احیایی به طور جداگانه به محل کانه‌سازی حمل می‌گردند و یا گوگرد احیاء شده از طریق احیاء ترکیبات سولفات (کانی‌های تبخیری همچون انیدریت، ژپیس و باریت) و نیز جانشینی سولفیدهای آهن دیاژنتیک در محل کانه‌زائی تشکیل می‌گردد. در محدوده کانسار یورت‌بابا اثری از حضور کانی‌های تبخیری مشاهده نشده است، لذا امکان احیاء سولفات در منطقه مورد مطالعه وجود دارد.

مطالعات میکروترمومتری میانبارهای سیال که نشان‌دهنده اختلاط دو سیال با شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت است و از سوی دیگر فراوانی بافت کلوفریم گالن و بلورهای درشت آن که بخوبی نرخ بالای

¹ Anderson ; 1991

² Randell ; 1994

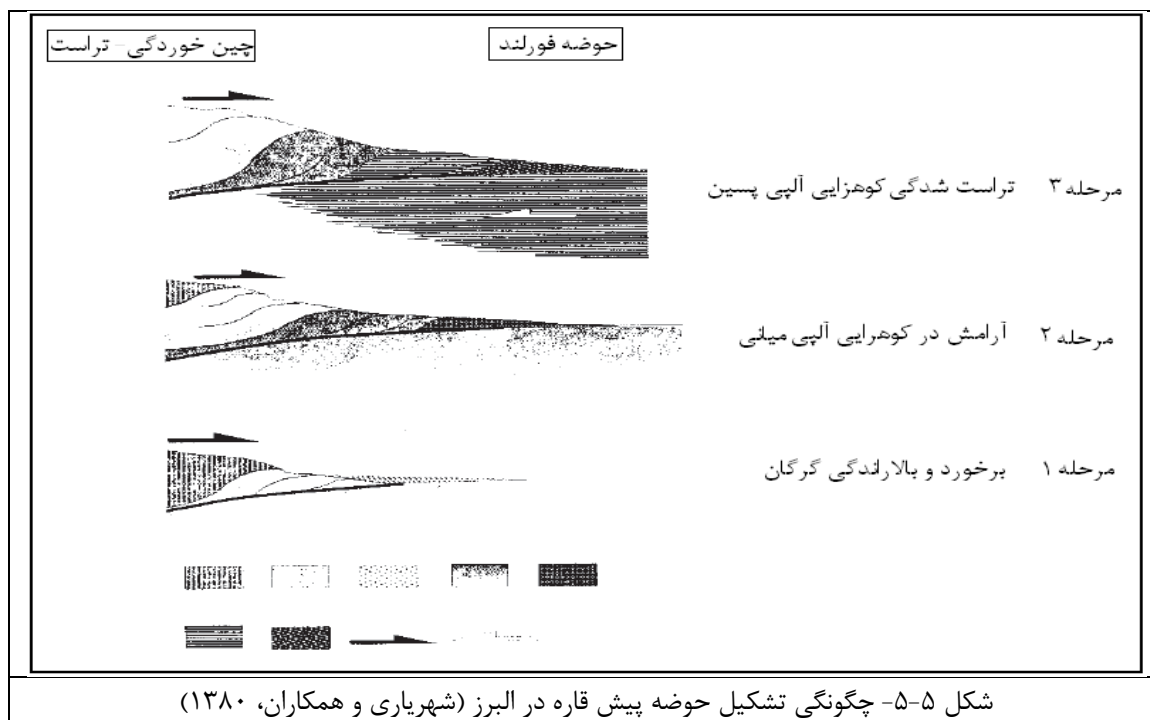
³ Randell and Anderson ; 1996

اشباع‌شدگی محلول و ته‌نشست سریع سولفید را در نتیجه اختلاط سریع سیال فلزدار و محلول غنی از گوگرد احیایی نشان می‌دهد، مدل اختلاطی (نوع سوم) را برای کانه‌زایی سولفیدی در منطقه یورت‌بابا مسجل می‌کند. لازم به ذکر است که به دلیل کم بودن میزان ته‌نشست سولفیدی آهن در منطقه، قاعدتاً باید نظریه دوم از احتمال بیشتری برخوردار باشد ولی شواهد نشان‌گر شرایط مناسب‌تر برای وقوع مدل سوم هستند.

