



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

مدل تلفیقی شاخص زونالیته ژئوشیمیایی با روش

weight of evidence

برای اکتشاف ذخائر فلزی مس دار در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنگ (شرق ایران)

اردوان دارابی

اساتید راهنما:

دکتر منصور ضیایی

دکتر فرامرز دولتی ارده جانی

مشاوران:

مهندس مهدی ضیایی

مهندس ریحانه احمدی

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

عَلَّامٌ ١٤١٧

تقدیر و تشکر

پس از حمد و سپاس الهی بر خود لازم می‌دانم تا از زحمات بی‌دریغ اساتید راهنمای این پایان نامه، جناب آقای دکتر ضیایی و آقای دکتر دولتی و نیز مشاوران گرامی سرکار خانم مهندس احمدی روحانی و مهندس ضیایی که در طول انجام این پایان نامه نهایت محبت، راهنمایی و وقت نظر را داشتند، کمال تشکر و قدردانی را داشته باشم.

همچنین از تمامی اساتید گرامی دانشکده معدن، نفث و ژئوفیزیک که در طول این دوره تحصیلی با مساعدت های علمی و اخلاقی خود، لطف شایانی به اینجانب داشتند و نیز دوستان عزیزم که به نحوی در انجام این پایان نامه مرا یاری دادند، تشکر و سپاسگزاری می‌نمایم.

اردوان دارابی تأیید می نماید که مطالب مندرج در این پایان نامه نتیجه تحقیقات خودش می باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده است.

کلیه حقوق مادی مترتب از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان نامه متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد.

ماه و سال

چکیده

منطقه پرنگ در شرق ایران و در زون فلیش یا زون نهبندان - خاش قرار می‌گیرد.

مجموعه‌های افیولیتی و افیولیت ملانژی در این منطقه و دیگر مناطق شرق کشور، محیط مناسبی برای اکتشاف و دستیابی به ذخایر احتمالی ماسیوسولفید نوع قبرس می‌باشد.

با در نظر گرفتن مدل ژنتیکی تشکیل این کانسارها، در کمربندهای افیولیتی بهم ریخته و ملانژهای تکتونیکی، اکتشاف آنها بسیار پیچیده می‌باشد. در این میان استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی به منظور ترکیب همه شواهد اکتشافی و لایه‌های اطلاعاتی، می‌تواند نتایجی دقیق‌تر و مدل اکتشافی معتبری جهت تعیین مناطق امیدبخش کانی‌سازی ارائه دهد. هدف از این تحقیق تهیه نقشه پتانسیل مطلوب کانی‌سازی مس ماسیوسولفید در ورقه پرنگ با استفاده از روش تلفیقی شاخص زونالیت‌ه ژئوشیمیایی و Weight of evidence است که با عنوان V_z -in-Wofe معرفی می‌گردد.

Weight of evidence یکی از روش‌های معمول برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب است که در این روش با استفاده از مشخصات نقاط معلوم به عنوان نقاط آموزشی می‌توان وزن لایه‌ها و نقشه‌های پیش‌بینی کننده را تعیین کرد. در مدل توسعه یافته Wofe (V_z -in-Wofe)، لایه مهم ژئوشیمیایی به منظور به دست آوردن نتایج دقیق‌تر و تعیین آنومالی‌های واقعی با استفاده از روش زونالیت‌ه ژئوشیمیایی پردازش می‌گردد. در منطقه مورد مطالعه با استفاده از ۲۰ نشانه معدنی شناخته شده به عنوان نقاط آموزشی، نتایج پردازش داده‌های ژئوشیمی رسوبات آبراهه‌ای، سنجش از دور، زمین‌شناسی و مغناطیس‌ه‌وایی با استفاده از روابط Wofe وزن‌دهی و نقشه‌های شاهد دوتایی تهیه شدند سپس با تلفیق این نقشه‌های شاهد، نقشه پتانسیل مطلوب نهایی کانی‌سازی در منطقه به دست آمد که با بررسی نتایج آن مناطق امیدبخش به منظور ادامه عملیات اکتشافی در مراحل تفصیلی‌تر معرفی گردیدند.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات.....	۱
۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- مروری بر کار های قبلی انجام شده در ورقه پرنگ.....	۴
۳-۱- تعریف موضوع تحقیق.....	۴
۴-۱- ضرورت انجام تحقیق.....	۵
۵-۱- روش انجام تحقیق.....	۶
فصل دوم: موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه.....	۸
۱-۲- موقعیت جغرافیایی.....	۹
۲-۲- ویژگی های طبیعی و جغرافیای انسانی منطقه پرنگ.....	۹
۳-۲- تکامل ساختاری ورقه پرنگ.....	۱۱
۱-۳-۲- پهنه ماخونیک - باغ سنگی.....	۱۲
۲-۳-۲- پهنه افیولیتی.....	۱۳
۴-۲- چینه نگاری و واحد های سنگی منطقه.....	۱۴
۱-۴-۲- سنگ های افیولیتی.....	۱۴
۲-۴-۲- واحد های رسوبی کرتاسه پسین.....	۱۷
۳-۴-۲- واحد فلیش بالایی.....	۱۹
۴-۴-۲- واحد های رسوبی پالئوسن - ائوسن.....	۲۰
۵-۴-۲- واحد های سنگی کرتاسه بالا - پالئوسن.....	۲۰
۶-۴-۲- واحد های سنگی پالئوسن - ائوسن.....	۲۱
۷-۴-۲- واحد های سنگ چینه ای ائوسن.....	۲۲

۲۴.....	۸-۴-۲- واحد های سنگ چینه ای الیگوسن - میوسن.....
۲۶.....	۹-۴-۲- واحد های سنگ چینه ای نئوژن.....
۲۸.....	۱۰-۴-۲- واحد های کواترنری.....
۲۸.....	۱۱-۴-۲- سنگ های آذرین.....
۲۹.....	۵-۲- فرآیند های تکتونیکی در منطقه.....
۲۹.....	۱-۵-۲- چین ها و روند ها.....
۲۹.....	۲-۵-۲- گسل ها.....
۳۵.....	۶-۲- کانسار ها و اندیس های معدنی منطقه.....
۳۵.....	۱-۶-۲- آثار معدنی سیاه دره.....
۳۶.....	۲-۶-۲- آثار معدنی کنیف.....
۳۶.....	۳-۶-۲- اثر معدنی تگ میر علم.....
۳۷.....	۴-۶-۲- اثر معدنی شند شور.....
۳۸.....	۵-۶-۲- آثار معدنی گرمه تمام ده.....
۳۹.....	فصل سوم: بررسی کانسار های ماسیو سولفید.....
۴۰.....	۱-۳- مقدمه.....
۴۰.....	۲-۳- توصیف کانسار های ماسیو سولفید.....
۴۴.....	۳-۳- طبقه بندی کانسار های ماسیو سولفید.....
۴۶.....	۴-۳- لیتولوژی سنگ میزبان.....
۴۶.....	۴-۴- محیط تکتونیکی تشکیل.....
۴۷.....	۶-۳- کانی شناسی.....
۴۸.....	۷-۳- دگرسانی.....
۴۹.....	۸-۳- ساخت منطقه ای در کانسار های ماسیو سولفید.....

۵۱	۳-۹- مدل های ژنتیکی مربوط به کانسار های ماسیو سولفید.....
۵۹	۳-۱۰- تولید سیالات گرمایی.....
۶۰	۳-۱۱- منبع حرارتی.....
۶۱	۳-۱۲- منبع فلزات و گوگرد.....
۶۱	۳-۱۳- کنترل چینه شناسی و ساختاری.....
۶۲	۳-۱۴- اندازه و عیار ذخائر.....

فصل چهارم: اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات رودخانه ای..... ۶۴

۶۵	۴-۱- مقدمه.....
۶۵	۴-۲- نمونه برداری.....
۶۶	۴-۳- مفهوم کیفی زمینه، هاله و آنومالی.....
۶۷	۴-۴- جداسازی جامعه آنومالی از جامعه زمینه.....
۶۸	۴-۴-۱- محاسبه مقدار زمینه محلی و حد آستانه آنومالی با استفاده از روش سالووف.....
۶۹	۴-۴-۲- آنالیز خوشه ای میان مرکز.....
۷۲	۴-۵- کاربرد هاله های ضربی و تعیین شاخص زونالیت.....
۷۵	۴-۶- آشکار سازی مناطق آنومالی منطقه پرنگ با استفاده از روش زونالیت ژئوشیمیایی.....
۸۱	۴-۷- نتیجه گیری.....

فصل پنجم: مطالعات دور سنجی..... ۸۲

۸۳	۵-۱- مقدمه.....
۸۴	۵-۲- عملکرد ها در سنجش از دور.....
۸۵	۵-۳- طیف الکترو مغناطیس.....
۸۶	۵-۴- ماهواره لندست.....

۵-۵-کاربرد سنجش از دور در اکتشاف معادن.....	۸۷
۵-۶-دگرسانی در کانسارهای ماسیو سولفید نوع قبرس.....	۸۹
۵-۷-محاسبات تصویری و پردازش داده های ماهواره لندست.....	۹۰
۵-۷-۱-ایجاد ترکیب های رنگی.....	۹۰
۵-۷-۲-تصاویر نسبیتی.....	۹۰
۵-۷-۳-تجزیه و تحلیل مولفه های اصلی.....	۹۳
۵-۷-۴-تجزیه و تحلیل مولفه های اصلی انتخابی (روش کروستا).....	۹۵
۵-۸-آشکار سازی دگرسانی های منطقه پرنگ.....	۹۶
۵-۸-۱-روش نسبیتی.....	۹۶
۵-۸-۲-روش آنالیز مولفه های اصلی.....	۹۷
۵-۸-۳-روش کروستا و بهینه شده کروستا.....	۹۸
۵-۸-۳-۱-آشکار سازی دگرسانی حاوی کانی های رسی.....	۹۹
۵-۸-۳-۲-آشکار سازی دگرسانی اکسیدهای آهن.....	۱۰۱
۵-۸-۴-روش Ls-Fit.....	۱۰۳
۵-۹-نتیجه گیری.....	۱۰۴
فصل ششم: تهیه نقشه پتانسیل مطلوب کانی سازی با استفاده از روش Weight of Evidence.....	۱۰۵
۶-۱-مقدمه.....	۱۰۶
۶-۲-مدل های ترکیب نقشه ها در GIS.....	۱۰۷
۶-۳-روش های بیزین.....	۱۰۷
۶-۴-فرمول بندی احتمالات در روش Weight of Evidence.....	۱۰۸
۶-۵-آزمون های استقلال شرطی.....	۱۱۴
۶-۵-۱-آزمون دوگانه یا جفت.....	۱۱۴

۱۱۶.....	۶-۵-۲-آزمون کلی.....
۱۱۶.....	۶-۶-آماده سازی لایه های اطلاعاتی.....
۱۱۷.....	۶-۷-پردازش اطلاعات و استخراج نقشه های شاهد.....
۱۱۸.....	۶-۷-۱-نقشه شاهد ژئو شیمی.....
۱۲۰.....	۶-۷-۲-نقشه شاهد دگرسانی.....
۱۲۱.....	۶-۷-۳-نقشه شاهد مغناطیس هوایی.....
۱۲۳.....	۶-۷-۴-نقشه شاهد زمین شناسی.....
۱۲۴.....	۶-۷-۵-نقشه شاهد گسل.....
۱۲۶.....	۶-۸-تلفیق نقشه های شاهد و تهیه نقشه پتانسیل مطلوب کانی سازی بر اساس مدل Weight of Evidence.....
۱۲۹.....	۶-۹-نتیجه گیری و اعتبار سنجی نتایج.....
۱۳۰.....	فصل هفتم: نتیجه گیری و پیشنهادات.....
۱۳۱.....	۷-۱-نتیجه گیری.....
۱۳۲.....	۷-۲-پیشنهادهای.....
۱۳۳.....	منابع و مآخذ.....
۱۳۴.....	منابع و مراجع.....

فهرست اشکال

- شکل (۱-۲) - موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه (ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنگ)..... ۱۰
- شکل (۲-۲) - نقشه زمین شناسی منطقه پرنگ، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰..... ۳۳
- شکل (۳-۲) - راهنمای نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنگ..... ۳۴
- شکل (۱-۳) - مقطع از کانسارهای ماسیوسولفید در ناحیه نوراندا..... ۴۲
- شکل (۲-۳) - خصوصیات اصلی یک کانسار ماسیو سولفید..... ۴۳
- شکل (۳-۳) - ساخت منطقه ای در کانسار ماسیو سولفید..... ۴۹
- شکل (۴-۳) - تاثیر تغییرات درجه حرارت بر روی حلالیت مس، روی و سرب..... ۵۰
- شکل (۵-۳) - ارتباط بین چگالی و درجه حرارت محلول های داغ حاوی NaCl..... ۵۳
- شکل (۶-۳) - خصوصیات یک بلاک اسموکر سولفیدی..... ۵۵
- شکل (۷-۳) - رشد یک کانسار ماسیوسولفید در کف اقیانوس..... ۵۵
- شکل (۸-۳) - مراحل تشکیل یک کانسار ماسیوسولفید در اثر خروج سیالات گرمایی از یک دودکش آتشفشانی..... ۵۶
- شکل (۱-۴) - نمودار خروجی آنالیز خوشه ای میان مرکز..... ۷۷
- شکل (۲-۴) - موقعیت هاله های فوق کانساری و تحت کانساری..... ۷۷
- شکل (۳-۴) - موقعیت نمونه های آنومال مربوط به هر عنصر در نواحی آنومالی..... ۸۰
- شکل (۱-۵) - عملکرد های اصلی در سنجش از دور..... ۸۴
- شکل (۲-۵) - طیف الکترو مغناطیس ومحدوده ها..... ۸۵
- شکل (۳-۵) - نمایش نیمرخ آلتراسیون های نوع قبرس..... ۹۰
- شکل (۴-۵) - نمودار طول موج های مختلف کانی های کائولینیت، ایلیت، مونتموریونیت و آلونیت ۹۲
- شکل (۵-۵) - نمودار طول موج های مختلف هماتیت، ژاروسیت و گویت در باند های ماهواره لندست..... ۹۳
- شکل (۶-۵) - نقشه دگرسانی حاصل از ترکیب رنگی $RGB: (\frac{5}{7}, \frac{4}{2}, \frac{3}{1})$ ۹۷
- شکل (۷-۵) - نقشه دگرسانی حاصل از روش PCA با استفاده ترکیب رنگی $RGB: (PC_4, PC_5, \frac{PC_4 + PC_5}{2})$ ۹۹

- شکل (۵-۸) - نقشه دگرسانی حاصل از روش بهینه شده کروستا با استفاده از $RGB: (-PC_4, -PC_3, -PC_2)$ ۱۰۱
- شکل (۵-۹) - نقشه دگرسانی حاصل از روش بهینه شده کروستا با استفاده از $RGB: (-PC_4, -PC_3, PC_1)$ ۱۰۲
- شکل (۵-۱۰) - نقشه دگرسانی حاصل از روش کروستا با استفاده از ترکیب رنگی $RGB: (-PC_{4OH}, -PC_{4F}, \frac{-PC_{4OH} - PC_{4F}}{2})$ ۱۰۳
- شکل (۵-۱۱) - نقشه دگرسانی حاصل از روش LS-FIT که با استفاده از $RGB: (7, 3, 4)$ ۱۰۴
- شکل (۶-۱) - دیاگرام ون ۱۱۰
- شکل (۶-۲) - نقشه شاهد ژئو شیمیایی منطقه مورد مطالعه ۱۱۹
- شکل (۶-۳) - نقشه دوتایی شاهد دگرسانی منطقه مورد مطالعه ۱۲۰
- شکل (۶-۴) - نقشه شاهد دوتایی مغناطیس هوایی منطقه مورد مطالعه ۱۲۲
- شکل (۶-۵) - نقشه شاهد زمین شناسی منطقه مورد مطالعه ۱۲۴
- شکل (۶-۶) - نقشه شاهد دوتایی مناطق گسلی در منطقه مورد مطالعه ۱۲۵
- شکل (۶-۷) - نقشه احتمال متاخر کانی سازی (پتانسیل مطلوب) در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنگ ۱۲۸

فهرست جداول

- جدول (۱-۴) - پارامترهای آماری مربوط به داده های ژئوشیمیایی..... ۷۶
- جدول (۲-۴) - میزان حد زمینه و آنومالی برای عناصر..... ۷۶
- جدول (۳-۴) - مقدار میانگین آنومالی عناصر در مناطق پنج گانه..... ۸۰
- جدول (۴-۴) - محاسبه ضرایب زونالیته برای مناطق آنومالی..... ۸۱
- جدول (۱-۵) - بردار ویژه ماتریس همبستگی باند های مختلف..... ۹۸
- جدول (۲-۵) - آنالیز مولفه های اصلی برای دگرسانی هیدروکسیل دار با استفاده از روش کروستا..... ۱۰۰
- جدول (۳-۵) - آنالیز مولفه های اصلی برای دگرسانی اکسید آهن با استفاده از روش کروستا..... ۱۰۲
- جدول (۱-۶) - جدول پیشامد احتمالی برای آزمون استقلال مشروط..... ۱۱۵
- جدول (۲-۶) - جدول روابط مورد استفاده در محاسبات وزن های نشانگر..... ۱۱۸
- جدول (۳-۶) - محاسبات *Wofe* برای مناطق دارای آنومالی ژئوشیمیایی..... ۱۱۹
- جدول (۴-۶) - محاسبات *Wofe* برای مناطق دگرسانی..... ۱۲۱
- جدول (۵-۶) - محاسبات *Wofe* برای کلاس های مختلف نقشه مغناطیس هوایی..... ۱۲۲
- جدول (۶-۶) - محاسبات *Wofe* برای واحد های زمین شناسی..... ۱۲۳
- جدول (۷-۶) - محاسبات *Wofe* برای فواصل مختلف گسل ها..... ۱۲۵
- جدول (۸-۶) - کنتراست ها و وزن های لایه های شاهد..... ۱۲۷

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

بیش از ۲۰٪ در صد تولید مس دنیا از کانسارهای ماسیوسولفید^۱ مس صورت می‌گیرد. با توجه به نحوه تشکیل و نیز سنگ دربرگیرنده کانسارهای مذکور، وجود پتانسیل‌های معدنی از این تیپ در زون‌های افیولیتی و افیولیت ملانژی^۲ ایران محتمل می‌باشد. به این ترتیب با توجه به گسترش نسبتاً زیاد واحدهای مرتبط با مجموعه‌های افیولیتی در کشور، در صورت وجود پتانسیل ذخایر نسبتاً باارزشی محسوب می‌شوند. یکی از مهمترین تیپ‌ها، تیپ قبرس یا تیپ پیریت مس‌دار می‌باشد. سنگ در برگیرنده این تیپ‌ها از کانسار مذکور، غالباً بخش آتشفشانی و رسوبی توالی‌های افیولیتی می‌باشد. گسترش سنگ‌های افیولیتی و کمربند آمیزه رنگین^۳ در شرق ایران نوید اکتشاف و دستیابی به ذخایر ماسیوسولفید را می‌دهد اما تکتونیک بسیار فعال و شدید حاکم بر این ناحیه، پی‌جویی و اکتشاف این ذخایر را در صورت وجود با مشکل مواجه می‌سازد.

در اکتشافات معدنی داده‌های فضایی به دست آمده از منابع مختلف اعم از زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ژئوفیزیک و غیره مورد استفاده قرار می‌گیرد. در گذشته، انتخاب، ارزیابی و ترکیب شواهد ذخایر معدنی با کمک یک میز سبک انجام می‌شد. نقشه‌های گوناگون به طور فیزیکی روی قرار می‌گرفتند تا روابط مشترک را میان آنومالی‌ها تعیین شود.

^۱ Massive sulfide

^۲ Ophiolit melange

^۳ Colored melange

GIS¹ به مقدار زیادی کارائی این فرآیند را بالا برد و امکانات لازم برای پردازش داده‌های تخصصی و تجزیه و تحلیل داده‌های فضایی را گسترش داده است.

GIS تحولی چشمگیر در بسیاری از رشته‌های کاربردی پدید آورده است. زیرا پردازش و تجزیه و تحلیل لایه‌های مجزایی از داده‌های فضایی را امکان پذیر می‌کند و ابزارهایی برای تجزیه و تحلیل و مدلسازی روابط متقابل میان لایه‌ها را فراهم می‌آورد.

هدف نهایی GIS پشتیبانی برای تصمیم‌گیری پایه‌گذاری شده بر روی داده‌های فضایی می‌باشد. در بحث اکتشاف به منظور مونتاژ کردن داده‌ها به شکل نقشه پتانسیل معدنی برای تصمیم‌گیری اولویت‌های اکتشاف آینده از GIS استفاده می‌شود.

مدلسازی GIS در زمینه پتانسیل معدنی با محاسبه قابلیت تناسب یا مطلوبیت معدنی به کمک نقشه‌های علوم زمین مورد استفاده در کارهای اکتشافی سروکار دارد. پتانسیل به وسیله وزن‌دار کردن و ترکیب منابع متعدد و مستدل محاسبه می‌شود. تخصیص وزن‌ها به نقشه‌ها یا توسط تجزیه و تحلیل اهمیت شواهد و مدارک مربوط به انباشته‌های معدنی مشخص می‌شود یا با استفاده از قضاوت ذهنی کارشناس معدنی صورت می‌گیرد.

منطقه پرنگ از لحاظ تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران در زون فلیش² یا زون نه‌بندان-خاش قرار می‌گیرد که همراه با بخش‌های مختلف مجموعه‌های افیولتی آن به عنوان مکان مناسبی برای تشکیل ذخایر ماسیوسولفید نوع قبرس معرفی شده است [کریم پور، ۱۳۷۸].

در این تحقیق با توجه به موقعیت مکانی نشانه‌های معدنی مس و با تلفیق داده‌های اکتشافی در محیط GIS با استفاده از روش Wofe³ توسعه یافته $(V_z - in - Wofe)$ ⁴، مناطق دارای پتانسیل به منظور ادامه کار اکتشافی معرفی می‌گردد.

¹ Geographic information system

² Flysch

³ Weight of evidence

⁴ Vertical zonality index-in-weight of evidence

۱-۲- مروری بر کارهای انجام شده قبلی در ورقه پرنگ

مهمترین مطالعات و کارهای اکتشافی در ورقه پرنگ به قرار زیر می‌باشد:

- ۱- مهمترین پروژه اکتشافی در مقیاس ناحیه‌ای در شرق ایران در سال ۱۹۷۸ توسط کمپانی GEOMETAL-BRGM تحت عنوان پروژه شرق ایران صورت گرفته است. در این پروژه که طی آنها بررسی‌های زمین‌شناسی اقتصادی و اکتشافی همزمان با تهیه تعدادی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ این محدوده صورت گرفت، محدوده‌ای به وسعت تقریبی ۵۰۰۰۰ کیلومتر مربع و حدود ۲۰ ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی از جمله ورقه پرنگ زیر پوشش قرار گرفت.
- ۲- زرین‌فر در سال ۱۳۷۹، در یک پروژه تحت عنوان ارزیابی داده‌های ژئوشیمیایی ۲۵ سال گذشته، گزارش اکتشافات تکمیلی ژئوشیمیایی در ورقه پرنگ و مهرود را ارائه نمود.
- ۳- پروژه پی‌جویی کانسارهای ماسیوسولفید در شرق ایران، یکی از پروژه‌های طرح اکتشافات مواد معدنی در جنوب خراسان بود که طی سال‌های ۸۱ تا ۸۲ توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد. این عملیات در محدوده ۱۲ ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ از جمله ورقه پرنگ و در گستره‌ای معادل ۵۰۰۰ کیلومتر مربع در جنوب شرقی خراسان انجام شده است.
- ۴- مطالعات ژئوفیزیکی به روش ژئوالکتریک در محدوده کانسار شورک در مساحتی به حدود ۵۰ هکتار و برداشت‌های توپوگرافی در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ در مساحتی به حدود ۱۰۰ هکتار توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور صورت پذیرفته است.

۱-۳- تعریف موضوع تحقیق

این تحقیق بر اساس کاربردهای سیستم اطلاعات جغرافیایی در مدلسازی اکتشاف ذخایر مس ماسیوسولفید در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنگ در منطقه شرق ایران بنا نهاده شده است.

در کمربندهای افیولیتی و مجموعه‌های افیولیت ملانژی شرق ایران تعداد زیادی نشانه‌های معدنی کانسارهای ماسیوسولفید شامل مناطق زیدان، سولابست، پرنک، سیاه‌دره، شورک، مسگران، برک، وزرق و غیره می‌باشد.

با توجه به بانک اطلاعات زمین‌شناسی، ساختاری، دگرسانی، ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی در مقیاس ناحیه‌ای منطقه، تلفیق این لایه‌های اطلاعاتی می‌تواند به پرسش‌های زیر پاسخ دهد:

۱- چگونه می‌توان با اطلاعات موجود، کنترل‌کننده‌های اصلی نهشته‌های ذخایر مس ماسیوسولفید را در مناطق پتانسیل‌دار شرق مشخص کرد؟

۲- چگونه می‌توان با استفاده از اطلاعات موجود، شواهد زمین‌شناسی مبنی بر کانی‌سازی مس را به صورت نقشه درآورد؟

۳- چگونه می‌توان مناطق پتانسیل‌دار کانی‌سازی شده را با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی، ژئوفیزیکی، ساختاری و سنجش از دور به صورت نقشه ارائه کرد؟

۱-۴- ضرورت انجام تحقیق

بررسی‌های ژئوشیمیایی توسط شرکت BRGM و مطالعات زمین‌شناسی - ساختاری توسط سازمان زمین‌شناسی در این منطقه و مناطق اطراف انجام شده است اما در این تحقیق از روش‌های مدرن در محیط سیستم اطلاعات جغرافیایی استفاده خواهد شد تا با نتایج بررسی‌های قبلی تلفیق شده و مناطق امید بخش مشخص گردد.

طبق نقشه‌های متالوژنی موجود، مناطق دارای پتانسیل احتمالی این ذخایر مخصوصاً در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنک هنوز به طور دقیق مورد بررسی قرار نگرفته است لذا به منظور مشخص کردن مناطق مطلوب در این منطقه و استفاده از همه منابع اطلاعات اکتشافی، نیازمند روشی مدرن و جامع هستیم.

۱-۵- روش انجام تحقیق

روش کلی تحقیق با هدف ارائه یک مدل اکتشافی در سه مرحله اصلی زیر خلاصه می‌شود:

الف) استخراج مشخصه‌ها با استفاده از تکنولوژی GIS برای داده‌های زمین‌شناسی، دگرسانی، ساختاری، ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی منطقه پرنگ که شامل مراحل زیر می‌باشد:

۱- پردازش داده‌های ژئوشیمیایی در مقیاس ناحیه‌ای به وسیله روش زونالیت و تعیین مناطق نشاندهنده آنومالی و همچنین اولویت بندی این مناطق بر اساس محاسبه شاخص زونالیت ژئوشیمیایی مربوط به ذخایر ماسیوسولفید و رقومی سازی این نقشه‌ها

۲- تهیه نقشه توزیع نشانه‌های معدنی مس در منطقه پرنگ بر اساس مطالعات قبلی انجام شده در منطقه

۳- رقومی سازی نقشه زمین‌شناسی منطقه

۴- رقومی سازی نقشه گسل‌های منطقه

۵- رقومی کردن نقشه ژئوفیزیک (مغناطیس هوایی) منطقه

۶- پردازش تصویر ماهواره‌ای لندست با روش‌های مختلف و استخراج مناطق دگرسانی

ب) طبقه‌بندی مشخصه‌ها با استفاده از روش تحلیلی بیزین^۱ که از چند بخش عمده تشکیل شده است.

۱- در این مرحله با توجه به مدل‌های مفهومی و تعیین معیارهای شناخت نشانه‌های معدنی منطقه، نقشه‌های شاهد از میان بانک اطلاعاتی تهیه شده استخراج می‌شود.

۲- در این مرحله با استفاده از فرمول احتمال بیزین، همراهی مکانی بین نقشه‌های شاهد و نشانه‌های معدنی به صورت کمی محاسبه و وزن‌های هر یک از آنها تخصیص داده می‌شود.

۳- در این مرحله نقشه‌های شاهد با توجه به وزن‌های اختصاص یافته به هر کدام از آنها ترکیب و تلفیق می‌شوند تا در نهایت به نقشه پتانسیل مطلوب کانی سازی در منطقه برسیم.

^۱ Bayesian Method

ج) در مرحله آخر مدل اکتشافی به دست آمده (نقشه پتانسیل مطلوب) تحلیل و تفسیر می‌شود و نتایج آن با مطالعات قبلی در منطقه توسط سازمان زمین‌شناسی مقایسه می‌گردد.

فصل دوم

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه

۲-۱- موقعیت جغرافیایی

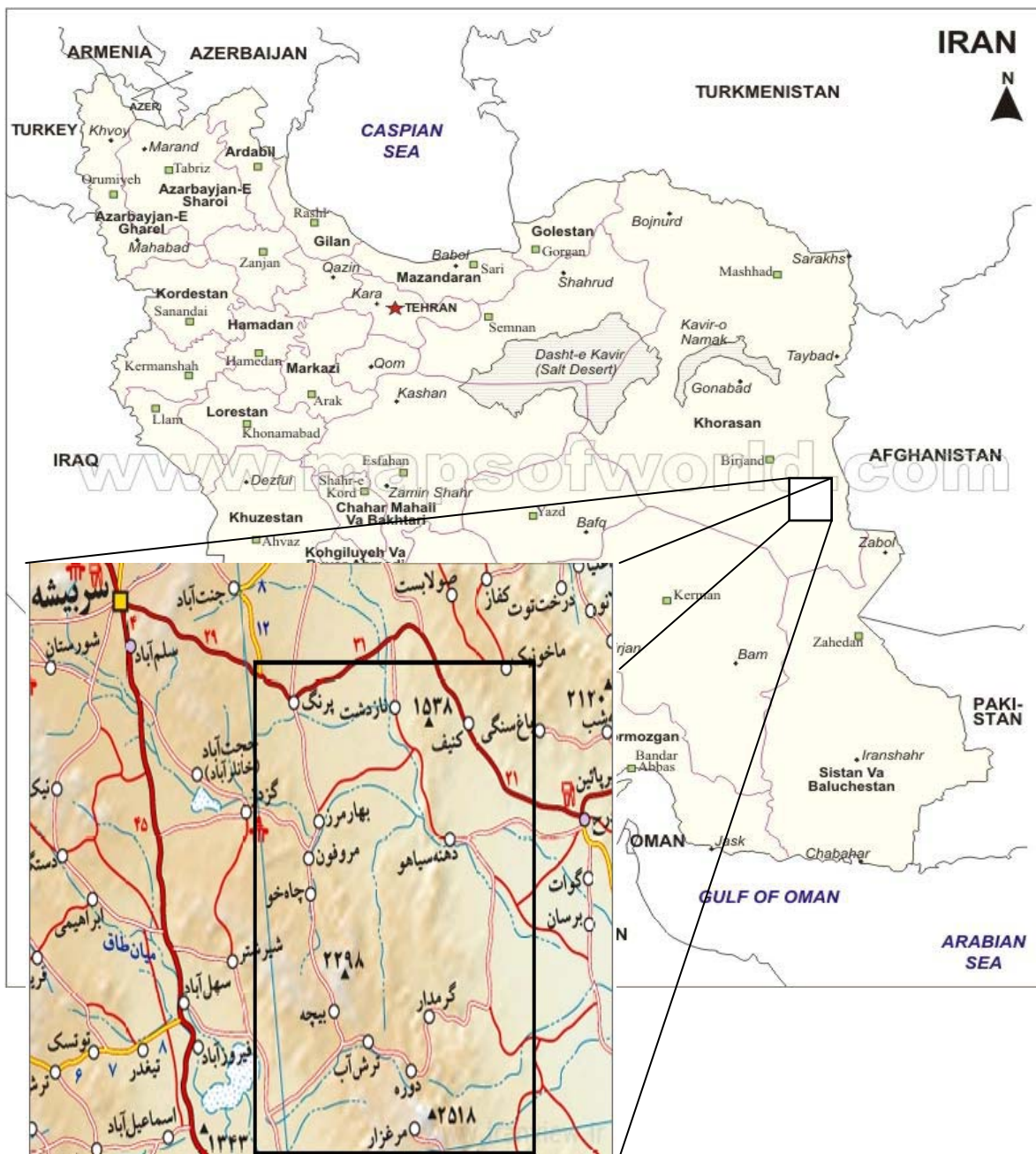
چهار گوش پرنگ با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ یکی از برگه‌های چهار گوش گزیک مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ است که در مختصات طول جغرافیایی $60^{\circ} 00'$ تا $60^{\circ} 30'$ و عرض جغرافیایی $32^{\circ} 00'$ تا $32^{\circ} 30'$ در سیستم مختصات قطبی و طول جغرافیایی ۲۱۶۵۰۰ تا ۲۶۵۰۰۰ شرقی و عرض جغرافیایی ۳۵۴۳۱۰۰ تا ۳۵۹۹۸۲۶ شمالی در سیستم مختصات UTM واقع شده است.

گستره این برگه از نظر تقسیمات کشوری از مناطق زیر پوشش استان خراسان جنوبی است که در نزدیکی مرز افغانستان جای دارد. راه ارتباطی آن از طریق بیرجند - سربیشه - پرنگ است. فاصله بیرجند تا سربیشه ۶۰ کیلومتر و از سربیشه تا ابتدای این منطقه حدود ۳۰ کیلومتر است. جاده‌ای آسفalte از پرنگ تا دورح نیز راه دسترسی به مناطق شمال شرقی و شرق منطقه است و به دلیل گسترش کار معدنکاری به ویژه استخراج سنگ‌های ساختمانی به اغلب نقاط آن راه‌های ارتباطی وجود دارد شکل (۲-۱).

۲-۲- ویژگی‌های طبیعی و جغرافیای انسانی منطقه پرنگ

آب و هوای منطقه به دلیل قرارگیری در ناحیه‌ای کویری، دارای زمستانی معتدل در روز و سرد در شب است و برای بقیه فصول آب و هوای گرم و خشکی دارد. میزان بارندگی در آن به طور معمول کمتر از ۱۵۰ میلی لیتر در سال است. بیشینه دمای آن بیش از ۴۰ درجه سانتیگراد در تابستان و

کمترین آن در زمستان تا ۱۰- سانتیگراد درجه است. در منطقه (برگه پرنگ) به دلیل موقعیت ویژه جغرافیایی رودخانه دائمی وجود ندارد و رودخانه‌های موجود در آن فصلی هستند. رودخانه‌های بهامرز، ترش آب، شور و نیزگاو و باغ سنگی از جمله این رودخانه‌ها هستند که به جز رودخانه باغ سنگی که جهت شمالی - جنوبی دارد، بقیه روندهای غربی - شرقی یا شرقی - غربی دارند. پوشش گیاهی در این منطقه کویری بسیار ناچیز است.



شکل (۱-۲) - موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه (ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنگ)

مردم این منطقه بیشتر به کار معدنکاری و به مقدار کمتر کشاورزی و گله داری اشتغال دارند و محصولاتی چون گندم، جو تولید می‌شود. به دلیل شرایط ویژه اقلیمی و مشکل اشتغال، تمرکز جمعیت در این منطقه بسیار کم است زیرا معدودی روستا با جمعیت محدود در آن وجود دارند. روستاهایی چون پرنگ، بهامرز، معروفان، قنبرآباد، چاهو، نازدشت، چین آباد، کبات، چاه خالک، ماخونیک، باغ سنگی، کنیف، مرغزار و دورح در این محدوده قرار می‌گیرند که بزرگ‌ترین آنها روستای دورح است. به جز روستای دورح جمعیت روستاهای دیگر از ۵۰ نفر فراتر نیست [سازمان زمین شناسی، ۱۳۸۶].

۲-۳- تکامل ساختاری منطقه

گستره‌ی برگه پرنگ بخشی از چهارگوش مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ گزیک است که در جنوب غربی آن جای دارد. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنگ توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور در سال ۱۳۸۶ چاپ و منتشر شده است شکل (۲-۲).

از نظر جایگاه تکتونیکی و رویدادهای تکتونیکی رخ داده در محدوده مورد مطالعه، اکثر محققین، وقایع تکتونیکی رخ داده در محدوده گزیک (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) را در ارتباط با چگونگی تشکیل افیولیت‌های منطقه و همزمانی تشکیل فلیش‌های همراه با ولکانیزم دانسته با این حال بحث‌های گوناگونی در مورد چگونگی و روند شکل‌گیری رخ دادهای میان زمین‌شناسان مختلف از جمله اشتوکلین^۱ (۱۹۷۴)، بربریان (۱۹۸۱) و ماوله، افتخار نژاد (۱۹۹۰) و... وجود دارد که در مقیاس منطقه‌ای قابل تعمیم برای محدوده برگه پرنگ نیز هست. [سازمان زمین شناسی، ۱۳۸۶].

زون فلیش، کمربندی کوهستانی بین بلوک لوت در غرب و مرز های ایران- افغانستان و ایران- پاکستان، در شرق را تشکیل می‌دهد. وسعت این منطقه تقریباً به اندازه بلوک لوت است و مشابه با بلوک لوت، با امتدادی در جهت شمال - جنوب، طول حدود ۸۰۰ کیلومتر و عرضی حدود ۲۰۰

^۱ Stocklin

کیلومتر بسط دارد. در سمت شمال، چندین شاخه از منطقه اصلی به طرف شمال غرب و غرب به نواحی بصیران و بیرجند ادامه یافته که به ملایمت دور برآمدگی شاه کوه تاب خورده و در غرب و شمال بیرجند به تندی در برابر حاشیه گسلی لوت ختم می شود. در جنوب شرق منطقه، فلیش های شرق ایران به منطقه فلیش رشته کوه های مکران که روند شرقی دارند، در جنوب فرورفتگی جازموریان ملحق شده و یکی می گردند [Stocklin et al., 1968].

تکامل ساختاری ورقه پرنگ را به شرح زیر به اختصار می توان بیان کرد.

بر پایه مطالعات (Shereiber, 1972)، گستره برگه پرنگ را می توان بخشی از بلوک گسلی فراه یل هلمند^۱ دانست که در آن سنگ های کهن تر از کرتاسه برونزد ندارند، در این رابطه گفته می شود که سنگ های کرتاسه زیرین فقط در یک نقطه در شمال چهارگوش گزیک دیده می شود و به طرف شمال رخنمون های آن در چهار گوش های شاهرخت و قائن نیز گزارش شده است که در مناطق مزبور روی پی سنگ های دگرگونه یا نهشته های ژوراسیک قرار گرفته اند و در منطقه گزیک (بلوک رود شاه ولی) این سنگ آهک ها (کرتاسه زیرین) بین دو گسل محصور است و رخنمونی از سنگ قدیمی تر دیده نمی شود. از این سنگ آهک ها در برگه پرنگ رخنمونی وجود ندارد بنابراین محدوده برگه پرنگ را می توان به زون های زیر تقسیم کرد و مورد بررسی قرار داد.

۲-۳-۱- پهنه ماخونیک باغ سنگی

این پهنه در شرق گسل ماخونیک - دورح جای دارد و محل گسترش نهشته های شبه فلیشی از زمان های کرتاسه بالایی که شامل تناوب لایه های شیل و ماسه سنگ های توربیدیتی با میان لایه هایی از کنگلومرای ریز دانه، می باشد. این شبه فلیش ها به نظر می رسد روی مجموعه افیولیتی قرار گرفته باشند [سازمان زمین شناسی، ۱۳۸۶].

^۱ Farah fault block

۲-۳-۲- پهنه افیولیتی

این پهنه با واسطه گسل اصلی و معکوس ماخونیک - دورح از زون فلیشی ماخونیک - باغ سنگی جدا شده و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های اولترامافیک، مافیک، دایک‌های ورقه‌ای، همراه با رادیولاریت و چرت‌های نواری، توف‌های بازالتی، پلاژیو گرانیات، لیستونیت و ... است که روند غالب آنها در امتداد گسل‌های اصلی شمالی - جنوبی است.

با توجه به ویژگی‌های شرح داده شده در بالا تکامل تکتونیکی محدوده برکه پرنگ را می‌توان به شرح زیر خلاصه نمود:

۱- نهشته‌های کرتاسه بالا (تا ماستریشتین میانی) ضمن آمیزش با افیولیت‌ها و دگرگونی‌های ناحیه‌ای دیناموترمال با واسطه دگر شیبی زیر نهشته‌های دریایی ماستریشتین بالایی قرار گرفته‌اند که می‌توان آن را به فاز لارامید زودرس نسبت داد.

۲- جنبش‌های تکتونیکی تا پایان ائوسن پیشین ادامه داشته که نتیجه آن پراکندگی محیط‌های رسوبی و رخساره‌های مختلف در زمان ماستریشتین بالایی تا ائوسن پائینی شده است که در این مورد می‌توان از رخساره‌های فلیشی و مرجانی توده‌ای ائوسن نام برد این جنبش‌ها در پایان دوره ائوسن سبب پس‌روی دریا از قسمت بزرگی از منطقه شده است.

۳- سنگ‌ها و سازنده‌های ائوسن و کهن‌تر از آن تحت اثر یک فاز چین خوردگی در ائوسن میانی تا پسین قرار گرفته‌اند که سبب شده راستای چین‌ها روند شمال، شمال غربی - جنوب، جنوب شرقی را به دست آورند.

۴- پس از تشکیل سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن - میوسن چندین فاز پی در پی موجب چین خوردگی نهشته‌های کهن‌تر شده که یکی از آنها در دوره میوسن بوده و موجب چین خوردگی سنگ‌های پیش از نئوژن شده است. فاز دیگر پس از نئوژن به وقوع پیوسته که سبب به وجود آمدن ساختارهای متعدد و تجدید فعالیت گسل‌ها و راندگی‌ها و تشکیل خط واره‌ها شده است.

۵- فاز پایانی چرخه آلی - فاز کوهزایی پاسادین - چهره کنونی مرفولوژیکی منطقه را بنیاد نهاده است، ضمن آنکه سبب به وجود آمدن یک سیستم گسل طولی با روند شمالی - جنوبی شده که همچنان فعال است. این گسلها در مقیاس منطقه‌ای بوده و بسیاری از آنها خارج از محدوده برگه پرنک واقع می‌گردند ولی بعضی از آنها که در این محدوده قرار دارند روی نقشه زمین‌شناسی نمایش داده شده‌اند [سازمان زمین شناسی، ۱۳۸۶].

