



دانشگاه تبریز

دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
گروه اکتشاف

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی، دورسنجی و زمین‌شناسی به
منظور اکتشاف ذخایر آهن در شمال شرق میامی

سمیره حسینی

اساتید راهنما

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

دکتر علیرضا عرب امیری

استاد مشاور

دکتر سوسن ابراهیمی

بهمن ۱۳۹۱

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
گروه اکتشاف

پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی، دورسنجی و زمین‌شناسی به منظور اکتشاف ذخایر آهن در شمال شرق میامی

سمیره حسینی

اساتید راهنما

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

دکتر علیرضا عرب امیری

استاد مشاور

دکتر سوسن ابراهیمی

پایان‌نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۱۳۹۱

دانشگاه صنعتی شاهرود
دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
گروه اکتشاف

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سمیره حسینی

تحت عنوان:

پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی، دورسنجی و زمین‌شناسی به منظور اکتشاف ذخایر آهن در شمال شرق میامی

در تاریخ ۱۳۹۱/۱۱/۲۶ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه عالی مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	دکتر سوسن ابراهیمی		دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی
			دکتر علیرضا عربامیری

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	دکتر امین روشندل کاهو		دکتر حمید آقاجانی
			دکتر علی نجاتی کلاته

با احترام؛

تقدیم به پدر و مادر مهربان و همسر عزیزم

تشکر و قدردانی

اینجانب بر خود واجب می‌دانم از راهنمایی‌های اساتید گرانقدر، جناب آقای دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی، آقای دکتر علیرضا عرب‌امیری و خانم دکتر سوسن ابراهیمی که در تمامی مراحل انجام این پایان‌نامه مرا یاری نموده‌اند صمیمانه سپاسگزاری نمایم. از اساتید عزیز جناب آقای دکتر نجاتی کلاته و آقای دکتر آقاجانی که داوری این پایان‌نامه را به عهده گرفتند کمال تشکر و قدردانی را دارم.

ضمناً از تمامی مسئولین و کارشناسان دانشکده به خصوص جناب آقای شاه حسینی، مهندس کبیریان، مهندس زارعی و همچنین از همکاری دوستانم جناب آقای دکتر مهیار یوسفی، مهندس حسین شاهی، مهندس کمال علمدار و مهندس بیاری و کلیه عزیزانی که در دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک در تمام این مدت مرا همراهی نموده‌اند صمیمانه سپاسگزارم. در آخر از همراهی ستودنی همسر عزیزم، مهندس مجتبی معمارزاده کمال سپاس و قدردانی را دارم.

تعهد نامه

اینجانب سمیره حسینی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی اکتشاف معدن دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی، دورسنجی و زمین‌شناسی به منظور اکتشاف ذخایر آهن در شمال شرق میامی تحت راهنمایی دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی و دکتر علیرضا عرب‌امیری متعهد می‌شوم.

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) از سال ۱۹۸۰، به عنوان ابزاری جدید برای تصمیم‌گیری و مدیریت بسیاری از شاخه‌های علوم زمین از جمله اکتشافات ذخایر معدنی در هر مقیاس محلی و ناحیه‌ای مورد استفاده قرار گرفت. این سیستم برای حل مشکلات اکتشافی نیست، بلکه ابزاری برای تجزیه و تحلیل کمی و کیفی داده‌ها، ذخیره‌سازی و به هنگام‌سازی آن برای مدل‌های اکتشافی می‌باشد. GIS، نتایج حاصل از روش‌های کلاسیک (سنتی) را با حداکثر دقت، سرعت و کمترین زمان و هزینه مدل‌سازی و تلفیق می‌نماید.

با توجه به محدودیت‌های روش‌های سنتی، در این تحقیق تلاش شد، با ارائه استراتژی جدید و بهینه اکتشافی از GIS استفاده گردد.

در این پژوهش پس از بررسی و پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی، سنجش از دور، زمین‌شناسی و ساختاری شمال شرق میامی، نقشه‌های اکتشافی مناسب به منظور اکتشاف ذخایر آهن در این منطقه انتخاب و استخراج گردیدند.

جهت پردازش تصاویر ماهواره‌ای، نرم افزار ENVI 4.5 و برای تفسیر کیفی داده‌های مغناطیس‌سنجی، نرم افزار Geosoft و Model vision Pro مورد استفاده قرار گرفت. با توجه به نوع و ماهیت داده‌های موجود از روش‌های هم‌پوشانی شاخص و منطق فازی برای تلفیق داده‌ها استفاده شده است زیرا برای استفاده از روش‌های دیگر نیاز به وجود چند شاهد یا اندیس اکتشافی در منطقه می‌باشد و با توجه به عدم وجود این شواهد، در نتیجه از روش‌های دانش محور ذکر شده در بالا برای تلفیق داده‌ها استفاده شد.

مدل‌سازی، تفسیر و تلفیق کارشناسانه داده‌های اکتشافی می‌تواند نقش مؤثری در بهینه‌سازی انتخاب نقاط حفاری ایفا نماید. به همین منظور جهت تلفیق لایه‌های اکتشافی، نقشه‌های مذکور با نظر کارشناس امتیازدهی شدند. در نهایت نقشه‌های اکتشافی در محیط GIS با استفاده از روش‌های هم‌پوشانی شاخص، عملگر فازی گاما و روش نوین و پیشنهادی فازی بسط داده شده تلفیق شدند. بررسی نقشه‌های نهایی به دست آمده، نشان می‌دهد که اکثر مناطق امیدبخش معرفی شده در محدوده یکسانی واقع شده‌اند.

با توجه به اینکه فقط در یکی از مناطق امید بخش پیشنهاد شده (منطقه زیدر)، برداشت مغناطیس زمینی انجام شده (با نظر کارفرما)، بررسی‌های تفصیلی ضمن بازدید صحرائی، برداشت نمونه‌های زمین‌شناسی و پردازش و اعمال فیلترهای مختلف مغناطیس زمینی برای تعیین محدوده آنومالی در این منطقه صورت گرفت.

به منظور تفکیک و نمایان ساختن آنومالی‌ها از روش‌های مختلف جداسازی آنومالی‌ها شامل برگردان به قطب، گسترش رو به بالا، مشتق قائم، سیگنال تحلیلی ساده و سیگنال تحلیلی مرتبه اول و مرتبه دوم استفاده شد. این بررسی‌ها وجود توده و بی‌هنجاری (آنومالی) مغناطیسی در منطقه را نشان می‌دهد.

علاوه بر این مطالعات تفضیلی زمین‌شناسی، شامل برداشت نمونه‌های زمین‌شناسی، تهیه مقاطع صیقلی و نازک و آنالیز XRF و ICP در منطقه زیدر صورت گرفت. نتایج آنالیزهای XRF مقدار نسبتاً بالایی از اکسید آهن را نشان می‌دهد تا جایی که عیار آهن موجود در لایه آهن دار حتی به ۶۲ درصد می‌رسد.

از طرف دیگر موقعیت نمونه‌های زمین‌شناسی برداشت شده در نقشه میدان کل مغناطیس در محدوده شدت مغناطیسی بالا واقع شده که نشان‌دهنده تطابق نتایج زمین‌شناسی و مغناطیس‌سنجی است. مطالعات تفضیلی صورت گرفته در منطقه زیدر تأیید کننده نتایج نقشه‌های اکتشافی نهایی حاصل از تلفیق داده‌ها با استفاده از روش‌های هم‌پوشانی شاخص، فازی و فازی بسط داده شده است.

واژگان کلیدی

مغناطیس‌سنجی، روش فازی، سنجش از دور، سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)، روش‌های دانش محور، تلفیق لایه‌های اکتشافی

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

حسینی س، معمارزاده م، عرب امیری، ع، ابراهیمی س، کامکار روحانی ا، (۱۳۹۱)، "مطالعات اکتشافی و زمین شناسی در محدوده کانسار آهن زیدر شاهرود"، شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شیراز.

حسینی س، معمارزاده م، عرب امیری ع، کامکار روحانی ا، ابراهیمی س، (۱۳۹۱)، "بررسی و تفسیر داده‌های مغناطیس در محدوده کانسار آهن منطقه میامی شاهرود"، ششمین همایش ملی تخصصی زمین-شناسی دانشگاه پیام نور کرمان، کرمان.

حسینی س، کامکار روحانی ا، عرب امیری ع، معمارزاده م، (۱۳۹۱)، "معرفی پتانسیل‌های آهن منطقه میامی با بررسی‌های سنجش از دور و زمین شناسی"، دومین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی، تهران.