کلیه شواهد موجود در کانسار یورت‌بابا حکایت از یک منشأ رسوب‌زاد برای کانسار دارد. هندسه استراتی‌فرم، هم‌خوانی کانه با کانی‌ها در ساخت و بافت‌های دیاژنتیکی، لامیناسیون، بافت پرکننده فضای خالی و سایر پدیده‌ها همگی نشانگر این مهم هستند. فرآیندهای ثانویه مانند اکسیداسیون و تغلیظ برون‌زاد اثری در تمرکز و تغلیظ ماده معدنی نداشته و تنها باعث تبدیل مجموعه سولفیدی به مجموعه کربناته شده‌اند. البته فعالیت کارستی بعد از کوهزایی پالئوژن می‌توانسته موجب انحلال آهک‌ها و در نتیجه افزایش عیار مواد معدنی تجمع یافته در کارست‌ها شود.

۵-۵- مکانیزم تشکیل کانسار

طبق نظر شهریاری و همکاران (۱۳۸۰)، منطقه مورد مطالعه به عنوان بخشی از البرز پیش از تریاس پسین بخشی از یک حاشیه واگرا بوده است. با تصادم خرد ورق ایران و توران در تریاس پسین این حاشیه غیر فعال به یک حوضه پیش قاره حاشیه‌ای با رسوب‌گذاری دریایی تبدیل شده است. شکل (۵-۵) چگونگی تشکیل حوضه پیش قاره در البرز، که منطقه مورد مطالعه بخش کوچکی از آن را شامل می‌شود، نشان می‌دهد.



رسوبات آواری شمشک در نتیجه فرسایش ارتفاعات ایجاد شده طی کوهزایی سیمیرین پیشین راسب شده‌اند. این رسوبات نقش اساسی در انتقال شوراب‌های غنی از یون‌های فلزی به افق‌های دورتر و بالاتر داشته است. با فرونشینی حوضه پیش قاره و فرسایش ارتفاعات، تشکیلات آهکی سازند لار بصورت ناپیوسته روی ماسه‌سنگ‌های شمشک راسب شده که به دلیل واکنش‌پذیری آهک و وجود حفرات انحلالی (کارستی) و شکستگی‌ها، فضای مناسبی برای تخلیه محلول‌های فوق‌الذکر و جایگیری ماده معدنی ایجاد کرده است.

۵-۶ نتیجه‌گیری

با مقایسه شواهد ارائه شده فوق با آنچه لیچ و سنگستر (۱۹۹۳) و لیچ و همکاران (۱۹۹۶b,a) و (۲۰۰۱a) در خصوص ویژگی‌های کانسارهای سرب و روی تیپ دره میسی‌سی‌پی عنوان نمودند، و نیز مدل ارائه شده توسط شهریاری و همکاران (۱۳۸۱) که در بخش قبلی ارائه شده است و قرار دادن تمامی این شواهد در کنار هم، می‌توان کانسار سرب و روی یورت‌بابا را یک کانسار تیپ دره میسی‌سی‌پی از روی معرفی کرد. این کانسار با توجه به تقسیم‌بندی لیچ و همکاران (۲۰۱۰) برای

کانسارهای سرب و روی و مقایسه شواهدی که تا کنون برای کانسار ذکر شد با خصوصیات ارائه شده در بخش ۵-۲ برای کانسارهای سرب و روی با میزبان سنگ آواری، در زیرگروه دره میسی سی پی قرار می گیرد.