۲-۴- چینه نگاری و واحدهای سنگی منطقه^۱

ویژگی‌های زمین شناختی حاکم بر منطقه گزیک را می‌توان در دو بخش جداگانه بررسی کرد. در بخش شرقی به استثناء وجود رخنمون‌های محدودی از سنگ‌های آهکی کرتاسه زیرین که بیرون از برگه پرنک قرار می‌گیرند، بقیه سنگ‌ها و سازنده‌ها در حوضه فلیشی تشکیل شده و کهن‌ترین آنها مربوط به کرتاسه بالایی است ولی در بخش افیولیتی واحدهای سنگی کرتاسه بالایی با سنگ‌های توالی افیولیتی مشخص هستند که با سنگ نهشته‌های فلیشی سخت شده همراهند و در بسیاری نقاط به صورت آمیزه رنگین رخنمون دارند. واحدهای سنگی که در محدوده برگه پرنک وجود دارند عبارتند از :

۲-۴-۱- سنگ‌های افیولیتی

مجموعه‌ای از سنگ‌های قلیایی و اولترامافیک، دیاباز، لیستونیت به همراه رادیولاریت توف و سنگ‌های نفوذی در بخش افیولیت، شرق گسل ماخونیک - دورح، وجود دارند که عبارتند از:

- **سنگ‌های اولترامافیک (ub):** شامل هارزبورژیت‌ها تا لرزوریت‌ها است که توده‌ای هستند و به رنگ قهوه‌ای تیره می‌باشند. این سنگ‌ها به شدت تجزیه شده‌اند، آنچنان که درزه‌های حاصل همزمان

^۱ مطالب این بخش عمدتاً از گزارش سازمان زمین‌شناسی آورده شده است.

با تکتونیک روی داده برآنها با سرپانتین و همچنین کلسیت پر شده‌اند که نمادی آبی- خاکستری به آنها داده است. در نمونه‌های تازه این سنگ‌ها به رنگ سبز تیره تا سیاه رنگ‌اند. این سنگ‌ها در اثر تکتونیک شدید برشی شده و پهنه‌های شکسته‌ای که در آنها سنگ‌هایی مانند لیستونیت نیز تشکیل شده باشند وجود دارند، از دیدگاه کانی‌شناسی، این سنگ‌ها بافت میکروسکوپی میلونیتی- گرانوبلاستیک تا پورفیروبلاستیک دارند که گویا دگر شکلی‌های روی داده در شرایط جبه‌ای است، یا اینکه دارای بافت کومولیتی هستند که متعلق به سکانس‌های پلوتونیک آستنسفری است، کانی‌های آن شامل اولیوین، اورتوپیروکسن یا کلینوپیروکسن و کانی‌های فرعی آن اسپینل و کانی‌های تیره هستند. در بسیاری نقاط سنگ‌های اولترامافیک رگه‌هایی از کانی منیزیت و تالک و کرومیت دیده می‌شود که بعضی از آنها در دست استخراج هستند.

• **سرپانتینیت (sr):** سرپانتینیت‌ها به طور معمول از تجزیه پریدوتیت‌ها حاصل می‌شوند که در آن اولیوین به سرپانتین تبدیل می‌شود و رخنمون آن در نقاطی مانند شرق کنیف و جنوب دهنه سیاهو، توده‌های به نسبت بزرگی را تشکیل داده‌اند. هوازدگی و دگرسانی در این سنگ‌ها بسیار کارساز بوده است.

• **گابرو (gb):** توده‌های گابرویی در محدوده برگه پرنگ در نقاطی مانند کنیف، دهنه سیاهو، غرب مرغ زرد، شمال- شمال غرب روستای گرم تمام برون زد دارد و اغلب توده‌هایی گسترده تشکیل داده‌اند. از ویژگی‌های مهم آنها وجود لایه بندی‌های منظم در قاعده آنها و همبری با سنگ‌های اولترابازیک است که ضخامتی در حدود ۵۰ تا ۶۰ سانتی‌متر دارند. رنگ عمومی این واحد سبز روشن است، کانی‌های تشکیل دهنده با ساخت و بافت کومولیتی شامل لابرادوریت، اوژیت، یوهیدرال تا ساب هیدرال، هورنبلند قهوه‌ای و کانی‌های فرعی نظیر ماگنتیت و آپاتیت هستند. این گابروها به گونه تدریجی و به سمت بالا تبدیل به میکروگابرو می‌گردند. در بعضی نقاط مانند روستای گرم تمام تفریق دیگری از گابرو به دیوریت کوارتزار صورت گرفته که مشخصه اصلی آن رنگ سبز تیره گابرو به آبی روشن سنگ مزبور است که به علت وجود الیگوکلاز به جای لابرادوریت می‌باشد.

- **پلاژیوگرانیت (gr):** این گرانیت که به طور معمول گرانیتی است با پتاسیم ناچیز، سنگی است بین کوارتز دیوریت تا ترونجمیت و در ترکیب کانی شناسی آن پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول وجود دارد. این واحد نیز رخنمون‌های محدودی در شرق برگه و شمال شرقی برگه دارد.
- **دیاباز:** دیاباز موجود در مجموعه افیولیتی با ترکیب کانی‌شناسی شبیه گابرو در حقیقت سنگی است نیمه عمیق است که می‌توان آن را میکروگابرو به حساب آورد. این سنگ دارای بافت افیتیک است و کانی‌های اصلی آن شامل پلاژیوکلاز (لابرادور - بیتونیت) و پیروکسن است که در متن سنگ با کانی‌های تیره همراه هستند. رخنمون‌های این واحد به طور معمول در کنار توده‌های گابرویی در نقاطی مانند غرب کنیف، شمال روستای گرم تمام و شرق حسین آباد و همچنین در غرب روستای مرغزار، پایانی‌ترین نقطه جنوب غربی برگه دیده می‌شود.
- **توف بازیک (tb):** توف‌های بازیک به همراه توده‌های بازالتی از جمله اجزای همبده‌های افیولیتی این منطقه است که برونزدهای آن محدود به غرب و جنوب غربی در شمال و شمال غربی روستای گرم تمام و شمال رود نخل شور است. مرز آن با توده‌های همبر اغلب گسله است. ترکیب کانی‌شناسی آنها اورتو پیروکسن و پلاژیوکلاز است، لابرادوریت، همرا با اولیوین و کانی‌های تیره است که بافتی میکروگرانولار دارند. این واحد در برگه‌های غربی مجاور پرنگ، گزیک، سربیشه، ماهرود و ... گسترش بیشتری دارد.
- **رادیولاریت (r):** رادیولاریت‌ها با رنگ مشخص قرمز و قرمز بنفش به همراه چرت‌های رادیولاریتی در بعضی نقاط گستره مورد بررسی برونزد دارند که از آن جمله گذار سیاه دره؛ پایانی‌ترین نقطه شمال برگه و شمال کنیف، و شرق و جنوب آن؛ بیشتر همراه با مجموعه آمیزه رنگین، و همچنین در شمال آن که بیرون از محدوده پرنگ است. این واحد که از شاخص‌های مهم توالی یک مجموعه افیولیتی است در پهنه افیولیتی رخنمون‌های متعددی دارد.
- **لیستونیت (lv):** لیستونیت‌های این برگه مطابق تعریف سنگ‌های تدریجی بین اولترامافیک‌ها و مافیک‌ها هستند و در حقیقت یک نوع برش دگرسان شده از سنگ‌های مختلف بازیک و اولترابازیک

هستند که در سیمانی کربناتی و سیلیسی جای گرفته‌اند و به احتمال زیاد تکاپوی تکتونیکی همراه با یورش محلول‌های هیدروترمالی نیز در پیدایش و جا به جایی کربنات و سیلیس فراوان آن لازم است. در برگه پرنگ رخنمون‌های نسبتاً زیادی از این سنگ که آن را سنگی زشت چهره^۱ نیز معرفی نموده‌اند، وجود دارد و در مناطقی مانند غرب کنیف و جنوب دهنه سیاهو و منطقه گرم تمام ده برون‌زدهای به نسبت بزرگی را تشکیل داده‌اند.

• **آمیزه رنگین (cm):** همانگونه که پیش نیز اشاره شد، افیولیت‌ها و سنگ‌های وابسته به آنها بخش وسیعی از گستره برگه پرنگ را زیر پوشش دارند. این سنگ‌ها در بعضی نقاط مانند کوه‌های شرق و غرب باغ سنگی با واحدهای سنگی دیگر رسوبی و دگرگونی آمیخته شده‌اند و نمی‌توان آنها را تفکیک نمود و روی نقشه نمایش داد. به همین روی، زیر عنوان واحد آمیزه رنگین معرفی و با حرف cm نمایش داده شده‌اند. در محل یاد شده رخنمون‌های به نسبت وسیعی از این آمیزه وجود دارند که در رخساره‌های فشار بالا- حرارت متوسط دگرگون شده‌اند.

خاستگاه بیشتر آنها توف‌های بازیک برشی شده بوده است. از دیدگاه سنگ‌شناسی آمیزه رنگین از سنگ‌های گلوکوفان‌دار به رنگ‌های قرمز، لایه‌های چرتی، آبی و سبز، سنگ‌های ابرقلیایی سیاه رنگ هستند که به وسیله سنگ‌های آذرین روشن رنگ؛ اسیدی الیگوسن - میوسن در قالب دایک‌ها و استوک‌هایی قطع شده‌اند. این سنگ‌ها نشان‌دهنده تشکیل در شرایط تکتونیکی بسیار پیچیده کلی منطقه و حتی در مقیاس کوچکتر بوده‌اند.

۲-۴-۲- واحد های رسوبی کرتاسه پسین

• واحد فلیشی زیرین (k_a^f)

این واحد از ضخامت به نسبت زیادی از توالی یکنواختی از شیل‌های سبز، بنفش یا قرمز رنگ تشکیل شده که دارای میان‌لایه‌های سیلت و ماسه سنگ قهوه‌ای و همچنین سنگدانه‌هایی که از جنس

^۱ Ugly looking rock

آهک‌اند، در آن وجود دارد. به دلیل چین خوردگی شدید، برآورد ضخامت آن ناممکن است؛ به ویژه اینکه شیستوزیته حاکم بر آن نیز به این امر کمک نموده است. سنگ نهشته‌های آهکی برشی شده که به صورت میان‌لایه ای در این واحد دیده می‌شوند، اغلب به صورت عدسی بوده‌اند و سنگدانه‌های آن جور شدگی بد دارند و گوشه‌دار هستند. جنس سنگدانه از سنگ آهک، ماسه سنگ کوارتزی و ماسه سنگ گری واکي است. رخنمون‌های این واحد در برگه پرنک در نقاطی مانند رود نخل شور؛ جنوب غربی منطقه، دیده می‌شود. به دلیل چین خوردگی شدید ضخامت واقعی این واحد مشخص نیست.

• واحد فلیشواره - آذرآواری (k_a^{iv})

این واحد فلیشواره - آذرآواری در برگه پرنک در نقاطی مانند شمال روستای گرم تمام ده، ناحیه رود نخل شور (شمال و جنوب آن) رخنمون دارد و این برون‌زدها اغلب دگرگونی دینامو ترمال را تحمل نموده‌اند، به همین روی کانی‌های نو ظهوری مانند آلبیت و پومپیلیت، اپیدوت، اکتینولیت و کلریت که مشخص کننده رخسار شیست سبز هستند در این تغییر به وجود آمده‌اند. به همراه فلیشوئیدها، توده‌های بزرگ و کوچک از سنگ‌ها و واحدهای افیولیتی که بسیاری از آن به صورت الیستولیت در اندازه‌های گوناگونند، دیده می‌شوند.

سنگ‌های رسوبی این واحد تناوب ماسه سنگ‌های ریز دانه و نهشته‌های پلیتی است که در آنها تعداد زیادی لایه‌های آذر آواری چون توف، ماسه سنگ‌های توفی و گری واک و همچنین به ندرت روان‌های ولکانیکی در آن وجود دارند ولی به دلیل اثر کوهزایی شدید و دگرشکلی حاصل از آن تفاوت‌گذاری بین لایه‌ها و افیولیت‌ها مشکل است. رنگ ماسه سنگ‌های گری واکي سبز متمایل به آبی و دانه‌بندی آنها ریز است. در متن میکروسکوپی بیشتر شیشه‌ای و سطح شکست آن نیز به همین شکل است. سنگ‌های گدازه‌ای تشکیل دهنده این واحد شامل داسیت و آندزیت پورفیریک، دیاباز و ماسه سنگ کوارتزی و همچنین کوارتز ریولیتی هستند. کانی‌هایی چون پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت و

میکروکلین به عنوان کانی اصلی و زیرکن، تورمالین، آپاتیت، اسپینل نیز از کانی‌های فرعی هستند که در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

در مجموعه فلیشواره آذر آواری‌های این منطقه سنگ‌های آتشفشانی بیرونی از نوع آندزیت، آندزیت بازالت و نیمه عمیق (دیاباز) دیده می‌شوند که روی شکل (۲-۲) با حرف k_a^v نمایش داده شده‌اند که اغلب ترکیب توفی دارند و برشی شده‌اند.

۲-۴-۳- واحد فلیش بالایی: در واحد فلیشی بالایی در پهنه افیولیتی تقسیمات سنگ شناسی زیر صورت گرفته است.

• واحد ماسه سنگی (K_a^{sc})

این واحد در محدوده پرنک فقط در شمال روستای گرم تمام ده، شمال رودخانه ترشاب، رخنمون دارد ولی بیرون از این محدوده، در زون ماخونیک - باغ سنگی، برونزدهای متعددی از آن دیده می‌شود.

این واحد از ماسه سنگ‌های توربیدایتی تشکیل شده که قسمت‌هایی از چرخه کامل یک توربیدیت که به سیکل بوما^۱ مشهور است را دارا می‌باشد. به عنوان مثال در رخنمون‌های یاد شده در بالا (ماخونیک- باغ سنگی) در قسمت‌های زیرین از کنگلومرای ریز دانه که از دانه‌های با جنس مختلف تشکیل شده که به تدریج از پایین به بالا ریز دانه می‌شوند که در حقیقت همان دانه بندی تدریجی^۲ توربیدایت است. ماسه سنگ‌های این سیکل که به تعداد بی‌شماری تکرار می‌شوند از نوع ماسه سنگ‌های تا حدودی آرکوزی (فلدسپاتیک) است. ضخامت این واحد ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر برآورد می‌شود.

^۱ Bauma Cycle

^۲ Graded Bedding

• واحد شیلی (K^{sh-s})

رخمون‌های این واحد در بخش شرقی منطقه به ویژه شمال روستای دورح و نزدیکی روستای ماخونیک همچنین در گوشه شمال شرقی برگه دیده می‌شود و ترکیب سنگ‌شناسی آن تشکیل شده از شیل‌های سبز تا قهوه‌ای تیره رنگ که کمی کربناتی هستند. این توالی با لایه‌هایی از ماسه سنگ‌های دانه ریز و سیلتستون همراهی می‌شوند که ابتدای آن با لایه‌های ماسه سنگی آغاز می‌شود. ضخامت این واحد متغیر است و بیشترین ضخامت آن در بیرون از محدوده برگه پرنک (در ماهرود) قرار دارد که بیش از ۲۴۰۰ متر اندازه گیری شده است [Maurizot et al., 1980]. ولی در شمال روستای دورح این ضخامت حدود ۴۰۰ – ۵۰۰ متر است.

۲-۴-۴- واحد رسوبی پالتوسن - ائوسن

• واحد مارن و ماسه سنگی (PE^{ms})

این واحد به همراه بخش آهکی آن (PE^1) در برگه پرنک در مناطقی چون پیرامون ناودیس بزرگ کوه باران و منطقه مرغ زار؛ جنوب برگه، برونزد دارند و ضخامتی در حدود ۶۰۰-۵۰۰ متر از تناوب مارن و ماسه سنگ با میان لایه‌های سنگ آهکی و سنگ آهک رس‌دار ساخته‌اند. جایگیری این واحد روی واحدهای کرتاسه با ناپیوستگی هم شیب^۱ که در شمال نقشه و بیرون از محدوده چهار گوش رخمون آن دیده می‌شود.

۲-۴-۵- واحد های سنگی کرتاسه بالا - پالتوسن

• واحد کنگلومرایی - ماسه سنگی کرتاسه پسین (K^a)

رخمون‌های این واحد سنگی را می‌توان در شمال غربی روستای دورح، غرب و شمال غربی باغ سنگی و همچنین غرب و شمال غربی ماخونیک ردیابی کرد که با واسطه دگرشیبی زاویه‌دار روی

¹ Disconformity

همبودهای افیولیتی^۱ جای گرفته و ضخامت های متغیری را تا حدود ۵۰۰ تا ۶۰۰ متر به نمایش گذاشته است.

لیتولوژی غالب این واحد را سنگ آهک های ماسه دار (بیو اسپارودیت تا بیو میکروودیت) با رخساره آواری تشکیل داده که در آن میان لایه هایی از ماسه سنگ های کربناته دانه درشت و شیل نیز حضور دارند. سنگدانه های این کنگلومرا را سنگ های دگرگونه ترابری شده از مجموعه افیولیتی به همراه سنگدانه هایی از سنگ آهک های پلاژیک و هم چنین از سنگ آهک های هیپوریت دار تشکیل داده اند که در زمینه ای از نهشته های درشت و ریز دانه ای جای گرفته اند روی این مجموعه آواری کرتاسه بالایی، با همبری هم شیب توربیدات سبز رنگ پالئوسن - ائوسن (PE^{ft}) قرار گرفته است که سر راه باغ سنگی به ماخونیک رخنمون آن دیده می شود.

۲-۴-۶- واحد های سنگی پالئوسن - ائوسن

• واحد فلیشواره (PE^{ft})

واحد فلیشواره پهنه ماخونیک - باغ سنگی، در حقیقت، بخشی از دنباله زون کمر زری - باغ سنگی و چهار گوش گزیک است که به گفته ماریزوت (۱۹۸۰)، ناهمسانی هایی با فلیش های پهنه افیولیتی از دیدگاه لیتولوژی و ناهمزمانی دارند. در زون ماخونیک - باغ سنگی رخنمون این واحد در فاصله بین روستاهای باغ سنگی و ماخونیک دیده می شود و از نهشته های سبز رنگ توربیدیتی تشکیل شده و ضخامتی از ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر یا کمی بیشتر را دارند و چین خوردگی شدیدی را متحمل شده اند.

• واحد فلیشواره، آهکی - مارنی (PE^{lm})

واحد آهکی - مارنی در پهنه ی ماخونیک - باغ سنگی با تشکیل ساختارهای متعدد تاقدیسی - ناودیسی گستره وسیعی را زیر پوشش دارد و ضخامتی تقریبی حدود ۷۰۰-۸۰۰ متر را دارد. این واحد در حقیقت بخش بالایی فلیش ها یا به گفته بهتر بهسان فلیش این پهنه را تشکیل داده که در قسمت

^۱ Ophiolitic Complex

های زیرین ماسه سنگ های توربیداتی (PE^{ft}) همراه با میان لایه هایی از فلیش های کنگلومرایی است و بخش بالایی آن بیشتر کربناته (آهکی و مارنی) است که در آن فسیل نومولیت به فراوانی یافت می شوند. در این توالی توربیداتی- فلیشوئیدی اندازه ی دانه ها در سنگها از پائین به بالا به تدریج ریزتر می شوند و ماسه سنگ های دانه درشت با ضخامت های چندین متری به تدریج به لایه های نازکتر و تناوب ماسه سنگ، شیل، سنگ آهک و مارن و آهک های مارنی (PE^{lm}) تبدیل می شود به گونه ای که همسانی هایی با توالی فلیش های واقعی پیدا می کنند، به همین روی به عنوان شبه فلیش می توان از آن یاد کرد.

۲-۴-۷- واحدهای سنگ چینه ای ائوسن

• واحد فلیشی (E^f)

این واحد در برگه پرنگ، تنها در یکجا؛ پایانی ترین نقطه ی جنوب غربی منطقه، شمال غربی روستای مرغزار، دیده شده که از تناوب منظم ماسه سنگ های توربیدایتی به رنگ سبز و صورتی همراه با میان لایه هایی از سنگ آهک های شیلی تشکیل شده است. از ویژگی های مهم این واحد وجود لایه های سنگ آهکی فسیل دار؛ بیومیکرواسپارودی، با ضخامت حدود ۷۰ متر است که به عنوان سنگ آهک آلئولین دار (E^l) روی نقشه نمایش داده شده است.

• واحد گچی (E^g)

این واحد به صورت لایه هایی از مارن های گچدار و یا لایه های گچی توده ای با ضخامت های متغیر به ویژه در کوه باران برونزد دارند. بیشترین ضخامت این واحد که در پیرامون ناودیس باران دیده شده حدود ۵۰ متر است، لایه های گچی یا مارن های گچدار اغلب با لایه های لیگنیت همراه هستند. در بعضی نقاط این لایه گچی بهره برداری می شود.

• واحد سنگ آهک رسی نومولیت دار (E^{nl})

در ناودیس باران که گستره ی واحد های رسوبی ائوسن است لایه های متعددی از سنگ آهک و سنگ آهک های رس دار وجود دارند که اغلب دارای فسیل نومولیت هستند. این لایه ها که در تناوب با مارن، آهک های مارنی و سنگ آهک های ماسه ای اند، به تدریج به سمت هسته ی ناودیس به سنگ آهک های ضخیم لایه تا توده ای با ضخامت های بیشتر تبدیل می شوند. ضخامت این لایه ها بیش از ۳۰۰ متر است واز سنگ آهک و سنگ آهک های دولومیتی تشکیل شده است. این لایه ها با توجه به پایداری در برابر فرسایش و هوازدگی بلندترین نقطه ی این منطقه در برگه ی پرنک را با ارتفاع ۲۵۱۸ متر تشکیل داده اند.

• واحد کنگلومرای (E^{cs})

واحد کنگلومرای که به نظر می رسد در محیطی باتلاقی یا دریا کناری تشکیل شده باشد، از کنگلومرای که قلوه های آن گرد نشده یا کم گرد شده هستند تشکیل شده و در سیمانی از جنس کربنات بهم جوش خورده اند. این قلوه ها بیشترشان دارای سنگ واره های نومولیت و آلئولینا هستند. کنگلومراها دارای میان لایه هایی از کنگلومرای دانه ریز و ماسه سنگ های دانه درشت قرمز رنگ و اغلب دارای ساخت های رسوبی از جمله لایه های متقاطع^۱ هستند. در سنگدانه های این کنگلومراها سنگ هایی دیگری از جنس دیاباز، لیستوینیت و آندزیت نیز وجود دارد که در محیط دریایی انباشته شده اند. این واحد کنگلومرای به رنگ قرمز تا صورتی بوده است و لایه بندی های ضخیم ۶۰ سانتیمتر تا یک متر دارد و اغلب به صورت افقی یا کج شدگی تا ۳۰ درجه دارند. در این واحد عدسی هایی از سنگ آهک های نومولیتی وجود دارند که روی نقشه با علامت I نمایش داده شده اند. در ناودیس کوه باران ضخامت این واحد حدود ۱۴۰۰ تا ۱۶۰۰ متر است.

^۱ Cross bedding

• واحد ماسه سنگی (E^s)

برونزد واحد ماسه سنگی ائوسن نیز همانند واحد کنگلومرای در نقاطی مانند ناودیس کوه باران و پیرامون آن دیده می شود و لیتولوژی آن را ماسه سنگ های دانه درشت قرمز رنگ با لایه بندی های متوسط تا ضخیم لایه تشکیل می دهند که در آنها میان لایه هایی از ماسه سنگ های دانه ریز سیلتستون نیز وجود دارند در این ماسه سنگ ها که اغلب کربناته اند آثار ساخت های رسوبی مانند لایه بندی متقاطع دیده می شود. دیرینه واحدهای بالا بر اساس فسیل هایی که در آنها یافت شده بین بالاترین بخش ائوسن زیرین تا ائوسن میانی تعیین شده است.

۲-۴-۸- واحدهای سنگ چینه ای الیگوسن - میوسن

• واحد کنگلومرای (OM^{cs})

رخمون های این واحد را در غرب روستاهای مرغزار، هسته ناودیس کوه باران و همچنین غرب پرنگ و غرب روستای گرم تمام می توان دید. رخساره سنگ شناختی این واحد از کنگلومرای قرمز تیره رنگ، با لایه بندی منظم و لایه های ماسه سنگی تشکیل شده که با سیلتستون های قرمز رنگ گچدار در تناوبند. در این تناوب لایه هایی از کنگلومراهای دانه ریز، آگلومرا و آندزیت پورفیریک نیز به صورت میان لایه ای وجود دارند. عناصر تشکیل دهنده آگلومرا قلوهای کم گرد شده سنگ های آتشفشانی در سیمانی از مواد توف، تشکیل داده اند. میان لایه های آندزیت پورفیری با عدسی هایی از داسیت پورفیری همراهی می شوند. ضخامت این واحد بین ۳۰۰-۴۰۰ متر برآورد می شود.

• واحد ماسه سنگی (OM^{ss})

این واحد از تناوب لایه های ماسه سنگی قرمز، دانه درشت تا ریز، با لایه بندی های منظم تشکیل شده و قرارگیری آن روی واحدهای کهن تر به صورت افقی تا کمی شیب دار با همبری دگرشیبی است. وجود سیلتستون ها یا ماسه سنگ های دانه ریز بر روی هم نشان از نهشتگی از نوع رسوب های آب شیرین دارد. در این واحد، میان لایه هایی از سنگ های ولکانیک که بیشتر از نوع برش های داسیتی-

آندزیتی هستند، دیده می‌شود که به صورت روانه آتشفشانی چهره می‌نمایند و بر روی هم رنگ صورتی قرمز تا آبی و بنفش را به نمایش می‌گذارند و ضخامتی در حدود ۲۵۰-۳۰۰ متر دارد. واحد شرح داده شده (OM^{cs}) و این واحد (OM^{ss}) روی سنگ‌ها و سازنده‌های قدیمی‌تر از خود با همبری دگرشیبی قرار گرفته‌اند. رخنمون‌های این واحد را به همراه واحد آگلومرا-کنگلومرای (OM^{ac}) در غرب مرغزار، غرب و جنوب غربی پرنک می‌توان دید. واحدهای یاد شده زمان الیگو-میوسن فاقد لایه‌های فسیل‌دار می‌باشند. ولی بر اساس شواهد چینه‌شناسی یعنی قرارگیری با همبری دگرشیبی روی واحدهای ائوسن می‌توان سن الیگو-میوسن را به آنها نسبت داد.

• واحد های آگلومرای - کنگلومرای (OM^{ac})

این واحد با ضخامتی از ۶۰۰ (شمال معروفان) تا ۱۳۰۰ متر (شرق ناودیس کوه باران) از ضخیم‌ترین واحدهای عصر الیگو میوسن در گستره ورقه است. رخنمون آن سطوح گسترده‌ای را، به ویژه در زون افیولیتی؛ بین گسل‌های پرنک و غرب کنیف، زیر پوشش دارد. لیتولوژی آن را بیشتر آگلومرای آندزیتی (بیش از ۴۰۰ متر) همراه با پامیس و کنگلومرا با سنگدانه‌هایی از جنس آندزیت، ریولیت، روانه‌های شیشه‌ای سیاه رنگ، ماسه سنگ‌های دانه درشت در تناوب با کنگلومرا، ماسه سنگ‌های توفی آندزیتی تشکیل داده‌اند و دارای رنگ عمومی قرمز تیره، صورتی تا خاکستری هستند.

• واحد ماسه سنگ توفی - کنگلومرای (OM^{sl})

این واحد که سطحی گستره از برگه پرنک را زیر پوشش دارد، از ماسه سنگ‌های توفی، سنگ آهک‌های چرتی با رنگ عمومی خاکستری روشن تشکیل شده‌اند. در این مجموعه میان‌لایه‌هایی از آهک‌های ریز دانه سیلیسی به رنگ زرد کمرنگ با ضخامتی تا ۱ متر و سنگ‌های آذرین - رسوبی وجود دارند که شامل لایه‌هایی از توف‌های اسیدی برش‌های آتشفشانی هستند. ضخامت این واحد حدود ۲۰۰-۳۰۰ متر است که به صورت جانبی و عمودی به کنگلومراهای آندزیتی تبدیل می‌شوند.

این واحد توسط زیر واحدهای آگلومرای - کنگلومرای (OM^{ac}) پوشیده می‌شود که دارای رنگ قرمز و خاکستری است و لایه بندی نامنظمی دارد و سطوح وسیعی از منطقه، به ویژه در جنوب و جنوب شرقی رودخانه باغ مرغی، جنوب شرقی و جنوب خاورد، کوه خراجی و جنوب آن، و همچنین جنوب کوه شاه بهاران، را زیر پوشش دارد.

• واحد آتشفشانی (آندزیت - بازالتی) (OM^v)

واحد آندزیت - بازالتی در گستره برکه پرنگ دارای ضخامت متغیر، از ۳۰۰ تا ۵۰۰ متر است. رخنمون‌های آن را در نقاطی مانند شمال و جنوب روستای پرنگ و شمال غربی بهامرز همچنین در شرق و شمال شرقی کوه باران، پیرامون کوه لاه سیاه (بخش شرقی برکه)، شرق ناز دشت و بعضی نقاط که اسامی جغرافیایی ندارند می‌توان مشاهده کرد. این واحد از نظر ترکیب سنگ شناسی متنوع است و سنگ‌هایی مانند آندزیت بازالت، داسیت و داسیت پورفیری تراکی آندزیت در آن یافت می‌شود ولی لیتولوژی غالب آندزیت و آندزیت - بازالت است که اغلب حاوی فنوکریست‌های هیپرستن یا اوژیت هستند که گاهی با کانی اورتو یا کلینو پیروکسن همراهی می‌شوند. کانی‌هایی مانند فنوکریست‌های یوهیدرال الیگوکلاز با خاموشی موجی شکل در این آندزیت بازالت‌ها وجود دارند. بافت سنگ پورفیریتیک تا فلسیتیک است که در زمینه میکرولیتی - فلوئیدال جای می‌گیرند. از سنگ‌های آندزیتی این واحد در چهارگوش قائن و گزیک (جنوب حسین آباد) به طریق پتاسیم - آرگن تعیین سن شده و دیرینه‌ای هم ارز ۱۱/۶ میلیون سال بدست آمده که به تقریب الیگوسن بالایی تا میوسن میانی است [Maurizot, 1980].

۲-۴-۹- واحد های سنگ چینه ای نئوژن

• واحد کنگلومرای - مارنی (Ng^{cm})

این واحد از کنگلومرا و مارن‌های قرمز، گل سنگ و ماسه سنگ‌های دانه درشت تشکیل شده است که به طور عمومی دارای لایه‌بندی متوسط تا ضخیم ۲۰ سانتی متر تا یک متر هستند در این مجموعه

ماسه سنگ‌ها دارای رنگ سبز تا سبز روشن هستند و به صورت میان لایه‌ای از لایه‌های نازکی از سنگ آهک‌های دانه ریز و آرژیل‌های گچ‌دار نیز وجود دارند. ضخامت این واحد که رخنمون‌های آن را در مناطقی مانند روستای گرم تمام نزدیکی رودخانه ترشاب، جنوب شرقی روستای معروفان؛ جنوب رودخانه باغ مرغی، دیده می‌شوند، به بیش از ۱۰۰۰ متر می‌رسد.

• واحد کنگلومرای و آتشفشانی پلیوسن – کواترنری (PI-Q^c-PI-Q^b)

این واحد دارای گسترش زیادی در بخش‌های میانی؛ جنوب رودخانه باغ مرغی، و غرب؛ جنوب غربی روستای معروفان و رود شور و جنوب غربی؛ غرب و جنوب غربی ترشاب و روستای گرم تمام و همچنین شرق کوه باران، می‌باشد و ساختارهای متعدد تاق‌دیزی – ناودیزی نیز تشکیل داده است. واحد یاد شده از لیتولوژی مختلف از جنس سنگ‌های آواری؛ کنگلومرا – ماسه سنگ، در بخش زیرین و آتشفشانی؛ بازالت‌های آکالی، در بخش بالایی تشکیل یافته است که به طور محلی به گونه بین پنجه‌ای با یکدیگر در ارتباط هستند. بخش کنگلومرای نیمه سخت، به رنگ خاکستری، با لایه بندی‌های ضخیم تا متوسط است. این واحد؛ به ویژه، بازالت‌های آکالی به صورت افقی هستند ولی کنگلومراها در بعضی نقاط حداکثر تا ۲۰ درجه کج شدگی دارند که روی واحدهای کهنه‌تر با دگر شیبی زاویه‌دار قرار گرفته‌اند منشورهای بازالتی که پادگانه مانند روی واحدهای سنگی دیگر جای دارد مرفولوژی زیبا و ویژه‌ای را به وجود آورده‌اند. در نقاطی که همبری روانه‌های بازالتی با وجود کنگلومرای دیده می‌شود ضخامتی در حدود یک متر یا بیشتر تحت اثر حرارت حاصل از خروج مواد مذاب، به رنگ قرمز – قرمز آجری در آمده است که نمونه آن را در جنوب رودخانه باغ مرغی می‌توان دید. رخنمون‌های بازالت آکالی این واحد را در کوه لاج سیاه، جنوب دهنه سیاهو، شمال ماخونیک در سیاه کوه که پرتگاه‌های به نسبت بلندی را نیز تشکیل داده‌اند، می‌توان دید. کانی‌هایی چون آل‌بیت، بیوتیت، کلسیت و کلریت که حاصل از تجزیه کانی‌های این سنگ هستند یا در متن بافت سنگ وجود دارند و یا پرکننده حفرات موجود در آن هستند.

۲-۴-۱۰- واحدهای کواترنری

با توجه به شرایط گرم و خشک منطقه، واحدهای سنگی زمان کواترنر گسترش فراوان در برکه پرنگ دارند و شاید بتوان گفت که بیش از $\frac{1}{3}$ از این برکه زیر پوشش واحدهای سنگی این زمان قرار دارند. نهشته‌های زمان کواترنر که شامل پادگانه‌های آبرفتی کهن (Q^{t1})، پادگانه‌های جوان (Q^{t2})، مخروط‌های افکنه (Q^f)، کفه‌های گلی و نمکی - کویر Q^k ، آبرفت‌های جدید (Q^{al})، باد رفته‌ها Q^d می‌باشند.

۲-۴-۱۱- سنگ‌های آذرین (g)، (OM^{qd})

افزون بر سنگ‌های آذرینی که همراه مجموعه‌های افیولیتی هستند، در بعضی نقاط این برکه سنگ‌های آذرین از نوع گابرو و میکرو دیوریت کوارتزار نیز وجود دارند که بنظر می‌رسد گابروها از نظر سنی از افیولیت‌ها که دیرینه تبلور آنها حدود ۷۵-۷۰ میلیون سال باشد، کمی کهن‌ترند. زیرا بر اساس تعیین دیرینه انجام شده به روشن پتاسیم - آرگون برای گابروها دیرینه هم $79/4 + 3/2$ میلیون سال تعیین شده است. که سنونین میانی را مشخص می‌کند. این گابروها در محدوده نقشه پرنگ در شمال شرقی منطقه؛ شمال شرقی گود سیاه دره، برونزد دارد. میکرو دیوریت‌های کوارتزار برونزدهای متعددی را در زون ماخونیک - باغ سنگی تشکیل داده‌اند. توده‌ای این میکرو دیوریت‌ها در مناطقی مانند شمال دورح دارای هاله دگرگونی ضعیفی هستند و محدود به سیلیسی واپیدوتی شدن سنگ‌های همبر با ضخامت چند متر هستند. در متن سنگ نمونه‌ای ماکروسکوپی بلورهای فلدسپات و آمفیبولیت سبز رنگ همراه با کمی دانه‌های کوارتز دیده می‌شود. بافت سنگ گرانولار تا میکروگرانولار است و کانی‌های آن الیگوکلاز و آندزین همراه با آلبیت و کلریت، سربیسیت و کلسیت و ترمولیت و لوکوکسن است. این سنگ در مجموعه‌های افیولیتی یا آمیزه رنگین اغلب به صورت دایک نفوذ کرده‌اند و دیرینه آنها الیگو میوسن در نظر گرفته شده که در چهارگوش گزیک نیز با تعیین سن به طریق پرتو سنجی، همین سن را به این کوارتز دیوریت‌ها نسبت داده‌اند [Maurizot, 1980].

¹ Clay & Salt Flat² Sand sheet & Sand dunes

۵-۲- فرآیندهای تکتونیکی در منطقه

۵-۲-۱- چین و روندها^۱

در هر دو زون تکتونیکی برگه پرنگ ساختارهای متعدد تاقدیسی - ناودیسی مرکب وجود دارند که به جز بعضی از موارد استثناء به تقریب همگی دارای آسه‌هایی با روند شمالی - جنوبی یا شمال - شمال غربی، جنوب - جنوب شرقی هستند. ساختارهای مهمی که در این محدوده قرار می‌گیرند عبارتند از: ناودیس ماخونیک - باغ سنگی، ناودیس مرکب کوه باران، ناودیس شورک، ناودیس چاهخو، نادیس لاج قجر، تاقدیس بهامرز

۵-۲-۲- گسل‌ها

همانگونه که اشاره شد برگه پرنگ در بخشی از زون ساختاری نه‌بندان- خاش یا حوضه فلیشی شرق ایران قرار دارد که از دیدگاه‌های مختلف زمین‌شناسی، به ویژه تکتونیک، یکی از پرتکاپوترین پهنه‌های ساختاری ایران زمین است. وجود زون‌های فلیشی و افیولیتی که خاستگاه‌های تکتونیکی فعال مانند راندگی‌ها و روراندگی‌ها، کافتی شدن‌ها و نهشتگی‌های همزمان با کوه‌زایی‌ها^۲ که با تشکیل توریدایت‌ها و رسوبات فلیشی همراه است، از ویژگی‌های این زون محسوب می‌شود. در این رابطه گسلش‌هایی با انواع مختلف آن به ویژه گسلش‌های معکوس عمیق، که موجب راندگی افیولیت از اعماق می‌گردد نقش بسیار مهمی در مجاورت واحدها ایفا می‌نمایند. در محدوده برگه پرنگ تعدادی گسل‌های اصلی و فرعی وجود دارند و اغلب همبری بین واحدها را تشکیل می‌دهند که در حقیقت به نوعی گسل‌های اصلی محسوب می‌شوند ولی تعدادی از آن‌ها نقش مهم‌تری در تکوین ساختاری منطقه دارند که در قالب گسل‌های اصلی به شرح زیر توصیف می‌شوند: گفته می‌شود که این گسل‌ها و گسل‌های موازی با آن به طول معمول گسل‌های راستالغز راست بر هستند که در افشانه‌هایشان

^۱ Folds & trends

^۲ Synorogenic deposits

سازو کار راندگی نیز دارند ولی در طول روندهای شمال غربی - جنوب شرقی خود ضمن داشتن بالا آمدگی در دیواره آویزان، و بیشتر، مولفه حرکت امتداد لغز دارند.

• گسل ماخونیک - دورح

این گسل یکی از گسل‌های اصلی و مهم این منطقه است که مرز بین واحدهای فلیشی، زون رشته کوه‌های شرقی و زون افیولیتی در غرب را رقم زده است. گسل ماخونیک - دورح که ادامه آن به کوه کمر زری و از آنجا به گزیک و بیرون از این چهارگوش می‌رسد، دارای روندی شمالی - جنوبی است در بعضی نقاط مانند شمال ماخونیک، به دسته ای از گسله‌های موازی تبدیل می‌شود. این گسل از منطقه باغ سنگی که نهشته‌های کواترنر گسترش دارند، زیرا این نهشته‌ها مدفون می‌شود و به نظر می‌رسد عامل اصلی فرونشست دورح می‌باشد. این گسل از نوع معکوس با زاویه بلند است و در طول حدود ۱۵۰ کیلومتر قابل پیگیری است.

• گسل پرنگ

گسل پرنگ با روند شمال، شمال غربی - جنوب شرقی در حقیقت دسته‌ای از گسله‌های موازی با نیمه موازی^۱ است که کم و بیش روند یاد شده را دارند. این گسل‌ها که بیشتر همبری واحدهای سنگی بین افیولیت‌ها و یا افیولیت‌ها با واحدهای سنگ چینه‌ای جوانتر از مجموعه افیولیتی را مشخص می‌نمایند، از نوع گسله‌های معکوس یا راندگی هستند. این گسل از منتهی الیه جنوبی برگه پرنگ تا انتهای شمال غربی آن در طولی بیش ۷۰ کیلومتر امتداد دارد و ادامه آن به برگه‌های مجاور نیز کشیده می‌شوند.

• گسل کوه خراجی

گسل کوه خراجی همانند سایر گسل‌های اصلی این برگه روند تقریبی شمالی - جنوبی دارد. از پایانی‌ترین نقطه جنوب این منطقه تا شمال برگه و بیرون از آن ادامه می‌یابد. این گسل نیز از دسته‌ای گسل‌های موازی ترکیب یافته که یکی از شاخه‌های اصلی آن پس از پیوند با گسل ماخونیک

^۱ Subparallel

به دورح در کوه کمر زری و با گذر از روستای گرسک- طبس و کورچنگ به خارج از چهارگوش گزیک امتداد می‌یابد و شاخه اصلی دیگر به تقریب به موازات آن پس از گذر از ناحیه رودخانه باغ مرغی و حسین آباد و احمدآباد، بیرون از برگه پرنک، از منطقه ی گزیک خارج می‌شود. طول این گسل‌ها یا دسته گسل‌ها، را بیش از ۱۵۰ کیلومتر می‌توان برآورد نمود. از مهم‌ترین ویژگی‌های این گسل به ویژه شاخه غربی آن افزون بر همبری‌های تکتونیکی واحدهای سنگی و سنگ چینه‌ای بردن نهشته‌های کواترنر است که نشان از فعالیت این گسل در زمان کواترنر دارد و خروج روانه‌های بازالتی پلیوسن- کواترنر را به این فعالیت‌ها نسبت داد.

• گسل بهامرز

این گسل دارای روند شمالی غربی - جنوب شرقی است سبب همبری بین سازنده‌های پالئوسن- ائوسن و نهشته‌های ملاسی زمان میوسن شده است. ابتدای آن از جنوب شرقی روستای گرم تمام به صورت شاخه‌ای از گسل اصلی کوه خراجی از آن جدا شده و انتهای آن پس از عبور از رودخانه بهامرز زیر نهشته های کواترنر مدفون می‌شود.

• گسل غرب کنیف

این گسل از تعدادی گسل‌های موازی در منطقه روستای کنیف تشکیل شده که به موازات گسل کوه خراجی می‌باشند و به گفته‌ای دیگر گسل خراجی را نیز می‌توان یکی از گسل‌های موازی این مجموعه به حساب آورد. رخنمون گسل غرب کنیف از قلعه غیناب تا جنوب دهنه سیاه با روندهای شمالی- جنوبی امتداد دارد.