حسینی س، کامکار روحانی ا، عرب امیری ع، ابراهیمی س، شاهی ح، (۱۳۹۱)، "شناسایی پتانسیل آهن منطقه میامی به روش هم‌پوشانی شاخص"، مجله تکنولوژی بهره‌برداری از منابع زمینی، شماره ۱

فهرست مطالب

ح	تشکر و قدردانی
د	چکیده
ر	لیست مقالات مستخرج از پایان نامه
ط	فهرست اشکال
ع	فهرست جداول
۱	فصل اول: کلیات
۲	۱-۱- مقدمه
۳	۲-۱- هدف از مطالعه حاضر
۳	۳-۱- ضرورت تحقیق
۴	۴-۱- روش انجام پایان نامه
۵	۵-۱- ساختار پایان نامه
۶	فصل دوم: مبانی روشهای تلفیق داده‌های اکتشافی و دورسنجی
۷	۱-۲- مقدمه
۷	۲-۲- روشهای تلفیق داده‌ها
۸	۱-۲-۲- اصول روشهای داده محور
۸	۲-۲-۲- اصول روشهای دانش محور
۹	۲-۲-۲- الف- روش منطق بولین
۱۱	۲-۲-۲- ب- مدل سازی با روش هم‌پوشانی شاخص دوتایی
۱۱	۲-۲-۲- ج- مدل سازی به روش هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه
۱۲	۲-۲-۲- د- روش منطق فازی
۲۰	۲-۲-۲- ه- انواع عملگرهای فازی مورد استفاده در تلفیق
۲۱	عملگر فازی AND
۲۱	عملگر فازی OR
۲۲	ضرب جبری فازی
۲۲	جمع جبری فازی
۲۳	عملگر گاما
۲۳	۲-۲-۲- و- تعیین اعتبار مدل‌های پتانسیل معدنی دانش محور
۲۴	۳-۲- دورسنجی
۲۵	۱-۳-۲- طیفهای جذب و انعکاس کانی‌ها و سنگ‌ها و کاربرد آنها در اکتشاف کانسارها
۲۶	۲-۳-۲- روش نسبت‌گیری طیفی

۲۶	۳-۳-۲- استفاده از تصاویر رنگی کاذب (RGB)
۲۷	۴-۳-۲- روش تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA)
۲۷	۵-۳-۲- روش کروسا بر روی چهار باند (۷،۵،۳،۱)
۲۸	فصل سوم: روش مغناطیس‌سنجی
۲۹	۱-۳- جایگاه روش مغناطیس‌سنجی در اکتشاف ذخایر معدنی
۲۹	۲- سابقه مطالعات انجام شده در زمینه به کارگیری روش‌های گرانی و مغناطیس‌سنجی در اکتشاف
۳۰	ذخایر معدنی
۳۰	۳-۳- اصول و مبانی روش مغناطیس‌سنجی
۳۰	۱-۳-۳- قطب‌های مغناطیسی
۳۱	۲-۳-۳- نیروی مغناطیسی
۳۱	۳-۳-۳- میدان مغناطیسی
۳۲	۴-۳-۳- گشتاور مغناطیسی
۳۲	۵-۳-۳- میدان مغناطیسی زمین و عوامل ایجاد کننده آنومالی‌های مغناطیسی
۳۳	۶-۳-۳- القا مغناطیسی
۳۴	۷-۳-۳- مغناطیس سنگ‌ها و کانی‌ها
۳۴	الف-۷-۳-۳- کانی‌های فرومغناطیس
۳۵	ب-۷-۳-۳- کانی‌های پارامغناطیس
۳۵	ج-۷-۳-۳- کانی‌های دیامغناطیس
۳۶	۸-۳-۳- شدت مغناطیس شدن
۳۶	۹-۳-۳- ضریب مغناطیس‌پذیری سنگ‌ها
۳۷	۴-۳- اصول برداشت داده‌های مغناطیسی
۳۷	۲-۴-۳- اصول برداشت زمینی
۳۸	۳-۴-۳- اصول برداشت هوارد
۳۹	۴-۴-۳- طراحی عملیات برداشت
۴۰	۵-۴-۳- وسایل اندازه‌گیری میدان مغناطیسی
۴۰	الف-۵-۴-۳- مغناطیس‌سنج پروتون
۴۱	ب-۵-۴-۳- مغناطیس‌سنج پمپاژ نوری
۴۲	ج-۵-۴-۳- مغناطیس‌سنج فلاکس گیت
۴۳	د-۵-۴-۳- مغناطیس‌سنج اسکوئید
۴۳	۵-۳- پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی
۴۵	۶-۳- تغییرات عناصر مغناطیسی زمین نسبت به زمان
۴۵	۱-۶-۳- تغییرات مؤلفه‌های مغناطیسی زمین با فواصل زمانی منطبق با زمان‌های زمین‌شناسی

۴۶ تغییرات قرنی	۳-۶-۲
۴۶ تغییرات سالیانه	۳-۶-۳
۴۶ تغییرات روزانه	۳-۶-۴
۴۷ تصحیح داده‌ها	۳-۷-۷
۴۷ برطرف نمودن اثرات تبدیل مؤلفه میدان مغناطیسی هسته زمین (IGRF)	۳-۷-۱
۴۸ تصحیح روزانه	۳-۷-۲
۴۹ تصحیح توپوگرافی	۳-۷-۳
۵۰ فیلترهای مغناطیسی	۳-۸-۸
۵۰ تبدیل گسترش ادامه میدان	۳-۸-۱
۵۳ سیگنال تحلیلی	۳-۸-۲
۵۳ تبدیل هیلبرت	۳-۸-۲الف
۵۵ کاربرد بر روی میدان‌های پتانسیل	۳-۸-۲ب
۵۸ برگردان به قطب	۳-۸-۳
۶۰ تبدیل‌های مشتق	۳-۸-۴
۶۱ فیلتر مشتق قائم	
۶۲ فیلترهای مشتق افقی کل	
۶۴ مشتقات جهتی	
۶۴ فیلتر روند سطحی	۳-۸-۵
۶۶	فصل چهارم: مراحل آماده‌سازی نقشه‌ها	
۶۷ مقدمه	۴-۱-۱
۶۷ نقشه زمین‌شناسی میامی	۴-۲-۲
۶۷ مشخصات عمومی منطقه مورد مطالعه	۴-۲-۱
۶۸ سابقه مطالعاتی منطقه مورد مطالعه	۴-۲-۲
۷۲ نقشه رقومی زمین‌شناسی و گسل	۴-۲-۴
۷۴ سنجش از دور	۴-۳-۳
۷۵ روش نسبت‌گیری طیفی	۴-۳-۱
۷۶ روش تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA)	۴-۳-۲
۷۷ روش آنالیز مؤلفه‌های اصلی بر روی ۶ باند (۷،۵،۴،۳،۲،۱)	۴-۳-۲الف
۷۷ روش کروستا بر روی چهار باند (۷،۵،۳،۱)	۴-۳-۲ب
۷۸ استفاده از تصاویر رنگی کاذب (RGB)	۴-۳-۳
۸۳ مغناطیس هوابرد	۴-۴-۴
۸۳ پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیس هوابرد	۴-۴-۱

فصل پنجم: تعیین مناطق امیدبخش در منطقه مورد مطالعه با تلفیق داده‌ها..... ۸۶

- ۱-۵ - مقدمه ۸۷
- ۲-۵ - فازی‌سازی داده‌ها و وزن‌دهی لایه‌های مختلف اطلاعاتی ۸۸
- ۱-۲-۵ - زمین‌شناسی ۸۸
- ۲-۲-۵ - ساختاری ۸۸
- ۳-۲-۵ - دگرسانی ۸۹
- ۴-۲-۵ - مغناطیس هوابرد ۸۹
- ۳-۵ - تلفیق داده‌های محدوده مورد مطالعه به روش شاخص هم‌پوشانی ۹۱
- ۴-۵ - تلفیق داده‌های محدوده مورد مطالعه به روش فازی ۹۲
- ۵-۵ - تلفیق داده‌های محدوده مورد مطالعه به روش فازی بسط داده شده ۹۳

فصل ششم: مطالعات اکتشافی تفصیلی ۹۶

- ۱-۶ - مقدمه ۹۷
- ۲-۶ - موقعیت جغرافیایی منطقه پیشنهادی ۹۷
- ۳-۶ - مغناطیس‌سنجی زمینی ۹۷
- ۱-۳-۶ - عملیات برداشت داده‌ها ۹۸
- ۲-۳-۶ - پردازش داده‌های مغناطیسی ۹۹
- پیاده‌سازی مختصات برداشت داده‌های مغناطیسی ۱۰۰
- تصحیح تغییرات روزانه میدان ۱۰۱
- شبکه‌بندی داده‌های برداشت شده ۱۰۱
- ۳-۳-۶ - تفسیر داده‌های مغناطیس زمینی منطقه پیشنهادی ۱۰۲
- برگردان به قطب ۱۰۳
- تبدیل گسترش میدان ۱۰۴
- سیگنال تحلیلی ۱۰۵
- مشق قائم ۱۰۶
- ۴-۶ - مطالعات زمین‌شناسی منطقه پیشنهادی ۱۰۸
- ۱-۴-۶ - موقعیت جغرافیایی و آب و هوایی منطقه پیشنهادی (زیدر) ۱۰۸
- ۲-۴-۶ - زمین‌شناسی منطقه‌ای ۱۰۹
- ۳-۴-۶ - مطالعات کانی‌شناسی ۱۰۹
- ۴-۴-۶ - مطالعات مینرالوگرافی ۱۱۲
- ۵-۴-۶ - ژئوشیمی سنگ میزبان ۱۱۳