۷-۵- پیشنهادات

مطالب زیر پیشنهاداتی است که می تواند در قالب رساله یا رساله هایی دیگر انجام شود:

- ۱- مطالعه محیط دیرینه پلاتفرم کربناته کرتاسه زیرین در البرز برای مدلسازی محیط دیرینه.
- ۲- مطالعه اندیس های معدنی پیچمتو و برفکه، تخت پی زندگانی، سیاه دره، یورت بابا و نشانه معدنی جویریون در حوزه معدنی تاش- مجن از دیدگاه ژنتیکی و مقایسه نتایج آن با تحقیق حاضر.
- ۳- مطالعات ایزوتوپی سرب برای تعیین منشأ فلزات سنگین و احتمالاً سن کانسار.
- ۴- بررسی دقیق شیل های سازند شمشک و سنگ درونگیر کانسار جهت تعیین منشأ سیالات کانه ساز.
- ۵- انجام آنالیزهای عنصری کمی برای تعیین مقدار عناصری همچون نقره، کادمیم، نیکل، کبالت و عناصر خاکی کمیاب جهت تحلیل دقیق تر ژئوشیمی کانسار و بدست آمدن نتایج دقیق تر.
- ۶- تطابق واحدها و رخساره های کانه دار در حوزه معدنی و ارائه نقشه جغرافیای دیرینه این افق ها.
- ۷- مطالعه تکتونیک منطقه با استفاده از مطالعات مغناطیس سنجی دیرینه برای بازسازی محیط تکتونیک در زمان شکل گیری کانسار و یا قبل از آن.
- ۸- مطالعه جریان های قدیمه و بازسازی آن ها برای تعیین منشأ فلزات و سیالات کانه ساز.
- ۹- آنالیز ایزوتوپ های گوگرد و کربن از نمونه های سازندهای شمشک، لار و مقایسه آن ها به منظور تعیین اینکه آیا گوگرد در کانی های سولفوری با گوگرد موجود در سازند شمشک از نظر نسبت ایزوتوپی همخوانی دارد یا نه.
- ۱۰- آنالیز ترکیب میانبارهای سیال و تعیین عناصر و نمک های موجود در سیال به منظور ارائه نظر قاطع تری در مورد تیپ کانسار.

منابع

منابع فارسی

- ۱- آقا نباتی س.ع، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۳، ص ۵۸۶.
- ۲- حسنی پاک، ع.ا، "اصول اکتشافات ژئوشیمیایی"، ۱۳۷۱.
- ۳- دولتی ارده‌جانی، ف، کامکار، ا. و عرب امیری، ع، "برداشت، مدل‌سازی و تفسیر داده‌های مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی محدوده معدنی سرب و روی یورت بابا"، شرکت معدنی تاش-مجن، ۱۳۸۶.
- ۴- رحیمی ب، "مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان"، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، ۱۳۸۱ ص ۲۰۸.
- ۵- رسا، ا، کاظمی مهرنیا، ا، "کانسارهای فلزات پایه با سنگ میزبان کربناته"، انتشارات سحر، ۱۳۸۴.
- ۶- سازمان زمین‌شناسی گرگان، "پی‌جویی مواد معدنی بر اساس آثار شدادی"، گزارش شماره ۲۰۴۱، ۱۳۸۰.
- ۷- شهریاری س، موسوی حرمی س. ر، رحیمی ب، "تکوین و تکامل ساختاری البرز و تحولات رسوب‌گذاری مرتبط با آن"، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد ۱، شماره ۳ و ۴، پائیز و زمستان ۱۳۸۰.
- ۸- شفیع زاده، م. سید امامی، ک. وزیر، س. ح، کهنسال قدیم‌وند، ن، "چینه‌نگاری سنگی و چینه‌نگاری زیستی سازند دلیچای در غرب شاهرود"، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه کرمان، ۱۳۸۱، ص. ۶۳۴-۶۲۹.