• گسل شورک

گسل شورک مرز میان زون افیولیتی و نهشته‌های مولاسی جنوب غربی محدوده را مشخص نموده و دارای روندی شمال غربی - جنوب شرقی است، از جمله گسل‌های معکوس منطقه است که در بعضی نقاط به صورت روراندگی عملی نموده است این گسل در طولی بیش از ۲۵ کیلومتر در برگه پرنک

رخنمون دارد و ادامه آن را در برگه‌های مجاور می‌توان ردیابی نمود. گسل شورک در ادامه جنوب شرقی به گسل اصلی پرنگ می‌پیوندد.

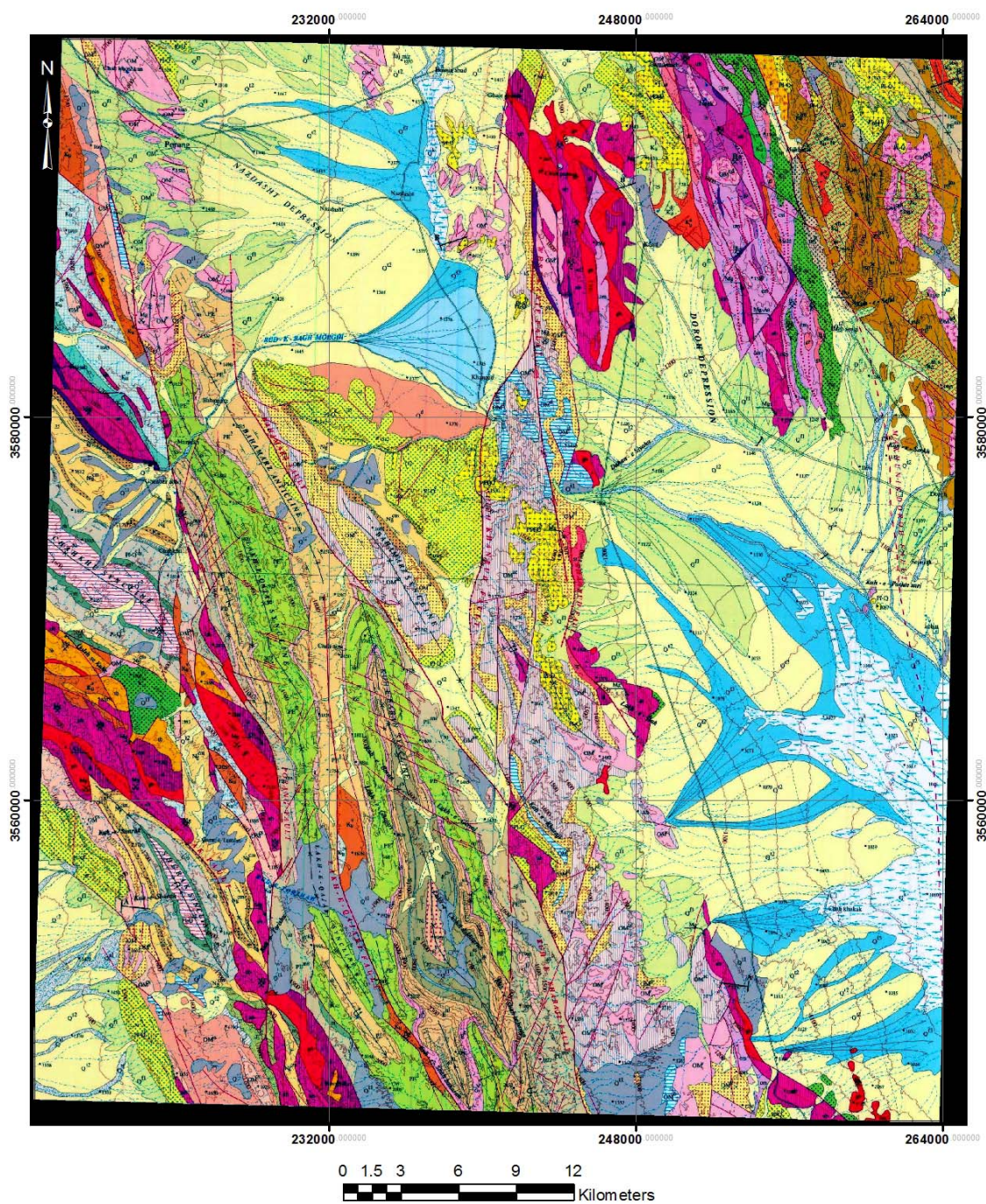
• گسل کوه قجر

این گسل نیز مانند بیشتر گسل‌های این محدوده دارای روندی شمالی- جنوبی، یعنی روندی غالب ساختارهای تکتونیکی است. همبری فلیش گونه‌های همراه با ولکانیک و آذر آواری‌های با نهشته‌های پالتوسن- ائوسن از ویژگی‌های عملکرد این گسل است. گسل کوه قجر در ادامه جنوبی در برگه‌های مجاور در طول به نسبت زیادی قابل پیگیری است ولی در برگه پرنگ حدود ۳۰ کیلومتر از طول آن رخنمون دارد.

• گسل‌های فرعی^۱

در محدوده برگه پرنگ تعداد بیشماری گسل‌های کوچک و بزرگ و از انواع مختلف آن به ویژه در پهنه افیولیتی وجود دارند که بیشتر آنها دارای روندهای کم و بیش هم‌جهت با گسل‌های اصلی هستند، مگر در مواردی که توسط گسل‌های دیگری جابجا شده و تغییر روند داده باشند. روی نقشه زمین شناسی و متناسب با مقیاس آن تعدادی از این گسل‌ها نمایش داده شده‌اند.

^۱ Minor fault



شکل (۲-۲) - نقشه زمین شناسی منطقه پرنج، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ [سازمان زمین شناسی، ۱۳۸۶].



شکل (۲-۳)- راهنمای نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنک [سازمان زمین شناسی، ۱۳۸۶]

۲-۶- کانسارها و اندیس‌های معدنی منطقه

منطقه پرنگ شامل تعدادی نشانه‌های معدنی در زمینه کانی‌سازی مس ماسیوسولفید است که این نشانه‌های معدنی از بررسی‌های قبلی در منطقه مانند گزارش کریم پور (۷۸) و گزارشات سازمان زمین شناسی استخراج شده است. برخی از آثار معدنی مهم موجود در برگه به شرح زیر توصیف می‌گردد.

۲-۶-۱- آثار معدنی سیاه دره

این آثار معدنی شامل مجموعه آثار معدنی موجود در ۵۰ کیلومتری شرق سربیشه در یک زون ملانژی کشیده با امتداد شمال غرب - جنوب شرقی و به طول حدود ۲۰ کیلومتر می‌باشد. آثار مذکور تماما در مجموعه افیولیتی همراه با سازندهای فلیش مانند کرتاسه قرار گرفته است. واحدهای زمین‌شناسی موجود در این محدوده شامل: رادیولاریت‌ها و چرت‌های نواری قرمز رنگ، بازالت‌های بالشی تیره رنگ، سنگ‌های اولترابازیک (هارتزبورژیت)، ماسه سنگ‌ها و شیل‌های فلیش مانند، کوارتز دیوریت، بازالت‌های آلكالین به کواترنری، شیل‌های سبز و توربیدایت‌های متعلق به کرتاسه فوقانی می‌باشد. کنتاکت واحدهای افیولیتی با دیگر واحدها از نوع گسلی می‌باشد. از نظر وجود پتانسیل کانسارهای سولفید توده ای در بین واحدهای مذکور مهمترین واحدها، گدازه‌های بالشی، رادیولاریت و چرت‌های نواری می‌باشند که در این منطقه دارای گسترش خوبی هستند.

کانی سازی در این گستره به صورت آثاری از مالاکیت، اکسیدهای آهن آبدار و گاهی پیریت در کنتاکت رادیولاریت‌های قرمز رنگ و چرت‌های نواری سبز رنگ با بازالت‌های بالشی سیاه رنگ، با ضخامت‌های متغیر (حداکثر ۱/۵ متر) دیده می‌شود. گسترش واحدهای با احتمال وجود پتانسیل، بسیار زیاد می‌باشد ولی با توجه به وضعیت تکتونیکی منطقه و گسله بودن اغلب کنتاکت‌ها در این گستره، شکل زون کانه‌دار بسیار نامنظم و پیچیده است [منظمی میرعلیپور و همکاران، ۱۳۸۳].

۲-۶-۲- اثر معدنی کنیف

این اثر معدنی در ۵۰ کیلومتری شرق و جنوب شرق سربیشه قرار گرفته است. این اندیس در قلمرو افیولیتی قرار گرفته است که با بخش‌های مختلف مجموعه افیولیتی همراه با سازندهای فلیش مانند کرتاسه فوقانی مشخص می‌شود. فراوانترین لیتولوژی در محدوده این اثر معدنی عبارتند از: سنگ‌های اولترابازیک، سرپانتینیت، لیستونیت، گابرو، دولریت، میکروگابرو، کوارتز دیوریت و کنگلومراهایی که به طور غالب از قطعات آندزیتی تشکیل شده‌اند. ماده معدنی در محدوده این اثر معدنی، در یک واحد عمدتاً برشی و بیشتر سیلیسی به رنگ قهوه‌ای روشن، به صورت عدسی‌های کشیده و منقطع در امتداد عمومی شمالی- جنوبی تا امتداد N-50- E دیده می‌شود. فرآیند برشی شدن در بخش‌هایی از واحدهای دولریتی به چشم می‌خورد. در رخنمون سطحی این عدسی‌ها، لیمونیتیزاسیون و همچنین آثار مالاکیت به فراوانی به چشم می‌خورد. طول این عدسی‌ها هر یک به ۲۰ متر و عرض آنها ۱/۵ متر بوده و فعالیت‌های معدنکاری قدیمی، به صورت ترانشه و تونل، در امتداد این عدسی‌ها بسیار زیاد می‌باشد. طبق نمونه‌گیری‌های صورت گرفته از این عدسی‌ها حداکثر عیار ۲/۳ در صد برای مس و ۰/۳۲ گرم در تن برای طلا به دست آمده است [منظمی میرعلیپور و همکاران، ۱۳۸۳].

۲-۶-۳- اثر معدنی تگ میر علم

این منطقه در ۵۰ کیلومتری شهر سربیشه قرار دارد. مهمترین واحدهای سنگی موجود در این منطقه عبارتند از: سنگ‌های ولکانیکی بازالتی با ساخت بالشی، فلیش‌های ولکانی کلاستیک، چرت‌های نواری سبز رنگ، قطعاتی از سنگ‌های اولترابازیک، گابرو، میکروگابرو و توف‌های بازیک. واحد فلیش ولکانی کلاستیک که از عمده‌ترین واحدهای سنگی موجود در منطقه است، به طور غالب از رسوبات دانه‌ریز و اساساً ماسه‌ای و پلیتی تشکیل شده است. مطالعات میکروسکوپی در این فلیش‌ها، قطعات لیتیکی با ترکیبات مختلفی از قبیل: داسیت‌ها، آندزیت‌های میکرولیتی پورفیری، آندزیت‌های حفره‌ای، ایگنیمبریت‌ها را مشخص نموده است. اشتوکلین و همکاران واحد فوق را به عنوان فلیش‌های واجد

سنگ ولکانیکی توصیف کرده‌اند. کانی سازی در این منطقه در امتداد کنتاکت واحدهای آهکی کرتاسه با واحدهای بازالتی سبز تیره به صورت باندى سیلیسی - برشى در محدوده‌ای با ابعاد $1 \times 1/5$ کیلومتر مربع مشاهده می‌شود. در بخش‌های سطحی کانی سازی به صورت آثار مالاکیت و لیمونیتیزاسیون بوده که در برخی نقاط آثار پیریت نیز به همراه آنها قابل مشاهده است. ضخامت بخش حاوی کانی سازی حدود ۱ تا $1/5$ متر بوده است که به صورت منقطع در امتداد عمومی شمالی - جنوبی مشاهده می‌شود. طول عدسی‌ها (لایه های منقطع) حداکثر ۲۰ متر می‌باشد. همراهی باندهای رادیولاریتی قرمز رنگ و چرت‌های نواری سبز رنگ با زون کانی سازی، در اغلب نقاط کاملاً مشهود است. آثار فعالیت‌های قدیمی معدنکاری به صورت تونل، ترانشه و چاهک در چندین نقطه دیده می‌شود. به منظور مشخص شدن وضعیت کانی سازی، در نقاطی که لایه رادیولاریتی قطع شده و ادامه نیافته اقدام به حفر ترانشه سپس نمونه‌گیری از زون کانه‌دار عمقی انجام گرفت که حداکثر عیار به دست آمده برای مس ۳۱۴۲ گرم در تن و برای طلا $0/84$ گرم در تن می باشد [منظمی میرعلیپور و همکاران، ۱۳۸۳].

۲-۶-۴- اثر معدنی شند شور

این اثر معدنی در حد مرزی بین نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنگ و سهل آباد قرار گرفته است. کانی سازی در این منطقه به صورت آثار مالاکیت در امتداد واحدهای آهکی و آهک‌های ماسه‌ای کمی دگرگون شده و کرم رنگ که در کنتاکت با واحدهای آتشفشانی کمی دگرگون شده (متابازالت) قرار گرفته‌اند، دیده می‌شود. امتداد عمومی واحدها در محل این اندیس شمالی - جنوبی است. چندین کنده‌کاری به صورت تونل و ترانشه نیز در امتداد عمومی واحدهای کربناته مشاهده می‌شود. مالاکیت و لیمونیت تنها آثار کانی سازی در محل کارهای قدیمی می‌باشد. نتایج آنالیز از بخش‌های کانی سازی حدود $0/5$ درصد مس برای این نمونه‌ها نشان می‌دهد [منظمی میرعلیپور و همکاران، ۱۳۸۳].

۲-۶-۵- آثار معدنی گرم تمام ده

این آثار در فاصله ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند و در مسیر روستاهای معروفان در جهت شرق و گرم تمام ده در جهت جنوب قرار گرفته‌اند. عمده واحدهای سنگی موجود در این محدوده شامل واحد فلیش‌های ولکانی کلاستیک، سنگ‌های اولترابازیک، توده‌های گابرویی، دولریت، میکروگابرو، لیستونیت، بازالت و ماسه سنگ پالئوسن - ائوسن می‌باشد. این واحدهای سنگی به طور عمده در قلمرو افیولیتی واقع شده‌اند. کانی سازی در این محدوده که مجموعه‌ای از چند اثر معدنی است به صورت عدسی‌های کشیده و منقطع در بین این واحدها مشاهده می‌شود که غالباً در جهت شمال - جنوب (روند عمومی گسل‌های منطقه) جهت یافته است. این عدسی‌ها از جنس عمدتاً سیلیس به رنگ قرمز و قهوه‌ای رنگ بوده که در برخی نقاط به شدت مالاکیتی و لیمونیتی می‌باشند. آثار فعالیت‌های معدنی قدیمی نیز به صورت حفر تونل و ترانشه و چاه مایل در امتداد زون کانه‌دار دیده می‌شود. ابعاد زون کانه‌دار، عدسی‌ها یا لایه‌های منقطع با ضخامت حداکثر ۱/۵ متر و طول ۱۵ متر می‌باشد. نمونه‌گیری از ضخامت زون کانه‌دار حداکثر میزان مس را در این زون ۰/۵ درصد نشان می‌دهد [منظمی میرعلیپور و همکاران، ۱۳۸۳].

محدوده پرنک از نظر پتانسیل‌های معدنی از اهمیت خاصی برخوردار است از جمله معادن فعال در منطقه تعدادی معادن سنگ و کرومیت و منیزیت است.

معادن سنگ که در اصطلاح به همه آنها گرانیات گفته می‌شود مجموعه سنگ‌هایی از گرانیات تا اولترامافیک‌ها هستند که عبارتند از معادن باغ سنگی، طوس، جنگلی کنیف سامان، شرکت نسوز، دام مه، سفال بند، جاج و سولابست.

از دیگر معادن فعال ناحیه می‌توان معدن کرومیت چاه پنسر و منیزیت مائده را نام برد.

فصل سوم

بررسی کانسارهای ماسو سولفید

۳-۱- مقدمه

کانسارهای ماسیوسولفید یکی از منابع اصلی مس، روی، سرب، نقره و طلا می‌باشند و عناصری نظیر قلع، کادمیم، آنتیموان بیسموت به عنوان محصولات فرعی از این کانسارها به دست می‌آیند و از نظر اهمیت اقتصادی به عنوان منابع فلزات غیر آهن در موقعیت دوم (بعد از کانسارهای مس پورفیری) قرار دارد [شهاب پور، ۱۳۸۲]. این کانسارها از دوره پرکامبرین تا عهد حاضر، در زمانی که فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی گسترده بوده و شرایط لازم نظیر Ph-Eh مناسب آب دریا، عمق توپوگرافی و ترکیب شیمیایی مناسب آب و سنگ فراهم بوده، تشکیل شده‌اند [کریم پور و سعادت، ۱۳۸۴]. ذخایر اقتصادی اصلی نوع سولفید آتشفشانی در کانادا، ژاپن، ایالات متحده آمریکا، استرالیا و اروپا وجود دارد. سن این ذخایر از آرکئن تا ترشیاری است.

۳-۲- توصیف کانسارهای ماسیوسولفید

ذخایر ماسیوسولفید در دهه‌های ۱۹۵۰ به عنوان یک گروه ژنزی متمایز شناخته شد. این ذخایر همراه با بیشتر سنگ‌های پوسته‌ای بالایی یافت می‌شود. اغلب سولفیدهای توده‌ای مهم با رسوبات پلیتی تا نیمه پلیتی و یا با توالی‌های دریایی اغلب آتشفشانی همراه هستند. به انواع اخیر، که عرضه کننده‌های اصلی مس، روی و سرب هستند، اغلب، ذخایر با منشا آتشفشانی یا کانسارهای آتشفشانی برون‌دمی گفته

می‌شود. این ذخایر همچنین دارای مقادیر مهمی طلا و نقره جانبی است. کانسارهای مذکور به کانسارهای ماسیو سولفید ولکانوژنتیک^۱ یا کانسارهای VMS نیز معروف می‌باشند که مفهوم آن مرتبط بودن این کانسارها با فرآیندهای آتشفشانی است؛ لیکن این ارتباط همیشه حاکم نیست. این کانسارها در ارتباط با سیستم‌های گرمابی خاصی می‌باشند که همیشه با آتشفشان‌های زیر دریایی توأم نیستند؛ لذا عده‌ای معتقدند که به کار بردن واژه ولکانوژنتیک در نام این کانسارها مناسب نمی‌باشد [شهاب پور، ۱۳۸۲].

بعضی از این کانسارها در امتداد پشته‌های میان اقیانوسی و یا در حوضه‌های پشت قوسی در حال گسترش (مانند کانسارهای سولفید توده‌ای قبرس) و بعضی دیگر در جزایر قوسی و یا حاشیه‌های قاره‌ای (نظیر کانسارهای کوروکو، ژاپن)، تعدادی در آتشفشان‌های جزیره‌ای درون صفحه‌ای^۲ و عده‌ای در محیط‌های تکتونیکی ناشناخته مربوط به کمربندهای گرین استون آرکن یافت می‌شوند. با توجه به تنوع محیط‌های تکتونیکی مربوط به این کانسارها، می‌توان نتیجه‌گیری کرد که از نظر ژئوشیمیایی نیز این کانسارها با سنگ‌هایی با ترکیب شیمیایی خاص در ارتباط نمی‌باشند.

زمان تشکیل این کانسارها به دوره خاصی محدود نمی‌باشد. مثلاً سن کانسارهای پیلبارا بلوک^۳ واقع در استرالیا به ۳۵۰۰ میلیون سال پیش مربوط می‌شود و این در حالیست که هم‌اکنون نیز کانسارهای ماسیو سولفید جدید در امتداد برجستگی شرق آرام (EPR) در حال تشکیل است.

در بیشتر نواحی مربوط به کانسارهای ماسیو سولفید، کانسارها غالباً در یک محدوده چینه شناسی خاص حادث می‌شوند. این محدوده چینه شناسی به افق مناسب^۴ موسوم است. شکل (۳-۱) نشان‌دهنده این وضعیت است. ارتباط کانسارها با افق چینه شناسی خاص توسط کنترل ساختمانی در لایه‌های زیرین و

^۱ Volcanogenic massive sulfide deposits

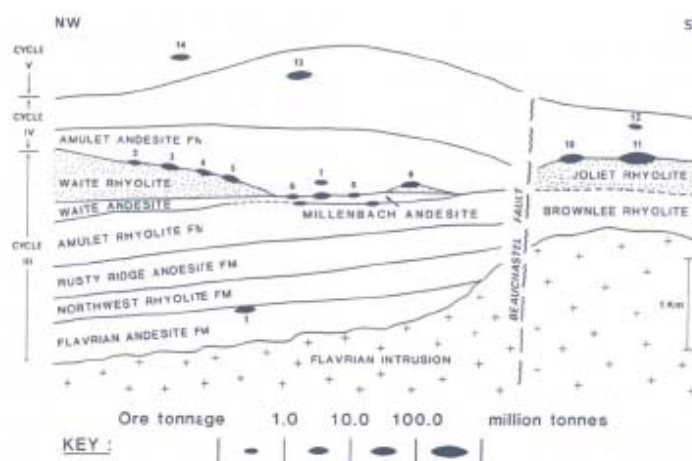
^۲ Intraplate oceanic islands

^۳ Pilbara block

^۴ Favourable horizon

نیز توپوگرافی منفی کف اقیانوس در این افق چینه شناسی خاص توجه می‌شود. مثلاً سنگستر (۱۹۷۲) و اسکات (۱۹۷۸) متوجه گردیدند که پراکندگی کانسارها در ناحیه نوراندا^۱ توسط شکستگی‌های خطی کنترل می‌شود [شهاب پور، ۱۳۸۲].

در شکل (۲-۳) ساختمان یک کانسار ماسیو سولفید نشان داده شده است. یک کانسار تیپیک ماسیو سولفید، از یک عدسی ماسیو سولفید هم شیب تشکیل یافته است که از ۶۰٪ یا بیشتر از کانی‌های سولفید توده‌ای تشکیل شده است [Sangster & Scott, 1976]. در بخش زیرین این توده هم‌شیب یک منطقه داربستی^۲ لوله‌ای شکل دگرسان وجود دارد که در آن کانی‌های سولفیدی به صورت رگچه‌ای یافت می‌شود.



شکل (۲-۳) - مقطع از کانسارهای ماسیو سولفید در ناحیه نوراندا (کانادا). عدسی‌های بیضوی تیره رنگ نشان‌دهنده کانسارهای ماسیو-سولفید است [Lydon, 1988].

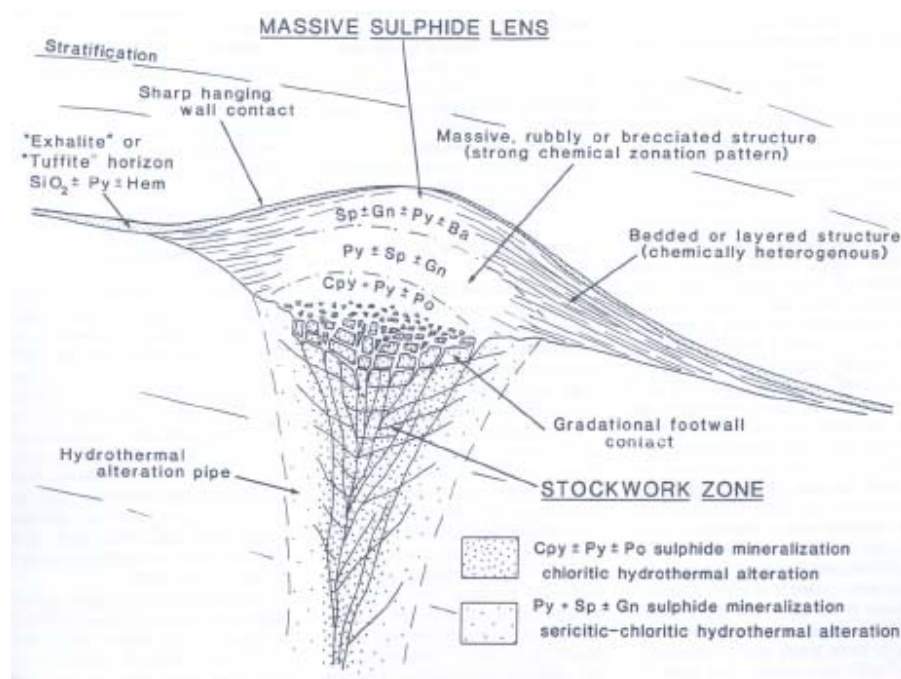
مرز بالایی عدسی ماسیو سولفید با سنگ‌های کمر بالا بسیار مشخص می‌باشد؛ لیکن حد پایینی آن به تدریج به منطقه داربستی منتهی می‌شود. توجه به این نکته ضروری به نظر می‌رسد که در یک کانسار ممکن است چندین عدسی ماسیو سولفید و چندین منطقه داربستی وجود داشته باشد. منطقه داربستی

¹ Noranda

² Stock work zone

مجموعه‌ای از راهروها را تشکیل می‌دهد که مرتبط با سیستم‌های گرمابی زیر دریایی است و از طریق آن سیالات به کف دریا راه می‌یابند [Lydon, 1988].

یکی از مهم‌ترین خصوصیات کانسارهای ماسیو سولفید ساخت منطقه‌ای ژئوشیمیایی، کانی شناسی، بافتی و دگرسانی سنگ‌های دیواره است. کاهش سیستماتیک در نسبت کالکوپیریت به اسفالریت + گالن و یا نسبت مس به روی از مرکز منطقه دگرسانی لوله‌ای به طرف خارج و بالا تا زیر توده سولفیدی عدسی شکل، مشخص‌ترین ساخت منطقه‌ای مربوط به این کانسارها می‌باشد. سایر کانی‌های فلزی، پیروتیت، مگنتیت و بورنیت در مرکز بخش داریستی و نیز در بخش میانی توده سولفیدی عدسی شکل تشکیل می‌شود. باریت در صورت حضور همراه با گالن و اسفالریت، در خارجی‌ترین بخش از توده عدسی شکل تشکیل می‌شود. هر چند پیریت در تمامی مناطق یافت می‌شود، لیکن هر گاه مقدار اسفالریت بر کالکوپیریت رجحان دارد، مقدار آن به حداکثر می‌رسد. در بیشتر حالات یک لایه نازک سیلیسی غنی از



شکل (۲-۳) - خصوصیات اصلی یک کانسار ماسیو سولفید [thompson, 1993].

پیریت یا هماتیت و یا آنکه یک لایه توفیت، توده معدنی سولفیدی را می‌پوشاند. این لایه رسوبی نشان دهنده ته نشینی در مراحل آخر فعالیت سیستم گرمابی است. در بعضی مناطق تشکیلات آهن حاوی مگنتیت و هماتیت و یا تشکیلات اکسید منگنز همراه با کانسارهای ماسیوسولفید ، یافت می‌شود [Lydon, 1988].

۳-۳- طبقه بندی کانسارهای ماسیو سولفید

کوشش‌های بسیاری برای طبقه‌بندی کانسارهای ماسیوسولفید صورت گرفته است و به روش‌های مختلفی تقسیم بندی شده‌اند؛

سیلیستو (۱۹۷۳) بر اساس محل تشکیل این ذخایر را به دو گروه تقسیم کرد:

- (۱) ذخایری که در زون گسترش اقیانوسی تشکیل می‌شوند، و دارای نسبت Cu/Zn بالایی هستند.
- (۲) ذخایری که در جزایر قوسی و حاشیه‌های قاره‌ای تشکیل می‌شوند، و معمولاً دارای مقادیر قابل توجهی از Pb, Zn, Ag و Ba هستند.

ساوکینز (۱۹۷۶) بر اساس نوع و ترکیب سنگهای آتشفشانی سه تیپ برای ماسیوسولفیدها معرفی کرد:

- (۱) کورکو: در سنگهای فلسیک و کالک آلکالن آتشفشانی با سن آرکئن تا ترشیاری در محل برخورد صفحات در نواحی اقیانوسی

(۲) قبرس: در سنگهای بازالتی کم پتاسیم در بخش های فوقانی افیولیتها در زون گسترش صفحات

(۳) بشی: در رسوبات کلاستیکی و سنگ‌های آتشفشانی مافیکی

کلاو و لارج (۱۹۸۰) بر اساس سنگهای میزبان این ذخایر را در سه گروه رده بندی کردند:

- (۱) سنگهای آتشفشانی فلسیک در گرینستون های آرکئن (۲) سنگهای کالک آلکالن آرکئن و آتشفشانی

تولوئیتی (۳) سنگهای آتشفشانی مافیک

لیدون (۱۹۸۸) معتقد است که تقسیم‌بندی کانسارهای ماسیوسولفید بر اساس شیمی عناصر اصلی تشکیل دهنده ماده معدنی مناسب‌ترین روش می‌باشد. وی با استفاده از داده‌های مربوط به ۴ ایالت فلززایی، که شامل کمربند آبیتی، بتراست، نیوکاسل، کالدونی نروژ و کمربند توف‌های سبز ژاپن می‌باشند، کانسارهای ماسیوسولفید را به دو گروه مس - روی و روی - سرب - مس تقسیم نمود. این تقسیم بندی مشابه با تقسیم بندی هاچینسون (۱۹۷۳) و سلومن (۱۹۷۶) می‌باشد؛ با این تفاوت که در این تقسیم بندی، نوع مس موجود نیست و هیچ کدام از این دو گروه به محیط تکتونیکی، به سنگ‌های آتشفشانی که دارای ترکیب شیمیایی خاصی باشند و یا سن خاصی تعلق ندارد. حذف گروه مس بدین طریق قابل قابل توجیه می‌باشد که هر گاه کانساری در نزدیکی راس مس قرار گیرد، دلیل آن گزارش نشدن مقادیر سرب و روی به علت ارزان بودن آنها نسبت به قیمت مس بوده است. مثلاً تمامی کانسارهای نوع قبرس که به عنوان گروه مس قلمداد می‌شوند، حاوی مقادیر اسفالریت می‌باشند و در بعضی از کانسارهای نوع قبرس، مقادیر روی از مس بیشتر است. لذا اکثر کانسارهایی که به عنوان گروه مس قلمداد می‌شوند، به گروه مس - روی تعلق دارند [Lydon, 1988]. در این تقسیم بندی ارتباط مشخصی بین کانسارسازی و نوع سنگ اصلی تا اعماق ۵-۱ کیلومتر، در زیر کانسار، وجود دارد. کانسارهای ماسیوسولفید نوع مس - روی در مناطقی حادث می‌شوند که لیتولوژی مربوط به کمر پایین توده معدنی شامل سنگ‌های آتشفشانی مافیک است و کانسارهای سولفید توده‌ای نوع روی - سرب - مس در مناطقی حادث می‌شود که سنگ های کمر پایین توده معدنی عمدتاً شامل سنگ‌های آتشفشانی فلسیک و یا سنگ‌های رسوبی حاوی میکا و رس است [شهاب پور، ۱۳۸۲].

۳-۴- لیتولوژی سنگ میزبان

سنگ میزبان سولفیدهای آتشفشانی، توالی‌های دریایی اغلب آتشفشانی هستند. مقادیر نسبی اجزای آتشفشانی و رسوبی - دگرگونی نسبت به نوع سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات، بسیار متغیر است. کانسارهای نوع اولیه^۱ اغلب در سکانس‌هایی یافت می‌شود که بیشتر دارای سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های رسوبی نابالغ به دست آمده از سنگ‌های آتشفشانی است. برای مثال، بیشتر ذخایر پرکامبرین آمریکای شمالی در بخش‌های اغلب آتشفشانی کمرندهای گرین استون که بیش از ۹۰٪ آنها سنگ‌های مافیک می‌باشد، تظاهر دارند. از طرف دیگر در ذخایر نوع چند فلزی، سنگ‌های آتشفشانی بیشتر از نوع فلسیک بوده و به ظاهر هیچ سنگ مافیکی در سکانس فرو دیواره ذخایر کروکو وجود ندارد. در کانسارهای نوع پیریت مس‌دار که معادل با تیپ قبرس می‌باشند، همجواری تنگاتنگی با بازالت‌های تولییتی مربوط به سکانس اوفیولیتی وجود داشته و بخش رسوبی تخریبی بسیار اندک است و یا وجود ندارد. ذخایر نوع بشی ژاپن و کیسلاگر که با سنگ‌های آتشفشانی مافیک تولییتی همراه هستند، مقادیر مشابهی سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی دارند [ادواردز و اتکینسون، ۱۳۷۷].

۳-۵- محیط تکتونیکی تشکیل

از نظر جایگاه تکتونیک ناحیه‌ای، ذخایر آرکئن پایانی نوع اولیه در محیط گودال‌های فرورو تشکیل می‌شوند که در آن آتشفشان‌های دریایی تولییتی تا کالک آلکالن رخ می‌دهد و رژیم نیروی غالب، از نوع فشارشی است. هاجینسون (۱۹۸۰) این محیط تکتونیکی را با محیط تکتونیکی آتشفشانی جزیره قوسی در امتداد مرزهای صفحه‌ای همگرا، که محیط تشکیل ذخایر نوع اولیه فانروزوئیک نیز می‌باشد، قابل قیاس دانست.

¹ Primary type

باور بر اینست که فرو نشست اصلی و رژیم فشارشی کلی در تشکیل ذخایر نوع چند فلزی و کیسلاگر نقش داشته است. از طرفی محیط تکتونیکی محلی ذخایر نوع چند فلزی در طول پروتروزوئیک اولیه بدون تردید از نوع کشش بوده است. در این زمان کافتش قاره ای با جابه جایی قائم ممکن است نقش تکتونیکی مهمی در تولید ذخایر سرب - روی و مس داشته که به نظر می‌رسد برای نخستین بار به مقدار زیاد تشکیل شده‌اند. ذخایر نوع چند فلزی فانروزوئیک، مانند کروکو، احتمالاً با آتشفشانی پشت کمانی همراه بوده است.

ذخایر نوع کیسلاگر با آتشفشان‌های مافیک تولییتی درون دراز گودال یا گودال پیش کمانی^۱ همراه است. تصور بر اینست که ذخایر نوع بشی، در محیط تشکیل فلیش‌های مجاور با حاشیه قاره‌ای نوع کوردیلر تشکیل می‌شوند. ذخایر نوع پیریت مس‌دار یا تیپ قبرس یکی از تنها ذخایر سولفیدی مرتبط با آتشفشانی است که با رژیم کششی شدید همراه است. این ذخایر اغلب مربوط به محیط مراکز گسترش اقیانوسی است، ولی همچنین می‌تواند در حوضه پشت کمانی نیز تشکیل شود، جایی که پوسته قاره‌ای ضخامت اندکی دارد. ذخایری که احتمالاً در محیط‌های ستیغ کافتی تشکیل شده است، در قبرس و عربستان سعودی وجود دارد.

دریای سرخ و خیز شرقی اقیانوس آرام از جمله مناطقی هستند که این ذخایر امروزه در آنها تشکیل شده است [ادواردز و اتکینسون، ۱۳۷۷].

۳-۶- کانی‌شناسی

کانی‌شناسی این ذخایر نسبتاً ساده بوده و کانه‌های اصلی آن شامل پیریت، پیروتیت، اسفالریت، گالن و کالکوپیریت است. گاهی کالکوسیت و بورنیت نیز در این کنسارها بااهمیت می‌باشد. آرسنو پیریت،

¹ Force arc trough

تتراهیدریت و تنانتیت به میزان کم ممکن است وجود داشته باشد. به طور معمول مقداری اندک مگنتیت نیز وجود دارد، که در بخش‌های رگچه ای^۱ این کانسارها، مقدار آن ممکن است قابل توجه باشد به عنوان مثال در ذخیره معدنی گلدن گروو در غرب استرالیا مگنتیت به میزان فراوان وجود دارد. کانی باطله اصلی در ذخایر سولفیدی فلزات پایه، کوارتز است، کربنات‌ها نیز ممکن است تشکیل شده باشد، ولی کلریت و سریسیت از اهمیت بیشتری برخوردار می‌باشند. محصولات جانبی مهم طلا و نقره است. عیار کبالت در برخی ذخایر نوع قبرس به ۰/۳۵ در صد رسیده و نیکل تا ۲۲۰ ppm گزارش شده است. با توجه به فراوانی نیکل در پوسته و جایگاه تکتونیکی ذخایر نوع پیریتی مس‌دار، غنی نبودن آنها از نیکل، شگفت انگیز است [ادواردز و اتکینسون، ۱۳۷۷].

۳-۷- دگرسانی

مناطق دگرسانی همراه با این ذخایر، اغلب بسیار بزرگ‌تر از خود ذخیره است و در صورت شناسایی درست در صحرا، اهمیت زیادی در اکتشافات خواهد داشت. چهار شکل دگرسانی در این کانسار ها رخ می‌دهد که عبارتند از: الف) لوله فرو دیواره ب) منطقه دگرسانی نیمه هماهنگ بزرگ در زیر افق کانسنگ ج) دگرسانی مرتبط با افق کانسنگ د) دگرسانی فرادیواره

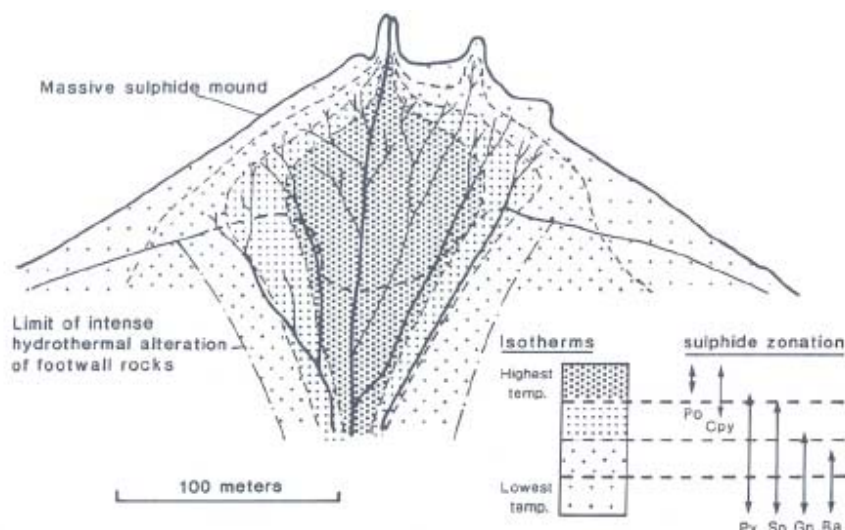
فرو دیواره بارزترین دگرسانی را نشان می دهد و کلریتی شدن و سریسیتی شدن، رایج ترین شکل این دگرسانی است. شکل دگرسانی، لوله ای است و در زیر ذخایر نوع اولیه مانند نوراندا، ممکن است کاملاً مشخص باشد. این دگرسانی ممکن است بیش از ۱۰۰ متر در جهت قائم گسترش یابد. هسته این لوله‌ها عمدتاً از کلریت غنی در Mg (تالک) تشکیل یافته و بوسیله هاله سریسیتی دارای کوارتز و یا بدون آن در بر گرفته شده است. از این گذشته، فقیر شدگی فراگیری از Na₂O و CaO وجود دارد و K₂O تا حدی

¹ Stringer zone

افزوده شده است. معمولاً افزایش اندک یا توزیع دوباره SiO_2 وجود دارد. لوله‌های دگرسانی همراه با ذخایر چندفلزی، مانند کروکو از گسترش قائم شایان توجه برخوردار نیست. منطقه بندی در این ذخایر با کوارتز در مرکز مشخص می‌شود که هاله‌ای از کلریت غنی از Mg آن را در برمی‌گیرد [ادواردز و اتکینسون، ۱۳۷۷].

۳-۸- ساخت منطقه‌ای در کانسارهای ماسیو سولفید

بیشتر این ذخایر سولفیدی دارای منطقه‌بندی بوده که در ذخایر نوع چند فلزی بیشترین گسترش را دارد. سرب و روی (و احتمالاً نقره) اساساً در مناطق بالایی یافت می‌شوند، مس (طلا در صورت وجود) به سمت فرو دیواره افزایش می‌یابد. استوک‌ورک‌های کالکوپیریت در زیر فرو دیواره رایج است، منطقه بندی جانبی نیز در برخی از این کانسارها ممکن است قابل تشخیص باشد که در آن مس و طلا در ذخایر مجاور (نزدیک به منشأ)^۱، و روی، سرب و نقره در ذخایر دورتر (دور از منشأ)، گسترش یافته است.

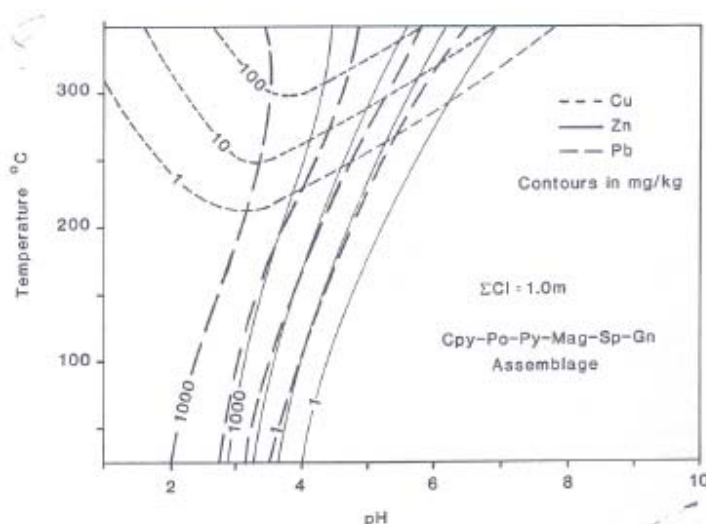


شکل (۳-۳) - ساخت منطقه‌ای در کانسار ماسیو سولفید. ارتباط بین مناطق سولفیدی و خطوط همدمای نمایش داده شده است [Lydon, 1988].

¹ Proximal

افزایش نسبت روی به مس در کانسارهای ماسیو سولفید از مرکز توده به طرف خارج و بالا یکی از خصوصیات مشخصه این کانسارها می باشد. مشابهت ساخت منطقه ای مربوط به دودکش های سولفید توده ای قدیمی نشان دهنده نحوه تشکیل یکسان در بوجود آمدن ساخت منطقه ای در آنهاست. نتایج مطالعات حاکی از آن است که بوجود آمدن ساخت منطقه ای، مس غالباً در داخل توده و روی عمدتاً در خارج توده شکل (۳-۳)، نشان دهنده سرد شدن پیایی محلول های گرمایی است؛ سایر تغییرات فیزیکی شیمیایی نظیر اکسیداسیون، رقیق شدگی یا تغییرات pH در بوجود آمدن این ساخت منطقه ای بی تاثیر بوده است [Large, 1977].

علت بوجود آمدن مجموعه های عمدتاً مس دار (بیشتر کالکو پیریت) در داخل و عمدتاً روی دار (اسفالریت) در خارج، که توسط محلول های گوگرد دار احيائي و اسیدی آبدار ایجاد شده است، نتیجه حلالیت نسبی کالکو پیریت و اسفالریت که تابعی از درجه حرارت است، می باشد (شکل ۳-۴). حلالیت اسفالریت (و گالن) کمتر از کالکوپیریت تابع درجه حرارت بوده و در شرایط یکسان مقادیری از سرب و روی در درجه حرارت های پایین تمرکز می یابد [Lydon, 1988].