فصل هفتم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها ۱۱۶

۱۱۷	۱-۷- نتیجه گیری
۱۱۹	۲-۷- پیشنهادها
۱۲۱	منابع
۱۲۱	منابع فارسی
۱۲۲	منابع لاتین

فهرست اشکال

فصل دوم

- شکل ۱-۲- مراحل کاربرد منطق فازی به طور نمادین ۱۳
- شکل ۲-۲- مقادیر عضویت فازی در برابر پارامترهای تابع لجستیکی ۱۶
- شکل ۳-۲- تخصیص وزن‌های فازی الف) خطی و ب) غیر خطی ۱۶
- شکل ۴-۲- نمونه یک مدل پتانسیل معدنی با استفاده از روش منطق فازی ۱۹
- شکل ۵-۲- رفتار طیفی برخی کانی‌های مهم در اکتشاف کانسارها ۲۶

فصل سوم

- شکل ۱-۳- مؤلفه‌های تشکیل دهنده میدان مغناطیسی زمین ۳۳
- شکل ۲-۳- توده مدل دو بعدی برای تولید آنومالی مغناطیسی ۵۶

فصل چهارم

- شکل ۱-۴- نقشه رقومی زمین‌شناسی به همراه گسل‌های اصلی و فرعی ۷۲
- شکل ۲-۴- نقشه رقومی زمین‌شناسی که در آن آهک ژوراسیک به عنوان سنگ میزبان ۷۳
- شکل ۳-۴- نقشه رقومی ساختاری که گسل‌های اصلی و فرعی بافر زده شده ۷۴
- شکل ۴-۴- دگرسانی‌های اکسید آهن حاصل از روش نسبت بانندی (b3/b1) ۷۶
- شکل ۵-۴- دگرسانی‌های اکسید آهن حاصل از روش تجزیه مؤلفه‌های اصلی ۷۸
- شکل ۶-۴- دگرسانی‌های اکسید آهن حاصل از روش کروستا ۷۹
- شکل ۷-۴- RGB:5/7,5/4,3/1، کانی‌های آهن با رنگ آبی و اکسید آهن رنگ سبز ۸۱
- شکل ۸-۴- RGB:5/7,3/2,4/5، اکسید آهن با رنگ سبز و مناطق غنی از رس با رنگ قرمز ۸۲
- شکل ۹-۴- نقشه رقومی شده مربوط به مناطق دارای دگرسانی اکسید آهن بر اساس داده‌های سنجنده ETM⁺ ماهواره لندست ۸۲
- شکل ۱۰-۴- نقشه شدت کل میدان مغناطیسی (هوابرد) منطقه میامی ۸۴
- شکل ۱۱-۴- نقشه حاصل از اعمال فیلتر برگردان به قطب ۸۴
- شکل ۱۲-۴- نقشه حاصل از اعمال فیلتر گسترش رو به بالا در عمق ۲۰۰۰ متری ۸۵
- شکل ۱۳-۴- نقشه رقومی مغناطیس هوابرد منطقه پس از اعمال فیلتر مشتق قائم ۸۵

فصل پنجم

- شکل ۱-۵- نقشه مناطق مطلوب وزن‌دار (هم‌پوشانی شاخص) ۹۲
- شکل ۲-۵- نقشه مناطق مطلوب وزن‌دار فازی با عملگر گاما (گامای ۰/۹) ۹۳
- شکل ۳-۵- نقشه مناطق مطلوب وزن‌دار (فازی بسط داده شده با عملگر گامای ۰/۹) ۹۴

فصل ششم

- شکل ۱-۶- موقعیت پروفیل‌ها، نقاط برداشت و داده‌های خام پردازش نشده ۹۸

- شکل ۶-۲- نقشه حاصل از اعمال فیلتر برگردان به قطب ۱۰۴
- شکل ۶-۳- نقشه حاصل از اعمال فیلتر گسترش رو به بالا ۱۰۴
- شکل ۶-۴- نقشه حاصل از اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی ساده ۱۰۵
- شکل ۶-۵- نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق مرتبه اول سیگنال تحلیلی ۱۰۶
- شکل ۶-۶- نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق مرتبه دوم سیگنال تحلیلی ۱۰۶
- شکل ۶-۷- نقشه حاصل از اعمال فیلتر گسترش رو به بالا تا ارتفاع ۵ متری و مشتق قائم ۱۰۷
- شکل ۶-۸- برش قسمتی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی میامی در منطقه مورد مطالعه ۱۰۸
- شکل ۶-۹- الف) واحد پیروکلاستیک که به کلریت و کربنات تجزیه شده، ب) آندزیت دگرسان ۱۱۰
- شکل ۶-۱۰- الف) نمونه کربنات و رگچه‌های اکسید آهن، ب) نمونه کربناتی ۱۱۱
- شکل ۶-۱۱- نمونه سنگ گرانودیوریت که به شدت دگرسان شده ۱۱۱
- شکل ۶-۱۲- کانی مگنتیت به صورت پراکنده و افشان ۱۱۲
- شکل ۶-۱۳- لایه آهن‌دار که توده نفوذی گرانیتی در پایین و آهک ژوراسیک در بالای آن ۱۱۳
- شکل ۶-۱۴- نمایی از ماده معدنی هماتیت، لیمونیت و مگنتیت ۱۱۴

فهرست جداول

فصل دوم

- جدول ۱-۲- ترکیب‌های منطقی OR و AND ۱۰
- جدول ۲-۲- مقادیر عضویت فازی و پارامترهای شیب (a) و نقطه عطف (b) ۱۵

فصل چهارم

- جدول ۱-۴- نتایج حاصل از روش تجزیه مؤلفه‌های اصلی بر روی باندهای ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۷ ۷۷
- جدول ۲-۴- نتایج حاصل از روش تجزیه مؤلفه‌های اصلی بر روی باندهای ۱، ۳، ۵، ۷ ۷۹

فصل پنجم

- جدول ۱-۵- نحوه امتیازدهی فازی به نقشه زمین‌شناسی ۸۸
- جدول ۲-۵- نحوه امتیازدهی فازی به نقشه حاصل از گسل‌های اصلی منطقه ۸۸
- جدول ۳-۵- نحوه امتیازدهی فازی به نقشه حاصل از گسل‌های فرعی منطقه ۸۹
- جدول ۴-۵- نحوه امتیازدهی فازی به نقشه دگرسانی ۸۹
- جدول ۵-۵- نحوه امتیازدهی فازی به نقشه شدت مغناطیسی (مشتق قائم) ۹۰
- جدول ۶-۵- وزن‌دهی کلاس‌های هر یک از لایه‌های اکتشافی به تفکیک ۹۰
- جدول ۷-۵- وزن‌دهی هر یک از نقشه‌های شاهد بر اساس مدل‌های مختلف ۹۱

فصل ششم

- جدول ۱-۶- نتایج آنالیز شیمیایی XRF (بر حسب درصد) نمونه‌های زمین‌شناسی ۱۱۳
- جدول ۲-۶- نتایج آنالیز شیمیایی ICP (بر حسب ppm) نمونه‌های زمین‌شناسی ۱۱۴

فصل اول

کلیات

سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) امکان استفاده از روش‌های مختلف ترکیب، تفسیر و به نقشه در آوردن داده‌های معدنی را فراهم می‌آورد؛ که از آن‌ها می‌توان در تهیه نقشه‌های پتانسیل کانی‌سازی استفاده نمود و از نتایج به دست آمده در عملیات پی‌جویی و اکتشاف بهره گرفت. تهیه نقشه‌های پتانسیل معدنی طی مراحل آتی صورت می‌پذیرد: جمع آوری، طبقه‌بندی و ثبت داده‌ها و تشکیل بانک اطلاعاتی لایه‌های مختلف، ترکیب و تلفیق لایه‌های اطلاعاتی، سازماندهی و تفسیر ساختارهای شناسایی شده. کوچک‌ترین اشتباه در این مرحله منجر به ایجاد خطا در نقشه نهایی می‌گردد. برای ترکیب و تلفیق لایه‌های اطلاعاتی از یک یا چند روش استفاده می‌شود. انتخاب روش ترکیب و پارامترهای آن تنها توسط سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی میسر نیست؛ بلکه کارشناس خبره و مسئول پروژه در این مورد تصمیم‌گیری می‌نماید و این انتخاب یکی از پارامترهای مهم در تهیه نقشه‌های پتانسیل کانی‌سازی است.