- ۹- شهریاری، س.، موسوی حرمی، س ر.، رحیمی، ب.، "ساختار و تکامل ساختاری البرز در راستای مقطع دامغان گرگان"، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۲۹ (۱۳۸۲)، شماره ۱، ص ۵۲-۲۳.
- ۱۰- "طرح اکتشاف مقدماتی کانسارهای سرب و روی استان سمنان"، ۱۳۷۵، صنایع و معادن استان سمنان.
- ۱۱- عرب یار محمدی، ا.، "شناسنامه معدن سرب و روی تاش و مجن"، ۱۳۸۵. شرکت صنعتی و معدنی تاش و مجن شاهرود.
- ۱۲- فردوست، ف. ا.، قاسمی، ح. ا.، "کانی‌شناسی کانسار سرب و روی برفکه در شمال غرب شاهرود و معرفی کانی‌های منیزیت نیکل‌دار، منیزیت آهن‌دار و کلسیت منگنزدار در آن برای اولین بار"، پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۳۸۶.
- ۱۳- قربانی، م.، خوئی، ن. و تاج‌بخش، پ.، "کانسارهای سرب و روی در ایران" ۱۳۷۹. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۱۴- مدبری، س.، "کانسارهای استراتاباند سرب و روی با سنگ درونگیر کربناته با نگرشی به کانسارهای ایران"، ۱۳۷۲.
- ۱۵- نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش گرگان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۶۹.
- ۱۶- نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ چهارگوش تاش علیا، برگ III 6963 سری K753، سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح جمهوری اسلامی ایران، چاپ دوم ۱۳۷۳.
- ۱۷- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش علی‌آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۳.

- 18- Adabi, M.H., Rao, C.P., (1991), *Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran*, Sed. Geol. , V. 72, P: 253- 267.
- 19- Amini, Z. and Rao, C.P., (1988), *Depth and latitudinal characteristics of sedimentological and geochemical variables in temperate shelf Carbonates, Eastern Tasmania, Australia*, Carbonates and Evaporites, 13, 145-156.
- 20- Anderson, G.M., (1975), *Precipitation of Mississippi Valley-type ores*, Econ. Geol., V.70, P. 937- 942.
- 21- Anderson, G.M. and McQueen, R.W., (1988), *Ore deposit models. Mississippi Valley-type Lead- Zinc deposits*: Geoscience Canada Reprint series, V.3, P. 79-90.
- 22- Anderson, G.M., (1991), *Organic maturation and ore precipitation in southeast Missouri*, Econ Geol, Vol 86, P: 909- 926
- 23- Barret, T.J., Anderson, G.M., (1982), *The solubility of Sphalerite and Galena in NaCl brines*, Econ. Geol., V.86, P. 909- 926.
- 24- Barnes, H.L., (1998), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp. 125- 189.
- 25- Bodnar, R.J., Binns, P.R. and Hall, L., (1989), *Synthetic fluid inclusion- VI. Quantitative evaluation decrepitation behaviour of fluid inclusion in quartz at one atmosphere confining pressure*, J. metamorphic Geol, V7, P:229-242
- 26- Bodnar, R.J., (1999), *Hydrothermal Solutions*. in Encyclopedia of Geochemistry, C.P. Marshall and Fairbridge eds., Kluwer Academic Publishers, Lancaster, 333-337.
- 27- Boni, M., Balassone, G. and Iannace, A., (1996). *Base metal ores in the Lower Paleozoic of southwestern Sardinia*. In: Sangster, D.F., Editor, 1996. *Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits* Society of Economic Geologist Special Publication Number 4, pp. 18-28.
- 28- Brand, U., Veizer, J., (1980). *Chemical Diagenesis of a multicomponent carbonate system*, In: trace element: J. Sed. Pet., V. 50, P: 1219- 1236.
- 29- Bradley, D., Dwight, C., Leach, L., (2003), *Tectonic controls of Mississippi Valley-type Lead- Zinc mineralization in orogenic forelands*, Mineralium Deposita , V38, P: 652- 667.