شکل (۳-۴) - تاثیر تغییرات درجه حرارت بر روی حلالیت مس، روی و سرب [Lydon, 1988].

وجود پیروتیت، پیریت، کالکوپیریت با بافت توده‌ای یا برشی در بخش مرکزی کانسارهای ماسیو سولفید و وجود لایه غنی از اسفالریت یا پیریت با بافت نواری، لایه‌ای و یا کلاستیک در بخش خارجی این کانسارها با توجه به نحوه تشکیل این کانسارها، قابل توجیه است.

حضور دگرسانی کلریتی در بخش مرکزی کانسارهای سولفید توده‌ای و دگرسانی سربستی در خارج نشان دهنده کاهش گرادیان حرارتی به طرف خارج است. این تفسیر با الگوی پراکندگی سولفیدها در درون دودکش‌های دگرسانی، مطابقت دارد [Lydon, 1988].

۳-۹- مدل‌های ژنتیکی مربوط به کانسارهای ماسیو سولفید

تا پیش از سال ۱۹۶۰، باور بر این بود که سولفیدهای توده‌ای آتشفشانی در نتیجه جانشینی اپی ژنتیک سنگ‌های با ترکیب شیمیایی مناسب به وسیله محلول‌های آبگین و فلزدار بالا رونده تشکیل شده است. بیشتر اطلاعات زمین‌شناسی که از آن زمان گردآوری شده است، نشانگر تشکیل هم‌زمان کانسنگ با رسوب گذاری است. مطالعاتی که در دهه های ۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ بر روی کانسارهای سولفید توده‌ای انجام شد، مشخص شد که کانسارهای سولفید توده‌ای از سیالات گرمابی در کف دریا ته‌نشین شده‌اند. شواهد موید این موضوع، عمدتاً براساس اطلاعات بدست آمده از کانسارهای هم‌جوار (نزدیک به منشأ)، که به خوبی محفوظ مانده‌اند، می باشد. ساتو (۱۹۷۲) به منظور توصیف نحوه ته‌نشینی ماده معدنی از محلول‌های گرمابی که به داخل آب دریا وارد می‌شود، این محلول‌ها را به سه نوع تقسیم بندی کرده است که در شکل (۳-۵) آمده است.

محلول‌های نوع I - محلول‌های گرمابی که دارای شوری بالایی می باشند و چگالی آنها حتی پس از مخلوط شدن با آب دریا بیشتر است و باعث به وجود آمدن نهشته‌های مربوط به حوضه‌های حاوی شورابی می‌شوند که دارای مورفولوژی صفحه‌ای یا ورقه‌ای هستند.

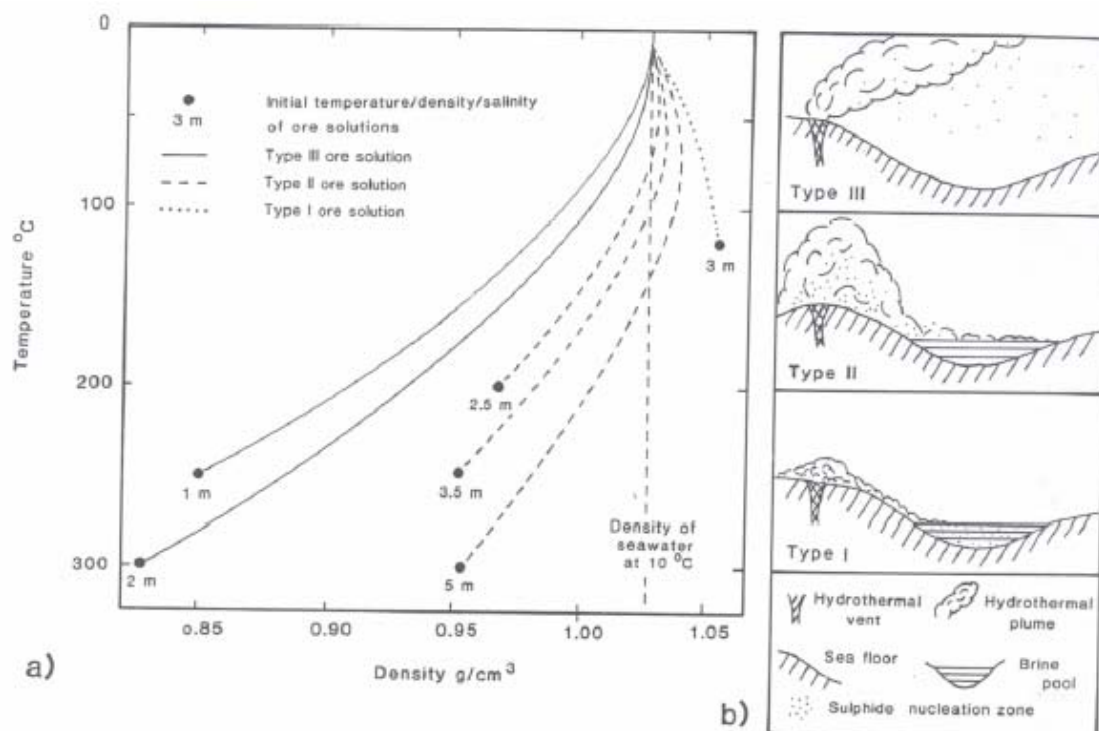
محلول‌های نوع II - هر چند ابتدا چگالی آنها از آب دریا کمتر است، لیکن ضمن مخلوط شدن با آب دریا در مرحله‌ای چگالی آنها از آب دریا بیشتر می‌شود. این سیالات باعث تشکیل کانسارهای مخروطی شکل می‌گردد و معمولاً کانسارهای همجوار، از این نوع سیالات حاصل می‌شوند.

محلول‌های نوع III - از ابتدا چگالی این محلول‌های از آب دریا کمتر است و با هر نسبی که با آب دریا مخلوط شوند، غوطه‌ور باقی می‌مانند. این سیالات در آب پراکنده می‌شوند و لذا فقط قادر به تشکیل یک لایه نازک معدنی با گسترش زیاد می‌گردند [شهاب پور، ۱۳۸۲].

شواهد بالا نشان می‌دهد که پیکره‌های سولفید توده‌ای همراه با سنگ‌های آتشفشانی، از آن دسته سیالات گرمابی به دست آمده که بیشتر در نتیجه چرخش همرفتی و عمیق آب‌های دریایی و جوی ایجاد شده‌اند، و کمتر از سیالاتی که مستقیماً به عنوان آب‌های ماگمایی در نظر گرفته می‌شوند. در این فرآیند ورود سیالات گرمابی فلزدار همزمان و یا کمی پس از رسوب‌گذاری صورت گرفته است. این امر به رخداد سولفید منجر می‌شود که دلیل آن ته‌نشست شیمیایی در برآمدگی نزدیک مجاری بستر دریا، واکنش دیاژنزی با رسوبات سنگ شده پیشین و پر شدن فضاهای خالی زیاد بستر دریا (فرو دیواره) است. سولفید تشکیل شده اولیه معمولاً به دلیل فعالیت گرمابی بعدی، تغییر شکل یافته یا اغلب به صورت برشی شده دیده می‌شوند.

قبل از کشف دودکش‌های سیاه^۱ در برجستگی شرق اقیانوس آرام، تجمع سولفیدها طبق مدل ساتو، نتیجه ته‌نشینی سولفیدها از سیالات گرمابی در کف دریا توضیح داده می‌شد. مطالعه دودکش‌های سیاه نشان داده است که سولفیدها بصورت ساختمانی لوله‌ای شکل و منسجم تجمع می‌یابند [Lydon, 1988].

¹ Black smokers



شکل (۳-۵)- ارتباط بین چگالی و درجه حرارت محلول های داغ حاوی NaCl که با آب دریا در ۱۰ درجه سانتی گراد مخلوط می شوند. b- رفتار سه نوع محلول گرمایی ساتو (۱۹۷۲) و ته نشینی سولفیدها از آنها [Lydon, 1988].

مطالعات مربوط به ایزوتوپهای اکسیژن و هیدروژن که بر روی کانی‌های گرمایی و سیالات درگیر موجود در کانی‌های مرتبط با کانسارهای ماسیوسولفید انجام شده است، نشان داده است که سیالات گرمایی، آبهای اقیانوسی می‌باشند که احتمالاً حاوی مقادیری آبهای ماگمایی و جوی است و با سنگها واکنش ایزوتوپی انجام داده است.

وقتی آب دریا در مجاورت توده آتشفشانی داغ می شود، ابتدا انیدریت از آب دریا ته نشین می‌شود و بین توده آتشفشانی و آب دریا تبادل یونی انجام می‌گردد. نهایتاً سیالی غنی از کلورسدیم و کلسیم که حاوی عناصر آهن، منگنز و مس می باشد، تولید می‌شود [شهاب پور، ۱۳۸۲].

تشکیل یک دودکش سیاه با ته نشینی انیدریت بصورت لوله مانند، بین سیالات گرمایی در حال صعود و آبهای سرد دریا آغاز می‌شود (شکل ۳-۶). چرا که حلالیت انیدریت با افزایش درجه حرارت، کاهش

می یابد. از آب دریا در حرارت ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد انیدریت ته‌نشین می‌شود و تا زمانی که درجه حرارت بالا باشد، ته‌نشینی انیدریت در اطراف فوران‌های مربوط به سیالات گرمایی ادامه دارد.

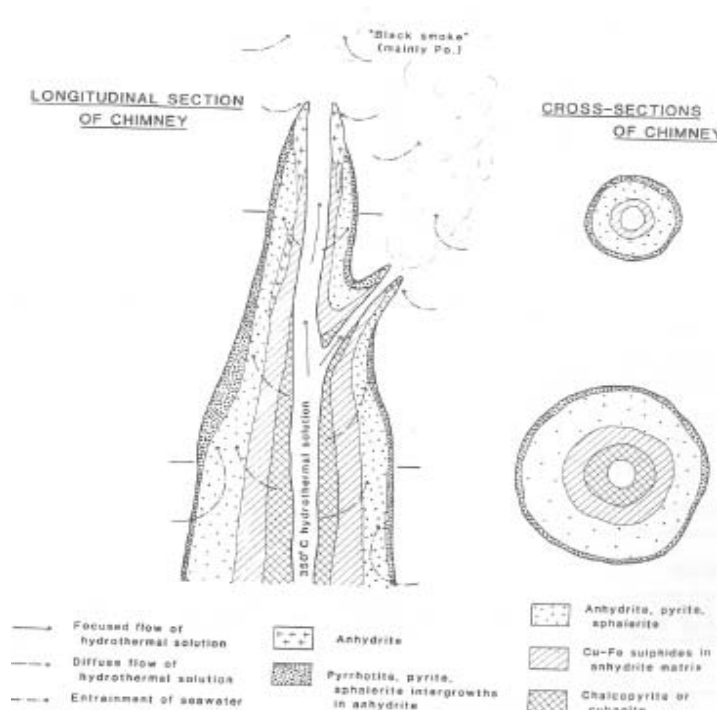
سیالاتی که به داخل این استوانه انیدریتی راه می‌یابند به طرف بالا صعود نموده و وارد آب دریا می‌شوند، و مقداری از آن نیز از درون خلل و فرج استوانه به طرف خارج حرکت می‌کنند. در سمت داخلی دیواره حرارت بالا (بیش از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) و شرایط اسیدی و احیایی ($\text{PH}=3/5$) و $\text{H}_2\text{S} \gg \text{SO}_4$ داریم، و در بیرون درجه حرارت پایین (۲ درجه سانتی‌گراد) و شرایط قلیایی و اکسیدی ($\text{PH}=7/8$ و $\text{SO}_4 \gg \text{H}_2\text{S}$) وجود دارد. در اثر این تغییرات کانی‌های سولفیدی در درون پرزهای استوانه انیدریتی و انیدریت در بخش بیرونی استوانه تشکیل می‌شود. در اثر تجمع سولفیدها در بخش پایینی و تشکیل انیدریت در بیرون استوانه به تدریج به ضخامت آن افزوده می‌شود. دودکش‌های بالغ دارای ساخت منطقه‌ای و متحدالمرکز است که از داخل به خارج شامل مناطق زیر است:

کالکوپیریت، پیریت، اسفالریت و ورتزیت در یک زمینه انیدریتی ← انیدریت، سولفید، سیلیکات بی شکل، باریت، هیدروکسی سولفات منیزیم و تالک (شکل ۳-۶) [Tivey & Delany, 1986].

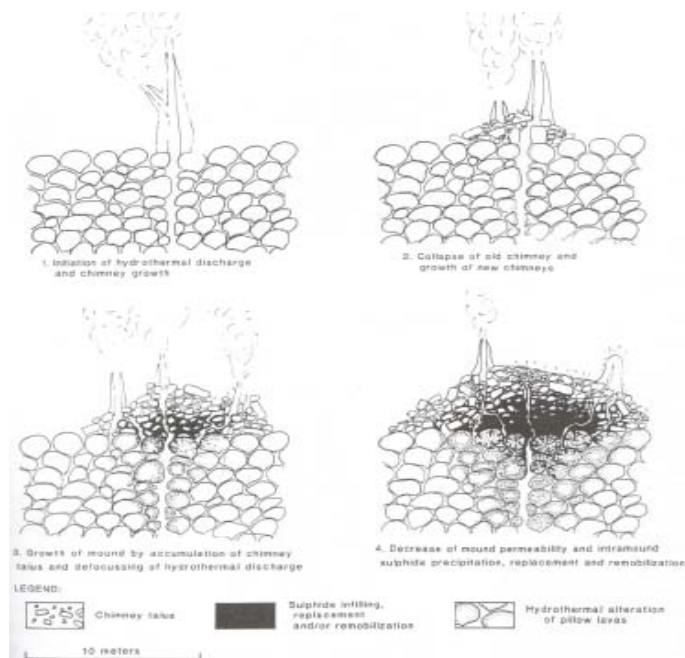
مطالعات نشان داده است که ساخت منطقه‌ای عمدتاً نتیجه تغییرات حرارتی است تا تغییرات شیمیایی و سرد شدن نتیجه مخلوط شدن با آب دریاست و نه انتقال حرارتی [Bowers et al, 1985].

نهایتاً انیدریت موجود در دودکش توسط سیالات گرمایی فاقد سولفات و نیز آب سرد دریا حل می‌شود و آنچه می‌ماند یک مجموعه سولفیدی است.

نهایتاً وقتی دودکش ثبات خود را از دست می‌دهد، فرو می‌ریزد و در نتیجه ریزش این دودکش‌ها تپه‌ای از واریزه‌های مربوط به دودکش حاصل می‌شود. این واریزه‌ها باعث پراکندگی در مدخل سیالات گرمایی می‌شود (شکل ۳-۷).

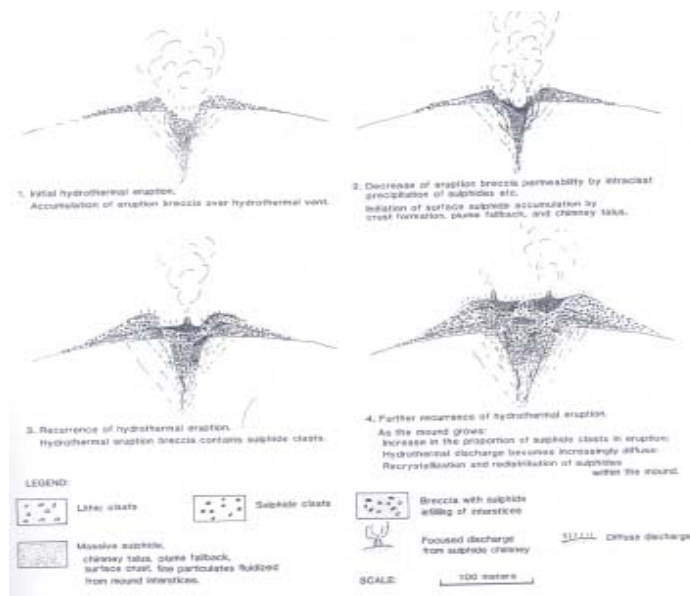


شکل (۳-۶) - خصوصیات یک دودکش سیاه سولفیدی [Lydon, 1988].



شکل (۳-۷) - رشد یک کانسار ماسیوسولفید در کف اقیانوس [Lydon, 1988].

ادامه رشد دودکش‌های نزدیک به هم و ریزش آنها باعث به وجود آمدن تپه‌ای از واریزه‌های دودکشی می‌شود که خود این تپه به عنوان دیواره انیدریتی جهت ته نشینی مواد سولفیدی عمل می‌کند. پراکندگی در مراکز خروج سیالات گرمایی که در اثر به وجود آمدن تپه‌های واریزه‌ای حاصل می‌شود، خود موجبات سرد شدن سیالات و ته‌نشینی مواد سولفیدی و سیلیکاتی در درون تپه‌ها را فراهم می‌آورد. مواد ته نشین شده در درون تپه‌ها باعث کاهش نفوذپذیری و به وجود آمدن یک قشر غیرقابل نفوذ در بالای تپه می‌گردد. این بخش که دارای نفوذ پذیری کمی می‌باشد، باعث چرخش سیالات گرمایی حرارت بالا، در درون تپه و جانشینی کانی‌های حرارت پایین توسط کانی‌های حرارت بالا می‌گردد. ایجاد شکستگی در قشر غیرقابل نفوذ که ممکن است در اثر فشارهای هیدرولیکی، زمین لرزه و یا تکتونیکی حاصل می‌شود، باعث به وجود آمدن راهروهای جدیدی برای سیالات گرمایی و نتیجتاً به وجود آمدن دودکش‌های جدید می‌شود و بدین ترتیب تپه سولفیدی رشد می‌نماید (شکل های ۳-۷ و ۳-۸) [Lydon, 1988].



شکل (۳-۸) - مراحل تشکیل یک کانسار ماسیو سولفید در اثر خروج سیالات گرمایی از یک دودکش آتشفشانی [Lydon, 1988]

با توجه به مطالب بیان شده مدلی که برای تشکیل کانسارهای ماسیوسولفید ارایه گردیده است، به شرح زیر است:

(۱) ورود سیالات گرمابی (۲۰۰ درجه سانتی گراد) متمرکز به درون توده‌هایی از سنگهای برشی که در نتیجه انفجار آتشفشانی ایجاد گردیده است و تشکیل دودکش‌های سیاه برروی توده برشی، شکستن و ریزش دودکش‌های سیاه و تشکیل برش‌های انیدریتی. عبور سیالات از داخل قطعات برش (سنگ و انیدریت) موجب پراکندگی و سرد شدن آن ضمن مخلوط شدن با آب سرد دریا و ته نشینی کانی‌های اسفالریت، گالن، تتراهدریت، باریت ($\pm$ کالکوپیریت) (سنگ معدن سیاه) می‌شود [Lydon, 1988].

در اثر ته نشینی کانی‌های سولفیدی، راهروهای موجود در تپه تنگ‌تر می‌شود و لذا جریان‌های گرمابی پراکنده‌تر و ته‌نشینی سولفیدها بطور موثرتری انجام می‌شود. ادامه ته نشینی کانی‌ها در بخش بالایی توده برشه و ته نشینی کانی‌ها برروی سطح آن باعث کاهش هرچه بیشتر نفوذ پذیری در قشر خارجی تپه می‌شود. ایجاد شکستگی (هیدرولیکی، تکتونیکی) و فوران سیالات گرمابی به صورت متمرکز باعث به وجود آمدن دودکش‌های سولفیدی جدیدی می‌شود.

(۲) رشد دانه‌ها و تبلور دوباره کانی‌های ته نشین شده در مرحله ۱، در بنیان تپه، توسط سیالاتی که به واسطه تماس کمترشان (نسبت به مرحله ۱) با آب دریا، دارای درجه حرارت بیشتری (۲۵۰ درجه سانتی گراد) می‌باشند و ته نشینی مقادیر بیشتری اسفالریت نسبت به مرحله ۱.

(۳) ورود سیالات داغ‌تر (۳۵۰-۳۰۰ درجه سانتی گراد) غنی از مس که باعث جانشینی کانی‌های ته نشین شده قبلی می‌شود، بطوریکه کالکوپیریت در بخش پایینی جانشین سنگ معدن سیاه می‌شود و تشکیل سنگ معدن زرد را می‌دهد. کانی‌هایی که توسط کالکوپیریت جانشین شده‌اند (سنگ معدن سیاه) در بخش بالایی تپه جانشین می‌شوند.

۴) سیالاتی که از سیالات مرحله قبل داغ تر می باشند (۳۵۰-۴۰۰ درجه سانتی گراد) و از لحاظ مس فقیر هستند، مقداری از کالکوپیریت را از بنیان توده حل می نمایند که به جای آن پیریت ته نشین می شود و بدین طریق بنیان غنی از پیریت تشکیل می شود.

۵) ته نشینی هماتیت و چرت از سیالاتی که در بالا و اطراف تپه سولفیدی متصاعد می شوند. این مواد در مراحل قبل نیز در بالا و اطراف تپه سولفیدی ته نشین می شوند. سیلیس عمدتاً در بخش داربستی واقع در زیر تپه سولفیدی، ته نشین می شود و بخشی از آن پس از عبور از داخل تپه، به صورت چرت در بالا و اطراف تپه ته نشین می گردد.

۶) تکرار مراحل ۱ تا ۴ باعث رشد تپه از طریق پرکردن فضاهای خالی، ته نشست ذرات سولفیدی بر روی سطح خارجی تپه و تشکیل قشر خارجی با نفوذپذیری کم و در پی آن ایجاد شکستگی و تکرار ته-نشینی می شود [شهاب پور، ۱۳۸۲].

کانسارهایی که بسیار تخت می باشند (نسبت قطر به ضخامت ۱:۱۰) به احتمال زیاد در اثر رسوب گذاری حاصل شده اند تا از طریق تشکیل کانسارهای همجوار، که در بالا به آن اشاره شد. یکی از شرایطی که تحت آن، این نوع کانسار ها حاصل می شود؛ ته نشینی از حوضه های شورآبی است. تجمع سیالاتی گرمابی و تشکیل کانسارهای سولفید توده ای در درون فرو رفتگی ها، از تشکیل کانسارهای همجوار که فوقاً به آن اشاره شد موثرتر است؛ چرا که کانساری که بدین طریق تشکیل می شود، نه تنها مواد معدنی موجود در آن همانند کانسارهای همجوار دچار پراکندگی نمی شود، بلکه از اکسید شدن نیز محفوظ می ماند. در بسیاری از کانسارهای سولفید توده ای بزرگ، نظیر کیدکریک^۱ نسبت قطر به ضخامت زیاد است.

¹ Kid Creek

۳-۱۰- تولید سیالات گرمابی

در مورد سیالاتی که از پشته‌های میان اقیانوسی متصاعد می‌شوند، اعتقاد بر اینست که این سیالات، آب‌های اقیانوسی بوده که در جریان همرفت با سنگ‌های بازالتی واکنش انجام داده است. وقتی آب دریا در مجاورت بازالت، داغ می‌شود، ابتدا انیدریت از آب دریا ته نشین می‌شود و بین بازالت و آب دریا تبادل یونی انجام می‌شود. نهایتاً سیالی غنی از کلرور سدیم و کلسیم که حاوی عناصر آهن، منگنز و مس می‌باشد، تولید می‌شود.

مطالعات مربوط به ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن که بر روی کانی‌های گرمابی و سیالات در گیر موجود در کانی‌های مرتبط با کانسارهای سولفید توده‌ای انجام شده است، نشان داده شده که سیالات گرمابی، آب‌های اقیانوسی می‌باشند که احتمالاً حاوی مقادیری آب‌های ماگمایی و جوی نیز بوده و با سنگ‌ها واکنش ایزوتوپی انجام داده‌اند. سیالات گرمابی‌ای که در ارتباط با کانسارهای سولفید توده‌ای همراه با سنگ‌های رسوبی هستند، دارای شوری بالایی بوده که این شوری ممکن است به واسطه فرآیند آبپوشی^۱ باشد که در نتیجه آن کانی‌های آبدار تولید می‌شود و آب موجود در پرزها کاهش می‌یابد و در نتیجه غلظت کلروها بالا می‌رود. مقادیر ایزوتوپ $O^{34}S$ مربوط به دودکش‌های سولفیدی کنونی از ۱/۵ در هزار تا ۴ در هزار متغیر است همین امر موید اینست که گوگرد عمدتاً از سنگ‌های بازالتی و به مقدار کمتر از گوگرد احیایی موجود در آب دریا، که به صورت انیدریت ته نشین شده، حاصل می‌شود. گوگرد مربوط به کانسارهای مس - روی سولفیدی قدیمی نیز دارای ایزوتوپ S^{34} مشابه با دودکش‌های سولفیدی کنونی است که ظاهراً نشان‌دهنده آن است که منشا گوگرد در این کانسارها نیز عمدتاً سنگ‌های آتشفشانی مافیک مربوط به کمر پایین توده معدنی است. در مورد کانسارهای سولفید توده‌ای روی - سرب - مس

¹ Hydration

اعتقاد بر اینست که گوگرد از سنگ های رسوبی کمر پایین و یا از بخش های احیایی عمیق آب دریا منشأ گرفته است.

مطالعه سیستم های گرمابی شور فعال و سیالات درگیر نیز نمایانگر فعالیت فوق العاده زیاد کلر و فعالیت کم یون گوگرد است که نشان می دهد فلزات پایه غالباً به شکل کمپلکس های کلریدی حمل شده است. گذشته از این مقدار بسیار اندک اکسیژن در این سیستم ها و همجواری رایج ترین آنها با افق های کربن دار، حاکی از احیا کنندگی فوق العاده زیاد سیالات است. سیالات درگیر و ایزوتوپ های پایدار کانسنگ ها درجه حرارتی تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد را نشان می دهد. در مورد منشأ آب های موثر در تشکیل این کانسارها نیز مطالعات زیادی صورت گرفته است. بطور کلی بررسی ها حاکی از آن است که آبی که در کانسارسازی کانسارهای نوع قبرس دخالت داشته، منطبق بر آب های اقیانوسی است. در کانی سازی کانسارهای نوع کورکو نیز آبهای اقیانوسی نقش اصلی را داشته اند، لیکن مقداری آب ماگمایی و آب جوی نیز در آن دخالت داشته است.

به نظر می رسد که کانسارهای سولفید توده ای به صورت طیفی از کانسارهای سولفید توده ای حاوی مقادیر کمی مگنتیت نظیر (کانسارهای نوع قبرس) به کانسارهای مگنتیت - پیریت با مقدار کمی کالکوپیریت و مقدار ناچیزی اسفالریت، نظیر کانسار ساویج ریور (تاسمانیا) و کانسارهای اکسید آهن لایه گون نظیر کایرونا^۱ حادث می شوند.

۳-۱۱- منبع حرارتی

آب جوی و آب دریا در اعماق رسوبات و سنگ های آتشفشانی زیرین گردش می کند که دلیل آن احتمالاً جریان همرفتی ناشی از حرارت سنگ های آذرین است. فرونشینی عمیق، فشرده شدن، سنگ شدن و دگرگونی درجه پایین ممکن است جریان همرفتی را تسریع کنند. فرانکلین و تورپ (۱۹۸۲) به رخداد

¹ Kiruna

سیل‌های هم‌ماگمای نیمه عمیق اشاره کردند که می‌تواند نقش مهمی در جریان همرفتی محیط‌های آتشفشانی فلسیک داشته باشد [ادواردز و اتکینسون، ۱۳۷۷]

۳-۱۲- منبع فلزات و گوگرد

منشاء محلول‌های کانه ساز ممکن است اغلب دریا باشد، اما حجم بیشتر فلزات باید از جای دیگر تأمین شده باشد. منبع فلزات ممکن است تا حدی ماگما باشد، اما بسیاری از متخصصان باور دارند که فلزات عمدتاً در طول چرخش محلول‌های داغ و با اسیدپته کم از سنگ‌ها، شسته شده است. همچنین بدلیل غنی بودن زیاد محلول‌ها از کلر و خاصیت به شدت احیایی آن‌ها ساختمانی کانی‌ها سیلیکاته شکسته شده که این امر احتمالاً موجب آزاد شدن مقدار اندکی فلزات شود که پس از آن بوسیله محلول‌های بالا رونده به سمت دودکش زیردریایی منتقل می‌شود. رسوبگذاری فلزات نتیجه تغییرات Eh، Ph و درجه حرارت است که به موازات بالا آمدن محلول‌ها و آمیزش، آن‌ها آب‌ها با آب‌های جوی و آب دریا سریعتر و اکسید کننده نزدیک به سطح زمین انجام می‌شود. گوگرد می‌تواند تا حدی از آب دریا تأمین شود. سولفات در طول برهمکنش محلول‌های گرمایی و اجزای آهن‌دار سنگ‌ها در هنگام گذر محلول‌های گرمایی، یا احیای غیرآلی یا آلی همزمان سولفات آب دریا در مکان رسوبگذاری به سولفید احیا می‌شود. مطالعات ایزوتوپی گوگرد نشان می‌دهد که بیشتر گوگرد این ذخایر در واقع از آب دریا و در اثر احیای سولفات به وجود آمده است [ادواردز و اتکینسون، ۱۳۷۷].

۳-۱۳- کنترل چینه شناسی و ساختاری

در بسیاری از ذخایر، سولفیدهای توده‌ای به دوره‌های چینه شناسی محدودی در مقایسه با کل دوره زمانی فعالیت آتشفشانی محدود می‌شوند. بسیاری از کومه‌های آتشفشانی زیردریایی ناباور بوده و دگرسانی

گرمابی فرادیواره برخی ذخایر اقتصادی نشان می‌دهد که فعالیت گرمابی نابارور، پس از تشکیل کانسنگ رخ داده است.

در زیر ذخایر واقع بر دودکش‌های تخلیه، لوله دگرسانی فرو دیواره مشخصی قرار دارد که اغلب حاوی مقادیر اقتصادی از سولفیدها همراه با نسبت‌های بالایی از Cu/Zn می‌باشند. این نسبت‌ها در برآمدگی سولفید توده‌ای چینه‌سان به سمت بیرون و بالا کاهش می‌یابد. دلیل این کاهش را می‌توان جا به جایی دوباره سولفیدهای پیشین به وسیله جریان گرمابی مستمری دانست که از برآمدگی می‌گذرد.

در برخی مجموعه‌های سولفید توده‌ای برشی شدن انفجاری سولفیدهای پیشین را می‌توان دید که این امر می‌تواند به رسوب کالکوپیریت در این ذخایر کمک کرده باشد.

ساخت‌های رسوبی برخی ذخایر سولفید توده‌ای حاکی از جابجایی دوباره مکانیکی و انتقال رو به پایین و در جهت شیب کانسنگ‌ها پس از تشکیل است. اگر محلول‌های کانه ساز در جهت شیب و رو به پایین جریان یابند، رسوب‌گذاری کانسنگ ممکن است در استخرهای شورآبی انجام شود. انتظار می‌رود آن دسته از توده‌های معدنی که در این شرایط تشکیل می‌شوند از لحاظ شکل، تخته‌ای تر بوده و نواربندی یا لایه بندی ظریف منظم‌تری را نشان دهد [ادواردز و اتکینسون، ۱۳۷۷].

۳-۱۴- اندازه و عیار ذخایر

به دلیل رخدادهای ساختاری و دگرگونی پس از تشکیل ذخایر، تعیین دقیق ابعاد میانگین ذخیره‌های سولفید توده‌ای آتشفشانی دشوار است. تقریباً ۸۰ درصد تمام ذخایر آتشفشانی شناخته شده، اندازه‌ای بین ۰/۱ تا ۱۰ میلیون تن دارد. نزدیک به نیمی از این ذخیره‌ها کمتر از ۱ میلیون تن است. از این گذشته، سنگستر (۱۹۷۷) ابراز داشت که ۸۸ درصد ذخایر کانادا بدون در نظر گرفتن سن آن‌ها دارای مجموعه‌ای از $Cu + Pb + Zn$ با عیاری کمتر از ۱۰ درصد است.

در این کانسارها، محتمل‌ترین مجموعه عیاری، نزدیک به ۶ درصد با نسبت ۱ : ۱ : ۴ برای Zn : Cu : Pb است، برای مثال ذخایر کانسنگ منطقه نوراندا و باتهورست به ترتیب نزدیک به ۲۰۴ میلیون تن (عیار مجموع ۲/۴٪) و ۲۷۸ میلیون تن (عیار مجموع ۷ درصد) می باشد.

ذخایر بزرگ‌تر در مقایسه با مس از روی غنی بوده و عیار سرب با مس رابطه عکس و با روی رابطه‌ای مستقیم دارد [ادواردز و اتکینسون، ۱۳۷۷].

فصل چهارم

اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات رودخانه ای

۴-۱- مقدمه

مراحل پی‌جویی اولیه در منطقه‌ای مطابق با نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گزیک که خود شامل نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهرود، گزیک و پرنگ می‌باشد، توسط شرکت BRGM فرانسه انجام شده است و شامل مراحل مختلف زیر بوده است:

- ۱- جستجوی محلی با ابزار دستی و اندازه‌گیری رادیومتریکی در طول تمام پروفیل‌ها
 - ۲- جستجوی ژئوشیمیایی رسوبات رودخانه‌ای با شبکه نمونه برداری به فاصله هر ۴ کیلومتر مربع
 - ۳- نمونه برداری آبرفتی با شبکه نمونه برداری به فاصله هر ۴ کیلومتر مربع در مجاورت توده‌های نفوذی گرانیتی
- در این فصل داده‌های ژئوشیمی رسوبات آبراهه‌ای ورقه پرنگ، با استفاده از روش مدرن ¹FCM و روش سنتی زونالیت‌ها جهت تعیین مناطق آنومالی ژئوشیمیایی، مورد پردازش قرار می‌گیرد و مناطق بهینه برای محاسبات *Wofe* معرفی می‌گردد.

۴-۲- نمونه برداری

اکتشافات ژئوشیمیایی در مقیاس ناحیه‌ای در منطقه گزیک با نمونه برداری از رسوبات آبراهه‌ای طراحی و اجرا گردید که در حدود ۳۰۰ نمونه در منطقه مورد بررسی (پرنگ) واقع شده است.

¹ Fuzzy C – Means Cluster Analysis

نمونه برداری با تراکم یک نمونه در هر ۴ کیلومتر مربع از سنگ ریزه‌هایی که در زیر لایه ضخیم گلی مدفون شده‌اند انجام شده است.

باید توجه داشت که در این منطقه به دلیل آب و هوای گرم و خشک عمدتاً فرسایش مکانیکی و فیزیکی حاکم است. پس از خشک کردن نمونه‌ها و غربال کردن آنها در حد ۱۲۵ میکرون و برداشت یک چهارم آنها جهت انجام آزمایشات با روش اسپکتروگراف نشری مستقیم (کوانتومتر) برای ۳۳ عنصر انجام شد و سپس بررسی‌های آماری زیر روی آنها انجام گرفت:

۱- محاسبه پارامترهای توزیع آماری عناصر اصلی شامل محاسبه میانگین، انحراف معیار و ضریب

واریانس مقادیر حسابی و لگاریتمی

۲- محاسبه و تعیین مقدار حد آستانه‌ای جهت جداسازی جامعه آنومالی از جامعه زمینه به روش

سالووف و استفاده از نمودارهای عناصر

۳- تجزیه و تحلیل توسط روش هاله‌های ضربی و روش سنتی زونالیت‌ه ژئوشیمیایی

۴-۳- مفهوم کیفی زمینه^۱، هاله^۲ و آنومالی^۳

در بررسی‌های اکتشافی یکی از موضوعات اساسی، درک مفاهیم زمینه، هاله و آنومالی است که در کشف ذخایر اقتصادی نقش با اهمیتی دارند. این امر ناشی از اینست که تمرکز عناصر در اطراف ذخایر معدنی، اغلب به دلیل بالا بودن غلظت این عناصر نسبت به مقداری که اصطلاحاً مقدار زمینه نامیده می‌شود آشکار می‌گردد. از این رو اگر مقدار زمینه یک عنصر یا گروهی از عناصر مورد نظر معین و شناخته شود و در آن صورت امکان وجود یک ذخیره پنهانی ممکن است آشکار گردد.

در بیشتر موارد در اطراف یک نهشته کانساری یک کاهش تدریجی در غلظت بعضی عناصر دیده می‌شود. این کاهش تا آنجا ادامه می‌یابد که تقریباً به یک حد ثابتی که همان مقدار زمینه است

¹ Background

² Halo

³ Anomali

می‌رسد. منطقه‌ای که درون آن میزان یک عنصر خاص، تا حد مقدار زمینه تنزل پیدا می‌کند اصطلاحاً هاله ژئوشیمیایی نامیده می‌شود [Levinson, 1974].

برای تعیین این که کدام عنصر در کدام محیط (سنگ، خاک، آب، بخار ..) غلظت غیر عادی (آنومالی) نشان می‌دهد، لازم است که حد فوقانی تغییرات مقدار زمینه را که حداقل مقدار آنومالی^۱ و یا اصطلاحاً حد آستانه‌ای^۲ می‌گویند تعیین گردد. شدت آنومالی‌ها را می‌توان بر حسب اختلاف بین حداکثر مقدار مشاهده شده مقدار حد آستانه‌ای برای مناطق مختلف یک ناحیه متفاوت می‌باشد. در چنین حالتی برای تعیین شدت آنومالی باید از مقدار حد آستانه‌ای محلی استفاده کرد [Levinson, 1974].

۴-۴- جدا سازی جامعه آنومالی از جامعه زمینه

واژه آنومالی همیشه به طور نسبی سنجیده می‌شود یعنی آنومالی بودن یا غیر عادی بودن یک خصوصیت نسبت به یک مبنایی است که تلقی می‌شود. لذا مناسب است که ابتدا جامعه آنومالی مشخص شود و سپس در آن جامعه مقادیر واقعاً غیرعادی را بیابیم. به عبارت دیگر جامعه آنومالی نشان‌دهنده زمینه محلی و مقادیر پر عیار آن نشان‌دهنده آنومالی‌های واقعی است.

در جداسازی جامعه آنومالی از زمینه دو خطا ممکن است رخ دهد. دو جامعه آنومالی و زمینه براساس اختلاف در میانگین از یکدیگر جدا می‌شوند ولی با یکدیگر همپوشانی دارند. بدیهی است مقادیر بیش از حد آستانه‌ای را در جامعه آنومالی و مقادیر کمتر از آن را در جامعه زمینه طبقه‌بندی می‌کنیم [حسنی پاک و شرف الدین، ۱۳۸۰]. خطاهای ممکن عبارتند از:

- ۱- خطای رد کردن که عبارت است از طبقه‌بندی یک نمونه متعلق به جامعه زمینه در جامعه آنومالی
- ۲- خطای پذیرش که عبارت است از پذیرش یک نمونه متعلق به جامعه آنومالی در جامعه زمینه

¹ Minimum Anomalous Content
² Threshold

این دو خطا به طور معکوس با یکدیگر همراهند یعنی اگر با تغییر حد آستانه‌ای یکی از آنها کوچک شود، مقدار خطای دیگر بزرگ می‌شود. بنابراین باید مجموع آنها حداقل شود و هنگامیکه تعداد نمونه‌ها به طور نامحدود افزایش یابد، خطای کلی حاصل جمع $e_1 + e_2$ به صفر نزدیک می‌شود. در این مطالعه از روش سالووف برای جداسازی آنومالی از زمینه برای هاله‌های تک‌عنصری و روش آنالیز خوشه‌ای میان مرکز برای هاله‌های ضربی فوق کانساری و تحت کانساری استفاده شده است.

۴-۴-۱- محاسبه مقدار زمینه محلی و حد آستانه آنومالی با استفاده از روش سالووف

جهت پردازش داده‌های ژئوشیمیایی در گام نخست بایستی مولفه سینژنتیک هر عنصر که خود را در قالب مقدار زمینه آن عنصر نشان می‌دهد را جدا کنیم. توزیع آماری نرمال تحت شرایطی به وجود می‌آید که تغییرات یک متغیر مشاهده‌ای همچون X تاثیر پذیر از تعدادی عامل و فاکتورهای مختلف قابل اندازه‌گیری و مستقل از هم باشد. فاکتورهای مختلف مانند زمین‌شناسی، ژئوشیمی و بسیاری از عوامل دیگر از جمله مواردی هستند که بر روی مقدار زمینه اندازه‌گیری شده عناصر در خاک یا سنگ‌های موجود در هر منطقه تاثیرگذار می‌باشند. [Solovov, 1987]

رابطه مربوط به تابع توزیع نرمال به صورت زیر است:

$$y = Q(x) \frac{1}{s\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2s^2}} \quad (۱-۴)$$

در حالی که $\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$ میزان میانگین حسابی غلظت عناصر، x است و $S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}{N-1}}$

میزان انحراف استاندارد مقادیر x از $\bar{x}$ می‌باشد. در صورتی که لگاریتم غلظت‌ها از تابع توزیع نرمال پیروی کند توزیع لاگ نرمال خواهد بود. که بر این اساس روابط جهت به دست آوردن مقادیر زمینه (C_ϕ) ، انحراف معیار (ε) و حد آستانه آنومالی (C_A) برای عناصری که توزیع لاگ نرمال دارند به قرار زیر است:

$$\bar{C}_\phi = \text{antiLog}\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \text{Log} C_i\right) \quad (2-4)$$

$$\varepsilon = \text{antiLog} S_{\text{Log}} = \text{antiLog}\left(\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\text{Log} C_i - \text{Log} \bar{C}_\phi)^2}{N-1}}\right) \quad (3-4)$$

$$C_A = \bar{C}_\phi \times \varepsilon^t \quad (4-4)$$

اگر هدف آشکارسازی آنومالی‌های قوی باشد t را برابر ۳ در نظر می‌گیریم ولی برای آشکارسازی آنومالی‌های ضعیف‌تر از رابطه زیر استفاده می‌کنیم :

$$C_A = \bar{C}_\phi \times \varepsilon^{\frac{3}{\sqrt{m}}} \quad (5-4)$$

که m برابر تعداد نقاطی است که غلظت بیش تر از $C_\phi \times \varepsilon$ دارند. در صورتیکه $m \geq 9$ باشد مساوی ۹ در نظر گرفته می‌شود. [Solovov, 1987]

۴-۴-۲- آنالیز خوشه‌ای میان مرکز (FCM)

بر طبق تئوری فازی در مورد صحت و سقم پدیده‌های واقعی همواره درجاتی از عدم قطعیت وجود دارد. به عبارت دیگر پدیده‌های واقعی فقط درست یا نادرست نیستند بلکه تا اندازه‌های شولایی و نادقیق هستند.