تهیه نقشه‌های پتانسیل معدنی می‌تواند در سه مرحله انجام شود: در نخستین مرحله، کلیه داده‌های مناسب در پایگاه داده‌های GIS جمع‌آوری می‌شوند. تجزیه، تحلیل و تفسیر داده‌ها پس از ورود داده‌ها و آماده‌سازی لایه‌های اطلاعاتی، چگونگی و نحوه ایجاد نقشه‌های نشانگر و تعیین متغیرها یا پارامترهای نشانگر، انتخاب می‌گردد. در مرحله بعد، دسته‌بندی، تجزیه، تحلیل و پردازش داده‌ها به منظور تهیه الگوهایی مناسب جهت مدل کانی‌سازی مربوطه، صورت می‌گیرد. در آخرین مرحله نیز ترکیب و تلفیق شواهد به دست آمده (لایه‌های نشانگر)، به منظور پیش‌بینی پتانسیل معدنی مورد نظر صورت خواهد گرفت. مهم‌ترین هدف GIS تلفیق داده‌های مکانی و ارزیابی نهایی آن‌ها است. به طور کلی تهیه نقشه پتانسیل معدنی در GIS به دو روش انجام می‌شود [بونهام-کارتر، ۱۳۷۹]. در دسته اول که تحت عنوان روش‌های داده محور^۱ شناخته می‌شوند، پارامترهای مدل با در نظر گرفتن شواهد موجود و مدل‌های ذخیره کشف شده در منطقه مورد مطالعه تعیین می‌گردد؛ در مثال‌های این دسته

^۱ Data-driven

می‌توان به روش‌هایی چون وزن‌های نشانگر [بونهام-کارتر، ۱۳۷۹]، رگرسیون لجستیک [Chung and Agterburg, 1980]، تصمیم‌گیری درختی [Reddy and Bonham-carter, 1991] و شبکه‌های عصبی [Brown et al., 2000] اشاره نمود. در دسته دوم که روش‌های دانش محور^۱ نامیده می‌شوند، پارامترهای مدل به وسیله کارشناس خبره با توجه به هدف اکتشافی منطقه مورد مطالعه، سطح نوفه داده‌های اکتشافی و عوامل تأثیرگذار دیگر تخمین زده می‌شود. روش‌هایی مانند منطق بولین، هم-پوشانی شاخص [Harris, 1989]، منطق فازی [An et al., 1991] از جمله مثال‌های این دسته‌اند [فرزادیان، ۱۳۸۷]. منطق فازی، هم‌پوشانی شاخص و منطق فازی بسط داده، شده، روش‌هایی هستند که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته‌اند. بعد از مراحل آماده‌سازی هر یک از لایه‌های اکتشافی و با توجه به ارزش نابرابر نقشه‌های اکتشافی در تفسیر و تصمیم‌گیری‌های اکتشافی، هر یک از لایه‌های اکتشافی وزن‌دهی شده و عمل تلفیق داده‌ها صورت می‌گیرد.

۱-۲- هدف از مطالعه حاضر

با توجه به مسائل و مشکلات اکتشاف ذخایر مواد معدنی و محدودیت‌های حاکم بر هر یک از روش‌های اکتشافی معمول و سنتی، به نظر می‌رسد تلفیق داده‌های زمین‌شناسی، ساختاری، داده‌های سنجش از دور و مغناطیسی در محیط GIS در بهینه‌سازی و کاهش خطای تفسیر و انتخاب صحیح‌تر نقاط حفاری اکتشافی کمک نماید؛ که تحقیق حاضر جهت نیل به این هدف انجام شده است.

۱-۳- ضرورت تحقیق

تقاضا برای مواد خام معدنی با وضعیت موجود جامعه جهانی و روند آن در آینده به طور نمایی رو به افزایش است. روشن است که به دست آوردن این مواد خام هر روز مشکل‌تر و گران‌تر می‌شود. معادن قابل رؤیت در سطح و نزدیک سطح زمین از مدت‌ها قبل شناخته و کشف شده‌اند. در حال و

¹ Knowledge-driven

آینده، اکتشاف باید در مناطقی با اعماق بیشتری انجام شود. این مهم در بسیاری موارد نیازمند به کارگیری روش‌های غیر مستقیم ژئوفیزیکی است؛ که قادرند اطلاعات مهم عمقی را فراهم سازند. به همین دلیل امروزه به کارگیری روش‌های ژئوفیزیکی در اکتشاف مواد معدنی و انتخاب محل‌های مناسب برای اکتشاف، امری متداول به شمار می‌رود. در این راستا استفاده از روش مغناطیس‌سنجی در اکتشاف ذخایر آهن امری رایج و متداول است. از طرفی دیگر با توجه به اینکه تلفیق اطلاعات و داده‌های اکتشافی در مناطق امیدبخش معدنی کمک بسیار بزرگی در مشخص شدن دقیق‌تر نقاط حفاری می‌کند؛ به این منظور برای رسیدن به این مهم، با تلفیق لایه‌های اکتشافی مختلف از جمله زمین‌شناسی، ساختاری، ژئوفیزیکی و سنجش از دور می‌توان مطالعات اکتشافی را بر روی منطقه‌ای با مساحت کمتر متمرکز و با ریسک کمتر و دقت بیشتر مناطق امیدبخش را شناسایی و نقاط احتمالی حفاری را پیشنهاد داد.

۱-۴- روش انجام پایان‌نامه

همان‌طور که بیان شد با استفاده از سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی، تهیه نقشه پتانسیل معدنی در سه مرحله انجام می‌گیرد، لذا در این پایان‌نامه نیز:

در مرحله اول داده‌های اکتشافی شامل زمین‌شناسی، ساختاری، داده‌های ژئوفیزیکی (مغناطیس-سنجی) و داده‌های تصاویر ماهواره‌ای (سنجش از دور) مورد پردازش و تحلیل قرار گرفتند. در مرحله بعد نقشه‌های اکتشافی مناسب با توجه به اهداف مورد نظر استخراج و جهت تلفیق در محیط GIS آماده شدند. با استفاده از روش‌های دانش محور از جمله روش‌های هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه، منطق فازی و همچنین روش فازی بسط داده شده نقشه‌های پتانسیل معدنی با توجه به مدل‌های مختلف، وزن‌دهی شده و در نهایت نقشه پتانسیل معدنی مطلوب به دست آمد. در نهایت با توجه به مناطق امید بخش معرفی شده، مطالعات تفضیلی بر روی یکی از مناطق پیشنهادی شامل بررسی‌های

زمین‌شناسی از قبیل بازدید صحرایی، نمونه‌برداری و آنالیز نمونه‌های برداشت شده و همچنین بررسی و تفسیر داده‌های مغناطیس‌سنجی زمینی برداشت‌شده در دستور کار قرار گرفت.

۱-۵- ساختار پایان‌نامه

این پایان‌نامه شامل هفت فصل می‌باشد که در فصل اول کلیاتی در رابطه با روش‌های مورد استفاده بیان شده است. فصل دوم در مورد روش‌های تلفیق داده‌های اکتشافی و همچنین روش‌های مختلف پردازش تصاویر ماهواره‌ای بحث شده است. در فصل سوم کلیاتی در رابطه با روش مغناطیس‌سنجی (هوابرد و زمینی) و روش‌های مختلف پردازش داده‌های مغناطیسی آورده شده است. در فصل چهارم مراحل آماده‌سازی هر یک از لایه‌های اکتشافی (زمین‌شناسی، ساختاری، ژئوفیزیک (مغناطیس‌سنجی) و سنجش از دور (دگرسانی)) به منظور تلفیق ارائه گردیده است. در فصل پنجم، با استفاده از روش‌های مختلف تلفیق داده‌ها، لایه‌های اکتشافی با هم تلفیق و مناطق امیدبخش در منطقه مورد مطالعه مشخص شده است. در فصل ششم مطالعات تفضیلی یکی از مناطق امیدبخش معرفی شده از نتایج تلفیق داده‌ها، شامل مطالعات مغناطیس‌سنجی زمینی و بررسی‌های زمین‌شناسی آورده شده است. در نهایت، در فصل هفتم، نتایج حاصل از تلفیق داده‌ها و نتایج مطالعات تفضیلی آورده شده که با یکدیگر مقایسه شده و همچنین پیشنهاداتی نیز در این رابطه ارائه گردیده است.

فصل دوم

تلفیق داده‌های اکتشافی

۲-۱- مقدمه

فرآیند ترکیب نقشه‌های داده‌های فضایی تلفیق داده‌ها نامیده می‌شود؛ که می‌تواند با به تصویر در آوردن نمایش‌های ترکیبی در انواع متنوع یا با مدل‌های تلفیقی که به گونه‌ای مؤثر یک نقشه جدید از دو یا چند نقشه موجود ایجاد می‌کنند، انجام شود. مدل‌های ادغام، مدل‌های ریاضی نمادین هستند که با استفاده از عملیات حسابی و منطقی نقشه‌های داده‌ها را با یکدیگر ترکیب می‌کنند [فرزامیان، ۱۳۸۷].

در مدل‌سازی پتانسیل معدنی در شرایطی که در منطقه مورد مطالعه اندیس‌های شناخته شده کم بوده و یا هیچ اندیس شناخته شده‌ای وجود نداشته باشد، از روش‌های دانش محور استفاده می‌شود. در صورتی که در منطقه به اندازه کافی اندیس‌های شناخته شده وجود داشته باشد، از مدل‌سازی داده محور در تعیین مناطق هدف برای اکتشافات بعدی استفاده می‌شود [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹]. در ادامه این بخش به معرفی روش‌های داده محور و همچنین به تشریح روش‌های دانش محور و انواع آن پرداخته شده است.