- 30- Denny, C.S. (1967), *Fans and pediments*. Am. J. Sci., 265,P: 81–105.
- 31- Evans, A.M., (1993), *Ore Geology and Industrial Minerals, An Introduction*. Blackwell Scientific Publications, London, 390 p.
- 32- Giordano, T.H, (2002), *Transport of Pb and Zn by carboxylate complexes in basinal ore fluids and related petroleum-field brines at 100 °C: the influence of pH and oxygen fugacity*, *Geochem. Trans.*, 3(8), p: 56-72.
- 33- Guilbert, J. M., and Park, C.F., (1986). *The Geology of Ore Deposits*, W.H. Freeman, 985 p.
- 34- Hagni, R.D., (1983), *Minor elements in Mississippi Valley-type ore deposits*, in *Shanks, W.C., ed., Cameron Volume on Unconventional Mineral Deposits*, Society of Economic Geology and Society of Mining Engineers, AIME, New York, p. 44-88.
- 35- Heyl, A.V., Agnew, A.F., Lyons, E.J., and Behre, C.H., (1959), *The geology of the Upper Mississippi Valley zinc-lead district*: U.S. Geological Survey Professional Paper in *International Conference on Mississippi Valley Type Lead–Zinc Deposits*, Proceedings Volume, ed. G. Kisvarsanyi, S. K. Grant, W. P. Pratt and J. W. Koenig, University of Missouri, Rolla, pp. 61–76.
- 36- Kalogeropoulos, S.I. Kiliass, S.P., Bitzios, D.C., Nicolau, M. and Both, R.A., (1989), *Genesis of the Olympias carbonate-Hosted Pb- Zn (Au, Ag) sulfide ore deposit*, Eastern Chalkidi peninsula, North Greece, *Econ. Geol.* V84, P: 1210- 1234.
- 37- Kesler, S.E., Martini, A.M., Appold, M.S., Walter, L.M., Huston, T.J., and Furman, F.C., (1996), Na-Cl-Br systematic of fluid inclusions from Mississippi Valley-type deposits, *Appalachian Basin: Constraints on solute origin and migration paths: Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 225–233.
- 38- Leach, D. L. and Rowan, (1986), *Genetic link between Ouachita foldbelt tectonism and the Mississippi Valley–type lead-zinc deposits of the Ozarks*, *E. L. Geology* 14, 931–935
- 39- Leach D.L., Sangster D.F., (1993), *Mississippi Valley-type lead-zinc deposits*. In: Kirkham RV, Sinclair WD, Thorp RI, Duke JM (eds) *Mineral deposit models*. *Geol Assoc Can Spec Pap* 40:289-314
- 40- Leach. D.L., (1994), *Genesis of the Ozark Mississippi Valley-Type Metallogenic Province, Missouri, Arkansas, Kansas, and Oklahoma, USA*. In: Fontbot_e L, Boni M