در مورد جداسازی آنومالی از زمینه، از آنجا که مرز دقیق و جامعی برای این دو وجود ندارد، این بدان معنی است که هر نمونه به یک درجه‌ای عضو جامعه آنومالی و به یک درجه عضو جامعه زمینه می‌تواند باشد. این درجه را تحت عنوان درجه عضویت می‌نامند.

بنابراین بر طبق منطق فازی به جای تعیین دقیق یک مرز برای آنومالی و زمینه و جداسازی قطعی نمونه‌ها به یکی از دو جامعه، درجه تعلق یا عضویت به یکی از دو جامعه را مورد بحث قرار می‌دهد. نظریه امکان پایه و اساس تئوری فازی است. مجموعه‌های فازی ابزار اجرایی این نظریه است که به وسیله آن می‌توان به تابع عضویت برای یک مجموعه فازی دست یافت که به درجه ابهام و شولایی

یک پدیده می‌پردازد. برای بدست آوردن تابع عضویت هیچ الگوریتم مشخصی وجود ندارد بلکه تجربه، نوآوری و حتی امکان نظر شخصی در شکل‌گیری و تعریف تابع عضویت می‌تواند موثر باشد. هنر به کارگیری این روش در تعریف آن چنان تابع عضویتی است که بتواند در جهت رسیدن به اهداف محاسباتی و یا تخمین حداکثر قدرت مدلسازی را داشته باشد [حسنی پاک و شرف الدین، ۱۳۸۰].

یکی از روش‌های آماری چند متغیره که در مسائل اکتشافی ژئوشیمیایی کاربرد قابل توجهی دارد، روش تحلیل خوشه‌ای^۱ است. این روش گاهی نتایج قابل قبولی به دست نمی‌دهد و موجب رده‌بندی نادرست و غیر واقعی داده‌ها می‌شود به طوریکه نمونه‌ها یا متغیرهای شبیه به هم را در خوشه‌های متفاوت رده‌بندی می‌کنند. در این صورت برای طبقه‌بندی هر چه مناسب‌تر داده‌های اکتشافی (از قبیل داده‌های ژئوشیمیایی) نیاز به روش‌های کارآمدتری مانند روش تحلیل خوشه‌ای فازی است که فاقد چنین نقاط ضعفی باشد. اساس این روش ماتریس شباهت‌هاست که به سه روش ضرایب فاصله، ضرایب همبستگی و ضریب اتحاد محاسبه می‌شود.

تحلیل خوشه‌ای فازی میان مرکز یکی از روش‌های تحلیل خوشه‌ای فازی^۲ است که کاربرد زیادی در علوم مختلف پیدا کرده است. روش‌های خوشه‌بندی بی‌انعطاف^۳ مرز قطعی بین خوشه قرار می‌دادند به نحوی که یک نمونه یا قطعا به یک خوشه تعلق داشت یا قطعا تعلق نداشت [حسنی پاک و شرف الدین، ۱۳۸۰].

در روش خوشه‌بندی میان مرکز بر طبق این اصل فازی که هیچ نمونه و متغیری را به طور مطلق متعلق به یک خوشه نمی‌داند، میزان عضویت یا تعلق هر داده به هر خوشه مشخص می‌شود. خوشه‌ها می‌توانند همپوشانی نیز داشته باشند. مجموعه داده‌ها را با $\vec{X} = \{\vec{x}_1, \vec{x}_2, \dots, \vec{x}_n\}$ ، $\vec{I}_i$ آمین خوشه را با μ_i ، درجه عضویت داده X_j به $\vec{I}_i$ آمین خوشه را با $\mu_{ij} = \mu_i(\vec{x}_j) \in [0,1]$ نمایش می‌دهند. هدف به دست آوردن مجموعه $\vec{C}$ شامل مراکز خوشه‌ها و ماتریس افرازبندی فازی $U = [\mu_{ij}]_{C \times N}$ است که مشخص

^۱ Cluster Analysis

^۲ Fuzzy Cluster Analysis

^۳ Hard Clustering

نماید هر داده با درجه اعتقادی به چه خوشه‌ای تعلق دارد. این روش بر پایه دو محدودیت عمل می‌کند؛ اول اینکه هیچ خوشه‌ای نباید تهی باشد و محدودیت دوم باعث می‌شود مجموع درجه تعلق‌ها برای هر داده برابر با یک شود.

FCM سعی می‌کند تا برای یک مجموعه نقاط داده افزایشی (C عدد خوشه به صورت فازی) بیابد که تابع هدف زیر را کمینه کند.

$$J_F = (X, U_F, C) = \sum_{I=1}^C \sum_{J=1}^n u_{ij}^m d_{ij}^2$$

که در آن d_{ij} ، فاصله بین x_{ij} و مرکز خوشه i است و $m \in [1, \infty]$ ، میزان فازی بودن است که اگر m به سمت یک میل کند فازی شدن در حداقل مقدار ممکن خود است و اگر m به سمت بی‌نهایت میل کند مراکز خوشه‌ها به مرکز کل داده‌ها همگرا می‌شود و درجه عضویت همه نمونه‌ها به مراکز خوشه‌ها برابر $\frac{1}{C}$ می‌شود. در پیاده سازی الگوریتم معمولاً $m = 2$ در نظر گرفته می‌شود.

FCM با یک تخمین اولیه برای مرکز خوشه شروع می‌کند که با استفاده از آن قرار است مکان میانی هر خوشه مشخص شود. گمان اولیه برای مرکز این خوشه‌ها، بیشتر به نظر می‌رسد که اشتباه باشد. به علاوه، FCM، به هر نقطه داده درجه عضویتی برای هر خوشه علامت‌گذاری می‌کند. با تکرار^۱ نوکردن مراکز خوشه و درجه عضویت برای هر نقطه داده، FCM مکرراً مراکز خوشه را به مکان درست، در یک مجموعه داده‌ها هدایت می‌کند. تابع FCM لیستی از مراکز خوشه و بعضی درجه عضویت‌ها را برای هر نقطه داده به عنوان خروجی می‌دهد [کوره‌پزان دزفولی، ۱۳۸۴].

در این تحقیق به منظور جداسازی مولفه سینژنتیک از اپی ژنتیک برای هاله‌های فوق کانساری و تحت کانساری از این روش استفاده شده است.

^۱ Intrative

۴-۵- کاربرد هاله‌های ضربی و تعیین شاخص زونالیت‌ها

تنها راه شدت بخشیدن به هاله‌های ضعیف، کاهش اثر تداخل زمینه در مقدار آنومالی است زیرا چنین تداخلی کاهش اندازه و بزرگی هاله‌ها و در نتیجه محدود ساختن آنهاست [Beus & Grigorian, 1977].

چهار روش به منظور شدت بخشیدن به هاله‌های اولیه مورد استفاده قرار می‌گیرد:

۱- روش‌های تجزیه کمی نمونه‌های ژئوشیمیایی

۲- روش‌های تجزیه اجزای سنگین نمونه‌های ژئوشیمیایی

۳- روش‌های تجزیه شیمیایی جزئی نمونه‌های ژئوشیمیایی

۴- روش رسم هاله‌های مرکب

تجربه نشان داده است اگر ترکیبی از مقادیر یک گروه از عناصر معرف به جای یک عنصر خاص به کار گرفته شود، هاله‌های ژئوشیمیایی در اطراف توده‌های کانساری بهتر مشخص می‌گردد. این ترکیب مقادیر به دو طریق صورت می‌گیرد: ترکیب جمعی و ترکیب ضربی هاله‌های جمعی از طریق جمع ساده مقدار عناصر، که در مقابل مقدار میانگین مقدار زمینه‌اشان نرمالیزه اند به دست می‌آیند. در این حالت هاله‌ها از طریق بزرگی کل حداقل مقدار آنومالی عناصر معرف یعنی همان کل حد آستانه‌ای این عناصر مشخص می‌شود.

در مقایسه با هاله‌های تک‌عنصری هاله‌های مرکب جمعی به مراتب بزرگتر و چشمگیرترند، به علاوه اثرات خطاهای تصادفی در آنها به حداقل کاهش می‌یابد و به این دلیل هاله‌های مرکب جمعی نسبت به سیمای ساختاری - زمین‌شناسی مرتبط با نهشته‌های کانساری رابطه نزدیکتری را نشان می‌دهند. روش ضربی از نظر صرف وقت به روش جمعی ترجیح داده می‌شود زیرا ضرورت تعیین مقدار زمینه را برای هر عنصر معرف و سپس نرمالیزه کردن مقدار غلظت این عناصر در نمونه‌های انتخابی از بین می‌برد [حسنی پاک، ۱۳۸۳].

توزیع فضایی (طولی، عرضی، قائم) عناصر کمیاب و کانی‌ها در اطراف و یا درون نهشته‌های کانساری می‌تواند از یک الگوی منطقه‌ای متقارن یا نامتقارن پیروی کند اما از آنجا که تقارن در توزیع منطقه‌ای عناصر یا کانی‌ها در سنگ‌های درون‌گیر کانسارها تحت تاثیر چندین عامل پیچیده چون اختلاف در قابلیت تحرک عناصر است که خود می‌تواند تابعی از دما، فشار و اختصاصات فیزیکوشیمیایی سنگ درون‌گیر و غیره باشد، شاید هیچ ژئوشیمیستی توقع نداشته باشد که در خلال بررسی‌های خود با الگوی منطقه‌ای کاملاً متقارنی روبرو شود [حسنی پاک، ۱۳۸۳].

هاله‌های اولیه چند جزئی هستند به این معنی که در آنها چندین عنصر معرف ممکن است وجود داشته باشد و لذا مقایسه منطقه‌بندی هاله‌های عناصر مختلف به منظور انتخاب موثرترین و مفیدترین عنصر یا عناصر معرف همیشه الزامی است. این مقایسه به کمک یک سری از عناصر که می‌توانند معرف منطقه‌بندی باشند انجام می‌گیرد. در این ارتباط محاسبه ضریب اختلاف ضروری است؛ بر طبق تعریف ضریب اختلاف برای یک عنصر معین عبارتست از نسبت پارامتر معینی از آن عناصر برای مثال قدرت تولید خطی آن، در دو منطقه از یک هاله [حسنی پاک، ۱۳۸۳].

معمولاً مقدار پارامتر مربوط به بخش فوقانی مقطع عرضی مورد مطالعه در صورت کسر و مقدار همان پارامتر مربوط به بخش تحتانی در مقطع عرضی در مخرج کسر قرار می‌گیرد.

هاله‌های مرکب جزئی (از نوع ضربی) که براساس گروه‌بندی عناصر در بالا و پایین توده کانسار رسم می‌شوند اختلاف منطقه‌بندی هاله‌ها را افزایش می‌دهند (این گروه بندی خود بر اساس توالی منطقه‌بندی این عناصر انتخاب می‌شود). به علاوه اینکه هاله‌های مرکب در تخمین سطح فرسایش آنومالی‌های ژئوشیمیایی به علت بزرگی ابعادشان نتایج معتبری را به دست می‌دهند.

همچنین از طریق محاسبه نسبت حاصل ضرب مقدار میانگین عناصر معرف موجود در یک گروه به همین حاصل ضرب در گروه دیگر می‌توان به افزایش قابل ملاحظه‌ای در مقدار اختلاف منطقه‌بندی دست یافت. این روش اولین بار توسط سالووف پیشنهاد شد. شکی نیست که روش هاله‌های مرکب به

روش هاله‌های ساده ترجیح داده می‌شود، زیرا هاله‌های مرکب نسبت به هاله‌های تک عنصری از لحاظ پذیرش اثر خطاهای حاصل از نمونه‌برداری و تجزیه آزمایشگاهی مقاومت بیشتری دارند. اگر تنها داده‌های یک افق در دسترس باشد، می‌توان وضعیت آنومالی‌های ارائه شده در منطقه کانی‌سازی پراکنده را بر اساس طبیعت منطقه‌بندی افقی تعیین شده (به کمک شاخص‌های جمعی یا ضربی) مشخص نمود. سپس با توجه به اینکه مناطق کانی‌سازی پراکنده، برخلاف هاله‌های همراه با کانی‌سازی اقتصادی، هیچ‌گونه منطقه‌بندی افقی مشخصی را تشکیل نمی‌دهند می‌توان این دو را از یکدیگر متمایز کرد.

عناصری که تشکیل دهنده اصلی توده‌های کانساری باشند بهترین معرف نوع کانی‌سازی هستند. تعیین موقعیت سطح فرسایش یک آنومالی ژئوشیمیایی نسبت به سطح کانی‌سازی احتمالی از اهمیت خاصی برخوردار است، زیرا مسئله اساسی در خلال عملیات اکتشافی برای یافتن کانی‌سازی پنهانی تشخیص امیدبخش‌ترین آنومالی‌های ژئوشیمیایی از میان تعداد زیادی آنومالی است که از طریق هاله‌های ژئوشیمیایی بخش فوقانی توده کانسار ارائه می‌شود.

توسعه و تکمیل روش‌های اکتشافی در جهت یافتن ملاک‌های موثر برای شناخت و جداسازی این دو نوع هاله که در بخش فوقانی و تحتانی توده کانسار تشکیل می‌شوند یک شرط اساسی در کشف موفقیت‌آمیز کانی‌سازی پنهانی است [Beus & Grigorian, 1977].

آنومالی‌های ژئوشیمیایی بخش فوقانی توده کانسار معمولاً از طریق به کارگیری نسبت مقدار میانگین و یا نسبت تولید خطی هاله‌هایی که از یک جفت عنصر خاص تشکیل یافته‌اند قابل تشخیص است. چنین تشخیصی ممکن است از طریق به کارگیری نسبت معرفی که مشخص کننده هاله‌های بخش زیرین توده کانسار است، انجام گیرد. عناصری که از نظر اقتصادی با ارزش بوده و سازنده اصلی کانه‌ها می‌باشند در چنین نسبتی وارد نمی‌شوند و اگر هم وارد شوند در مخرج نسبت مزبور قرار می‌گیرند. عناصر معرف بخش فوقانی و تحتانی توده‌های کانساری براساس نتایج حاصل از مطالعه منطقه‌بندی

هاله‌های اولیه در کانسارهای شناخته شده (استاندارد) انتخاب می‌شوند. البته به عناصری که معرف منطقه‌بندی قائم باشند توجه خاصی می‌شود [Beus & Grigorian, 1977].

۴-۶- آشکارسازی مناطق آنومالی منطقه پرنک با استفاده از روش زونالیت‌ه ژئوشیمیایی

جهت تشخیص الگوی اکتشافی و تهیه نقشه شاخص ژئوشیمیایی مراحل زیر انجام شد:

- ۱- محاسبه مقادیر زمینه و آنومالی برای عناصر معرف کانی‌سازی مس ماسیوسولفید
- ۲- جداسازی مولفه سینژنتیک برای هاله‌های فوق کانساری و تحت کانساری با استفاده از روش F_{cm}
- ۳- مشخص کردن پراکندگی هاله‌های فوق کانساری و تحت کانساری مرتبط با کانی‌سازی مس ماسیوسولفید.
- ۴- استفاده از اصل همراهی هاله‌های فوق کانساری و تحت کانساری و آنالیز الگوی نقطه‌ای جهت شناسایی مناطق دارای آنومالی ژئوشیمیایی. بر اساس روش زونالیت‌ه همراهی عناصر در قسمت‌های فوقانی یک کانسار با قسمت تحتانی آن متفاوت است، وجود چنین تفاوتی در همراهی عناصر تحت کانساری و فوق کانساری می‌تواند برای شناسایی رابطه بین کانی‌سازی و آنومالی در هاله ثانویه مورد استفاده قرار گیرد. با توجه به رابطه بین این دو گروه عناصر شاخص زونالیت‌ه برای کانسارهای مختلف به دست می‌آید [Ziaii et al, 2009].

- ۵- استفاده از شاخص زونالیت‌ه مناسب جهت اولویت‌بندی مناطق دارای آنومالی
- جدول (۴-۱) پارامترهای آماری مربوط به داده‌های ژئوشیمیایی منطقه را نشان می‌دهد. با رسم هیستوگرام داده‌های غلظت عناصر مشخص شد که توزیع این عناصر به صورت لاگ نرمال است لذا مقادیر زمینه (C_ϕ)، انحراف معیار (ε) و حد آستانه آنومالی (C_A) بر طبق روش سالووف و با استفاده از روابط (۴-۲)، (۴-۳) و (۴-۴) برای عناصر فوق کانساری و تحت کانساری محاسبه شده و در جدول (۴-۲) نشان داده شده است.

جدول (۴-۱) - پارامترهای آماری مربوط به داده های ژئوشیمیایی

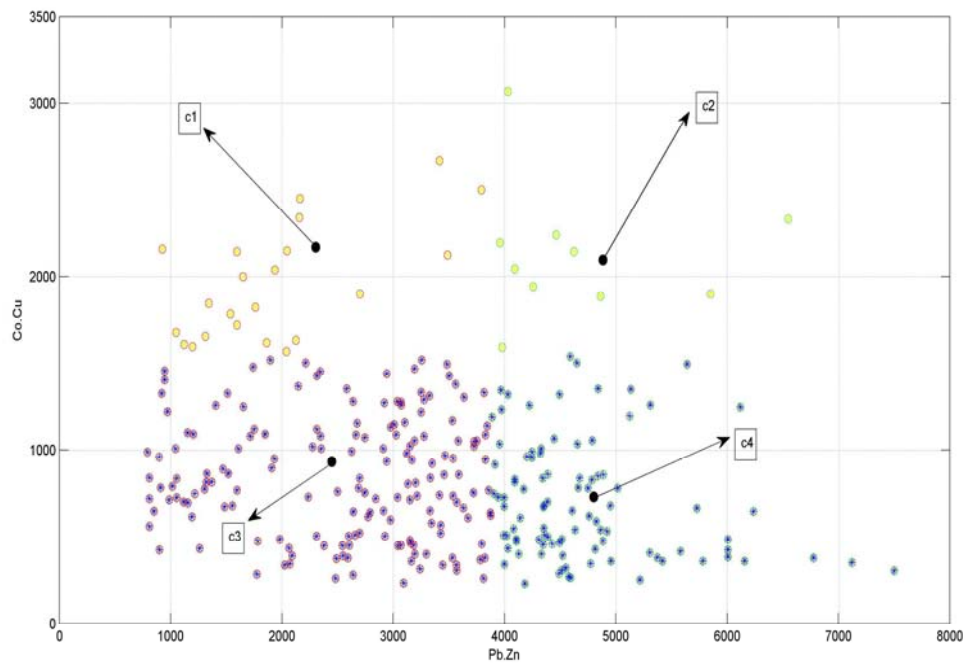
عنصر	<i>Cu</i>	<i>Zn</i>	<i>Pb</i>	<i>Co</i>	<i>Ba</i>	<i>Ni</i>	<i>Cr</i>
کمترین مقدار	۱۸	۲۷	۱۰	۷	۲۸	۵۷	۹۹
بیشترین مقدار	۱۰۹	۲۲۰	۵۰	۷۳	۴۷۸/۱	۹۷۷	۱۰۸۰
میانه	۳۱	۱۰۷	۳۱	۲۵	۳۵۴	۲۲۲	۳۲۰
میانگین	۳۲	۱۰۳	۳۱/۳	۲۷	۳۶۰	۲۷۴	۳۷۰
انحراف معیار	۱۱/۶	۳۵/۳	۶	۱۲/۱	۹۳	۱۹۷/۵	۲۱۱/۸

جدول (۴-۲) - میزان حد زمینه و آنومالی برای عناصر (مقادیر بر حسب ppm می باشد)

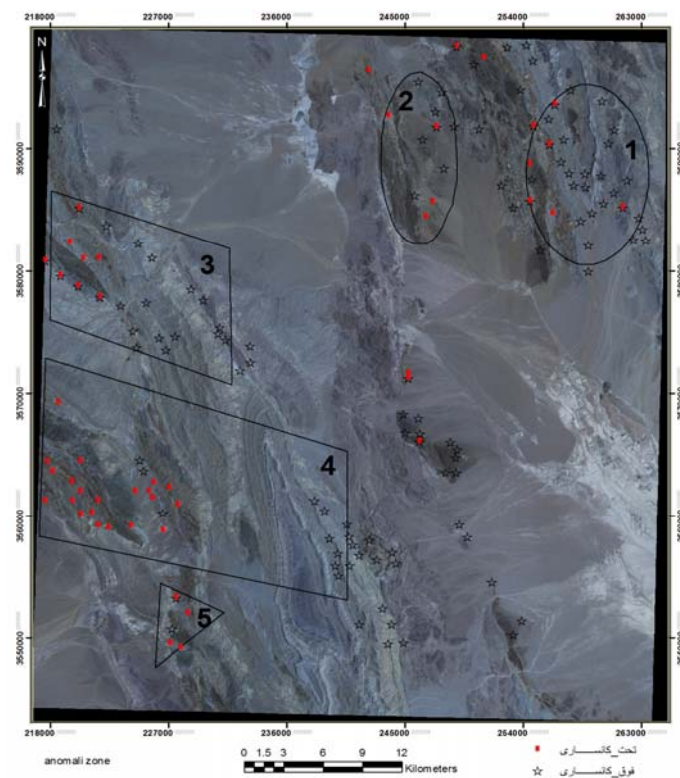
عنصر	<i>Cu</i>	<i>Zn</i>	<i>Pb</i>	<i>Co</i>	<i>Ba</i>	<i>Ni</i>	<i>Cr</i>
ε (ppm)	۱/۳	۱/۷	۱/۱	۱/۴	۱/۲	۲/۱	۱/۷
C_{ϕ} (ppm)	۳۰/۷۹	۷۲/۷	۳۱/۲	۲۶/۸	۳۷۳/۲	۲۱۴/۴	۳۱۵/۱
C_A (ppm)	۴۰/۱۶	۱۲۳/۵	۳۴/۱	۳۷/۵۲	۴۴۷/۸۴	۴۵۰/۲۴	۵۳۵/۶۷

جداسازی مولفه سینژنتیک برای هاله‌های فوق کانساری $Pb \times Zn$ و تحت کانساری $Cu \times Co$ با استفاده از روش FCM و در محیط نرم افزار Matlab انجام شد که نتایج آن به صورت شکل (۴-۱) نشان داده شده است.

بر طبق مقادیر بدست آمده از محاسبات، نمونه هایی که مقادیر $Pb \times Zn$ و $Cu \times Co$ بالاتر از آنومالی داشتند مشخص شده و نمایش داده شدند که بر اساس معیار همراهی این هاله‌ها پنج محدوده به عنوان مناطق آنومالی مشخص شد. در شکل (۴-۲) مناطق آنومالی مشخص شده‌اند. در سایر مناطق به دلیل ضعیف بودن هاله‌های مذکور و یا عدم همراهی مکانی آنها منطقه آنومالی در نظر گرفته نشد.



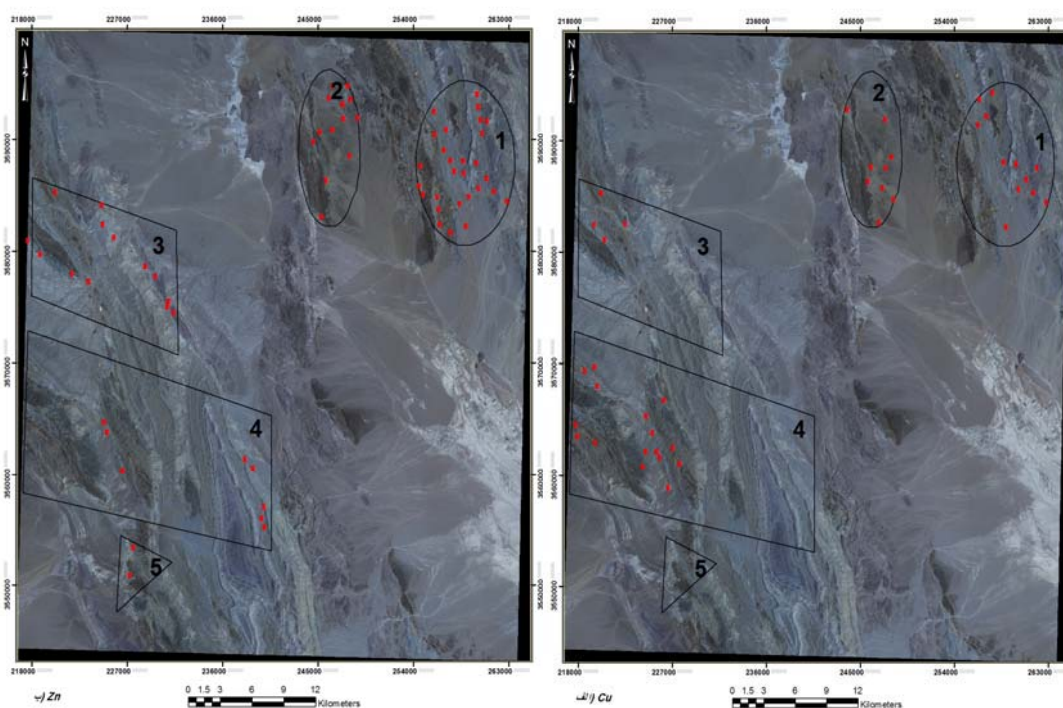
شکل (۴-۱)- نمودار خروجی آنالیز خوشه‌ای میان مرکز برای تعیین جوامع آنومالی و زمینه برای هاله‌های فوق کانساری و تحت کانساری



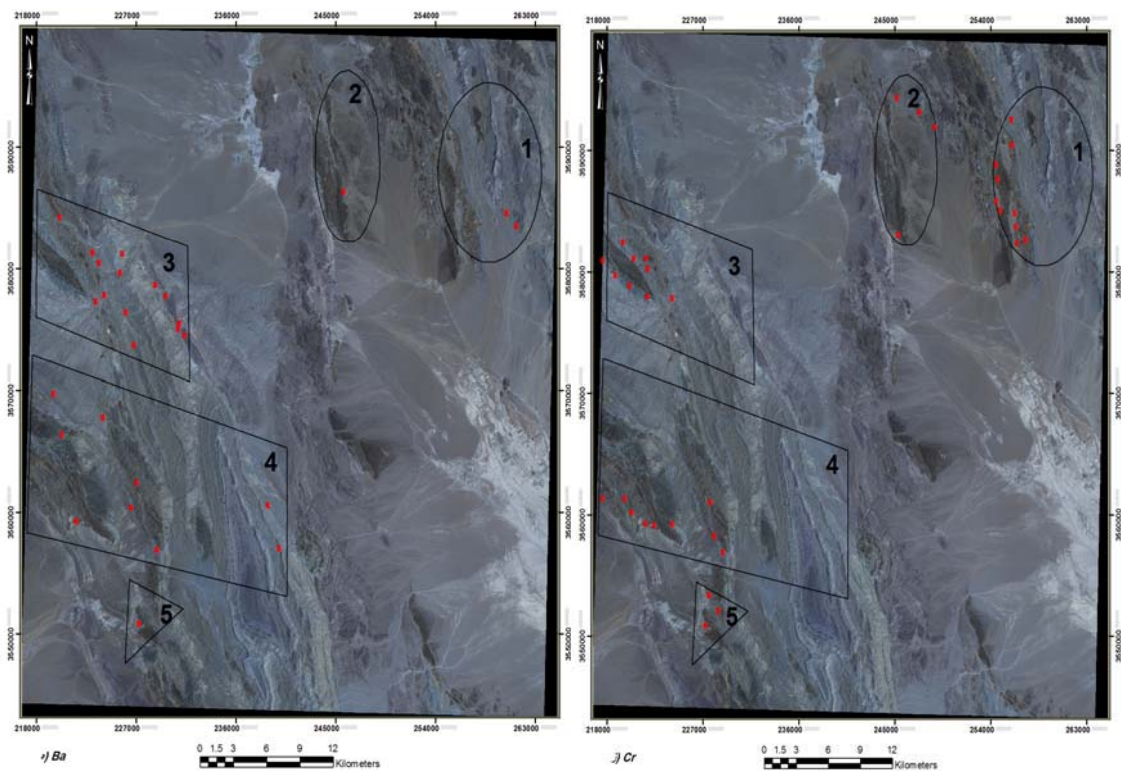
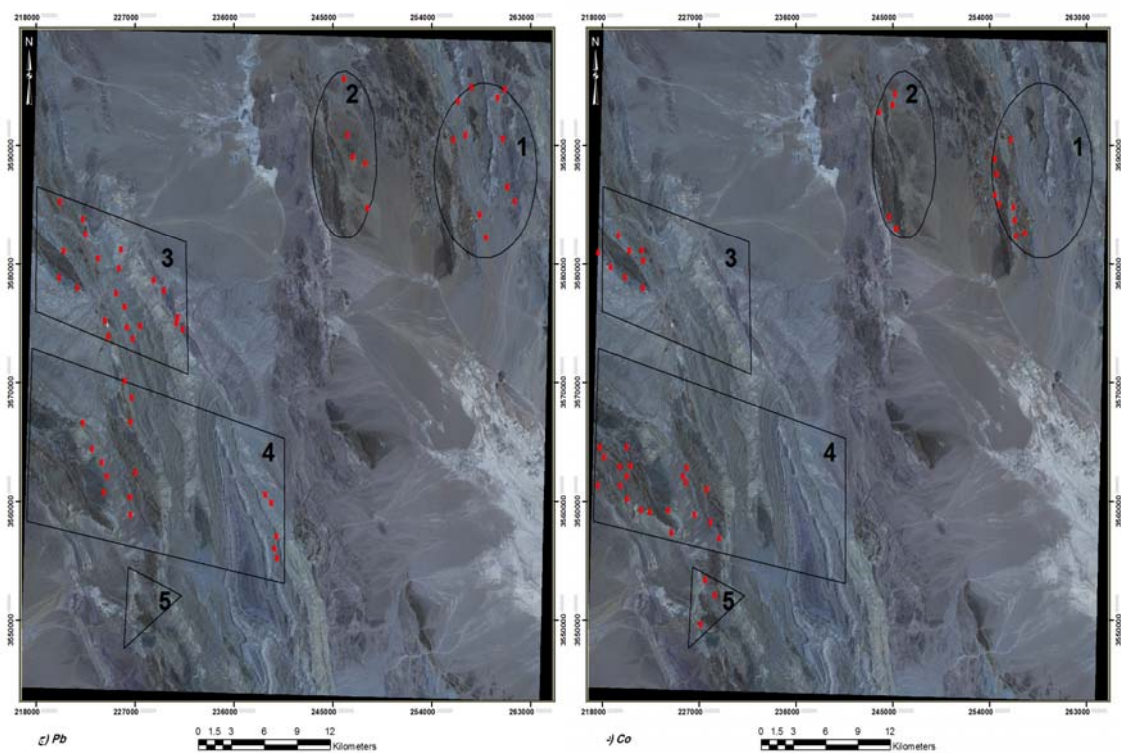
شکل (۴-۲)- موقعیت هاله‌های فوق کانساری و تحت کانساری

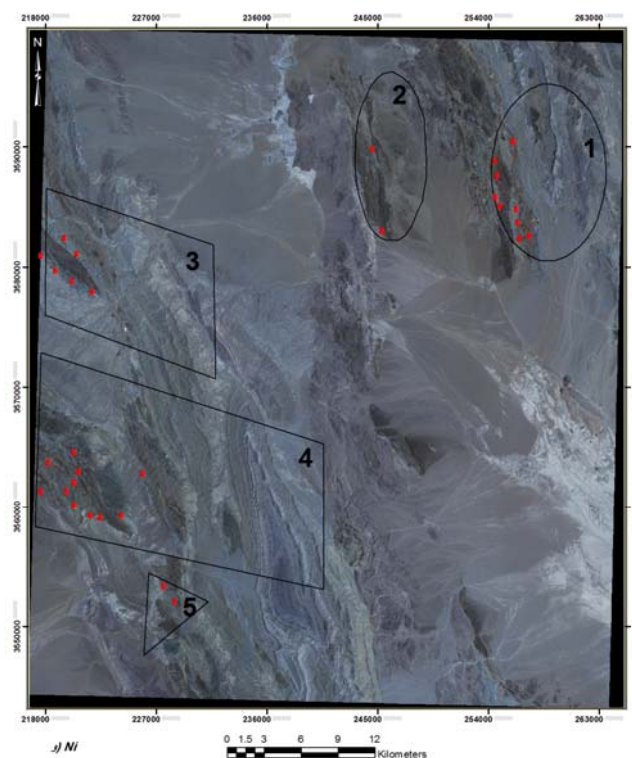
در همه این مناطق، آنومالی‌ها در ارتباط با واحدهای اولترابازیک مانند گابرو، میکروگابرو، هارتزبورژیت و دیابازها است که در یک کنتاکت گسلی با محدوده‌های آهکی و ماسه سنگی قرار دارند. در منطقه ۳ و ۴ هاله‌های فوق کانساری تجمع بیشتری در روی واحدهای آهکی نشان می‌دهند که این امر با توجه به قابلیت تحرک عنصر Zn، جذب سنگ‌های آهکی، شیب توپوگرافی و وضعیت آبراهه‌های منطقه قابل توجیه می‌باشد.

در مرحله بعد نمونه‌هایی که غلظت عناصر مختلف آنها با توجه به مقادیر محاسبه شده از جدول (۴-۲) در محدوده آنومالی قرار داشتند در محیط نرم افزار Arc GIS 9.3 نمایش داده شده (شکل ۴-۳) و سپس برای محاسبه ضرایب زونالیت از مقدار میانگین داده‌های آنومالی مربوط به هر عنصر در هر پنج منطقه استفاده شد که این مقادیر در جدول (۴-۳) آورده شده است. مقادیر غلظت برای عناصر نقره و بیسموت به دلیل بالا بودن حد حساسیت دستگاه اسپکتروگراف نشری محاسبه نشده و به جای آن مقادیر کلارک این عناصر مورد محاسبه قرار گرفت.



شکل (۴-۳)





ادامه شکل (۳-۴) - موقعیت نمونه های آنومال مربوط به هر عنصر در نواحی آنومالی (الف. Cu. ب. Zn. ج. Pb. د. Co. ه. Ba. و. Ni. ز. Cr.)

جدول (۳-۴) - مقدار میانگین آنومالی عناصر در مناطق پنج گانه

مناطق آنومالی	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Co (ppm)	Ba (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)
۱	۸۰/۷	۱۳۹/۰۷	۳۸/۲۷	۴۵/۳۳	۴۶۵	۵۶۵	۷۲۲
۲	۴۹/۵۵	۱۳۴/۲	۳۶/۴	۴۶	۴۸۲	۵۵۱/۶	۶۰۳/۸
۳	۵۱/۲۵	۱۵۰	۳۹/۱۴	۵۱/۷۵	۵۹۶/۶۲	۶۲۸/۸۳	۸۱۱/۵
۴	۴۵/۶	۱۸۹	۳۸/۵	۴۵/۲۵	۵۱۵/۸۳	۶۲۳/۹	۶۹۷/۶
۵	-	۱۳۳	-	۴۶/۳	۴۷۴	۵۲۴	۱۰۶۱

در گام بعد ضرایب زونالیتة مختلفی که بر مبنای مطالعات قبلی در زمینه کانسارهای ماسیوسولفید به عنوان شاخص کانی سازی معرفی شده‌اند، برای این مناطق محاسبه شده و مورد مقایسه و بررسی قرار گرفتند. نتیجه این محاسبات در جدول (۴-۴) آورده شده است.

جدول (۴-۴) - محاسبه ضرایب زونالیتة برای مناطق آنومالی

مناطق آنومالی	$\frac{Pb \times Zn \times Ba \times Ag}{Ni \times Co \times Cr \times Cu}$	$\frac{Pb \times Zn}{Cu \times Co}$	$\frac{Ag \times Pb \times Zn}{Cu \times Bi \times Co}$	$\frac{Pb \times Zn}{Cu \times Bi}$
۱	۰/۰۰۰۱	۱/۴	۰/۸۱	۶۵۹
۲	۰/۰۰۰۱۸	۲/۱۴	۱/۲۸	۹۸۵
۳	۰/۰۰۰۱۶	۲/۲۱	۱/۳۲	۱۵۰۰
۴	۰/۰۰۰۲۵	۳/۵۲	۲/۱۱	۱۶۰۰
۵	۰/۰۰۰۰۱۴	۰/۲۸	۰/۱۷۲۲	۱۳۳

۴-۷- نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج جدول (۴-۴)، همه ضرایب محاسبه شده برای مناطق پنج‌گانه روند مشابهی نشان دادند که در میان آنها شاخص $\frac{Pb \times Zn}{Cu \times Bi}$ مقادیر بزرگتر و واضح‌تری به منظور مقایسه این مناطق ارائه می‌دهد.

بر طبق این نتایج و همچنین بررسی هاله‌های فوق کانساری و تحت کانساری منطقه آنومالی ۴ به عنوان بیشترین پتانسیل کانی سازی معرفی شده و مناطق ۳، ۲، ۱ و ۵ در اولویت بعدی قرار دارند. به علت پایین بودن خیلی زیاد شاخص زونالیتة در منطقه ۵ نسبت به دیگر مناطق، از آن چشم‌پوشی شده و سایر مناطق به عنوان مناطق آنومالی ژئوشیمیایی در محاسبات Wofe مورد استفاده قرار می‌گیرند.

فصل پنجم

مطالعات دور سنجی

۵-۱- مقدمه

سنجش از دور^۱، تکنولوژی کسب اطلاعات و تصویربرداری از زمین با استفاده از تجهیزات هوانوردی مثل هواپیما، بالن، یا تجهیزات فضایی مثل ماهواره است.

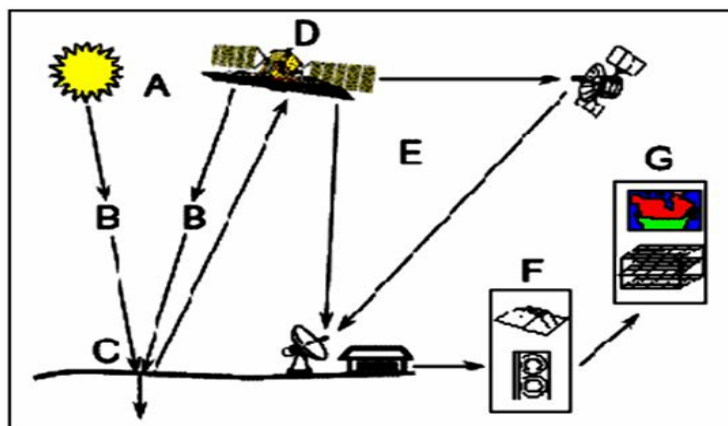
به عبارت دیگر سنجش از دور، علم و هنر کسب اطلاعات فیزیکی و شیمیایی از پدیده‌های زمینی و جوی از طریق ویژگی‌های امواج الکترومغناطیسی بازتابی یا منتشر شده از آن‌ها و بدون تماس مستقیم با پدیده‌های مذکور می‌باشد. سیستم‌های سنجش از دور ماهواره‌ای با توجه به ویژگی‌های منحصر بفردی چون تامین دید وسیع و یکپارچه از منطقه، استفاده از گستره طیف الکترومغناطیس^۲ جهت ثبت خصوصیت پدیده‌ها، پوشش تکرار شونده زمانی و مکانی و سرعت انتقال و تنوع اشکال داده‌ها و امکان بکارگیری سخت افزارها و نرم افزارهای تخصصی رایانه‌ای، هزینه پایین نسبت به سایر روش‌های تحقیقات میدانی در سطح جهان کاربرد زیادی پیدا کرده است و به عنوان ابزاری مناسب در ارزیابی و پی‌جویی ذخایر معدنی و پتانسیل‌یابی منابع زمینی، اطلاعات مناسبی را در اختیار متخصصان امر قرار داده است.

در این فصل ابتدا به مبانی سنجش از دور، انواع مناطق دگرسانی مربوط به ذخایر ماسیوسولفید به خصوص نوع قبرس آن و کانی‌های شاخص هر منطقه و سپس بررسی انواع روش‌های آشکار سازی این دگرسانی‌ها در منطقه پرنگ با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۷ پرداخته خواهد شد.

^۱ Remote sensing

^۲ Electromagnetic Spectrum

۵-۲- عملکردها در سنجش از دور



شکل (۵-۱)- عملکردهای اصلی در سنجش از دور [Quattara et.al, 2004]

شکل (۵-۱) تصویر شماتیک فرآیند کلی و عناصر مؤثر در سنجش از دور الکترومغناطیسی منابع زمین را نشان می دهد. دو فرآیند مبنایی، شامل اخذ داده و تجزیه و تحلیل آنهاست.

(A) منبع انرژی

(B) انتشار انرژی از میان جو

(C) فعل و انفعالات انرژی بر اثر برخورد با عوارض سطحی زمین

(D) سنجنده‌های هوایی و یا فضایی

(E) انتقال اطلاعات کسب شده

(F) دریافت اطلاعات اولیه و تولید داده بصورت رقومی و یا تصویری

فرآیند تجزیه و تحلیل داده، شامل بررسی و تعبیر و تفسیر داده‌ها با بکارگیری وسایل مختلف

دیداری و کامپیوتری به منظور آنالیز داده‌های حاصل از سنجنده [Quattara et.al, 2004].

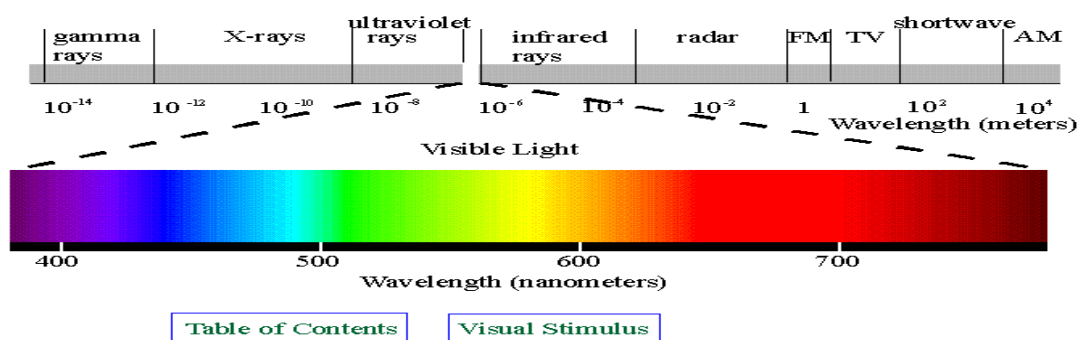
تجزیه و تحلیل کننده با کمک داده‌هایی که توسط سنجنده جمع‌آوری شده اطلاعات مربوط به

نوع، میزان، موقعیت و شرایط منابع مختلف زمین را استخراج می‌نماید، سپس این اطلاعات به صورت نقشه‌ها، جداول چاپی یا فایل‌های کامپیوتری با لایه‌های دیگر اطلاعات در یک سیستم اطلاعات جغرافیایی ادغام و برای مصرف کاربران آماده می‌شود.