۲-۲- روش‌های تلفیق داده‌ها

ترکیب و تلفیق داده‌ها در محیط GIS، به معنی هماهنگ نمودن داده‌های متفاوت از منابع مختلف است. اغلب داده‌هایی که در GIS مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرند، از منابع مختلف تهیه و در قالب‌های متفاوت ذخیره می‌شوند. در GIS امکاناتی فراهم آمده تا بتوان داده‌های متفاوت را با یکدیگر مقایسه و ترکیب نمود. به علاوه هنگامی که مجموعه‌ای از داده‌های مکانی از منابع گوناگون با هم آمیخته می‌شوند، درک و تفسیر پدیده‌های مکانی نیز میسر می‌گردد در صورتی که اگر این داده‌ها به صورت مجزا و جداگانه در نظر گرفته شوند، روابط فضایی بین آن‌ها به آسانی آشکار نمی‌شوند. یکی از ویژگی‌های قدرتمند GIS، توانایی ترکیب و تلفیق چندین نقشه به کمک عبارات جبری ساده یا پیچیده می‌باشد [Bonham-Carter, 1994].

۲-۲-۱- اصول روش‌های داده محور

روش‌های داده محور مدل‌سازی پتانسیل معدنی برای مناطقی که در آن‌ها عملیات اکتشافی و مطالعات قبلی در حد متوسط تا خوب انجام گرفته، مناسب است. در این مناطق، هدف تعیین حدود نواحی با وسعت کم‌تر است؛ که باید برای اکتشافات بیشتر به منظور شناسایی محل کانی‌سازی‌های کشف نشده، بر اساس فرض‌های زیر مورد توجه قرار گیرند [Carranza, 2008]:

۱- در یک منطقه مورد مطالعه، محل‌های وقوع ذخایر شناخته شده، مجموعه نمونه‌هایی با شباهت بالا به محل‌های حضور کانی‌سازی‌های ناشناخته هستند.

۲- این نمونه‌ها مجموعه اطلاعات زمین‌شناسی با ارزشی از منظرهای مختلف و الگوهای شاهد فضایی مانند آنومالی‌های ژئوشیمیایی، گسل‌ها، آنومالی‌های ژئوفیزیکی، سنگ میزبان کانی‌سازی و غیره را فراهم می‌کنند؛ که همراه با ذخایر شناخته شده و در محل آن‌ها حضور دارند.

۳- این مجموعه از اطلاعات زمین‌شناسی، می‌توانند یک مدل مفهومی از معیارهای پی‌جویی را برای شناسایی محل ذخایر کشف نشده ارائه نمایند.

مدل مفهومی به دست آمده، میزان و وابستگی وقوع ذخایر معدنی را به عنوان تابعی از حضور مهم‌ترین معیارها و شواهد فضایی منحصر به فرد بیان می‌کند. بنابراین با توجه به توضیحات فوق اگر در یک ناحیه الگوها و شواهد مهم با تعداد بیش‌تر نسبت به سایر نواحی حضور داشته باشند، این ناحیه احتمال امیدبخشی بیشتری نسبت به سایر نقاط دارد [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

۲-۲-۲- اصول روش‌های دانش محور

روش‌های دانش محور مدل‌سازی پتانسیل معدنی در شروع عملیات اکتشاف در مناطقی که از لحاظ زمین‌شناسی مناسب است، ولی در آن کار اکتشافی کم صورت گرفته، مناسب هستند. این روش‌ها عموماً در مناطقی که در آن جا هیچ ذخیره شناخته شده‌ای وجود ندارد یا تعداد ذخایر

شناخته شده اندک است، به کار می‌روند. تجربه عملیات اکتشاف و بررسی ارتباط و وابستگی بین ذخایر معدنی شناخته شده و الگوهای زمین‌شناسی در مناطقی که در آن‌ها اکتشاف در حد خوب و متوسط صورت گرفته، به عنوان روش دانش محور در تهیه مدل پتانسیل معدنی می‌باشد [Carranza, 2008]. بنابراین در این روش از مدل مفهومی ذخایر مورد پی‌جویی در مناطقی که عملیات اکتشاف در آن‌جا خوب صورت گرفته، برای تهیه مدل پتانسیل معدنی در مناطق جدید استفاده می‌شود. در واقع مدل مفهومی به عنوان ملاکی برای انتخاب و شناسایی معیارهای اکتشافی و الگوهای شاهد، تولید نقشه‌های پیش‌گو، تخصیص وزن به نقشه‌ها و الگوهای شاهد و در نهایت تلفیق نقشه‌های شاهد به منظور معرفی مناطق امیدبخش برای ذخیره مورد جستجو استفاده می‌شود. بنابراین واژه دانش محور اشاره به ارزیابی کیفی یا وزن دادن به شواهد بر اساس مقایسه و قضاوت کارشناسی می‌باشد. تخمین وزن هر نقشه شاهد و همچنین تخمین امتیاز و ارزش هر الگو (کلاس) از هر نقشه شاهد بر اساس قضاوت کارشناسی و تخصیص روی همراهی فضایی بین ذخایر مورد جستجو و هر مجموعه از منظرهای زمین‌شناسی شاخص (نشانه و راهنما) صورت می‌گیرد. از این رو روش دانش محور به نام تجربه محور شناخته شده است. روش دانش محور مدل‌سازی پتانسیل معدنی ممکن است نقشه‌های شاهد دوتایی یا چند کلاسه را بر اساس میزان اطلاعات و تجربه به دست آمده از نواحی خوب اکتشاف شده قبلی و یا با توجه به میزان دقت داده‌های اکتشافی در دسترس در مناطق مناسب (به لحاظ زمین‌شناسی) برای اکتشاف، به کار گیرد [Carranza, 2008].

۲-۲-۲-الف- روش منطق بولین

روش منطق بولین یک روش مدل‌سازی دانش محور با استفاده از نقشه‌های شاهد دوتایی می‌باشد. در کاربرد منطق بولی برای مدل‌سازی پتانسیل معدنی، خصوصیات یا قسمت‌هایی (کلاس‌هایی) از داده‌های فضایی که با یک معیار شناسایی مناسب مطابقت دارند (یعنی شرط حضور یک معیار اکتشافی امیدبخش در آن‌ها صدق می‌کند)، با ارزش درست و عموماً با امتیاز ۱، طبقه‌بندی و ذخیره

می‌شوند. در غیر این صورت با امتیاز صفر نشان داده شده و به معنی ارزش نادرست از نظر حضور ذخیره می‌باشد. بنابراین یک نقشه شاهد بولی فقط شامل دو کلاس طبقه‌بندی شده با ارزش صفر و ۱ است. در مدل‌سازی با استفاده از منطق بولی، کلیه نقشه‌های شاهد، وزنی معادل (برابر) دارند. امتیاز صفر و ۱ در نقشه‌های شاهد بولی فقط به صورت نمادین بوده و به عنوان ارزش عددی در محاسبات منظور نمی‌شود. نقشه‌های شاهد بولی مرحله به مرحله با استفاده از عملگرهای منطقی با هم ترکیب می‌شوند. در هر مرحله حداقل دو نقشه شاهد با هم ترکیب می‌شوند. در هر یک از مراحل مختلف ترکیب نقشه‌های شاهد بولی ممکن است از عملگرهای مختلفی، به عنوان مثال به صورت عملگر AND (اشتراک) و OR (اجتماع) استفاده شود. جدول ۲-۱ در ترکیب‌های منطق بولی با استفاده از عملگرهای AND و OR نشان داده شده است [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

جدول ۲-۱- ترکیب‌های منطقی OR و AND

A	B	A AND B	A OR B
۱	۱	۱	۱
۰	۱	۰	۱
۱	۰	۰	۱
۰	۰	۰	۰

عملگر AND وقتی استفاده می‌شود که حداقل باید دو مجموعه از شواهد فضایی با هم و هم‌زمان به منظور محقق شدن هدف، حضور داشته باشند. عملگر OR وقتی استفاده می‌شود که یکی از حداقل دو گروه شواهد فضایی به منظور محقق شدن هدف کافی است. علاوه بر عملگر فوق عملگرهای دیگری نظیر NOT و غیره نیز در منطق بولی وجود دارند؛ که کم‌تر در مدل‌سازی دانش محور پتانسیل معدنی استفاده شده است. خروجی ترکیب نقشه‌های شاهد با استفاده از منطق بولی نیز نقشه‌ای دارای دو کلاس می‌باشد.