- (eds) Sediment- hosted Zn–Pb ores. Soc Geol Appl Mineral Dep Spec Publ 10: 104–138.
- 41- Leach. D.L., (2001a), *Mississippi Valley-type lead-zinc deposits through geological time: implications from recent age-dating research*. Miner Deposita V.36, P:711-740.
- 42- Leach, D.L., Viets, J.B., Foley-Ayuse, N. and Klein, D.P., (1986 a,b), *Mississippi Vally-Type Pb-Zn Deposits*, MODELS 32a, b; Briskey,P: 234- 243.
- 43- Lohmann, K.S., (1988), *Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their appliCation to studies of paleokarst*, In: Paleokarst. Springer-Verlag, 58-80.
- 44- Mackenzie D.H., Davies R.H., (1990), *Broken Hill lead- silver- zinc deposit at Z.C. mines*, in: FE Hughes, ed, pp 1079-1084.
- 45- Milliman, J.D., (1974). *Marine carbonates Recent Sedimentology Carbonates*. Springer- Verlag, Berlin. 375 p.
- 46- Misra. K.C., (2000), *Understanding mineral deposits*. Kluwer Academic Press, Dordrecht, 845 pp.
- 47- Mucci, A., (1988), *Manganese uptake during Calcite precipitation from sea water: conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite*: Geochim. Cosmochim. Acta, 52, 1859-1868.
- 48- Ohmoto, H. and Rye, R.O., (1979), *Isotopes of sulfur and carbon*, In: Barnes, H.L., (ed.) *Geochemistry of hydrothermal systems*: Geochim. Acta. V.46, P. 509- 567.
- 49- Ohmoto, H. and Goldhaber, M.B., (1997). *Sulfur and carbon isotopes*. In: Barnes, H.L., Editor, 1997. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (third ed.), Wiley, New York, pp. 517–611.
- 50- Passchier, C.W., Jtrouw, R.A.J., (1996). *Microtectonics*, Springer, 289 p.
- 51- Pingitore, N.E., (1978), *The behavior of Zn⁺² and Mn⁺² during carbonate diagenesis*: Theory and Application, Jour. Sed. Petrology, 48, p: 799- 814.
- 52- POTTER, H. R. W., (1977), *Pressure correction for fluid-inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H₂O*. - J . Res. U.S. Geol. Surv., 5, 603-607.
- 53- Potter, R.W., II, Clynne, M.A., Brown, D.L. (1978): *Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions*. Econ. Geol., 73, 284-285.
- 54- Ramdohr P (1980), *The ore minerals and their intergrowths*, 2nd edn. Pergamon, Oxford, p 1207

- 55- Randell, R.N., (1994), *Geology of the Polaris Pb- Zn Mississippi Valley-type deposit*, Canadian Archioplago Ph.D. thesis, University of Toronto, Toronto, 608 p.
- 56- Randell, R.N., Anderson, G.M., (1996), *Geology of the Polaris Pb- Zn deposit and surrounding area*, Canadian Arctic Archioplago In: Sangster D.F., (eds.), Carbonate hosted Lead- Zinc deposits, Soc. Econ. Geol., Spec. Publ.,V.4, P. 307- 319.
- 57- Rao, C.P., (1991), *Geochemical difference between Subtropical (Ordovician), Australia: Carbonates and Evaporites*, V.6, P. 83-106.
- 58- Rao, C.P., and Adabi, M.H., (1992). *Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania*, Australia: Mar. Geology, V.103, p. 249- 272.
- 59- Roedder, E. (1984), *Fluid inclusion: Review in mineralogy*, Vol 12, Miner. Soc. Am. Reston, Virginia.
- 60- Rose, A.W., Hawkes, H.E., Webb, J.S., (1979), *Geochemistry in Mineral Exploration*, Academic Press, London, 657P.
- 61- Sangster, D.F., (1968), *Some chemical features of lead-zinc deposits in carbonate rocks*: Canada Geological Survey Paper 68-39, 17 p.
- 62- Sangster, D.F., (1983), *Carbonate Hosted Lead- Zinc Deposits*. in: Wolf K.H. (ed.), Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits V.6. P: 447- 456
- 63- Sangameshwar, S.R., Barnes, H.L., (1983). *Supergene Processes in Zinc-Lead-Silver Sulfide Ores in Carbonates*. Economic Geology, vol. 78, p. 1379-1397.
- 64- Savard, M.M. and Chi, G., Sami, T., Williams-Jones, A.E., Leigh, K., (2000), *Fluid inclusion and Carbon, Oxygen and Strontium isotopes study of Polaris Mississippi Valley-type Zn- Pb deposit*, Canadian Arctic Archipelago: implications for ore genesis, Miner. Deposita., V.35, P. 495- 510.
- 65- Shepherd, T., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., (1984): *A practical guide to fluid inclusion studies*. 239 pp., Blackie, London.
- 66- Song X (1984), *Minor elements and ore genesis of the Fankou lead-zinc deposit*, China. Miner Depos 19:95–104.
- 67- Sverjensky, D.A., (1984), *Oil field brines as ore-forming solutions*: Economic Geology, v. 79, p. 23-37.
- 68- Van der Kerkhof, A.M. and Hein, U.F., (2001), *Fluid inclusion petrography*, Lithos, 55: 27-47.