۵-۳- طیف الکترومغناطیس

علت ایجاد تابش الکترومغناطیسی، اتم‌ها و مولکول‌های موجود در مواد می‌باشد. اتم‌ها حاوی هسته‌هایی با بار مثبت بوده که توسط الکترون‌های اربیتالی در برگرفته شده‌اند که دارای تراز مجزای انرژی می‌باشند. انتقال الکترون‌ها از تراز به تراز دیگر باعث تابش اشعه‌هایی با طول موج‌های مجزا می‌شود. در نتیجه طیفی بنام طیف الکترومغناطیسی ایجاد می‌شود. این طیف که از یک شیء بازتاب می‌یابد، منبع معمول داده‌های سنجش از دور است.

در سنجش از دور، طبقه بندی امواج الکترومغناطیسی بر اساس موقعیت طول موج آنها در طیف الکترومغناطیس انجام می‌گیرد. متداول‌ترین واحدی که برای اندازه‌گیری طول موج در طیف الکترومغناطیس مورد استفاده قرار می‌گیرد، میکرومتر است. یک میکرومتر معادل یک میلیونیم متر می‌باشد. همچنین باید توجه داشت که بخش‌های طیف الکترومغناطیسی به کار رفته در سنجش از دور در امتداد یک طیف پیوسته قرار می‌گیرند که مقدار آنها نسبت به یکدیگر تا حد توان ده (بطور پی در پی) تفاوت دارد.



شکل (۵-۲) - طیف الکترومغناطیس ومحدوده ها

طیف الکترومغناطیس دارای طول موج‌هایی با اسامی متفاوت از اشعه گاما، اشعه X ، اشعه فرابنفش، نور مرئی، اشعه مادون قرمز تا امواج رادیویی (به ترتیب از طول موج‌های کوتاه‌تر به بلندتر) می‌باشد. بخش مرئی چنین نموداری بی نهایت کوچک است، زیرا حساسیت طیفی چشم انسان بین 0.4 میکرومتر تا 0.7 میکرومتر است. بطوریکه رنگ آبی تقریباً بین طول موج 0.4 میکرومتر تا 0.5 میکرومتر، رنگ سبز تقریباً بین طول موج 0.5 میکرومتر تا 0.6 میکرومتر و رنگ قرمز تقریباً بین طول موج 0.6 میکرومتر تا 0.7 میکرومتر می‌باشد.

۵-۴- ماهواره لندست^۱

استفاده جهانی اطلاعات سنجش از دور ابتدا توسط ماهواره لندست در سال ۱۹۷۲ آغاز شد. این تحقیقات که با استفاده از قسمت‌های مختلف طیف الکترومغناطیس صورت گرفته باعث افزایش کارایی زمین‌شناسان در زمینه پژوهش‌های معدنی گردیده است.

طراحی لندست‌های ۱ و ۲ و ۳ به گونه ای بوده است که هر روز کره زمین را در یک مدار قطبی با ارتفاع حدود ۹۰۰ km دور زده و در نتیجه قسمت اعظم کره زمین را با ۲۵۱ گردش ماهواره مورد تصویربرداری قرار می‌دادند. در این ماهواره دستگاه‌هایی به نام MSS^۲ وجود داشت که اطلاعات در چهار باند و با قدرت تفکیک مکانی ۸۰ متر بود. پس از آنها لندست‌های ۴ و ۵ در ارتفاع ۷۰۰km قرار گرفتند و در نتیجه کره زمین را با ۲۳۳ گردش پوشش می‌دهند.

در سال ۱۹۹۹ ماهواره لندست با سنجنده ETM^۳ در مدار زمین قرار گرفت که قابلیت برداشت اطلاعات در طول موج‌های نزدیک مادون قرمز VNIR و امواج کوتاه مادون قرمز SWIR را داشت. قدرت تفکیک مکانی این ماهواره در محدوده ۳۰ متر برای باندهای مرئی و مادون قرمز و ۶۰ متر برای باند مادون قرمز حرارتی و ۱۵ متر برای باند پان است [کریم پور و همکاران، ۱۳۸۴].

^۱ Landsat

^۲ Molt Spectral Scanner

^۳ Enhanced Thematic Mapper

۵-۵- کاربرد سنجش از دور در اکتشاف معادن

بررسی‌های دورسنجی به دلیل داشتن داده‌هایی با دید وسیع و یکپارچه و تنوع در اسفاده از محدوده های طول موج، در اکتشاف مواد معدنی به خصوص در مرحله پی جویی (تهیه نقشه آلتراسیون و تفکیک انواع آلتراسیون) استفاده می شود.

در این راستا بررسی‌های دورسنجی با اهداف زیر صورت می گیرد:

۱- تلفیق داده های ماهواره‌ای مختلف و تهیه عکس - نقشه های ماهواره‌ای^۱ در مقیاس‌های ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰

تهیه این عکس - نقشه ها در مقیاس‌های یک صد هزار و یک پنجاه هزار برای به دست آوردن دید کلی از چگونگی گسترش واحدهای سنگی، رسوبات آبرفتی، چین خوردگی‌ها، شکستگی‌های عمده، گسترش پوشش گیاهی، چگونگی توزیع شبکه آبراهه‌ها، جاده‌ها و گسترش آبادی‌ها و شهرها و بسیاری از پارامترهای دیگر بسیار مناسب است. بر اساس تفسیر تصاویر رنگی مجازی حاصل از ترکیب باندهای مختلف و بر اساس نقشه زمین‌شناسی منطقه می توان گسترش واحدهای سنگی گوناگون را بر اساس این داده‌ها بیان نمود.

۲- تهیه نقشه خطواره‌ها و نقشه شکستگی‌ها و تفسیر زمین ساخت ناحیه بر اساس آن

شکستگی‌ها بویژه گسل‌ها عامل مهم و اساسی در تشکیل ذخایر معدنی می‌باشند. شناسایی عناصر ساختاری و تشخیص ساختار هر منطقه کمک بسیار ارزنده‌ای جهت شناسایی و اکتشاف مواد معدنی می‌باشد، زیرا شناخت عناصر ساختاری مانند گسل‌های عادی، شکستگی‌های کششی و ساختمان‌های هورست و گرابن که پی آمد آن تشخیص ساختارهای کششی است یا گسل‌های راندگی، چین خوردگی‌ها و گسل‌های راست لغز چپ رو و راست رو که نهایت آن تشخیص ساختارهای فشاری است، با توجه به درازای گسل‌ها و همچنین محل تلاقی گسل‌های اصلی با گسل‌های دیگر، می‌تواند

^۱ Satellite Photomap

محل مناسبی برای نفوذ ماگما و سپس کانه‌زایی باشد؛ پس همگی می‌توانند کلیدهای مناسبی جهت شناخت و اکتشاف ذخایر معدنی باشند.

۳- تهیه نقشه نواحی دگرسانی (آلتراسیون‌ها)

به کلیه تغییرات شیمیایی و کانی شناسی که تحت تاثیر آب‌های ماگمایی و یا گرمابی در سنگ‌ها ایجاد می‌شود آلتراسیون می‌گویند. از آلتراسیون‌های مهم می‌توان پتاسیک، پروپلیتیک، سربیسیتیک، آرژیلیک، آلونیتی، گرازن، سیلیسی، ژئولیتی، فنیتیک، کلریتی، تورمالینزه و آلبیتی را نام برد. آلتراسیون ساده‌ترین، ارزان‌ترین و مناسب‌ترین وسیله در اکتشاف مواد معدنی است.

بهترین روش برای پیدا کردن آلتراسیون‌ها، کمک گرفتن از پردازش داده‌های ماهواره‌ای است. تغییرات شیمیایی و کانی شناسی حاصل از آلتراسیون سنگ‌ها، میزان انرژی منعکس شده و یا جذب شده در این سنگ‌ها را تغییر می‌دهد. با توجه به این که این انرژی‌ها در مورد پدیده‌های مختلف برای یک طول موج و متقابلاً برای یک پدیده در طول موج‌های گوناگون متفاوت است، با پردازش داده‌های ماهواره‌ای امکان شناسایی و بررسی حضور و یا عدم حضور کانی‌های شاخص برخی از آلتراسیون‌ها نیز میسر می‌گردد [کریم پور و همکاران، ۱۳۸۴].

کانی‌های آبدار و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن از جمله کانی‌هایی هستند که به کمک طیف جذبی - بازتابی مخصوص به خود قابل شناسایی هستند.

همچنین، اغلب کانسارهای شناخته شده الگوی منطقه‌بندی مناسبی از کانی سازی و آلتراسیون سنگ دیواره را که به صورتهای مختلفی توسط اکسیدهای مهم و یا تمرکز عناصر اصلی تعریف شود، ارائه می‌دهند از طرفی کانی سازی کانسارهای فلزی ارتباط نزدیکی با فعالیت‌های گرمابی دارد و از آنجا که فعالیت‌های گرمابی و اثرات آن را بطور مستقیم نمی‌توان روی نقشه زمین شناسی نشان داد و نیز گاهی تشخیص آن روی زمین مشکل است، لذا شناسایی این گونه پدیده‌ها، در انتخاب محل کانی‌سازی و بررسی محدوده کانی سازی، تصاویر ماهواره‌ای مفید و مناسب می‌باشد.

۴- تعیین نقشه نواحی امیدبخش معدنی با استفاده از بررسی‌های دورسنجی

با تلفیق نتایج بدست آمده از بررسی‌های دورسنجی مناطق مورد مطالعه (نوع واحدهای سنگی، ساختار تکتونیکی، ساختمان‌های ماگمایی و دگرسانی‌ها)، مناطقی به عنوان نواحی امیدبخش معرفی می‌شوند که نسبت به سایر مناطق دارای احتمال بیشتری برای کانی‌زایی هستند.

تکنیک‌های دورسنجی امکان شناسائی و اکتشاف مقدماتی یک محدوده وسیع را با دقت و سرعت بالا و هزینه کم میسر می‌سازد. داده‌های ماهواره‌ای بصورت رقومی برداشت می‌شوند و این مساله امکان اعمال برخی روش‌های ریاضی و تکنیک‌های پردازش را به ما می‌دهد. با استفاده از تکنیک‌های پردازش داده‌های ماهواره‌ای^۱ می‌توان عوارض تصویر را واضح و کارائی تصویر حاصله را زیاد کرد. دراکتشاف ذخایر معدنی از روش‌های مختلف آشکارسازی برای تفکیک و تشخیص شواهد کنترل کننده کانی سازی (تیپ سنگ شناسی، ساختارهای زمین شناسی و آلتراسیون) استفاده می‌گردد.

۵-۶- دگرسانی در کانسارهای ماسیو سولفید نوع قبرس

برای اکتشاف کانسارهای ماسیوسولفید حضور مدل‌های آلتراسیونی لازم است. مجموعه‌ای از زون‌های غنی از سریسیت، غنی از کلریت، و غنی از کوارتز همراه با ذخائر ماسیوسولفید دیده می‌شود

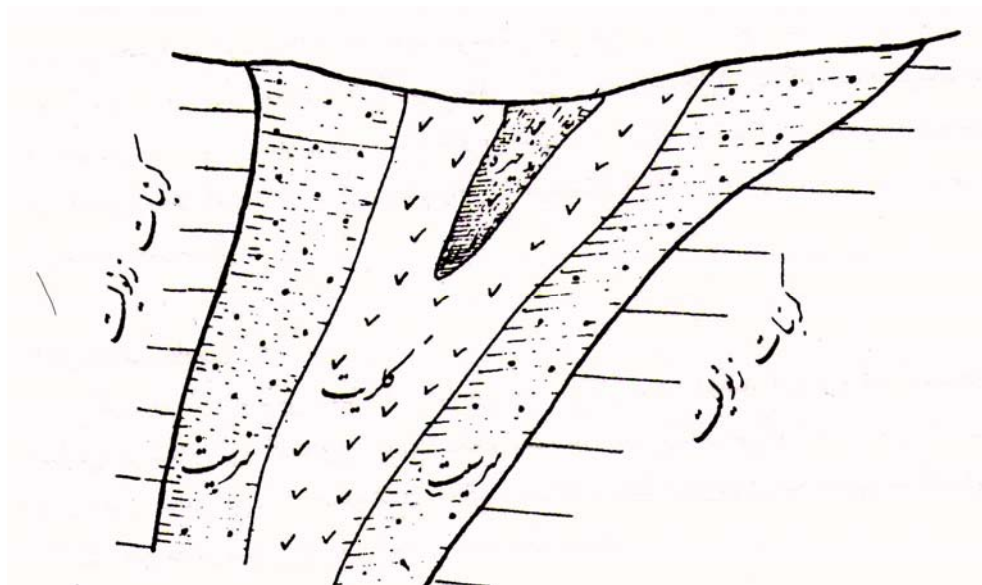
[Sangster, 1972., & Lydon, 1984]

میزان سریسیت به سمت خارج افزایش می‌یابد. در زون استوک‌ورک مقدار قابل ملاحظه‌ای کوارتز تشکیل می‌شود. در بالای ذخیره چرت و یا رسوبات غنی از اکسید و هیدروکسید آهن به همراه مقداری زئولیت و کربنات تشکیل می‌شود.

آلتراسیون کلریتی مخصوص ذخایر ماسیوسولفید بوده که در قسمت داخلی سیستم قرار دارد و بخشی از ذخیره در آن واقع می‌شود. کلریت‌های غنی از آهن اکثراً همراه کالکو پیریت و پیروتیت هستند، در صورتی که کلریت‌های غنی از منیزیم همراه پیریت، اسفالریت و گالن دیده می‌شود.

^۱ Image Preprocessing

زون کلریتی به شکل استوانه‌ای است و از اطراف غالباً به زون سریسیتی و از بالا به زون سیلیسی محدود می‌شود. همانطور که در شکل (۵-۳) نشان داده شده‌است، در ماسیوسولفیدهای نوع قبرس، زون کلریت در مرکز سیستم واقع می‌شود و از اطراف به زون زئولیت و کربنات‌ها ختم می‌گردد [کریم پور و همکاران، ۱۳۸۴].



شکل (۵-۳) - نمایش نیمرخ آلتراسیون های نوع قبرس

۵-۷- محاسبات تصویری^۱ و پردازش داده‌های ماهواره لندست

۵-۷-۱- ایجاد ترکیب‌های رنگی^۲ RGB

از آنجا که بررسی داده‌های یک باند حداکثر اطلاعات را بدست نمی‌دهد و آگاهی از روابط متقابل بین طول موج‌های مختلف برای شناسایی عوارض و انواع مختلف پوشش زمین بسیار مهم است، از تصاویر ترکیبی رنگی استفاده می‌شود که برای ادغام و تفسیر گروهی از تصاویر چند طیفی که جداگانه مورد پردازش قرار گرفته‌اند، مثل تصاویر نسبت باندها یا تصاویر مؤلفه‌های اصلی، محیط مناسبی را فراهم می‌کند.

^۱ Image Arithmetic Operations

^۲ Color Composite Image

در این حالت سه باند از داده‌ها به رنگ‌های آبی، سبز و قرمز نمایش داده می‌شوند. برای مشخص کردن بهینه‌ترین باند های سه‌گانه که کمترین همبستگی را دارند از فاکتور شاخص بهینه (OIF) استفاده می‌شود که به اینصورت تعریف می‌شود:

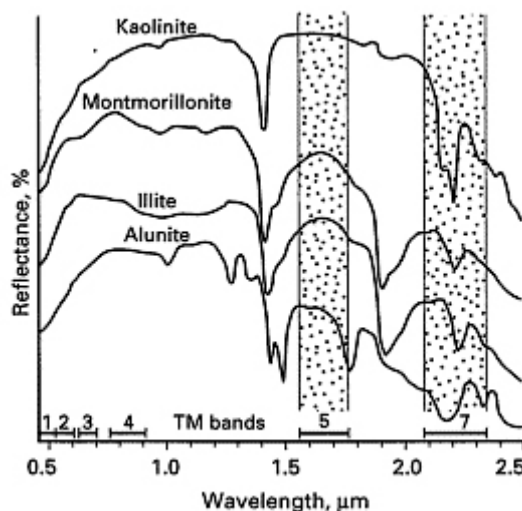
$$OIF = \frac{\sum_{K=1}^3 S_K}{\sum_{j=1}^3 R_j}$$

که در آن S_K انحراف معیار باند K و R_j ضریب همبستگی دو باند از سه باند است. روش دیگر بارزسازی از طریق بکارگیری رنگها استفاده از سیستم رنگ مانسل یا روش تبدیل شدت، تهرنگ و اشباع رنگ یا ISH است. و بالاخره نمایش شبه‌رنگی است که بیشتر در تصاویر یک باندى کاربرد دارد.

۵-۷-۲- تصاویر نسبتي

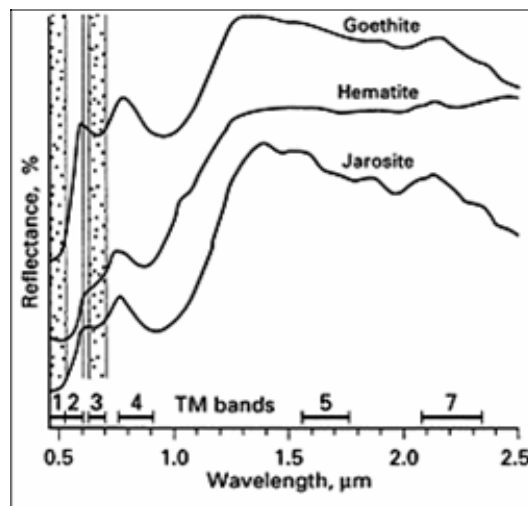
تصاویر نسبتي بر اساس ویژگی‌های بازتابی کانی‌های دگرسانی و با تقسیم ارزش‌های رقومی یک باند طیفی بر باند دیگر ساخته می‌شود و در تشخیص مناطق دگرسانی نقش به سزایی دارد. در تصاویر نسبتي، تغییرات ظریف طیفی پدیده‌ها به علت حذف عوامل و پارامترهایی که اثرات نامطلوب (مانند اثر توپوگرافی) دارند، نسبتاً بهتر از تصاویر اولیه نمایان می‌گردد. در تصاویر نسبتي حداکثر روشنی و تیرگی درجه خاکستری مربوط به پیکسلهایی است که بزرگترین اختلاف را در میزان بازتاب بین دو باند طیفی دارند. بخشهای تیره مربوط به نواحی است که مخرج کسر از صورت بزرگتر است و برعکس بخشهای روشن جایی است که صورت از مخرج بزرگتر است و هر جا که صورت و مخرج با هم مساوی باشند هیچ اختلافی بین دو باند وجود ندارد. باندهای طیفی معمولاً طوری انتخاب می‌شوند که یک باند طیفی در محدوده جذب و باند دیگر در محدوده حداکثر بازتابش هدف مورد نظر قرار گیرد. این نحوه انتخاب باعث آشکار شدن ترکیب شیمیایی مواد زمینی در تصویر حاصله می‌شود، در حالیکه اثر اندازه دانه، شیب توپوگرافی، موقعیت خورشید و جو پوشانده می‌شود [Abrams et. al, 1983].

کانی‌های مختلف در طول موج‌های متفاوت دارای جذب و انعکاس متفاوت هستند، از این خاصیت جهت آشکارسازی آنها استفاده می‌شود. مجموعه کانی‌هایی که در زون آرژیلیک تشکیل می‌شوند از جمله کائولینیت، ایلیت، مونت‌موریونیت و آلونیت در باند ۵ ماهواره لندست ۷ دارای بیشترین انعکاس و در باند ۷ بیشترین جذب را دارند (شکل ۴-۵). لذا برای آشکارسازی کانی‌های فوق که در دگرسانی آرژیلیک و سریسیتیک قرار می‌گیرند از نسبت باندی ۵/۷ استفاده می‌شود. میزان انعکاس این نوع کانی‌ها در باند ۵ و ۷ یکسان و برابر ۱۶۰ است حال آنکه در سنگ آلت‌ره شده در باند ۵ به میزان ۱۶۰ و در باند ۷ به ۱۱۰ می‌رسد. که از این تفاوت نسبت دو باند در سنگ‌های آلت‌ره شده و آلت‌ره نشده برای آشکارسازی زون آرژیلیک استفاده می‌شود [Sabinz, 1999].



شکل (۴-۵)- نمودار طول موج‌های مختلف کانی‌های کائولینیت، ایلیت، مونت‌موریونیت و آلونیت در باند‌های ماهواره لندست [Sabinz, 1999].

اکسیدهای آهن ثانویه که حاصل اکسید شدن سولفیدها هستند، دارای بیشترین طیف جذب در باند ۱ و بیشترین انعکاس در باند ۳ است. بنابراین از نسبت ۳/۱ می‌توان در آشکارسازی هماتیت و گوتیت استفاده نمود [Sabinz, 1999].



شکل (۵-۵)- نمودار طول موج های مختلف هماتیت، ژاروسیت و گوتیت در باند های ماهواره لندست [Sabinz, 1999].

شهبازی و میرمنظمی علیپور از ترکیب رنگی $RGB: (\frac{5}{7}, \frac{4}{2}, \frac{3}{1})$ به منظور مشخص کردن محدوده های لیستونت استفاده کردند که مناطق دگرسان هیدروکسیل دار به رنگ قرمز تا صورتی و اکسید آهن به رنگ آبی مشخص شد.

رنجبر و هنرمند از ترکیب رنگی $RGB: (\frac{5}{7}, \frac{5}{4}, \frac{3}{1})$ به منظور آشکار سازی دگرسانی های هر دو گروه کانی های اکسید آهن و هیدروکسیل در منطقه کوه ممزار-کوه پنج استفاده کردند.

۵-۷-۳- تجزیه و تحلیل مولفه های اصلی (PCA)¹

اطلاعات هر تصویر چند طیفی احتمالاً به صورتی هماهنگ بین باندهای مختلف توزیع شده اند. یک دسته از داده ها که در یک منحنی که پراکندگی آنها در جهات مختلف است، این پراکندگی نمایانگر خصوصیات مختلف آنهاست. با قرار دادن یک محور در طول داده ها با همبستگی زیاد و نمایش آن بر روی محور، اجسام و پدیده های زمینی را می توان به خوبی مجزا کرد که در نتیجه این عمل، داده ها در طول این محور بیشترین پراکندگی را خواهند داشت. اجسامی که در طول اولین محور مجزا

¹ Principal Component Analysis

نشده‌اند، شاید در طول محور دیگری که عمود بر محور قبلی است، قابل جداسازی باشد. این عملیات را که بر اساس اصول وکتوری است، تحلیل مولفه اصلی یا PCA می‌نامند.

تبدیل مولفه‌های اصلی ممکن است به منظور تولید مجموعه‌ای از باندهای جدید انجام شود. بین این باندهای جدید اطلاعات به طور یکسان توزیع نشده‌اند، بلکه توزیع آنها بیشتر به طریقی است که اطلاعات موجود تا آنجا که ممکن است در تعداد باندهای کمتری متمرکز باشد. در انتخاب باندها برای اعمال تکنیک PCA باید باندهائی را انتخاب کرد که با هم همبستگی کمتری داشته باشند. زیرا وجود همبستگی بین باندها نشان دهنده وجود داده‌های مشترک یا به عبارت دیگر تکرار داده‌ها است؛ بنابراین در جایی که تلفیق داده‌ها جهت به دست آوردن حداکثر اطلاعات ممکن مد نظر باشد، هر چه میزان همبستگی باندها کمتر باشد ترکیب آنها حاوی اطلاعات بیشتری خواهد بود. بعد از اینکه تبدیل مولفه‌های اصلی انجام گرفت، تصویر اولین مولفه اصلی یا اولین باند تبدیل شده حداکثر اطلاعات را دارد و محتوای اطلاعات در باندهای تبدیل شده بعدی کاهش می‌یابد. به عبارت دیگر تعداد مولفه‌ها با تعداد باندها برابرند، بدین معنی که تصویر ETM^+ که هفت باند دارد، می‌تواند هفت PC داشته باشد (به ترتیب PC1, PC2, PC3, PC4, PC5, PC6, PC7) که یکی پس از دیگری بر هم عمود هستند. هرچه به PCهای بالاتر می‌رویم، محتوای اطلاعات کم و کمتر می‌شود (به طور مثال اطلاعات باند PC1 از PC2 بیشتر و PC2 از PC3 و تا آخر، به طوریکه در باند PC7 تقریباً زواید^۱ دیده می‌شود).

مولفه‌های تصویر از روی بردارهای ویژه^۲ محاسبه می‌شوند. مقادیر ویژه^۳ مولفه ۱، ضرایب یا بارهایی بدست می‌دهد که در ایجاد اولین تصویر مولفه اصلی از تصویر خام استفاده می‌شود. ارزش عددی تصویر مولفه اصلی با استفاده از مقادیر ارزشهای عددی در تصاویر اولیه و مولفه‌های بردارهای ویژه با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شوند:

¹ Noise

² Eigenvector

³ Eigenvalue

$$PC_K = \sum_{i=1}^n a_{ik} DN_i$$

که در آن:

PC_K : ارزش عددی پیکسل مورد نظر برای k امین مولفه ی اصلی،

a_{ik} : مقدار عنصر بردار بار بدست آمده از بردار ویژه ی مولفه ی k ام در باند i ام ،

DN_i : ارزش عددی باند i ام برای پیکسل مورد نظر،

n : تعداد باندهای PCA موجود می باشد.

۵-۷-۴- روش مولفه‌های انتخابی یا روش کروستا^۱

این تکنیک برای اولین بار توسط کروستا و مور در سال ۱۹۸۹ استفاده شد. در این روش از باندهای مناسب و شناخته شده که دارای اطلاعات خاصی هستند استفاده می‌شود. در این روش هم مثل آنالیز مولفه‌های اصلی تحلیل مقادیر و بردارهای ویژه باعث شناسایی اطلاعات طیفی کانی‌ها می‌شود تنها با این تفاوت که تعداد باندهای در نظر گرفته شده نسبت به آنالیز مولفه‌های استاندارد کمتر است.

[Ranjbar et al, 2004].

دو آنالیز مولفه اصلی با این روش در این پروژه انجام شده است، یکی شامل باندهای ۱، ۴، ۵ و ۷ جهت تشخیص آلتراسیون های دارای بنیان هیدروکسیل (OH) و دیگری باندهای ۱، ۳، ۴ و ۵ جهت تشخیص آلتراسیون اکسید آهن می باشد.

نعیمی از $RGB:(PC_5, PC_4, 1)$ ، $RGB:(\frac{5}{7}, \frac{4}{2}, \frac{2}{1})$ و $RGB:(\frac{5}{7}, \frac{4}{3}, \frac{3}{1})$ در ناحیه جنوب شرق کرمان، مروی و کرمی از $RGB:(5-7, PC_4, PC_5)$ ، به منظور آشکارسازی دگرسانی‌ها استفاده کردند. اسدی هارونی با استفاده از روش کروستا مولفه PC_4 - را از بین باندهای ۱، ۴، ۵ و ۷ برای آشکارسازی دگرسانی هیدروکسیل ($PC_4(OH)$) و مولفه PC_4 را از بین باندهای ۱، ۳، ۴ و ۵ را

¹ Crosta

برای بارزسازی دگرسانی آهن‌دار استفاده کرد سپس از $RGB: (-PC_4(OH), PC_3(OH), PC_4(F))$ به منظور نمایش هر دو نوع دگرسانی استفاده کرد.

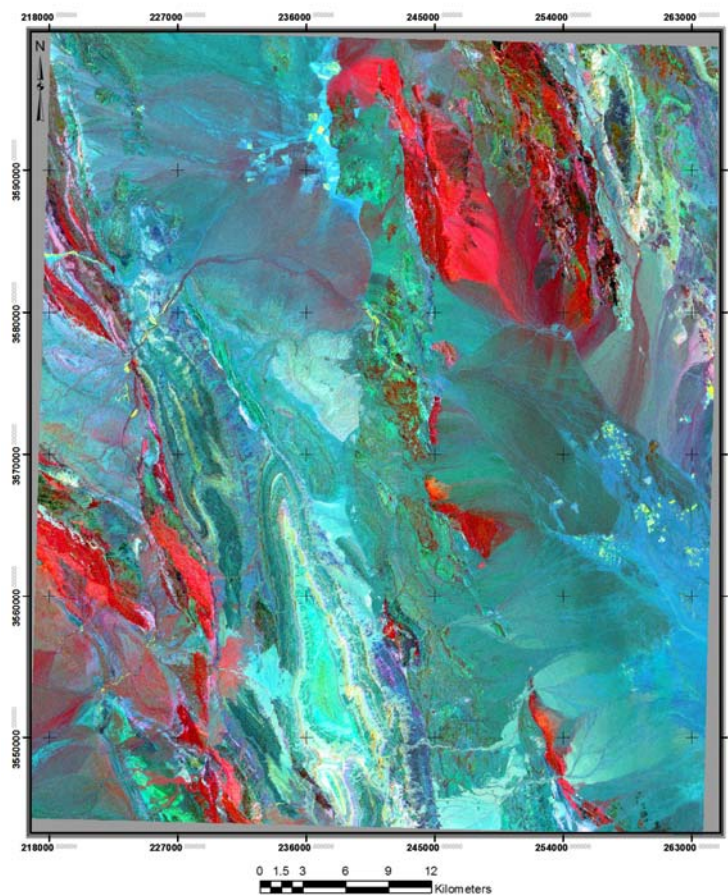
رنجبر و همکاران به همین طریق پس از تعیین $-PC_4(OH)$ و $PC_4(F)$ از $RGB: (-PC_4(OH), PC_4(F), \frac{PC_4(F) - PC_4(OH)}{2})$ به منظور آشکارسازی هر دو دگرسانی در منطقه جنوب شرق کرمان استفاده کرد که دگرسانی‌های حاوی هیدروکسیل به رنگ قرمز، دگرسانی حاوی آهن به رنگ سبز و هر دو نوع به رنگ سفید مشخص شدند.

۵-۸- آشکارسازی دگرسانی‌های منطقه پرنک

به منظور آشکارسازی دگرسانی‌های منطقه از روش‌های تصاویر نسبی، آنالیز مولفه‌های اصلی، کروستا و روش کمترین مربعات رگرسیون شده در محیط نرم افزار ENVI4.3 استفاده شد و نتایج آنها به منظور پیدا کردن بهترین روش برای تشخیص دگرسانی‌ها مقایسه شدند.

۵-۸-۱- روش نسبیتی

در این روش ابتدا تصاویر نسبیتی $5/7$ ، $4/2$ و $3/1$ ساخته شد سپس این نسبت‌های باندی به صورت $RGB: (\frac{5}{7}, \frac{4}{2}, \frac{3}{1})$ نمایش داده شد که پیکسل‌های سفید رنگ هر دو نوع دگرسانی حاوی کانی‌های هیدروکسیل و اکسید آهن و پیکسل‌های قرمز رنگ تنها دگرسانی حاوی کانی‌های هیدروکسیل را نشان می‌دهد (شکل ۵-۶).



شکل (۵-۶)- نقشه دگرسانی حاصل از ترکیب رنگی $RGB: (\frac{5}{7}, \frac{4}{2}, \frac{3}{1})$ که دگرسانی حاوی هیدروکسیل با پیکسل های قرمز رنگ و هر دو دگرسانی با پیکسل های سفید مشخص شده اند.

۵-۸-۲- روش آنالیز مولفه های اصلی

در این روش از بردارهای ویژه ماتریس همبستگی جهت به دست آوردن مولفه های مناسب برای آشکارسازی دگرسانی های منطقه استفاده شد (جدول ۵-۱). با توجه به خصوصیات طیفی جذبی و انعکاسی کانی های تشکیل دهنده دگرسانی سریسیتیک (حاوی یون های هیدروکسیل) مولفه اصلی مناسب، مولفه ای است که در باند ۵ و ۷ خود دارای بیشترین اختلاف در مقادیر بردارهای ویژه باشد. مولفه PC_4 از این نظر مناسب است که دگرسانی های حاوی یون هیدروکسیل را به صورت پیکسل های روشن نشان می دهد.

جدول (۵-۱) - بردار ویژه ماتریس همبستگی باند های مختلف

مولفه های اصلی	باند ۱	باند ۲	باند ۳	باند ۴	باند ۵	باند ۷
PC ₁	۰/۲۱۹	۰/۲۹۹	۰/۴۴۵	۰/۳۶۸	۰/۵۲۸	۰/۴۹۸
PC ₂	۰/۳۹۸	۰/۳۷۷	۰/۴۵۸	۰/۲۱	-۰/۵۲۸	۰/۴۰۶
PC ₃	۰/۵۶۶	۰/۳۴۶	۰/۲۶۳	-۰/۶۴۱	-۰/۰۲۴	۰/۲۷۸
PC ₄	۰/۰۹۹	۰/۱۹۶	-۰/۰۷۱	-۰/۱۱	۰/۶۵۵	-۰/۷۱
PC ₅	-۰/۳۷۸	-۰/۰۲۶	۰/۶۷۹	-۰/۶۲۷	۰/۰۳۵	۰/۰۰۱
PC ₇	۰/۵۶۵	-۰/۷۸	۰/۲۴۳	-۰/۰۴۸	۰/۰۹۹	-۰/۰۶

از طرفی برای آشکارسازی دگرسانی‌های اکسید آهن از مولفه PC₅ استفاده شد که دارای بیشترین اختلاف در دو باند ۱ و ۳ است و از آنجا که در باند ۳ مقدار ویژه مثبت است این دگرسانی نیز به صورت پیکسل‌های روشن متمایز می‌شود.

به منظور آشکارسازی مناطقی که دارای هر دو نوع دگرسانی باشند یک ترکیب رنگی کاذب از هر دو

مولفه PC₄ و PC₅ به صورت $(PC_4, PC_5, \frac{PC_4 + PC_5}{2})$ ساخت RGB ساخته شد.

در شکل (۵-۷) مناطقی که به صورت پیکسل‌های روشن دیده می‌شوند شامل هر دو نوع دگرسانی کانی‌های هیدروکسیل و اکسید آهن می‌باشند. و پیکسل‌های قرمز رنگ دگرسانی کانی‌های هیدروکسیل را نشان می‌دهد.

۵-۸-۳- تعیین دگرسانی‌های منطقه با استفاده از روش کروستا (آنالیز مولفه اصلی

انتخابی) و تکنیک بهینه شده کروستا

روش کروستا جهت تفکیک زون‌های حاوی اکسیدهای آهن و کانی‌های دارای یون هیدروکسیل به کار رفته است. در این روش باندهایی که حاوی اطلاعات مورد نظر می‌باشند انتخاب گردیده سپس



شکل (۷-۵) - نقشه دگرسانی حاصل از روش PCA با استفاده ترکیب رنگی $(PC_4, PC_5, \frac{PC_4 + PC_5}{2})$ که $RGB: (PC_4, PC_5, \frac{PC_4 + PC_5}{2})$ پیکسل های قرمز دگرسانی حاوی هیدروکسیل و پیکسل های سفید هر دو نوع دگرسانی را نشان می دهد.

آنالیز مولفه اصلی بر روی آن صورت می گیرد. دو آنالیز مولفه اصلی با این روش در این پروژه انجام شده است، یکی شامل باند های ۱، ۳، ۴ و ۵ جهت تشخیص اکسید آهن و دیگری باندهای ۱، ۴، ۵ و ۷ جهت تشخیص آلتراسیون های دارای بنیان هیدروکسیل می باشد.

۵-۸-۳-۱- آلتراسیون کانی های رسی (دارای یون هیدروکسیلی)

ترکیب باندی ۱-۴-۵-۷ برای تعیین کانیهای رسی انتخاب گردید. زیرا کانی های رسی در محدوده طیفی باند ۵ دارای بیشترین طیف انعکاسی و در محدوده طیفی باند ۷ دارای بیشترین طیف جذبی هستند (باند ۳ برای در نظر نگرفتن اکسیدهای آهن و باند ۲ بدلیل مشابهت با باند ۱ حذف شدند و وارد آنالیز مؤلفه اصلی گردیدند).

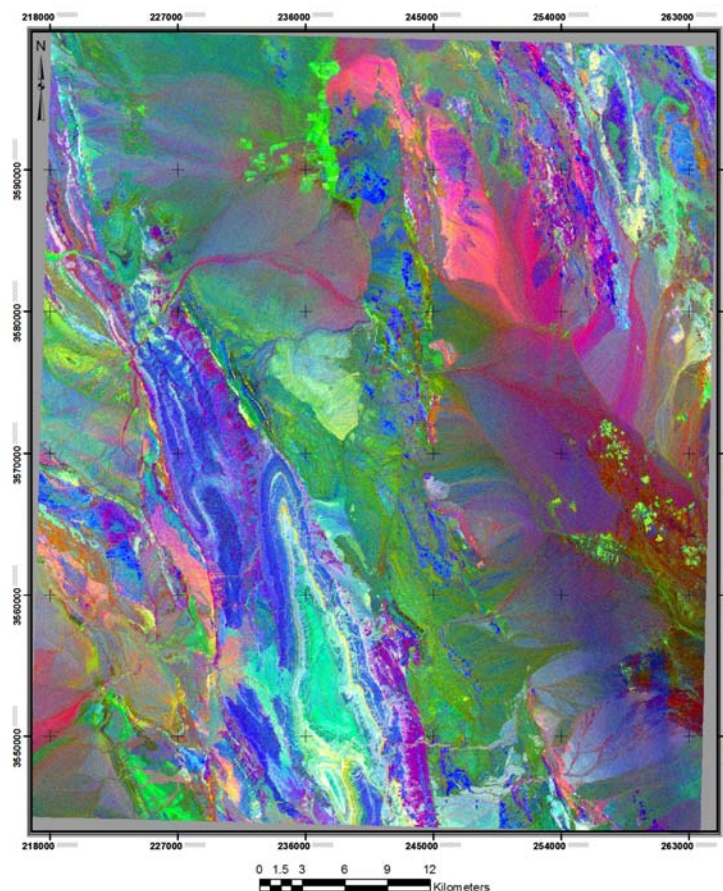
نتایج حاصل از آنالیز مولفه اصلی به همراه ماتریس بردارهای ویژه این ترکیب باندی در جدول (۵-۲) آورده شده است؛ مطابق جدول، بیشترین اختلاف بین مقادیر بردارهای ویژه باندهای ۵ و ۷ در مولفه چهارم (PC_4) مشاهده می‌گردد (باند $5 = -0.6$ و باند $7 = +0.6$) بنابراین PC_4 انتخاب می‌شود.

جدول (۵-۲) - آنالیز مولفه های اصلی برای دگرسانی هیدروکسیل دار با استفاده از روش کروستا

باند ۷	باند ۵	باند ۴	باند ۱	مولفه های اصلی
۰/۵۹۵	۰/۶۳۹	۰/۴۲۱	۰/۲۴۲	PC_1
-۰/۲۶۵	-۰/۳۹۳	۰/۶۰۴	۰/۶۳۹	PC_2
۰/۴۰۵	-۰/۲۰۴	-۰/۶۲۶	۰/۶۳۳	PC_3
۰/۶۴۰	-۰/۶۲۸	۰/۲۵۴	-۰/۳۶۱	PC_4

اما از طرفی، چون باند ۵ که در آن رس‌ها دارای ویژگی انعکاسی قوی می‌باشند علامت منفی (-0.6) دارد لذا باید منفی مولفه چهارم لحاظ گردد تا آلتراسیون‌های هیدروکسیلی با پیکسل‌های روشن نمایش داده شوند.

با توجه به ماتریس بردارهای ویژه این ترکیب، جدول، مشاهده می‌گردد که ترتیب مولفه‌ها بر اساس اختلاف‌هایشان در باندهای ۵ و ۷ بصورت $PC_4 > PC_3 > PC_2 > PC_1$ است که براساس این ترتیب، با استفاده از تکنیک بهینه شده کروستا اقدام به ایجاد ترکیب رنگی $(-PC_4, -PC_3, -PC_2)$: RGB نمودیم که در تصویر بدست آمده دگرسانی حاوی یون هیدروکسیل به رنگ صورتی تا نارنجی نمایش داده شده است.



شکل (۵-۸) - نقشه دگرسانی حاصل از روش بهینه شده کروستا با استفاده از $RGB: (-PC_4, -PC_3, -PC_2)$ که پیکسل های صورتی تا نارنجی دگرسانی هیدروکسیل دار را مشخص می کند.

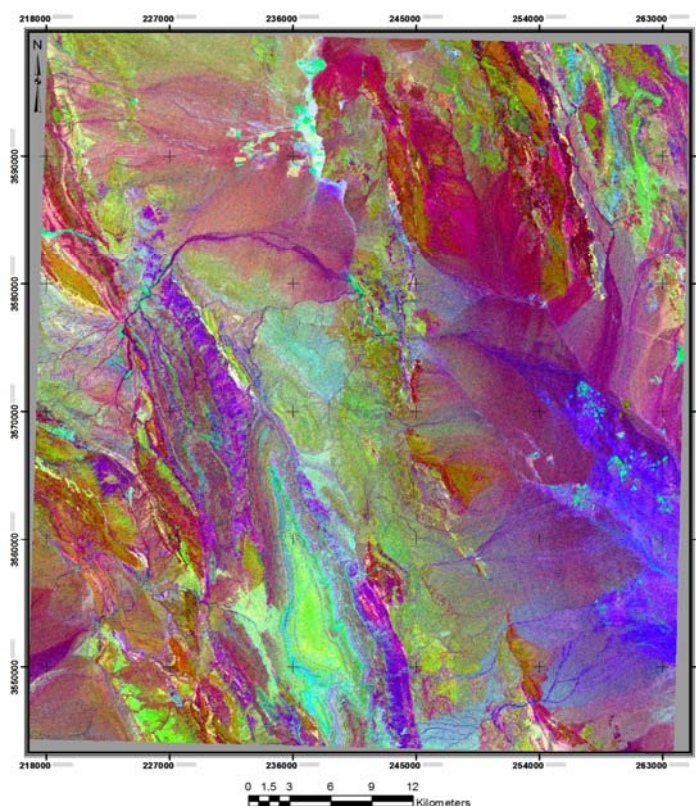
۵-۸-۳-۲- آلتراسیون اکسید آهن

در مرحله بعد باندهای ۱-۳-۴-۵ برای اکسیدهای آهن انتخاب شد، زیرا اکسیدهای آهن در محدوده طیفی باند ۳ ویژگی انعکاسی قوی و در محدوده طیفی باند ۱ دارای ویژگی جذبی قوی می باشند. نتایج آنالیز مولفه اصلی به همراه ماتریس بردارهای ویژه این ترکیب باندی در جدول (۵-۳) آورده شده است؛ همانطور که جدول نشان می دهد، بیشترین عدم همبستگی مقادیر بردارهای ویژه بین باندهای ۱ و ۳ را در مولفه اصلی چهارم شاهد هستیم (باند $3 = -0.6$ و باند $1 = +0.4$). واضح است که باند ۳ انعکاس (علامت -) و باند ۱ جذب (علامت +) دارد پس در اینجا نیز به منظور نمایش آلتراسیون ها با پیکسل های روشن باید علامت PC_4 را تغییر داد.