۲-۲-۲-ب- مدل سازی با روش هم پوشانی شاخص دوتایی

روش هم پوشانی شاخص دوتایی همان طور که از اسم آن بر می آید یک روش مدل سازی دانش محور با استفاده از نقشه های شاهد دوتایی می باشد. در مدل سازی هم پوشانی شاخص دوتایی خصوصیات یا کلاس هایی از داده های فضایی که یک معیار مناسب و امیدبخش برای شناسایی کانی سازی هستند، به صورت کلاس با ارزش ۱ ذخیره می شوند؛ در حالی که دیگر قسمت های نقشه دارای ارزش صفر هستند. هر نقشه شاهد دوتایی B_i می تواند یک وزن عددی (W_i) را به خود اختصاص دهد، یا در آن ضرب شود (i می تواند از ۱ تا n تغییر کند). این وزن بر اساس قضاوت و نظر کارشناسی و همچنین تجربه ای که در مورد اهمیت هر مجموعه از داده های فضایی و الگوی زمین شناسی مرتبط با کانی سازی وجود دارد، تخصیص می یابد. حال نقشه های شاهد دوتایی وزن دار با استفاده از رابطه (۱-۲) ترکیب می شوند. در این معادله امتیاز S برای هر محل (یا در واقع هر سلول واحد از منطقه مورد مطالعه) محاسبه می شود [Bonham-Carter, 1994].

$$S = \frac{\sum_{i=1}^n W_i B_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad (1-2)$$

در نقشه خروجی، هر محل یا سلول دارای یک مقدار S بین صفر یعنی کاملاً بدون ارزش اکتشافی و ۱ یعنی کاملاً امید بخش و دارای ارزش اکتشافی حداکثر است [Carranza, 2008].

۲-۲-۲-ج- مدل سازی به روش هم پوشانی شاخص چند کلاسه

این روش در واقع نوع بسط داده شده روش مدل سازی هم پوشانی شاخص دوتایی است. هر یک از زمین الگوها (کلاس ها) از نقشه شاهد i ام دارای یک وزن S_{ij} به منظور نمایش میزان وابستگی به ذخایر معدنی می باشد. امتیاز اختصاص یافته به الگوها می تواند یک عدد صحیح یا حقیقی مثبت باشد. هیچ محدودیتی برای دامنه امتیاز تخصیص وزن به الگوها وجود ندارد؛ به جز این که دامنه امتیاز

اختصاص یافته به الگوها در همه نقشه‌های شاهد باید سازگار و هماهنگی داشته باشند یعنی دارای مقادیر حداقل و حداکثر یکسان باشند [Carranza, 2008].

اهمیت نسبی یک نقشه شاهد در مقایسه با دیگر نقشه‌های شاهد به وسیله تخصیص وزن‌های W_i کنترل می‌شود. این امتیاز معمولاً صحیح و مثبت است. نقشه‌های شاهد وزن‌دار با استفاده از رابطه (۲-۲) با هم ترکیب می‌شوند که در واقع میانگین وزن‌ها را برای هر محل محاسبه می‌کند [Bonham-Carter, 1994].

$$\bar{S} = \frac{\sum_{i=1}^n S_{ij} W_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad (2-2)$$

مزیت روش هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه در مقایسه با مدل‌سازی روش هم‌پوشانی شاخص دوتایی این است که عدم قطعیت را نیز در نظر گرفته و در پیش‌بینی دخالت می‌دهد. بنابراین به کارگیری هم‌زمان هر دو روش دوتایی و چند کلاسه به جای به کارگیری یکی از آن‌ها بهتر است. ضعف این روش‌ها در تلفیق خطی شواهد است که باعث می‌شود نقش فرآیندهای مؤثر در کانی‌سازی به طور مستقیم لحاظ نشود [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

۲-۲-۲-د- روش منطق فازی

مدل‌سازی به روش منطق فازی^۱ بر اساس تئوری مجموعه‌های فازی [Zadeh, 1965] بنا شده است. تا کنون مثال‌هایی از کاربرد منطق فازی در به نقشه در آوردن و مدل‌سازی پتانسیل معدنی توسط افراد مختلف ارائه شده است [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹]. به طور کلی کاربرد منطق فازی در مدل‌سازی پتانسیل معدنی شامل سه مرحله اصلی است. مرحله اول شامل فازی‌سازی^۲ داده‌های مربوط به شواهد است. مرحله دوم ترکیب منطقی نقشه‌های فازی به کمک شبکه‌ای از مجموعه

¹ Fuzzy logic modeling

² Fuzzification

عملگرهای مناسب فازی است و مرحله سوم قطعی سازی و خروج از حالت فازی^۱ به منظور کمک به تفسیر بهتر می باشد (شکل ۲-۱).



شکل ۲-۱- مراحل کاربرد منطق فازی به طور نمادین [Carranza, 2008]

فازی سازی، فرآیند تبدیل شواهد فضایی به مجموعه های فازی است. یک مجموعه فازی به صورت گروه هایی از اعضا است که میزان عضویت آن ها به مجموعه، با توجه به تخصیص عددی بین صفر و ۱ تعیین می شود. هر عضو مجموعه فازی به وسیله درجه و رتبه عضویت خود در مجموعه تعریف می گردد. اگر X مجموعه ای از اعضا، هر یک با خصوصیت و ویژگی x باشد، در این صورت مجموعه های فازی A در X ، یک مجموعه از زوج های شامل هر خصوصیت (هر عضو) و رتبه نظیر هر خصوصیت (رتبه هر عضو) می باشد یعنی $A = \{(x, \mu_A(x)) | x \in X\}$ ، که در آن $\mu_A(x)$ تابع نشان دهنده درجه عضویت x در A می باشد. تابع $\mu_A(x)$ حالت فازی داشته و رتبه عضو هر خصوصیت x (عضو) در فاصله بین صفر و ۱ می باشد؛ یعنی $\{(x, \mu_A(x)) | x \in X\} \rightarrow [0,1]$. به عنوان مثال در مدل سازی پتانسیل معدنی مجموعه X می تواند فاصله از ساختارهای زمین شناسی باشد. در این حالت یک مجموعه فازی از الگوهای شاهد می تواند به صورت فواصل مختلف x تعریف شود. بنابراین مجموعه فازی فواصل مناسب از کانی سازی نوع D ، به صورت عضوهای x تعریف می شود که هر فاصله وزن و میزان اهمیت مخصوص به خود را در دامنه صفر و ۱ دارد. بنابراین شواهد فضایی خاص مربوط به کانی سازی که به صورت نقشه می باشند، می توانند با توجه به درجه اهمیت عضویت و میزان مطلوبیت برای کانی سازی در یک مجموعه فازی بر اساس نظر و تجربه کارشناسی ارزیابی شوند. میزان عضویت

¹ Defuzzification

معمولاً به وسیله یک معادله ریاضی نشان داده می‌شود؛ که ممکن است خطی یا غیرخطی باشد. در مدل‌سازی پتانسیل معدنی، میزان عضویت الگوهای شاهد مختلف (خصوصیات) در یک مجموعه فازی از شواهد مطلوب کانی‌سازی، در یک محل خاص (به عنوان مثال یک سلول واحد از منطقه مورد مطالعه)، بر اساس این جمله ارزیابی می‌شود که این محل برای جستجوی ذخیره معدنی مورد پی‌جویی چقدر امیدبخش و دارای اهمیت می‌باشد. بنابراین فازی‌سازی با کاربرد تابع عضویت $\mu_A(x)$ برای یک مجموعه از نقشه‌های دارای الگوهای مختلف از شواهد فضایی انجام می‌گیرد. تخمین و تعیین $\mu_A(x)$ می‌تواند به هر دو صورت داده محور و دانش محور صورت گیرد. در مدل‌سازی دانش محور پتانسیل معدنی انتخاب یا تعیین تابع عضویت فازی برای فازی‌سازی شواهد فضایی مربوط به کانی‌سازی باید بر اساس قضاوت در میزان همراهی فضایی بین الگوها و منظرهای زمین‌شناسی و ذخایر معدنی مورد پی‌جویی صورت گیرد. تابع عضویت لجستیکی بیان شده در رابطه (۳-۲) می‌تواند برای فازی‌سازی نقشه‌های شاهد چند کلاسه در روش دانش محور استفاده شود [Zimmermann, 1991, Porwal, 2006]:

$$\mu_{\tilde{A}_i}(x_{ij}) = \frac{1}{1 + e^{-a(cs_{ij}-b)}} \quad (3-2)$$

که در آن cs_{ij} امتیاز الگوی x_{ij} و x_{ij} نشان دهنده زمین الگو از i امین نقشه شاهد می‌باشد. cs_{ij} از رابطه (۴-۲) به دست می‌آید [Porwal et al., 2003c]:

$$CS_{ij} = w_i \times w_{ij} \quad (4-2)$$

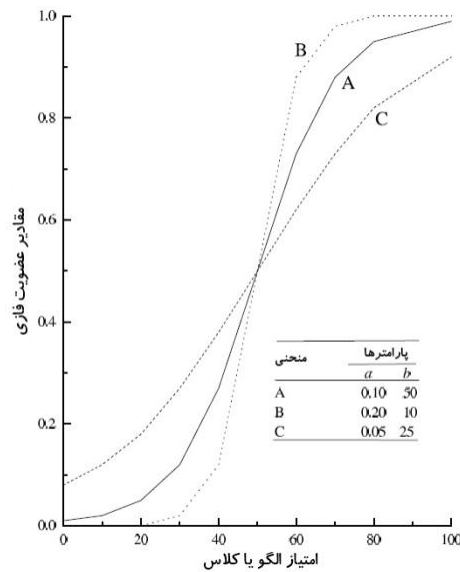
w_i وزن i امین نقشه پیش‌گو و w_{ij} وزن زمین الگوی شاهد (کلاس) از i امین نقشه پیش‌گو می‌باشد. در این حالت بر اساس قضاوت کارشناسی در دامنه بین صفر و ۱۰۰ به الگو (کلاس) های شاهد، وزن تخصیص می‌یابد. مطلوب‌ترین الگو دارای رتبه ۱۰۰ و به الگوهای دارای حداقل مطلوبیت امتیاز صفر تعلق می‌گیرد. برای نقشه‌های شاهد نیز عموماً به طور مشابهی بر اساس میزان برتری و اهمیت معیارهای اکتشافی نسبت به هم، وزن‌ها در دامنه بین ۱ تا ۱۰ تخصیص می‌یابد. a و b در رابطه

(۳-۲) پارامترهایی هستند که به ترتیب شیب و نقطه عطف تابع بوده و به طور تجربی انتخاب می-شوند [Porwal, 2006]. بنابراین این پارامترها شکل تابع و در نتیجه مقدار تابع عضویت فازی را تعیین می-کنند. برای مجموعه‌ای از داده‌های ساختگی a و b ، مقدار تابع عضویت فازی بر اساس تابع لجستیکی محاسبه شده و در جدول ۲-۲ نشان داده شده است.