125- Wedepohl, K.H., (1972), Zinc. 30-E. *Abundances in common igneous rock types: Crustal abundance*, in Wedepohl, K.H., ed., *Handbook of geochemistry*: Berlin, Springer-Verlag, p. 30-E-1 to 30-E-20.

69- Wilkinson, B.H., Owen, R.M. and Carroll, A.R., (1985), *Submarine hydrothermal weathering, global eustasy and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites*: *Jour. Sed. Petrology*, 55, 171-183.

70- Xu, G., (1996), *Structural geology and origin of the Dugald River Zn-Pb Ag deposit*, Mount Isa Inlier, Australia.(VOL 1 & 2) in: <http://www.jcu.edu.au/EGRU>, 158p.

71- YERMAKOV, N.P. and others (1965): *Research on the nature of mineral-forming solutions*. Translated by V. P. Sokoloff and edited by E. Roedder. Permagon Press, Oxford, 743 pp.

منابع اینترنتی

www.ngdir.com

(پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور)

<http://cgc.rncan.gc.ca/>

(سایت سازمان زمین‌شناسی کانادا)

Absract

Yurtbaba Zinc and Lead deposit with geographical reange between longitude of $54^{\circ} 35' 42''$ to $54^{\circ} 39' 54''$ and latitude of $36^{\circ} 32' 10''$ to $36^{\circ} 31' 30''$ is located at northwest of Mojen around of Shahrood city and at an altitude of 3500 meters above sea level. This area is a part of eastern Alborz tectonic zone and is located in the geological maps of Aliabad (1:100000) and gorgan (1:250000).

Stratigraphy of this area is including Shamshak formation at the age of Terrias to Lias, thick beded limestone of Lar formation at the age of Jurassic, Cretaceous limestone, green tuffs of Karaj formation at the age of Eocene and Fajan conglomerates at the age of Paleocene. These formations are characterized with Northwest- Southeast trend (N65W) and dip the southwest. Minerals with shapes including lenses, veins and filling empty spaces as epigenetic and stratabound minerals with different dimensions are hosted in the Lar formation and their distribution completely follows the empty spaces of Lar formation and mineralization is limited to the part of Lar formation that is in adjacent of Shamshak formation.

Mineralization of this deposit is simple and including Smithsonite (Zinc carbonate), Hemimorphite or Calamine (Zinc silicate), galen and cerussite. Calcite and Aragonite are gangues.

Results of geochemical analyzes and presence of some special elements indicates to a syngenetic and sedimentary depositional environment for this deposit. Study of fluid inclusions has indicated to mixing of two fluids with different physic-chemical conditions as the most important mechanism for deposition of minerals.

Isotopic studies wich have been carried for ^{18}O , ^{13}C and ^{36}S isotopes, indicates to a marine and biologic limestone composition for Calcite and a marine source for reduced Sulphur.

Studying of geology, terxture, geochemistry, fluid inclusions and isotopic composition have been showed that this deposit has been formed and concentrated as epigenetic and in the spaces and fractures of Lar formation and finally we have been classified this deposit in the Mississippi valley type subgroup of sedimentary hosted lead and zin deposits wich have been formed in a foreland basin.



Shahrood university of technology
Faculty of Earth science
Thesis M.Sc

Title:

**Study of mineralogy and genesis of Yurtbaba Lead and Zinc
deposit**

By:

Majid Mahmudinia

Supervisor:

Dr. f. fardust

July 2010