جدول (۵-۳) - آنالیز مولفه های اصلی برای دگرسانی اکسید آهن با استفاده از روش کروستا

مولفه های اصلی	باند ۱	باند ۳	باند ۴	باند ۵
PC_1	۰/۲۶۸	۰/۵۵۰	۰/۴۵۵	۰/۶۴۶
PC_2	۰/۴۰۶	۰/۴۷۵	۰/۲۳۸	-۰/۷۴۲
PC_3	۰/۷۵۵	-۰/۰۵۵	-۰/۶۲۸	۰/۱۷۶
PC_4	۰/۴۳۷	-۰/۶۸۳	۰/۵۸۳	-۰/۰۱۱

ترتیب مولفه های اصلی بر اساس اختلافشان در باند های ۱ و ۳ به صورت $PC_4 > PC_3 > PC_1 > PC_2$ است. مشابهها با استفاده از تکنیک بهینه شده کروستا، ترکیب رنگی $(-PC_4, -PC_3, PC_1)$: RGB ایجاد شد (شکل ۵-۹).



شکل (۵-۹) - نقشه دگرسانی حاصل از روش بهینه شده کروستا با استفاده از $(-PC_4, -PC_3, PC_1)$: RGB که پیکسل های صورتی تا قرمز تیره دگرسانی اکسید آهن را نشان می دهند

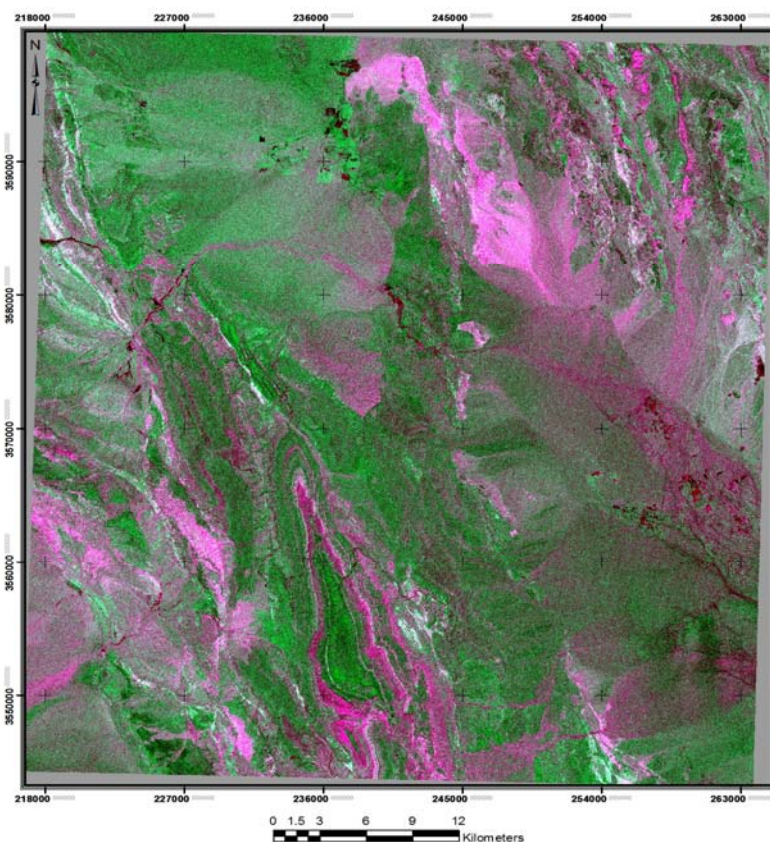
از طرفی به منظور نشان دادن هر دو نوع آلتراسیون در یک تصویر از $RGB: (-PC_{4OH}, -PC_{4F}, \frac{-PC_{4OH} - PC_{4F}}{2})$ استفاده می‌کنیم (شکل ۵-۱۰) که پیکسل‌های قرمز رنگ دگرسانی حاوی یون‌های هیدروکسیل و پیکسل‌های سفید هر دو نوع دگرسانی را نشان می‌دهد.

۵-۸-۴- روش Ls-fit (روش کمترین مربعات رگرسیون شده)

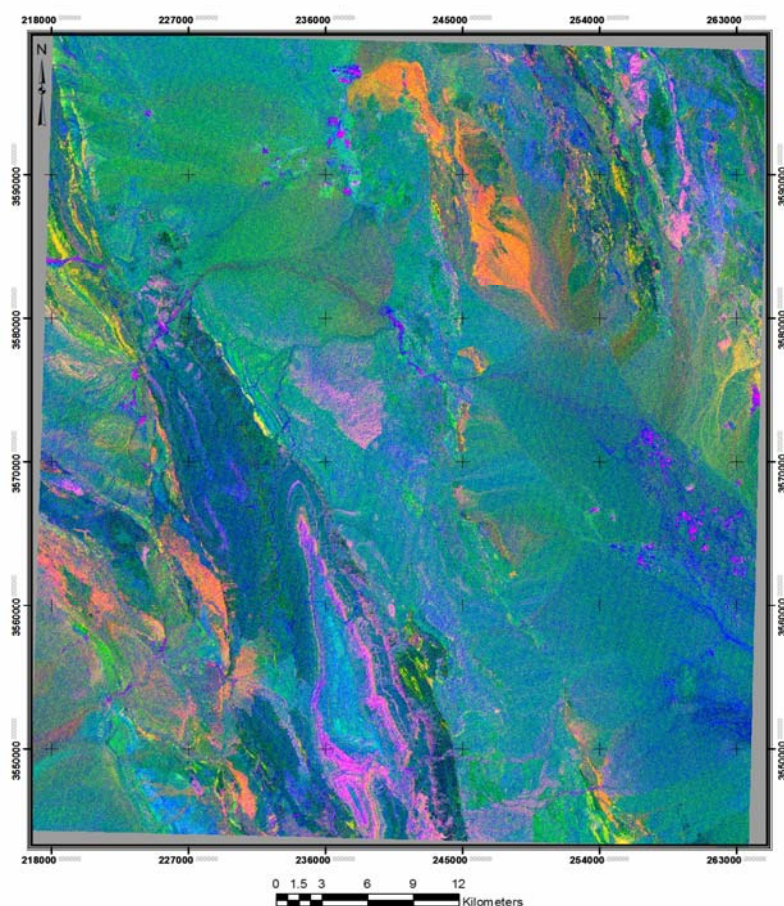
در این روش با استفاده از روش نسبت باندهای کانی‌های اکسیدهای آهن، زون‌های آلتراسیون رسی از زون‌های دارای اکسیدهای آهن تفکیک می‌گردد.

این روش در سه مرحله مشابه و بطور جداگانه با بررسی باندهای ۷ و ۳ و ۴ اجرا شد.

و پس از آن ترکیب $RGB: (7,3,4)$ ایجاد شد. نقاط دگرسانی هیدروکسیل‌دار به رنگ زرد تا نارنجی مشاهده می‌شود (شکل ۵-۱۱).



شکل (۵-۱۰) - نقشه دگرسانی حاصل از روش کروسا با استفاده از ترکیب رنگی $RGB: (-PC_{4OH}, -PC_{4F}, \frac{-PC_{4OH} - PC_{4F}}{2})$ که پیکسل‌های قرمز دگرسانی حاوی یون‌های هیدروکسیل و پیکسل‌های سفید هر دو نوع دگرسانی را نشان می‌دهند.



شکل (۵-۱۱)- نقشه دگرسانی حاصل از روش LS-FIT که با استفاده از $RGB: (7,3,4)$ دگرسانی حاوی هیدروکسیل را به رنگ زرد تا نارنجی نشان داده است.

۵-۹- نتیجه گیری

با توجه به مقایسه تصاویر به دست آمده از روش‌های مختلف آشکارسازی مشخص شد که دگرسانی حاوی یون هیدروکسیل نسبت به دگرسانی اکسید آهن وسعت بیشتری از منطقه را تحت تاثیر قرار داده است، همچنین تصویر به دست آمده از روش نسبتی $RGB: (\frac{5}{7}, \frac{4}{2}, \frac{3}{1})$ با توجه به کوچک مقیاس بودن محدوده مورد مطالعه به شکل واضح‌تری مناطق دگرسان شده را نشان می‌دهد و مطابقت بیشتری با مشاهدات صحرائی از منطقه دارد، که جهت استخراج لایه اطلاعاتی دگرسانی منطقه، بیشتر از این تصویر استفاده شد.

فصل ششم

تهیه نقشه پتانسیل مطلوب کانی سازی با استفاده از روش

Weight of evidence

۶-۱- مقدمه

روش‌های ترکیب نقشه‌های چندگانه در GIS طیف گسترده متنوعی از مدل‌ها را در بر می‌گیرد. Weight of evidence یکی از این روش‌هاست که در آن، تخصیص وزن‌ها به هر لایه شاهد بر اساس اهمیت شواهد و مدارک یا نشانه‌های معدنی و با استفاده از روابط آمار و احتمال انجام می‌شود. به منظور دستیابی به نتایج هر چه معتبرتر در تعیین مناطق پتانسیل دار کانی‌سازی ورقه پرنگ، لایه شاهد ژئوشیمی در این تحقیق با کاربرد روش زونالیت ژئوشیمیایی ارائه شد. در این روش مناطق دارای آنومالی ژئوشیمیایی مشخص شد سپس با مقایسه شاخص زونالیت برای آنها، مناطق بهینه برای محاسبات Wofe معرفی شدند که این روش توسعه یافته اصطلاحاً $V_z - in - Wofe$ نامیده می‌شود. علاوه بر این، نقشه مناطق دگرسانی، نقشه واحدهای زمین شناسی و ساختاری و نقشه مغناطیس هوایی منطقه پرنگ از دیگر لایه‌های اطلاعاتی هستند که به منظور تهیه نقشه پتانسیل مطلوب کانی‌سازی مس ماسیوسولفید مورد استفاده قرار گرفتند. در ادامه پس از معرفی مختصری از انواع مدل‌های تلفیقی داده‌ها در محیط GIS، مراحل پردازش و تجزیه و تحلیل لایه‌های شاهد و سپس تلفیق آنها به منظور به دست آوردن نقشه پتانسیل مطلوب نهایی به تفصیل شرح داده می‌شود.

۲-۶- مدل های ترکیب نقشه ها در GIS

ساده ترین مدل GIS بر اساس عملیات بولین^۱ است که با ترکیب منطقی نقشه های دوتایی حاصل از کاربرد عملگرهای شرطی سرو کار دارد. هر یک از نقشه ها به عنوان یک شرط استفاده می شود که می تواند به صورت لایه ای از مدارک و شواهد فرض شود. لایه های متنوع از شواهد برای پشتیبانی از فرضیه یا پیشنهاد ترکیب می شوند.

در مورد پتانسیل های معدنی، هر موقعیت با توجه به اینکه به موقعیت های واجد شرایط متعلق است یا نه، امتحان و بررسی می شود. عضویت در مجموعه به صورت یک یا صفر بیان می شود نه به صورت احتمال و امکان. فرضیه به دفعات روی همه موقعیت های منطقه مورد مطالعه ارزیابی می شود که حاصل آن یک نقشه دوتایی فرضی است [بونهام کارتر، ۱۳۷۹].

مزیت و امتیاز بولین سهولت آن است، با این حال در عمل به طور معمول مناسب نیست که برای هر یک از معیارهای ترکیب شده اهمیت یکسانی قائل شد. شواهد و مدارک بایستی بسته به اهمیت نسبی خود وزن دار شوند.

روش روی هم قرارگیری شاخص^۲ روش معروف دیگری است که در بسیاری سیستم های GIS به طور اختصاصی وجود دارد و در حالتی که نقشه ها باید در یک ترکیب وزنی به هم اضافه شوند قابل کاربرد است.

در روش های منطق گنگ^۳ بر اساس مدل های تجربی ذهنی، با قوانین، وزن ها یا مقدارهای عضویت گنگ^۴ فرآیند مربوط به تخمین اهمیت نسبی نقشه های ورودی انجام می شود.

۳-۶- روش های بیزین

روش های بیزین در مسائل ترکیب مجموعه داده ها از چارچوب احتمالات استفاده می کنند.

^۱ Boolean operators

^۲ Index overlay

^۳ Fuzzy logic

^۴ Fuzzy member values

مدل احتمال بیزین به شکل لگاریتمی - خطی به عنوان Weight of evidence شناخته شده است و در جایی که داده‌های کافی برای تخمین اهمیت نسبی از طریق وسایل آماری موجود است به کار می‌رود و در نتیجه متکی بر داده‌هاست [بونهام کارتر، ۱۳۷۹].

این روش در ابتدا برای تشخیص طبی از نظر کمی، با ترکیب علائم بالینی به منظور پیش بینی و تشخیص بیماری به کار رفته است و در دهه ۱۹۸۰ برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب انواع ذخائر معدنی استفاده شده است [Lusted, 1968].

بونهام کارتر Weight of evidence را به منظور تهیه نقشه پتانسیل مطلوب طلا در نوا اسکاتیا^۱ استفاده کرد و همچنین پیش‌بینی مناطق دارای ذخائر طلا در باگویو^۲ در فیلیپین توسط کارانزا و هال، تهیه نقشه پتانسیل مطلوب طلا و کانی‌سازی فلزات پایه در تکاب ایران توسط هال و اسدی، پیش‌بینی ذخائر مولیبدن کوه تولمن در واشنگتن توسط کمپل و همکاران (۱۹۸۲)، تهیه نقشه پتانسیل مطلوب طلا در منطقه ترود - چاه شیرین توسط ضیایی (۲۰۰۹)، تهیه نقشه پتانسیل مطلوب فلزات پایه در ذخائر ماسیوسولفید در ناحیه اسنولیک^۳ کانادا توسط وردی و همکاران (۱۹۹۲) و تهیه نقشه پتانسیل مطلوب فلزات پایه در ذخائر ماسیوسولفید کوبا توسط کارانزا - هال، مثال‌هایی از کاربرد این روش در سال‌های اخیر بوده است.

۴-۶- فرمول بندی احتمالات در روش Weight of evidence

احتمالات متقدم^۴ و متاخر^۵ یکی از مهمترین مفاهیم در روش های بیزین هستند. احتمال متقدم وجود کانساری در واحد سطح به صورت تعداد کل کانسار در کل سطح محاسبه می شود. این تخمین اولیه می تواند بعدا در نواحی مختلف با استفاده از سایر شواهد، زیاد یا کم شود.

¹ Scotia Nova

² Baguio

³ Snow Lake

⁴ Prior Probability

⁵ Posterior Probability

احتمال متقدم می تواند در عاملی ضرب شود تا احتمال متاخر حضور کانساری با شواهد اصلی معلوم، به دست آید. که این احتمال متاخر می تواند به نوبت در عامل دومی که از شاهد دیگری محاسبه می شود ضرب شود و بدین ترتیب به عنوان احتمال متقدم جهت دستیابی به احتمال متاخر دوم مورد استفاده قرار گیرد.

در واقع بعضی شواهد سبب افزایش احتمال متاخر نسبت به احتمال متقدم خواهد شد. در چنین مواردی شواهد (نشانگر) یک عامل ضرب بزرگتر از یک خواهد داشت. اما جایی که عامل ضرب کمتر از یک باشد (اما همیشه باید مثبت باشد) نشانگر سبب می شود که احتمال متاخر کمتر از احتمال متقدم شود [بونهام کارتر، ۱۳۷۹].

با تعیین محدوده مورد مطالعه به عنوان T ، متشکل از تعدادی واحد سطح منطقه، $N\{T\}$ ، (سلول های واحد در نقشه رستری) که شامل تعدادی کانسار به عنوان $N\{D\}$ ، بوده و بیانگر آن است که هر کانسار یک واحد سطح (یک سلول واحد) را اشغال می کند، زمانی که هیچگونه اطلاعات دیگری در دست نیست، احتمال انتخاب یک سطح یا سلول واحد که بطور تصادفی شامل کانسار باشد، برابر است با:

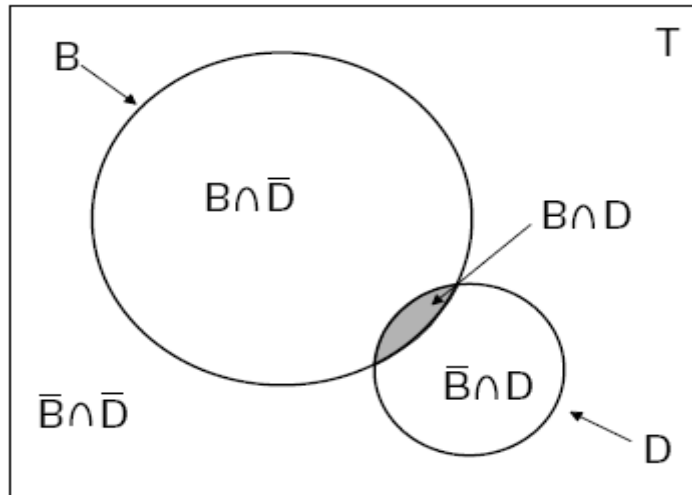
$$P\{D\} = \frac{N\{D\}}{N\{T\}} \quad (۱-۶)$$

که می تواند به عنوان تخمینی از احتمال متقدم یک کانسار به کار رود. چنانچه نقشه رقومی بیانگر یک شاهد جدید، B ، نیز موجود باشد، احتمال یافتن کانسار جدیدی با فرض حضور شاهد جدید، می تواند به عنوان احتمال شرطی متاخر، $P\{B | D\}$ بیان گردد:

$$P\{D|B\} = \frac{P\{D \cap B\}}{P\{B\}} = P\{D\} \frac{P\{B|D\}}{P\{B\}} \quad (۲-۶)$$

به همین صورت، احتمال متاخر کانساری با فرض غیاب شاهد جدید، $P\{D|\bar{B}\}$ می تواند به صورت زیر بیان گردد:

$$P\{D|\bar{B}\} = \frac{P\{D \cap \bar{B}\}}{P\{\bar{B}\}} = P\{D\} \frac{P\{\bar{B}|D\}}{P\{\bar{B}\}} \quad (۳-۶)$$



شکل (۱-۶) - دیاگرام ون نشان دهنده محدوده مورد مطالعه (T)، محدوده پوشیده با کانسارهای معدنی D و محدوده پوشیده با طرح رقومی پیش بینی کننده B می باشد، که بیانگر شاهد اصلی است که می تواند به منظور به روز کردن احتمال متقدم کانسار به کار رود؛ $\bar{D}$ و $\bar{B}$ به معنی عدم حضور طرح های رقومی شاهد است [بونهام کارتر، ۱۳۷۹].

احتمال (P) می تواند به عنوان احتمال وقوع^۱ (O) یا بالعکس با استفاده از معادله بیان گردد:

$$O = \frac{P}{1 - P} \quad (۴-۶)$$

بنابراین روابط (۲-۶) و (۳-۶) می توانند به ترتیب، در فرمول احتمال وقوع بیان گردند:

$$O\{D|B\} = O\{D\} \frac{P\{B|D\}}{P\{B|\bar{D}\}} \quad (۵-۶)$$

$$O\{D|\bar{B}\} = O\{D\} \frac{P\{\bar{B}|D\}}{P\{\bar{B}|\bar{D}\}} \quad (۶-۶)$$

که $O\{D|B\}$ و $O\{D|\bar{B}\}$ به ترتیب، احتمال های وقوع متاخر و متقدم کانسارهای معدنی با فرض حضور

یا عدم حضور شاهد B هستند. نسبت $\frac{P\{B|D\}}{P\{B|\bar{D}\}}$ تحت عنوان نسبت کفایت^۲ (LS) و $\frac{P\{\bar{B}|D\}}{P\{\bar{B}|\bar{D}\}}$ تحت

عنوان نسبت لزوم^۳ (LN) شناخته می شود. LS و LN با عنوان نسبت های احتمال نیز به کار می روند

[بونهام کارتر، ۱۳۷۹].

^۱ Odds

^۲ Sufficiency Ratio

^۳ Necessity Ratio

روش وزن‌های نشانگر از لگاریتم طبیعی احتمالات که به لوجیت (Logit) معروفند استفاده می‌کند. لگاریتم طبیعی به هر دو طرف معادلات (۶-۵) و (۶-۶) اعمال شده و معادلات بعدی را بدست می‌دهند:

$$\text{Logit}\{D|\bar{B}\} = \text{Logit}\{D\} + W^- \quad (۷-۶)$$

$$\text{Logit}\{D|B\} = \text{Logit}\{D\} + W^+ \quad (۸-۶)$$

که W^+ مقدار لگاریتم طبیعی مربوط به LS و در حضور شاهد B، مقداری مثبت است و W^- مقدار لگاریتم طبیعی مربوط به LN و در غیاب شاهد B، عددی منفی است.

اگر LS بزرگتر از یک است در حالیکه LN در محدوده (۱ و صفر) قرار داشته باشد. این امر خاطر نشان می‌کند که حضور الگوی دوتایی B نشانگر مثبت و مهم برای ذخائر و انباشته‌های معدنی است. با این حال اگر الگو به طور منفی با ذخایر تطابق داده شود، LN بزرگتر از یک و LS در محدوده یا و صفر قرار می‌گیرد. اگر الگو با ذخایر تطابق داده نشود در این صورت LN مساوی LS و مقداری برابر یک می‌گیرند و احتمال متقدم با احتمال متاخر برابر می‌شود و احتمال یک ذخیره معدنی مستقل از حضور یا عدم حضور الگویی دوتایی خواهد بود. به همین ترتیب W^+ مثبت و W^- منفی خواهد بود به شرطی که تطابق مثبت بین نقاط و الگوی جفت برقرار باشد. برعکس در موردی که به طور تصادفی انتظار می‌رود نقاط کمتری در آن بر روی الگو وجود داشته باشد W^+ منفی و W^- مثبت خواهد بود. اگر انباشته‌ها از حضور یا عدم حضور الگو مستقل باشند در این صورت W^+ و W^- هر دو برابر صفر خواهند بود و احتمال متقدم مساوی احتمال متاخر خواهد بود.

$$W^+ = \text{Log}_e \frac{P\{B|D\}}{P\{B|\bar{D}\}} \quad (۹-۶)$$

$$W^- = \text{Log}_e \frac{P\{\bar{B}|D\}}{P\{\bar{B}|\bar{D}\}} \quad (۱۰-۶)$$

واریانس اوزان می‌تواند به ترتیب زیر محاسبه شود [بونهام کارتر، ۱۳۷۹].

$$S^2(W^+) = \frac{1}{N(B \cap D)} + \frac{1}{N(B \cap \bar{D})} \quad (۱۱-۶)$$

$$S^2(W^-) = \frac{1}{N(\overline{B} \cap D)} + \frac{1}{N(\overline{B} \cap \overline{D})} \quad (۱۲-۶)$$

کنتراست C، معیاری از همراهی‌کننده‌های مکانی بین طرح رقومی پیش‌بینی و نقاط کانسار معدنی بوده و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$C = W^+ - W^- \quad (۱۳-۶)$$

مقادیر C هنگامیکه بین ۰ تا ۰/۵ قرار می‌گیرد معمولاً چندان پیش‌بینی کننده و معرف نیستند، مقادیر ۰/۵ تا ۱ نسبتاً پیش‌بینی کننده و مقادیر بین ۱ تا ۲ پیش‌بینی کننده خوبی هستند. اگر مقادیر محاسبه شده این وزن‌ها بیش از ۲ باشند با قطعیت بالا پیش‌بینی کننده اند. (بونهام-کارتر)

مقدار استیودنت کنسترنات، SigC، مقیاس مفیدی از قطعیتی است که کنتراست با آن سنجیده می‌شود؛ مقادیر ۱/۵ یا حتی ۲ برای SigC ایده آل است (بونهام-کارتر). مقدار استیودنت C، SigC، نسبت کنتراست به انحراف معیار آن است، یا:

$$SigC = \frac{C}{\sqrt{S^2(W^+) + S^2(W^-)}} \quad (۱۴-۶)$$

زمانیکه شواهد از چندین نقشه ترکیب می‌شوند، مقادیر وزن‌ها برای هر یک از نقشه‌ها محاسبه شده و سپس به شرط استقلال مشروط در یک معادله ترکیب می‌شوند و به احتمالات متاخر پیش‌بینی کننده منتهی می‌شوند.

احتمال متاخر ذخیره معدنی با فرض حضور دو الگوی نقشه پیش‌بینی کننده B_1 و B_2 عبارت است از:

$$P\{D|B_1 \cap B_2\} = \frac{P\{D \cap B_1 \cap B_2\}}{P\{B_1 \cap B_2\}} = \frac{P\{B_1 \cap B_2|D\}P\{D\}}{P\{B_1 \cap B_2\}} = \frac{P\{B_1 \cap B_2|D\}P\{D\}}{P\{B_1 \cap B_2|D\}P\{D\} + P\{B_1 \cap B_2|\overline{D}\}P\{\overline{D}\}} \quad (۱۵-۶)$$

اگر B_1 و B_2 نسبت به مجموعه کانسارهای معدنی مستقل شرطی از یکدیگر باشند، معادله (۱۵-۶)

می‌تواند ساده گردد، زیرا رابطه $P\{B_1 \cap B_2|D\} = P\{B_1|D\}P\{B_2|D\}$ برقرار می‌باشد:

$$P\{D|B_1 \cap B_2\} = P\{D\} \frac{P\{B_1|D\}P\{B_2|D\}}{P\{B_1\}P\{B_2\}} \quad (۱۶-۶)$$

رابطه (۱۶-۶) همان رابطه (۲-۶) است با این تفاوت که عامل ضرب به منظور به دست آوردن احتمال متاخر از احتمال متقدم به کار رفته است. با استفاده از فرمول بندی روابط زیر نشان داده می شود:

$$\text{Log}_e O\{D|B_1 \cap B_2\} = \text{Logit}\{D\} + W_1^+ + W_2^- \quad (۱۷-۶)$$

که در این رابطه اندیس های ۱ و ۲ نشان دهنده نسبت های احتمالات یا وزن های تعیین شده به طور مستقل برای نقشه های شاخص ۱ و ۲ هستند. اوزان برای هر یک از دو نقشه به طور دقیق به همان طریق نقشه های یگانه محاسبه می شوند. هر کدام از فرمول های مدل که به کار رود چهار شیوه مختلف برای ترکیب دو الگوی نقشه های جفت وجود دارد اولی وقتی که الگوها موجود باشند (معادله بالا)، سه شیوه دیگر عبارتند از: الف) حضور B_1 ، عدم حضور B_2 (ب) عدم حضور B_1 ، حضور B_2 (ج) عدم حضور B_1 و B_2 . که به شکل لگاریتم خطی به صورت زیر نشان داده می شوند:

$$\text{Log}_e O\{D|B_1 \cap B_2\} = \text{Logit}\{D\} + W_1^+ + W_2^- \quad (۱۸-۶)$$

$$\text{Log}_e O\{D|B_1 \cap \overline{B_2}\} = \text{Logit}\{D\} + W_1^- + W_2^+ \quad (۱۹-۶)$$

$$\text{Log}_e O\{D|\overline{B_1} \cap \overline{B_2}\} = \text{Logit}\{D\} + W_1^- + W_2^- \quad (۲۰-۶)$$

با سه الگوی دوتایی به عنوان نشانگر 2^3 یا ۸ امکان ترکیب و به طور کلی با n نقشه 2^n امکان ترکیب وجود خواهد داشت. عبارت کلی برای ترکیب " n " نقشه به صورت زیر می باشد:

$$\text{Log}_e O\{D|B_1^K \cap B_2^K \cap B_3^K \cap \dots B_n^K\} = \text{Logit}\{D\} + \sum_{j=1}^n W_j^K \quad (۲۱-۶)$$

که اگر طرح رقومی پیش بینی کننده، حاضر یا غایب باشد، k به ترتیب + یا - است. مقادیر احتمال وقوع متاخر می تواند بر مبنای رابطه (۴-۶) به احتمالات متاخر تبدیل گردند و آن درجه پتانسیل کانی سازی را بیان می کند [Andrada, 2004].

۵-۶- آزمون‌های استقلال شرطی^۱

عدم وابستگی یا استقلال مشروط به طور فرضی هنگامی وجود دارد که دو یا چند نقشه به کمک مدل بیزین طبق توضیحات بالا ترکیب شوند. در عمل، استقلال مشروط همیشه قدری نوسان می‌کند و این سوالات را بر می‌انگیزد؛ این نوسان تا چه حدی جدی است؟ آیا نتایج در صورت عدم وجود استقلال مشروط مغشوش می‌شوند؟ برای کاهش دادن اثرات نوسان چه باید کرد؟

وقتی وزن‌های نشانگر از داده‌ها محاسبه می‌شوند، استقلال مشروط می‌تواند با انجام دادن آزمایش‌های آماری به منظور نشان دادن بزرگی مشکل مورد بررسی قرار گیرد و نقشه‌هایی که بیشترین مشکلات را ایجاد می‌کنند مشخص شوند. در نتیجه این نقشه‌های مشکل آفرین را می‌توان هنگام تجزیه و تحلیل کنار گذاشت یا برای کاهش مشکل آن را اصلاح کرد.

۵-۶-۱- آزمون دوگانه یا جفت^۲

اولین آزمون که بر روی هر دو الگوی جفت و قبل از ترکیب نقشه‌های پیش‌بینی کننده صورت می‌گیرد. چنانچه دو الگوی جفت به طور مشروط با توجه به مجموعه‌ای از نقاط ذخایر و انباشته‌های معدنی مستقل باشند رابطه زیر در مورد آنها صدق می‌کند:

$$P\{B_1 \cap B_2 | D\} = P\{B_1 | D\} P\{B_2 | D\} \quad (۲۲-۶)$$

به عبارت دیگر این رابطه برابر است با:

$$N\{B_1 \cap B_2 \cap D\} = \frac{N\{B_1 \cap D\} N\{B_2 \cap D\}}{N\{D\}} \quad (۲۳-۶)$$

که سمت چپ معادله، تعداد کانسارهای مشاهده شده موجود در منطقه همپوشانی در جایی که B_1 و B_2 هر دو حضور داشته باشند. سمت راست معادله تعداد کانسارهای پیش‌بینی شده در محدوده همپوشانی است [بونهام کارتر، ۱۳۷۹].

^۱ Conditional Independence

^۲ Pairwise Test

روابط بین دو طرح که در آن کانسارها حضور دارند، در جدول پیشامد احتمالی نشان داده شده است که خانه‌های مشخص شده چهار موقعیت ممکن همپوشانی مورد انتظار را با فرض استقلال نشان می‌دهد.

جدول (۶-۱) جدول پیشامد احتمالی برای آزمون استقلال مشروط که چهار موقعیت ممکن همپوشانی بین دو طرح پیش بینی کننده و طرح های رقومی کانسار های معدنی را نشان می دهد [بونهام کارتر، ۱۳۷۹].

مجموع	عدم حضور طرح B_1	حضور طرح B_1	
$N\{B_2 \cap D\}$ $N\{\overline{B_2} \cap D\}$	$N\{\overline{B_1} \cap B_2 \cap D\}$ $N\{\overline{B_1} \cap \overline{B_2} \cap D\}$	$N\{B_1 \cap B_2 \cap D\}$ $N\{B_1 \cap \overline{B_2} \cap D\}$	حضور طرح B_2 عدم حضور طرح B_2
$N\{D\}$	$N\{\overline{B_1} \cap D\}$	$N\{B_1 \cap D\}$	مجموع

به منظور مقایسه مجموع فراوانی‌های مشاهده شده با مجموع فراوانی‌های مورد انتظار عامل آماری به نام مجذور کای^۱، χ^2 ، به کار می‌رود و معیاری است که به وسیله آن مشخص می‌شود چه تعداد از فراوانی‌های سلول‌های مشاهده شده در نقشه رقومی از فراوانی‌های سلول‌های مورد انتظار منحرف می‌شوند و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^4 \frac{(Observed_i - Expected_i)^2}{Expected_i} \quad (۶-۲۴)$$

وسپس با مقدار جدولی مجذور کای با یک درجه آزادی مقایسه می‌شود. برای مثال مقدار بحرانی χ^2 در سطح اعتماد ۹۸ در صد ۵/۴ و در سطح اعتماد ۹۵ در صد ۳/۸۴ است. که اگر مقدار محاسبه شده χ^2 بیشتر از این حدود شود مشخص می‌شود که استقلال شرطی منحرف شده است و یکی از نقشه‌ها باید رد یا اصلاح شود، یا اینکه هر دو نقشه ترکیب گردد [بونهام کارتر، ۱۳۷۹].

¹ Chi-Squared Test

۶-۵-۲- آزمون کلی^۱

در مورد تهیه نقشه‌های پتانسیل معدنی، وقتی احتمال متقدم میانگین چگالی محل ذخیره معدنی شناخته شده فرض می‌شود، آزمونی ساده می‌تواند برای تعیین تعداد کل نقاط معدنی پیش‌بینی شده به کار رود. اگر تعداد کل ذخائر پیش‌بینی شده بیشتر از تعداد کل ذخائر مشاهده شده باشد این مشخص می‌کند که استقلال شرطی در حال نوسان و تغییر است. تعداد پیش‌بینی شده $N\{D\}_{calc}$ با جمع کردن حاصل ضرب سلول‌های واحد ناحیه $N\{A\}$ در احتمال متاخر (P)، برای همه پلی‌گون‌های (پیکسل‌های) نقشه به دست می‌آید. بنابراین:

$$N\{D\}_{calc} = \sum_{k=1}^m P_k N\{A\}_K \quad (۶-۲۵)$$

که در این رابطه $K=1,2,3,...,M$ تعداد پلی‌گون‌ها یا پیکسل‌های نقشه و $N\{A\}_K$ مساحت هر سلول واحد است. اگر تعداد ذخائر پیش‌بینی شده بیشتر از ۱۰ تا ۱۵ در صد تعداد ذخائر مشاهده شده باشد در این صورت بررسی جدی آزمون‌های دو گانه و عمل بازسازی و ترمیم ضروری است [آبونهام کارتر، ۱۳۷۹].

۶-۶- آماده سازی لایه‌های اطلاعاتی

با توجه به بررسی‌های انجام شده در منطقه پرنگ و همچنین مدل اکتشافی ذخایر ماسیوسولفید، پنج لایه اطلاعاتی جهت انجام محاسبات وزن‌های نشانگر مشخص شدند که در این مرحله لایه‌های اطلاعاتی جهت تلفیق در محیط سیستم اطلاعات جغرافیایی به صورت رقومی درآورده شدند؛ این لایه‌های اطلاعاتی عبارتند از:

- ۱- نقشه مناطق آنومالی ژئوشیمی که با روش زونالیت‌محاسبه شده و به صورت رقومی درآورده شد.
- ۲- نقشه مناطق دگرسانی که از بررسی‌های دورسنجی بر روی تصاویر ETM^+ به دست آورده شد.

^۱ Overall Test

- ۳- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ پرنگ که واحدهای سنگی آن به صورت رقومی در آورده شد.
- ۴- نقشه مغناطیس هوایی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه که توسط سازمان زمین شناسی کشور تهیه گردیده بود و به صورت رقومی درآورده شد.
- ۵- نقشه گسل های منطقه که از روی نقشه زمین شناسی استخراج شده و به صورت رقومی درآورده شد.
- همچنین نقشه رقومی شده نشانه های معدنی منطقه که از روی بررسی های قبلی مشخص شده بود، جهت وزن دهی لایه های اطلاعاتی تهیه گردید.

۶-۷- پردازش اطلاعات و استخراج نقشه های شاهد

پس از گردآوری لایه های اطلاعاتی مورد نیاز و تبدیل آنها به صورت رقومی، مرحله بعد پردازش این اطلاعات و بررسی همراهی مکانی و توزیع نشانه های معدنی کانی سازی مس در منطقه با لایه های اطلاعاتی است.

بر روی هر یک از نقشه های رقومی دوتایی^۱ شاهد که مناطق مطلوب آن با ارزش یک و مناطق نامطلوب با ارزش صفر مشخص می شوند، توزیع نشانه های معدنی نشان داده شده و عملیات وزن دهی با توجه به همراهی مکانی این نشانه ها با مناطق مطلوب و غیر مطلوب نقشه ها انجام شد.

به منظور به دست آوردن نتایج دقیق تر، تمامی محاسبات و جزئیات مربوط به اوزان مثبت و منفی (W^+ و W^-) و انحراف استاندارد آنها ($Std W^+$, $Std W^-$)، میزان کنتراست (C) و کنتراست استیودنت آنها (SigC)، با استفاده از روابط جدول (۶-۲) و در محیط نرم افزار Excel انجام شد.

^۱ Binary map

جدول (۶-۲) - جدول روابط مورد استفاده در محاسبات وزن های نشانگر. انحراف استاندارد: Std. کل پیکسل های محدوده مورد مطالعه: npixt، پیکسل های کانسار npixd، پیکسل های طرح رقومی حاضر: npixb، پیکسل های مشترک طرح رقومی و کانسار: npixbd، وزن طرح های پیش بینی کننده: $(m_1, m_2, \dots, m_n)$ ، نقشه احتمال متاخر: Postpro، تعداد کانسار های پیش بینی شده: $N\{D\}_{pred}$ ، احتمال متاخر هر پیکسل در نقشه احتمال متاخر: P_p ، تعداد پیکسل ها با قطعیت احتمال متاخر: npix [Andrada, 2004].

معادله	مفهوم	کاربرد
$W^+ = \text{Log}_e \frac{npixbd \times (npixt - npixb)}{(npixb - npixbd) \times npixd}$	وزن مثبت	محاسبات وزن های نشانگر
$W^- = \text{Log}_e \frac{(npixbd - npixb) \times (npixt - npixd)}{(npixt - npixd - (npixb - npixbd)) \times npixd}$	وزن منفی	محاسبات وزن های نشانگر
$C = W^+ - W^-$	تفاوت وزن ها	ارزیابی همراهی کننده های مکانی
$\text{Sig}C = \frac{C}{\sqrt{(\text{Std}W^+)^2 + (\text{Std}W^-)^2}}$	حساسیت کنتراست	ارزیابی همراهی کننده های مکانی بهینه
$\chi^2 = \sum_{i=1}^4 \frac{(\text{Observed}_i - \text{Expected}_i)^2}{\text{Expected}_i}$	مجذور کای	آزمون استقلال شرطی دوگانه
$P\{D\} = \frac{N\{D\}}{N\{T\}}$	احتمال متقدم کانسار	محاسبه نقشه احتمال متاخر
$\text{priorodds} = \frac{\text{priorprob}}{1 - \text{priorprob}}$	تبدیل احتمال به اتفاق	محاسبه نقشه احتمال متاخر
$\text{Logit}\{D\} = \text{Log}_e O\{D\}$	محاسبه لوجیت	محاسبه نقشه احتمال متاخر
$\text{Postpro} = \frac{e^{(\text{Logit}\{D\} + M_1 + M_2 + \dots + M_n)}}{1 + e^{(\text{Logit}\{D\} + M_1 + M_2 + \dots + M_3)}}$	محاسبه نقشه احتمال متاخر	نقشه پیش بینی کننده
$N\{D\}_{pred} = \sum P_p \times npix$	محاسبه ذخائر پیش بینی شده نهایی	آزمون استقلال شرطی کلی

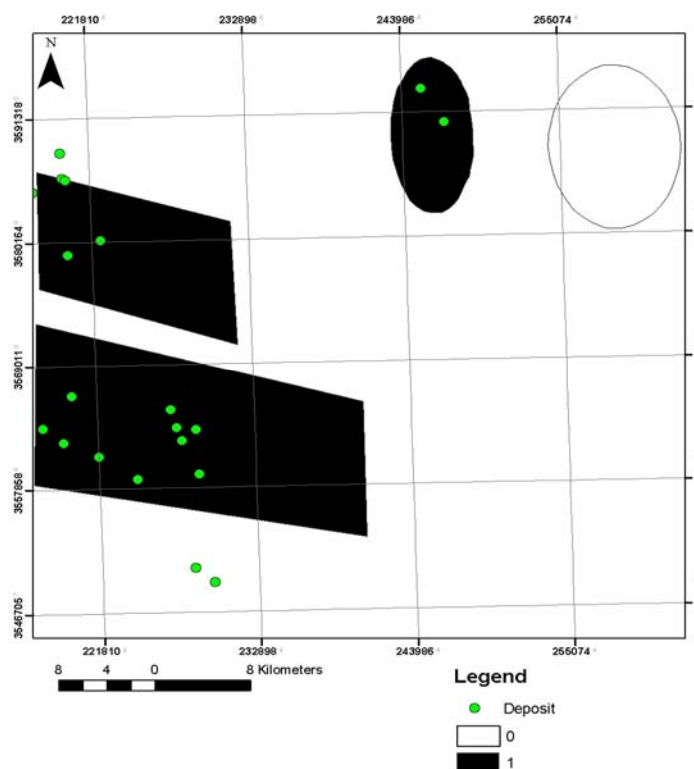
۶-۷-۱- نقشه شاهد ژئوشیمی

با توجه به نتایج به دست آمده از پردازش داده ای نمونه های رسوبات آبراهه ای منطقه پرنک و کاربرد روش زونالیت ژئوشیمیایی، چهار منطقه به عنوان مناطق آنومالی مشخص شد که هر کدام با توجه به همراهی مکانی با نشانه های معدنی وزن دهی شدند. نتایج محاسبات وزن های نشانگر شامل مساحت

مناطق مورد نظر، اوزان مربوط به هر منطقه و مقادیر C و SigC در جدول (۳-۶) آمده است. بر طبق این نتایج مناطق چهار، سه و دو به ترتیب به عنوان بهینه‌ترین پیش‌بینی کننده‌های کانی‌سازی در لایه ژئوشیمی معرفی شدند. در شکل (۲-۶) نقشه دوتایی این مناطق آورده شده که هر کدام از آنها با وزن‌های خود به تفکیک به عنوان نقشه‌های شاهد ژئوشیمی معرفی شدند.

جدول (۳-۶) - محاسبات Wofe برای مناطق دارای آنومالی ژئوشیمیایی

مناطق آنومالی	مساحت (km ²)	نشانه معدنی	W ⁺	S(W ⁺)	W ⁻	S(W ⁻)	(C)	S(C)	SigC
۱	۷۸/۴۳۷	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۲	۴۷/۴۲۳	۲	۱/۴۸۸	۰/۷۵۵	۰-/۰۸۲۵	۰/۲۳۹۲	۱/۵۷۰۶	۰/۷۹۲۹	۱/۹۸۰۹
۳	۱۰۸/۹۲۷	۴	۱/۳۵۴۵	۰/۵۳۰۳	-۰/۱۷۰۲	۰/۲۵۳۴	۱/۵۲۴۷	۰/۵۸۷۸	۲/۵۹۴۱
۴	۱۲/۵۵۷	۱۰	۲/۰۹۹	۰/۳۵۵۴	-۰/۶۲۹۹	۰/۳۱۸۹	۲/۷۲۸۹	۰/۴۷۷۵	۵/۷۱۴۶



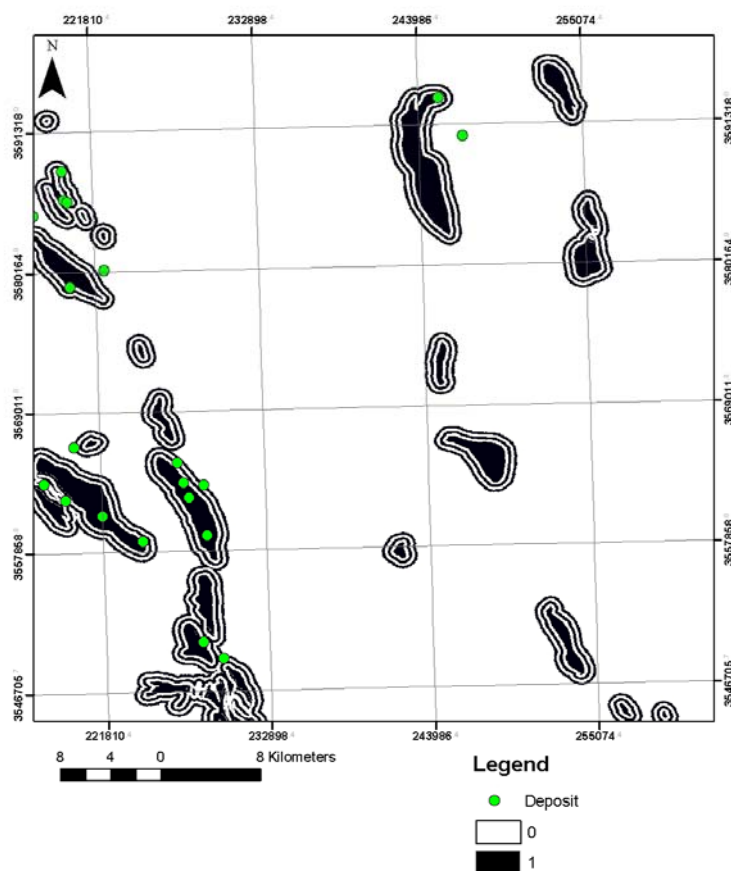
شکل (۲-۶) - نقشه شاهد ژئوشیمیایی منطقه مورد مطالعه

۶-۷-۲- نقشه شاهد دگرسانی

به منظور تهیه نقشه دگرسانی، روش‌های مختلف محاسبات تصویری بر روی تصویر ETM^+ منطقه انجام شد که با مقایسه تصاویر حاصل از این روش‌ها و همچنین مدل اکتشافی دگرسانی ذخائر ماسیوسولفید مناطق دگرسانی به صورت رقومی استخراج شدند.

سپس اطراف دگرسانی‌ها به فواصل ۲۰۰، ۴۰۰، ۶۰۰ و ۸۰۰ متر بافر زده شد و محاسبات وزن‌های نشانگر بر روی همه این مناطق انجام شد که نتایج آن در جدول (۶-۴) آورده شده است.

بر اساس این نتایج و مقایسه مقادیر کنتراست و استیودنت کنتراست، منطقه پوشش داده شده با خود دگرسانی‌ها به بهترین پیش‌بینی کننده تشخیص داده شده و به عنوان نقشه شاهد دگرسانی استفاده شد. شکل (۶-۳) نقشه دوتایی مناطق مطلوب و نامطلوب دگرسانی را نشان می‌دهد.



شکل (۶-۳) - نقشه دوتایی شاهد دگرسانی منطقه مورد مطالعه

جدول (۴-۶) - محاسبات Wofe برای مناطق دگرسانی

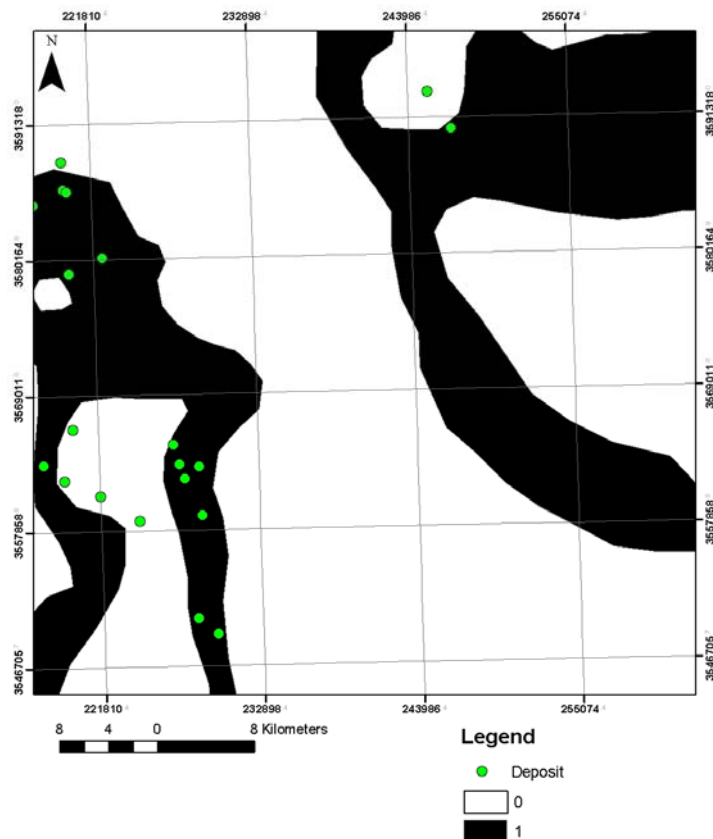
فاصله بافر	مساحت (km ²)	نشانه معدنی	W ⁺	S(W ⁺)	W ⁻	S(W ⁻)	(C)	S(C)	SigC
۰	۵۸/۳۱۲۳	۷	۲/۸۹۵	۰/۴۷۵۶	-۰/۴۱۱۲	۰/۲۸۰۳	۳/۳۰۶۲	۰/۵۵۲	۵/۹۸۹
۲۰۰	۳۸/۰۴۴۳	۱	۰/۹۴۹۱	۱/۰۴۰۸	-۰/۰۳۱۷	۰/۲۳۳	۰/۹۸۰۸	۱/۰۶۶۶	۰/۹۱۹۶
۴۰۰	۴۰/۲۹۱	۴	۲/۶۲۳۱	۰/۶۰۰۹	-۰/۰۲۰۸۵	۰/۲۵۳۳	۲/۸۳۱۶	۰/۶۵۲۱	۴/۳۴۲۲
۶۰۰	۴۱/۷۴۸۸	۱	۰/۸۶۹	۱/۰۳۷۷	-۰/۰۳۰۱	۰/۲۳۳	۰/۸۹۹۱	۱/۰۶۳۶	۰/۸۴۵۴
۸۰۰	۴۴/۱۵۰۴	۴	۲/۴۲۲۴	۰/۵۸۳۹	-۰/۰۲۰۵۲	۰/۲۵۳۳	۲/۶۲۷۶	۰/۶۳۶۴	۴/۱۲۸۷

۶-۷-۳- نقشه شاهد مغناطیس هوایی

در این تحقیق نقشه مغناطیس هوایی تهیه شده از سازمان زمین‌شناسی به منظور تلفیق با سایر لایه‌های اطلاعاتی استفاده گردید.

این نقشه‌ها با استفاده از هواپیمای حامل مگنتومتر بخار سزیم^۱ با حساسیت ثبت ۰/۰۲ گاما و با فواصل پروفیل ۷/۵ کیلومتر و ارتفاع ثابت ۲ کیلومتر تهیه شده است. به منظور انجام محاسبات وزن‌های نشانگر و تهیه نقشه شاهد مغناطیس هوایی، منحنی‌های نقشه به صورت چهار کلاس طبقه‌بندی شدند که بر اساس نتایج به دست آمده (جدول ۶-۵) مناطق با شدت مغناطیسی بین ۴۷۹۵۸/۸ تا ۴۸۱۱۶/۴ گاما با کنتراست ۱/۶۰۶۷ و استیودنت کنتراست ۳/۲۴۲۵ پیش‌بینی کننده مناسبی برای کانی‌سازی در منطقه شناخته شد. نقشه دوتایی مغناطیس هوایی در شکل (۴-۶) نشان داده شده است.

^۱ Cesium Vapor



شکل (۴-۶) - نقشه شاهد دوتایی مغناطیس هوایی منطقه مورد مطالعه

جدول (۵-۶) - محاسبات Wofe برای کلاس های مختلف نقشه مغناطیس هوایی

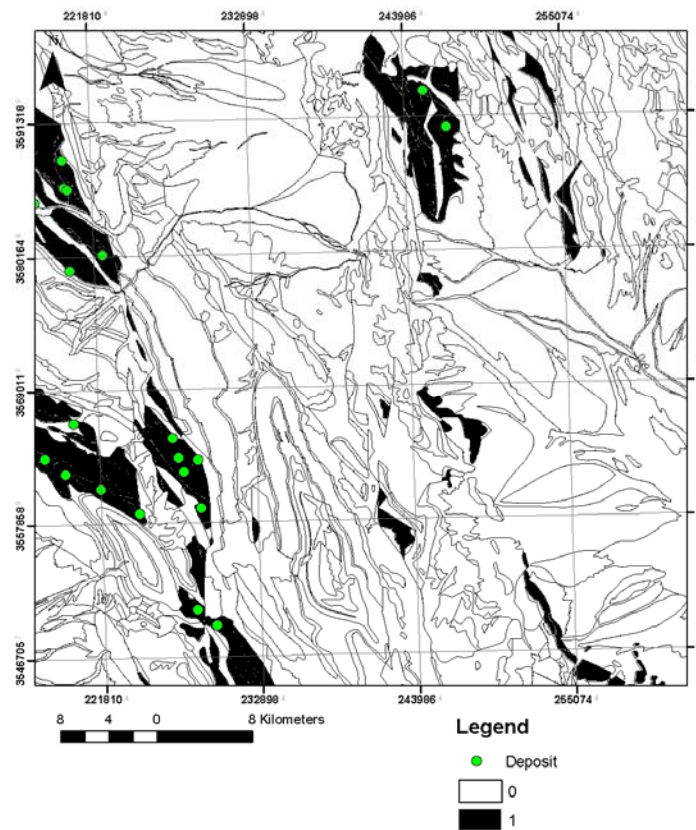
میدان مغناطیسی	مساحت (km ²)	نشانه معننی	W ⁺	S(W ⁺)	W ⁻	S(W ⁻)	(C)	S(C)	SigC
-۴۷۹۰۶/۳ ۴۷۸۴۸/۷	۴۹۱/۰۲۶۸	.	.	.	.	.	.	.	.
-۴۷۹۵۸/۸ ۴۷۹۰۶/۳	۳۶۸/۰۹۵۴	۱	-۱/۳۷۳۳	۱/۰۰۴۱	۰/۱۶۸۶	۰/۲۳۳۸	-۱/۵۴۱۹	۱/۰۳۰۹	-۱/۴۹۵۶
-۴۸۱۱۶/۴ ۴۷۹۵۸/۸	۶۳۳/۹۴۱	۱۴	۰/۷۸۶۶	۰/۲۷۶۶	-۰/۸۲۰۱	۰/۴۱۱۱	۱/۶۰۶۷	۰/۴۹۵۵	۳/۲۴۲۵
بیشتر از ۴۸۱۱۶/۴	۴۲۰/۳۸۹۱	۵	۰/۱۳۴۹	۰/۴۵۵۴	-۰/۰۴۱۲	۰/۲۶۲۲	۰/۱۷۶۱	۰/۵۲۵۵	۰/۳۳۵۲

۶-۷-۴- نقشه شاهد زمین‌شناسی

نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ پرنگ به منظور مشخص کردن واحدهای سنگی بهینه که بیشترین راهنمایی را در جهت رسیدن به مناطق کانی‌سازی ارائه دهد مورد استفاده قرار گرفت. تمامی واحدهای سنگی به تفکیک رقومی شده و اطلاعات مربوطه از قبیل سن و نوع سنگ و سایر اطلاعات توصیفی به صورت جداول رقومی درآورده شد. سپس با توزیع نشانه‌های معدنی بر روی این نقشه و محاسبه اوزان (W^+, W^-) و مقادیر $SigC$, C (جدول ۶-۶)، مشخص شد که واحدهای سنگی گابرو، دیاباز و واحدهای اولترامافیک بیشترین وابستگی مکانی نسبت به نشانه‌های معدنی را داشته که نقشه‌های دوتایی هر کدام از این واحدها با وزن‌هایشان (W^+, W^-) به عنوان نقشه‌های شاهد زمین‌شناسی مورد استفاده قرار گرفتند. (شکل ۶-۵)

جدول (۶-۶) - محاسبات $Wofe$ برای واحدهای زمین‌شناسی

واحد سنگی	مساحت (km^2)	نشانه معدنی	W^+	$S(W^+)$	W^-	$S(W^-)$	(C)	$S(C)$	$SigC$
kutv	۲۰/۱۹۹۲	۳	۳/۱۴۶۳	۰/۷۶۳۸	-۰/۱۵۶۰	۰/۲۴۵۹	۳/۳۰۲۴	۰/۸۰۲۴	۴/۱۱۵۸
kuv	۱۷/۱۵۰۵	۱	۱/۸۲۴۵	۱/۰۹۵۴	-۰/۰۴۳۲	۰/۲۳۲۹	۰/۸۶۷۷	۱/۱۱۹۹	۱/۶۶۷۷
kuf	۳/۳۶۹۲	۱	.	.	.	.	.	.	.
ub	۷۳/۶۲۷۸	۵	۲/۰۴۷۷	۰/۵	-۰/۲۵۴۹	۰/۲۶۱۴	۲/۳۰۲۶	۰/۵۶۴۲	۴/۰۸۱۱
gb	۳۴/۳۵۵۶	۵	۳/۲۵۱۷	۰/۶۰۵۵	-۰/۲۷۸۰	۰/۲۶۱۳	۳/۵۲۹۶	۰/۶۵۹۵	۵/۳۵۱۸
d	۱۶/۰۶۷۸	۴	۴/۸۲۰۳	۱/۱۱۸۰	-۰/۲۲۱۵	۰/۲۵۳۲	۵/۰۴۱۸	۱/۱۴۶۳	۴/۳۹۸۱
tb	۱۰/۱۱۰۶	۱	۲/۷۴۰۸	۱/۲۲۴۷	-۰/۰۴۸۱	۰/۲۳۲۹	۲/۷۸۸۹	۱/۲۴۶۷	۲/۲۳۷۰



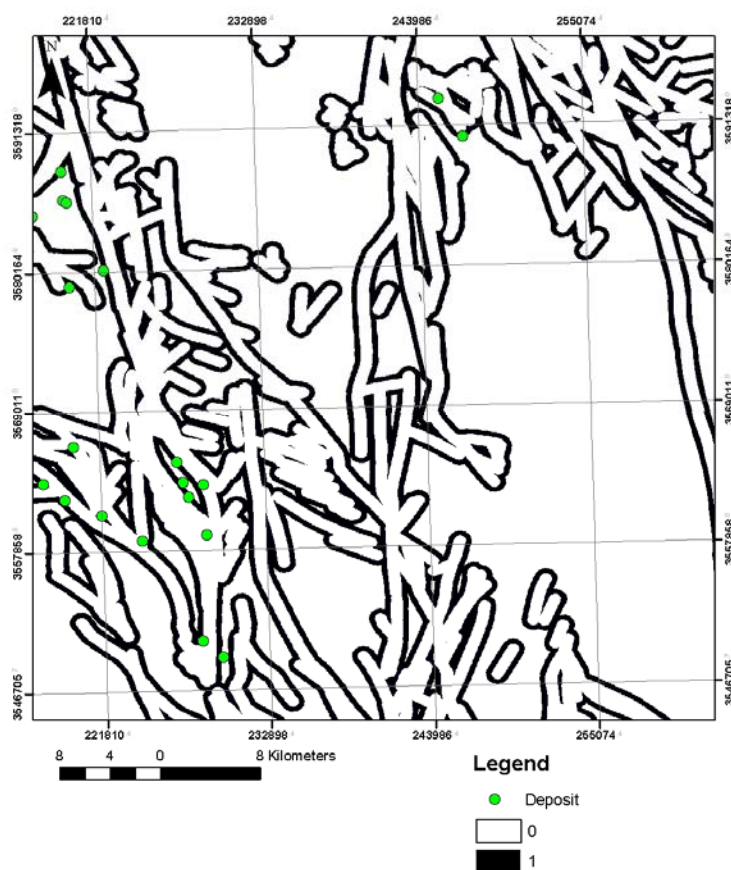
شکل (۶-۵) - نقشه شاهد زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

۶-۷-۵ - نقشه شاهد گسل

گسل‌های ورقه پرنگ از روی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ پرنگ استخراج شده و رقومی شدند و سپس به فاصله‌های ۲۰۰، ۴۰۰، ۶۰۰ و ۸۰۰ متری بافر زده شدند و مورد محاسبات وزن‌های نشانگر قرار گرفتند که بر اساس نتایجی که در جدول (۶-۷) آورده شده است مناطقی با فاصله بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ متر از گسل‌ها با مقدار کنتراست ۱/۰۸ و استیودنت کنتراست ۲/۰۲ به عنوان بهترین پیش‌بینی کننده‌های کانی‌سازی انتخاب شدند که نقشه دوتایی مناطق مطلوب و غیر مطلوب آن در شکل (۶-۶) نشان داده شده است.

جدول (۶-۷) - محاسبات Wofe برای فواصل مختلف گسل ها

فاصله بافر	مساحت (km ²)	نشانه معدنی	W ⁺	S(W ⁺)	W ⁻	S(W ⁻)	(C)	S(C)	SigC
-۰ ۲۰۰	۳۲۷/۹۶۹	۳	-۰/۱۳۰۸	۰/۵۸۵۵	۰/۰۲۵	۰/۲۴۶۵	-۰/۱۵۵۸	۰/۶۳۵۲	-۰/۲۴۵۳
-۲۰۰ ۴۰۰	۲۶۲/۱۳۰۳	۳	۰/۱۰۱۸	۰/۵۸۷۶	-۰/۰۱۶۹	۰/۲۴۶۴	۰/۱۱۸۷	۰/۶۳۷۱	۰/۱۸۶۳
-۴۰۰ ۶۰۰	۲۰۴/۰۶۰۵	۵	۰/۹۰۰۳	۰/۴۶۴۶	-۰/۱۸۰۵	۰/۲۶۱۷	۱/۰۸۰۸	۰/۵۳۳۲	۲/۰۲۶۹
-۶۰۰ ۸۰۰	۱۶۰/۸۴۸۶	۴	۰/۹۰۸۳	۰/۵۱۹۶	-۰/۱۳۹۱	۰/۲۵۳۵	۱/۰۴۷۳	۰/۵۷۸۱	۱/۸۱۱۵



شکل (۶-۶) - نقشه شاهد دوتایی مناطق گسلی در منطقه مورد مطالعه

۸-۶- تلفیق نقشه‌های شاهد و تهیه نقشه پتانسیل مطلوب کانی‌سازی بر اساس مدل *Wofe*

هدف نهایی در اکثر پروژه‌های GIS، ترکیب و تلفیق لایه‌های مختلف اطلاعاتی به منظور تجزیه و تحلیل مسائل و رسیدن به نتایجی است که در نهایت تصمیم‌گیری^۱‌های بهتری را پشتیبانی کند. پس از انجام محاسبات *Wofe* بر روی لایه‌های اطلاعاتی و مشخص کردن نقشه‌های شاهد، مرحله نهایی کار تلفیق این نقشه‌ها به منظور تهیه نقشه پتانسیل مطلوب کانی‌سازی است تا با معرفی مناطق امیدبخش، تصمیم‌گیری بهتر به منظور انجام مراحل بعدی اکتشاف را در مقیاس‌های تفصیلی و نیمه‌تفصیلی میسر سازد.

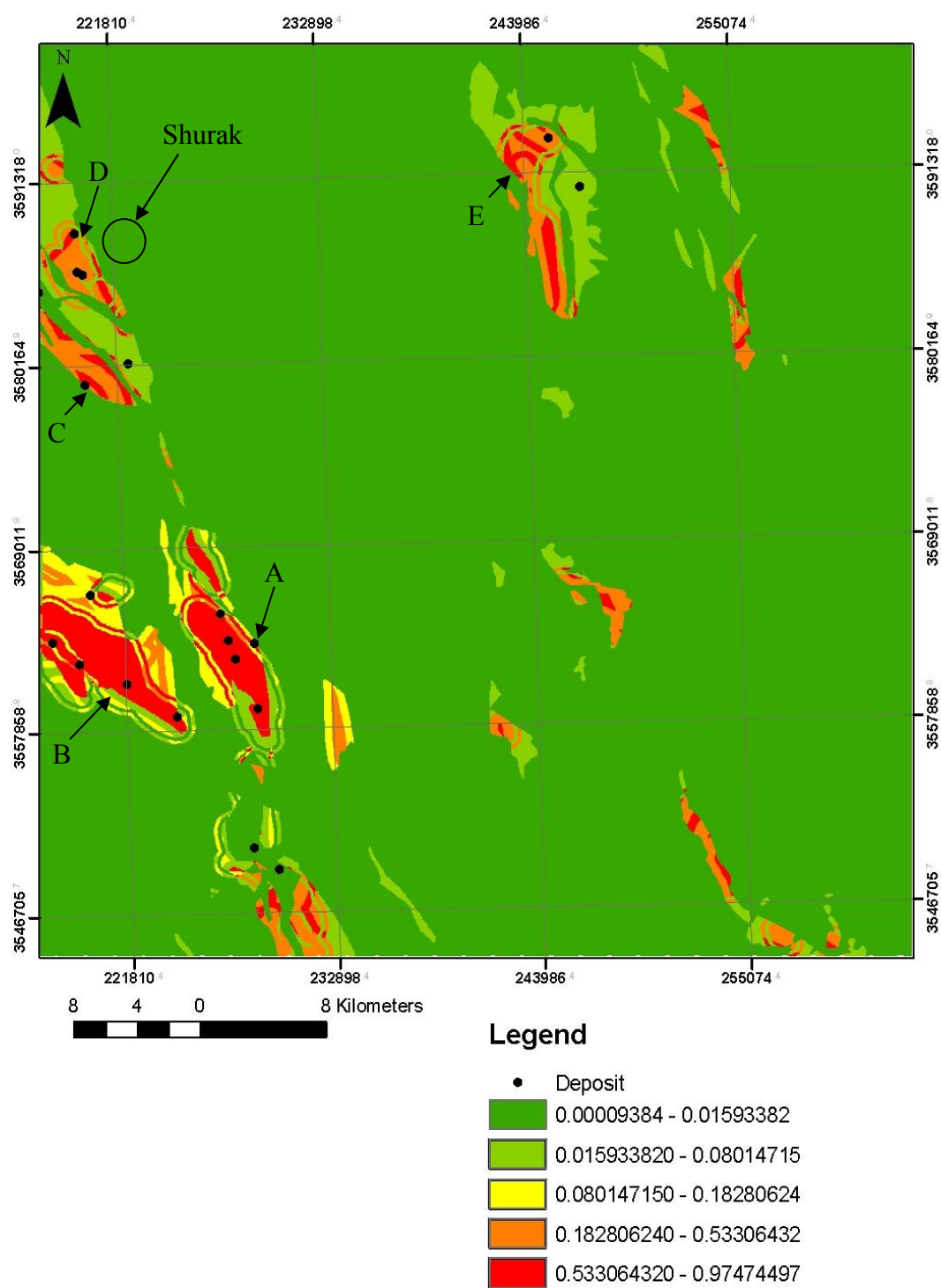
وزن‌ها و کنتراست‌های لایه‌های شاهد در جدول (۸-۶) آورده شده است. همانطور که مشاهده می‌کنیم، لایه‌های زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی منطقه چهار با توجه به مقدار کنتراست بهترین پیش‌بینی‌کننده‌های کانی‌سازی مس ماسیوسولفید در منطقه پرنگ می‌باشند.

نقشه احتمال متاخر کانی‌سازی در منطقه پرنگ با تلفیق لایه‌های شاهد و مطابقت دادن وزن‌های مثبت در مناطق مطلوب و همچنین انطباق وزن‌های منفی در مناطق نامطلوب و با استفاده از روابط جدول (۲-۶) در محیط نرم افزار Arc GIS 9.3 به دست آمد که در شکل (۷-۶) نشان داده شده است.

^۱Decision making

جدول (۶-۸) - کنتراست ها و وزن های لایه های شاهد

نقشه شاهد		مساحت (km ²)	نشانه معدنی	W ⁺	S(W ⁺)	W ⁻	S(W ⁻)	(C)	S(C)	SigC
ژئوشیمی	۴	۱۲/۵۵۷	۱۰	۲/۰۹۹	۰/۳۵۵۴	-۰/۶۲۹۹	۰/۳۱۸۹	۲/۷۲۸۹	۰/۴۷۷۵	۵/۷۱۴۶
	۳	۱۰۸/۹۲۷	۴	۱/۳۵۴۵	۰/۵۳۰۳	-۰/۱۷۰۲	۰/۲۵۳۴	۱/۵۲۴۷	۰/۵۸۷۸	۲/۵۹۴۱
	۲	۴۷/۴۲۳	۲	۱/۴۸۸	۰/۷۵۵	۰-/۰.۸۲۵	۰/۲۳۹۲	۱/۵۷۰۶	۰/۷۹۲۹	۱/۹۸۰۹
دگرسانی		۵۸/۳۱۲۳	۷	۲/۸۹۵	۰/۴۷۵۶	-۰/۴۱۱۲	۰/۲۸۰۳	۳/۳۰۶۲	۰/۵۵۲	۵/۹۸۹
مغناطیس هوایی		۶۳۳/۹۴۱	۱۴	۰/۷۸۶۶	۰/۲۷۶۶	-۰/۸۲۰۱	۰/۴۱۱۱	۱/۶۰۶۷	۰/۴۹۵۵	۳/۲۴۲۵
زمین شناسی	ub	۷۳/۶۲۷۸	۵	۲/۰۴۷۷	۰/۵	-۰/۲۵۴۹	۰/۲۶۱۴	۲/۳۰۲۶	۰/۵۶۴۲	۴/۰۸۱۱
	gb	۳۴/۳۵۵۶	۵	۳/۲۵۱۷	۰/۶۰۵۵	-۰/۲۷۸۰	۰/۲۶۱۳	۳/۵۲۹۶	۰/۶۵۹۵	۵/۳۵۱۸
	d	۱۶/۰۶۷۸	۴	۴/۸۲۰۳	۱/۱۱۸۰	-۰/۲۲۱۵	۰/۲۵۳۲	۵/۰۴۱۸	۱/۱۴۶۳	۴/۳۹۸۱
	kutv	۲۰/۱۹۹۲	۳	۳/۱۴۶۳	۰/۷۶۳۸	-۰/۱۵۶۰	۰/۲۴۵۹	۳/۳۰۲۴	۰/۸۰۲۴	۴/۱۱۵۸
گسل		۲۰۴/۰۶۰۵	۵	۰/۹۰۰۳	۰/۴۶۴۶	-۰/۱۸۰۵	۰/۲۶۱۷	۱/۰۸۰۸	۰/۵۳۳۲	۲/۰۲۶۹



شکل (۶-۷) - نقشه احتمال متاخر کانی سازی (پتانسیل مطلوب) در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنک

۹-۶- نتیجه گیری و اعتبارسنجی نتایج

با توجه به نتایج به دست آمده از نقشه احتمال متاخر نهایی به دست آمده، مناطق A و B با احتمال کانی سازی بیش از ۵۰٪ (۵۰٪ تا ۹۷٪) به عنوان امید بخش ترین و پتانسیل دارترین منطقه کانی سازی معرفی می گردد.

مناطق پتانسیل دار C، D و E با احتمال کمتر از ۵۰٪ (۱۸٪ تا ۵۰٪) به عنوان اولویت های بعدی در نظر گرفته می شوند.

در سال ۱۳۸۰ در راستای طرح اکتشافی مواد معدنی جنوب خراسان توسط وزارت صنایع و معادن، پروژه اکتشاف مس شورک با هدف بررسی دقیق تر احتمال کانی سازی در عمق و جوانب معدن قدیمی شورک که به عنوان کانی سازی نوع سولفیدی مطرح بود، تعریف و انجام شد.

منطقه شورک واقع در شمال غرب ورقه پرنک و در بالای منطقه پتانسیل دار D (با احتمال کمتر از ۵۰٪) واقع است. با توجه به آثار فعالیت های معدنی قدیمی و گزارشات مبنی بر احتمال وجود ذخیره در محل این کانسار، عملیات اکتشافی ژئوفیزیکی به روش ژئوالکتریک در مساحتی به حدود ۵۰ هکتار در این منطقه انجام شد. سپس با توجه به برخی آنومالی های به دست آمده و تلفیق معیارهای زمین شناسی با این نتایج، عملیات حفاری با حفر چهار گمانه اکتشافی به عمق نهایی هر کدام ۱۰۰ متر انجام گرفت.

نمونه های برداشت شده از بخش های مختلف کانی سازی شده به ندرت عیاری بالاتر از ۱/۵٪ نشان داده و به طور متوسط می توان عیار ۰/۸۵٪ را برای ماده معدنی در نظر گرفت، که این عیاری پایین برای این تیپ از کانسارها می باشد.

نکته حائز اهمیت اینست که این منطقه که بیشتر بر اساس شواهد صرفاً زمین شناسی تحت اکتشافی تفصیلی قرار گرفته است، در نتایج به دست آمده از مدل های تلفیقی $V_z - in - Wofe$ که همه معیارها و شواهد اکتشافی را مورد تجزیه و تحلیل و محاسبه قرار می دهد، خارج از مناطق امیدبخش کانی سازی و در بالای منطقه با احتمال کمتر از ۵۰٪ در صد کانی سازی قرار گرفته است.

فصل، مضمون

نتیجہ گیری و پیشہ داری

۷-۱- نتیجه گیری

مدل $V_z - in - Wofe$ در واقع مدل توسعه یافته $Wofe$ ساده می باشد که در آن، لایه شاهد ژئوشیمی بر اساس روش زونالیتته ژئوشیمیایی و تلفیق آن با روش آنالیز الگوی نقطه ای و روش FCM به منظور جداسازی خطای سینژنتیک، مورد پردازش قرار گرفته و به صورت لایه جدیدی از حاصلضرب عناصر فوق کانساری و تحت کانساری و تعیین مناطق آنومالی، استخراج می گردد.

نقشه پتانسیل مطلوب کانی سازی ورقه پرنگ با تلفیق نقشه های شاهد به دست آمده از تجزیه و تحلیل داده های ژئوشیمی رسوبات آبراهه ای، سنجش از دور، زمین شناسی و ژئوفیزیک در محیط سیستم اطلاعات جغرافیایی و با استفاده از مدل $V_z - in - Wofe$ تهیه شد.

به منظور تهیه نقشه آنومالی های ژئوشیمی ابتدا مولفه های سینژنتیک از اپی ژنتیک با استفاده از روش های سالووف و آنالیز خوشه ای میان مرکز برای هاله های فوق کانساری $Pb \times Zn$ و تحت کانساری $Cu \times Co$ جدا شد و سپس بر اساس اصل همراهی هاله های فوق کانساری و تحت کانساری مناطق آنومالی مشخص شد و در مرحله بعد با کاربرد روش زونالیتته و مقایسه مقادیر شاخص زونالیتته، این مناطق اولویت بندی شده و به منظور محاسبات $Wofe$ معرفی شدند.

دگرسانی های منطقه با پردازش بر روی تصویر ماهواره ای ETM^+ و با چهار روش تصاویر نسبتی و ترکیب رنگی کاذب $(\frac{5}{7}, \frac{4}{2}, \frac{3}{1})$ ، RGB ، آنالیز مولفه های اصلی و ترکیب رنگی $(PC_4, PC_5, \frac{PC_4 + PC_5}{2})$ ، RGB ، آنالیز مولفه اصلی انتخابی و ترکیب رنگی $(-PC_{4OH}, -PC_{4F}, \frac{-PC_{4OH} - PC_{4F}}{2})$ ، RGB و روش LS-FIT بر روی باندهای ۷، ۳ و ۴

آشکارسازی شد. و با مقایسه نتایج حاصل، نقشه دگرسانی استخراج شد.

نقشه دگرسانی به همراه داده های زمین شناسی، گسل های منطقه، ژئوفیزیک هوایی مورد پردازش در روش وزن های نشانگر قرار گرفتند که بر اساس نتایج آن مناطق دگرسانی، فاصله ۴۰۰-۶۰۰ متری از

گسل‌ها و مناطق با شدت مغناطیسی ۴۷۹۵۸/۸ تا ۴۸۱۱۶/۴، به عنوان مناطق پیش‌بینی کننده کانی‌سازی در ورقه پرنک تعیین شدند.

نقشه‌های شاهد دوتایی در محیط سیستم اطلاعات جغرافیایی و با استفاده از روش وزن‌های نشانگر تلفیق شدند و بر اساس نقشه احتمال متاخر به دست آمده مناطق پتانسیل‌دار مشخص گردید که مناطق A و B با احتمال کانی‌سازی بیش از ۵۰٪ به عنوان امیدبخش‌ترین مناطق معرفی گردیدند. مقایسه نتایج حاصل از این مطالعه با کارهای قبلی انجام شده در منطقه اعم از گزارشات و حفاریات سازمان زمین‌شناسی کشور، موید این مطلب است که مدل $V_z - in - Wofe$ با توجه به تلفیق همه لایه‌های اطلاعات و انجام محاسبات احتمالی بر اساس شواهد کانی‌سازی در یک منطقه، می‌تواند خصوصا در مناطق شدیداً تکتونیزه مانند نواحی شرقی ایران و منطقه مورد مطالعه، نتایج قابل اعتمادتری در زمینه مشخص کردن مناطق پتانسیل‌دار ارائه دهد.

۷-۲- پیشنهادات

با توجه به نتایج به دست آمده و مطالعات انجام شده در این تحقیق پیشنهادات زیر به منظور ادامه کارهای اکتشافی ارائه می‌گردد:

- ۱- برداشت‌های زمین‌شناسی در مناطق پتانسیل‌دار مشخص شده
- ۲- مطالعات سیستماتیک لیتوژئوشیمیایی در مناطق A و B پتانسیل مطلوب
- ۳- انجام عملیات ژئوفیزیکی به روش ژئوالکتریک IP و RS در مناطق پتانسیل‌دار

منابع وماخذ

منابع فارسی

ادواردز و اتکینسون، (۱۳۷۷)، "زمین شناسی کانسارها"، ترجمه فرید مر و محمد علی نکو وقت
تک، انتشارات مرکز دانشگاه شیراز

بونهام کارتر، گ. ا.، (۱۳۷۹)، "سیستم های اطلاعات جغرافیایی برای دانش پژوهان علوم زمین و
مدلسازی به کمک GIS"، ترجمه گروه زمین مرجع، چاپ اول، سازمان زمین شناسی و اکتشافات
معدنی کشور

حسنی پاک، ع. ا. و شرف الدین، م.، (۱۳۸۰)، "تحلیل داده های اکتشافی"، چاپ اول، انتشارات
دانشگاه تهران

حسنی پاک، ع. ا.، (۱۳۸۳)، "اصول اکتشافات ژئوشیمیایی"، چاپ پنجم، انتشارات دانشگاه تهران

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۶۷)، نقشه شدت کل مغناطیس

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۶)، گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰
پرنگ،

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۶)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پرنگ

شهاب پور، ج.، (۱۳۸۲)، "زمین شناسی اقتصادی"، چاپ دوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

کریم پور، م. ح. (۱۳۷۸)، "پتانسیل کانی سازی مس، مولیبدن و قلع در جنوب خراسان"، مجموعه مقالات همایش و توانمندی های شرق کشور، دانشگاه صنایع و معادن ایران

کریم پور، م. ح. و سعادت، س.، (۱۳۸۴)، "زمین شناسی اقتصادی کاربردی"، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

کریم پور، م. ح. و ملک زاده، آ. و حیدریان، م. ح.، (۱۳۸۴)، "اکتشاف ذخائر معدنی"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

کوره پزان دزفولی، ا.، (۱۳۸۴)، "اصول و تئوری مجموعه های فازی و کاربرد های آن در مسائل مربوط به مهندسی آب"، چاپ اول، انتشارات جهاد دانشگاهی واحد صنعتی امیر کبیر

منظمی میرعلیپور، ع. ر.، بلوریان، غ.، مجیدی فیض آبادی، تورج.، (۱۳۸۳)، گزارش "پی چویی کانسار های ماسیو سولفید در شرق ایران (محدوده جنوب خراسان)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

منابع انگلیسی

Abrams, M. J.; Brown, D.; Lepley, L. and Sadowski, R., (1983). "Remote sensing for porphyry copper deposits in southern Arizona". *Economic Geology* 78, pp. 591-604.

Andrada de palomera, R. P. (2004). *"Application of Remote Sensing and Geographic Information System for Mineral Predictive Mapping, Deseado Massif, Southern Argentina"*. M.S.c Thesis, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation Enschede, the Netherlands, 75 pages.

Beus, A. A.; and Grigorian, S. V., (1977), *"Geochemical Exploration Methods for Mineral Deposites"*. Trans. By R. T. Schneider, ed. by A. A. Levinson, Illinois : Applied Publishing.

Bowers, T. S., Damm, K. L. and Edmond, J. M., (1985), *Chemical evolution of mid-ocean ridge hot springs*: *Geochimica et Comochimica Acta*, v. 49, p. 2239-2252

Caranza, E. J. M., and Hale, M., (2000), *"Geologically constrained probabilistic mapping of gold potential, Baguio district, Philippines"*, *Natural Research*, 9,3, pp237-253

Crosta, A.P. and Moore, McM., 1989- Enhancement of Landsat Thematic Mapper imagery for residual soil mapping
in SW Minais Gerais State, Brazil: A prospecting case history in Greenstone belt terrain, Proceeding of the 7th ERIM
thematic conference: remote sensing for exploration geology, p. 1173-1187.

Large, R. R., (1977), *chemical evolution and zonation of massive sulfide deposite in volcanic terrains*: *Economic Geology*, v. 72, p. 549-572

Levinson, A. A., (1974), *"Introduction of Exploration Geochemistry"* 608 P. Calgary: Applied Publishing Company.

Lydon, J. W., (1984), *Ore deposits model- 8 volcanogenic Massive Sulfide deposits* Part 1: A descriptive model, *Geosci Canada*, v. 11, p. 195-202

Lydon, J. W., (1988), "*volcanogenic massive sulfide deposits*". Part 1: A descriptive model, p. 145-153, in Roberts, R. G. and sheahan, P. A. Ore Deposit models, Geoscience Canada, Reprint Series, 194p

Lusted, L. B., (1968), *Introduction to Medical Decision Making*: Chales Thomas, Springfield, 271 p.

Maurizot, P., (1980), "Explanatory text of the Gazik quadrangle map, 1:250000", (revision and compilation by E.Fouvelet, J. Eftekhar nezhad. Geol. Surv. Iran)

Quattara T., Couture R., Bob rowsky P.T. and Moore A., (2004), "*Remote Sensing and Geosciences*", Geology survey of Canada, Ottawa, pp. 102.

Ranjbar, H., Honarmand, M., Moezifar, Z., (2004), "Application of the crosta technique for porphyry copper alteration mapping, using ETM data in the southern part of the Iranian volcano sedimentary belt", Journal of Asian Earth Science, 24, pp237-243

Sabins, F.F., 1999. "*Remote sensing for mineral exploration*". Ore Geology Reviews 14, 157–183.

Sangster, D. F., (1972), *Precambrian volcanogenic massive sulfide deposits in Canada*: A review: Geological Survey of Canada Paper 72-22, 44 p.

Sangster, D. F., and Scott, S. D., (1976), Precambrian stratabound, massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America, in Wolf, K. H. (ed.), Handbook of stratabound and stratiform Ore Deposit: Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, v. 6, p. 1320-221

Stocklin, J., Eftekharneshad, J., and Hushmandzadeh, A., (1968) Central Lut reconnaissance East Iran. G.S.I. Report, No. 22.

Solovov, A.P., (1987), "*Geochemical Prospecting for Mineral Deposites*", Mir, Moscow, pp. 288

<http://www.mathworks.com>

Tivey, M. K., and Delany, J. R., (1986), Growth of the large sulfide structure on the Endeavour Segment of Juan de Fuca Ridge: *Earth and Planetary Science letters*, v. 77, p. 303-317

Thompson, J. F. H., (1993), *Application of deposit models to exploration*, 51-67, in Kirkham, R. v., Sinclair, W.D., Thorpe, R. I. and Duke, J. M. (eds.) *Mineral Deposites Model*, Geol. Ass. Canada, Special Paper 40, 798p.

Ziaii, M., Pouyan, A., Ziaii, M., (2009), "Neuro-fuzzy modelling in mining geochemistry: Identification of geochemical anomalies", *Journal of Geochemical Exploration*

Abstract

Porang region is located in Flysch zone or Nehbandan-khash zone in east of Iran. The Ophiolite and Ophiolite melange Collections in this region and other eastern areas of country are suitable opportunities for exploration probable supplies of Cyprus Massive sulfide. In other hand because of genetic model's formation of these deposits in commixed Ophiolitic belt and tectonical melange, exploration of these deposits is so hard. By using Geographical Information System (GIS) for assimilating all discovered outcomes and data layers, we will be able to present more precise results and reliable exploration's models to identify probable points of mineralization. The goal of this survey is preparing the map of Desirable Potential mineralization of Massive sulfide in Parang's sheets, by using Multiple Geochemical Vertical Zonality Coefficient and Weight of evidence that introduced: V_Z -in-Wofe. Weight of evidence is one of the common methods for making Desirable Potential's map that prescribe weight of layers and predictable maps at control points. In developed Wofe model (V_Z -in-Wofe), the important geochemical layer is processing to take more precise results and define actual anomalies by Geochemical Zonality method. By using 20 identified mineral points as target points in our region, the results of processing geochemical sediments of channels, remote sensing, Geology and Aerial Magnet were weighted by Wofe's relations and binary control point's maps were prepared. After that by compilation these control maps, ultimate desirable potential maps of mineralization were procured and by surveying the results, desirable areas for detectional operations in formal stages were identified.

Key words:

Ophiolitic Collections - Massive sulfide deposit - Geographical Information System (GIS)
Weight of evidence - V_Z -in-Wofe - Desirable Potential's map.



Shahrood
University of Technology
Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

**Combining geochemical zonality coefficient values using by
Weight of Evidence for the exploration of potential
mineralization in parang sheet (east of iran)**

**A thesis submitted in fulfillment of the requirements for the degree of
Master of Science in Mining Exploration Engineering**

By:
Ardavan Darabi

Supervisors:
Dr. mansoor ziaii
Dr. faramarz doulati

Advisors:
Eng. Reyhane ahmadi
Eng. Mahdi ziaii

September 2010