جدول ۲-۲- مقادیر عضویت فازی و پارامترهای شیب (a) و نقطه عطف (b) [Porwal, 2006]

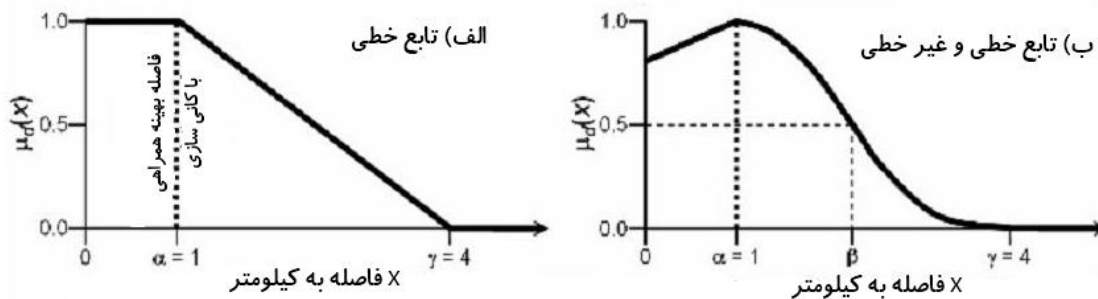
الگوی نقشه پیش‌گو (x_{ij})	امتیاز الگو CS_{ij}	مقدار عضویت فازی $\mu_A(x)$		
		a=0.1 b= 50	a=0.2 b=10	a=0.5 b=25
(x_{11})	0	0.01	0.00	0.08
(x_{12})	10	0.02	0.00	0.12
(x_{13})	20	0.05	0.00	0.18
(x_{14})	30	0.12	0.02	0.27
(x_{15})	40	0.27	0.12	0.38
(x_{16})	50	0.50	0.50	0.50
(x_{17})	60	0.73	0.88	0.62
(x_{18})	70	0.88	0.98	0.73
(x_{19})	80	0.95	1.00	0.82
(x_{10})	100	0.99	1.00	0.92

همان‌طور که از جدول ۲-۲ مشخص است، مقادیر عضویت با توجه به مقادیر a و b متغیر هستند. بنابراین در مواردی که امتیاز الگوها نزدیک هستند، باید در تعیین مقادیر a و b دقت شود؛ تا باعث افزایش یا کاهش کاذب مقادیر تابع عضویت فازی نشود. در شکل ۲-۲ نیز مقادیر جدول ۲-۲ جدول ۲- به صورت نمودار نشان داده شده است.



شکل ۲-۲- مقادیر عضویت فازی در برابر پارامترهای تابع لجستیکی [Porwal, 2006]

به عنوان مثال در شکل ۲-۳، تخصیص وزن‌های فازی به فواصل مختلف (بر حسب کیلومتر) از گسل، هم به صورت خطی و هم غیرخطی نشان داده شده است.



شکل ۲-۳- تخصیص وزن‌های فازی (الف) خطی و (ب) غیر خطی [Carranza, 2008]

در شکل ۲-۳، x فاصله از گسل (بر حسب کیلومتر) می‌باشد. در شکل ۲-۳ الف وزن‌ها می‌تواند به صورت رابطه ((۲-۵) تخصیص یابند [Carranza, 2008]:

$$\mu_a(x) = \begin{cases} 1 & \text{for } x < \alpha \\ \frac{(\gamma - x)}{(\gamma - \alpha)} & \text{for } \alpha \leq x \leq \gamma \\ 0 & \text{for } x > \gamma \end{cases} \quad (۵-۲)$$

در رابطه (۵-۲)، $\mu_d(x)$ یعنی درجه عضویت x برای ذخیره نوع d ، همچنین x فاصله به کیلومتر و پارامترهای α و γ به ترتیب فاصله بهینه و حداکثر فاصله دارای وزن در شکل ۳-۲ هستند؛ که بر اساس فاصله بهینه، همراهی فضایی معنی‌داری با ذخیره و در نظر گرفتن حداکثر فاصله‌ای که بعد از آن هیچ گونه مطلوبیت و ارزشی برای جستجوی ذخایر نوع هدف وجود ندارد، تعیین می‌شوند. پارامترهای α و γ در تابع فوق بر اساس قضاوت یا دانش کارشناس به طور دلخواه و هدف‌دار (بر حسب مورد) برای تعیین میزان همراهی فضایی بین ذخایر معدنی مورد پی‌جویی و الگوهای شاهد انتخاب می‌شوند. تابع عضویت فازی در شکل ۳-۲ الف و رابطه (۵-۲) خطی بوده و بنابراین کمی متناقض و متفاوت با شرایط طبیعی است؛ بنابراین می‌توان از رابطه (۶-۲) برای تعیین تابع عضویت فواصل مختلف به صورت غیرخطی همانند شکل ۳-۲ ب استفاده نمود [Carranza, 2008]:

$$\mu_d(x) = \begin{cases} [0.2(x - \min)/(\alpha - \min)] + 0.8 & \text{for } x < \alpha \\ 1 - [(x - \alpha)/(\gamma - \alpha)]^2 & \text{for } \alpha \leq x \leq \beta \\ [(x - \gamma)/(\gamma - \alpha)]^2 & \text{for } \beta \leq x \leq \gamma \\ 0 & \text{for } x > \gamma \end{cases} \quad (۶-۲)$$

همان‌طور که در شکل ۳-۲ ب، که با استفاده از رابطه (۶-۲) قابل بیان است، مشاهده می‌شود، این تابع هم دارای قسمت خطی (در شرط اول) و هم دارای قسمت غیرخطی (در سه شرط آخر رابطه (۶-۲)) می‌باشد. پارامترهای α ، β و γ در این حالت نیز مانند حالت خطی بر اساس نظر کارشناس و تجربی انتخاب می‌شوند. علاوه بر روش‌های فوق، روش دیگری که برای فازی‌سازی و تعیین مقدار عضویت فازی وجود دارد، یک روش داده محور خطی بوده که به صورت رابطه (۷-۲) بیان می‌شود [Bonham-Carter, 1994]:

$$\mu_{\tilde{A}_i}(x_{ij}) = \left\{ \begin{array}{ll} 0.01 & \text{if } C_{ij} = C_{min} \text{ } C_{min} < 0 \\ 0.5 - \frac{C_{ij}}{2 \times C_{min}} & \text{if } C_{min} \leq C_{ij} \leq 0 \\ 0.5 + \frac{C_{ij}}{2 \times C_{max}} & \text{if } 0 \leq C_{ij} \leq C_{max} \end{array} \right\} \quad (7-2)$$

در رابطه (7-2)، مقدار تابع عضویت فازی برای الگوی i از نقشه شاهد i می‌باشد. C_{ij} مقدار تباین¹ برای x_{ij} (زامین الگو از i امین نقشه شاهد) و C_{min} و C_{max} به ترتیب حداقل و حداکثر در مجموعه داده‌ها می‌باشد. C_{ij} با توجه به رابطه (8-2) تعیین می‌شود [Bonham-Carter, 1994]:

$$C_{ij} = W_{ij}^+ - W_{ij}^- \quad (8-2)$$

W^+ وزنی است که معرف حضور و همراهی مثبت نقاط مورد نظر با هر کلاس خاص و W^- معرف عدم حضور یا همراهی منفی مکانی نقاط مورد نظر با آن کلاس خاص است. تفاضل این دو وزن، که تباین خوانده می‌شود، معرف وضعیت کلی همراهی یا عدم همراهی نقاط مورد نظر با الگوهای مختلف از نقشه شاهد می‌باشد. وزن‌های W_{ij}^+ و W_{ij}^- بر اساس روابط (9-2) و (10-2) محاسبه می‌شوند:

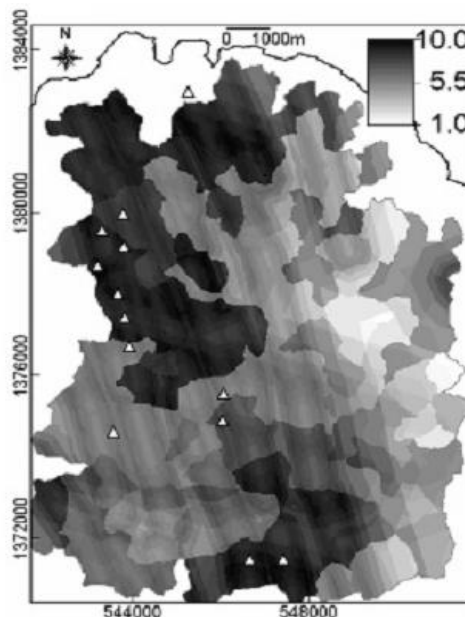
$$W_{ij}^+ = \log_e \frac{P(x_{ij}|D)}{P(x_{ij}|\bar{D})} \quad (9-2)$$

$$W_{ij}^- = \log_e \frac{P(\bar{x}_{ij}|D)}{P(\bar{x}_{ij}|\bar{D})} \quad (10-2)$$

x_{ij} و \bar{x}_{ij} به ترتیب معرف حضور و عدم حضور الگوی شاهد (زامین الگو از i امین نقشه شاهد) و D و \bar{D} به ترتیب معرف حضور و عدم حضور یک ذخیره مورد هدف است. P نیز نشان‌دهنده احتمال شرطی است. دو رابطه اخیر همراهی فضایی بین مجموعه شواهد را با یک نوع ذخیره مورد پی‌جویی، کمی می‌کنند. این دو وزن برای هر الگوی شاهد (x_{ij}) محاسبه می‌شوند. اگر مقدار تباین بر مقدار انحراف معیار آن تقسیم شود پارامتری تحت عنوان $S(c)$ به دست می‌آید، که معرف میزان عدم قطعیت تباین بوده و می‌تواند در رابطه (7-2) به جای تباین، برای تعیین مقدار عضویت فازی یک

¹ Contrast

الگوی شاهد استفاده شود. به هر حال بعد از تخصیص وزن به تمام الگوهای (کلاس‌های مختلف) نقشه‌های شاهد باید کلیه نقشه‌ها با هم تلفیق شوند. در این خصوص پنج عملگر فازی شامل AND فازی، OR فازی، حاصل ضرب جبری، حاصل جمع جبری و گاما (γ) وجود دارند. انتخاب نوع عملگر فازی، برای استفاده در تلفیق مجموعه‌های فازی از شواهد فضایی، با در نظر گرفتن این که کدام یک از آن‌ها یا کدام ترکیب از آن‌ها می‌تواند وابستگی بین مجموعه الگوهای شاهد را با کانی‌سازی به تصویر بکشد، صورت می‌گیرد. همچنین این انتخاب باید با مدل مفهومی تعیین شده برای مدل‌سازی سازگاری داشته باشد. در شکل ۲-۴ یک نمونه از خروجی مدل پتانسیل معدنی توسط کاربرد منطق فازی نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، کلیه مناطق، با ارزش حداقل صفر تا حداکثر ۱ به طور تدریجی مشخص شده‌اند.



شکل ۲-۴- نمونه یک مدل پتانسیل معدنی با استفاده از منطق فازی [Carranza, 2008]

در دسترس بودن عملگرهای فازی مختلف و همچنین امکان استفاده مرحله‌ای از عملگرها به صورت شبکه‌ای، مزیت مدل‌سازی به روش منطق فازی در مقایسه با مدل‌سازی به روش هم‌پوشانی شاخص دوتایی و چند کلاسه می‌باشد. اگرچه تخصیص وزن در منطق فازی به همان اندازه تخصیص وزن در هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه به صورت تجربی است، اما مزیت روش منطق فازی در مقایسه

با روش منطق بولی در نحوه نمایش شواهد فضایی و تخصیص وزن می‌باشد. ضعف روش مدل‌سازی منطق فازی نسبت به روش مدل‌سازی هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه، در نظر گرفتن وزن برابر برای نقشه‌های شاهد مختلف است. البته در مواردی معدود نظیر روابط (۲-۳) و (۲-۴) سعی در حل این مشکل شده است؛ اما هنوز روش قابل قبولی قطعی ارائه نشده است. ضعف عمده تمام روش‌های فوق عدم در نظر گرفتن و دخالت دادن مستقیم میزان عدم قطعیت شواهد فضایی است. به عنوان مثال در منطق فازی هیچ روش واحد و صحیحی برای تخصیص وزن‌های فازی به محل‌هایی از ناحیه مورد مطالعه که داده کافی در مورد آن‌ها وجود ندارد (مثلاً در ژئوشیمی اکتشافی ممکن است از یک قسمت نمونه کافی برداشت نشود)، ارائه شده است. البته در بسیاری از مطالعات اکتشافی به این محل‌ها وزن بسیار پایین یا برابر صفر داده می‌شود؛ که می‌تواند نتایج غیر واقعی تولید کند [Carranza, 2008].

۲-۲-۲-۲- ه- انواع عملگرهای فازی مورد استفاده در تلفیق

لایه‌های تولید شده اکتشافی در GIS در بخش تئوری فازی در نقش مجموعه‌های فازی ظاهر شده و توسط عملگرهای فازی با یکدیگر ترکیب می‌گردند. با در دست داشتن دو یا چند نقشه با توابع عضویت فازی، عملگرهای متنوعی را می‌توان برای ترکیب نمودن مقادیر عضویت بکار گرفت. شبکه استنتاج فازی با استفاده از عملگرهایی مانند "و"، "یا"، ضرب جبری، جمع جبری، ترکیب ضرب و جمع، عملگر منطقی گامای فازی و روش میانگین وزنی مرتب شده فازی ایجاد می‌شود [An et al., 1991]. پنج عملگری که برای ترکیب مجموعه داده‌های اکتشافی سودمند می‌باشند صحبت کرده است. به شرح آتی می‌باشند [Pan and Harris, 2000] و [ابونهام-کارتر، ۱۳۷۹]:

عملگر فازی AND

این عملگر از رابطه (۱۱-۲) برای انجام عمل تلفیق استفاده می‌نماید:

$$\mu_{Combine} = \text{Min}(\mu_A, \mu_B, \mu_C, \dots) \quad (11-2)$$

در این رابطه μ_A ، μ_B ، μ_C به ترتیب عبارتند از مقادیر عضویت فازی برای نقشه‌های A، B، C و ... در یک موقعیت به خصوص از هر نقشه. واضح است که تأثیر این قانون منجر به تولید نقشه خروجی با کوچک‌ترین مقدار عضویت فازی در هر موقعیت می‌گردد. به عبارتی دیگر استفاده از این عملگر با تمایل به ایجاد مقادیر کوچک، به پدید آمدن تخمینی محافظه کارانه کمک خواهد نمود. عملگر فازی AND در شرایطی که باید دو یا چند قسمت از مدارک یا شواهد برای اثبات فرضیه‌ای با هم وجود داشته باشند، کارایی داشته و مورد استفاده قرار می‌گیرد [بونهام-کارتز، ۱۳۷۹].

عملگر فازی OR

عملگر فازی OR به صورت رابطه (۱۲-۲) تعریف می‌شود:

$$\mu_{Combine} = \text{Max}(\mu_A, \mu_B, \mu_C, \dots) \quad (12-2)$$

در نتیجه استفاده از این عملگر، مقادیر عضویت خروجی توسط مقدارهای حداکثر عضویت فازی نقشه‌ها در هر موقعیت کنترل می‌شوند. با استفاده از این عملگر مقدار عضویت ترکیب شده در هر محل تنها با مناسب‌ترین نقشه‌های نشانگر محدود می‌شوند. در برخی موارد عملگر ترکیبی فازی OR می‌تواند برای تهیه نقشه‌های پتانسیل معدنی مورد استفاده قرار گیرد؛ یعنی در جاهایی که شاخص‌های مورد نظر کانی‌زایی کمیاب بوده و حضور هر نشانگر مثبت می‌تواند برای اظهار مطلوبیت مفید و کافی باشد [بونهام-کارتز، ۱۳۷۹].

ضرب جبری فازی

نتیجه عمل تلفیق به وسیله دو عملگر AND و OR تنها متأثر از یکی از نقشه‌های مورد استفاده برای انجام عمل تلفیق می‌باشد؛ درحالی‌که عملگرهایی که در ادامه معرفی خواهند شد، اثرات کلیه شواهد به کار رفته برای تلفیق را در نظر گرفته و نقشه خروجی مختلط تولید می‌نمایند. حاصل ضرب جبری فازی به صورت رابطه (۱۳-۲) تعریف می‌شود:

$$\mu_{Combine} = \prod_{i=1}^n \mu_i \quad (13-2)$$

در این رابطه μ_i تابع عضویت فازی برای i امین نقشه و $i = 1, 2, 3, \dots, n$ تعداد نقشه‌هایی است که باید با یکدیگر ترکیب شوند. مقدارهای عضویت فازی ترکیب شده با این عملگر به سمت مقادیر بسیار کوچک میل نموده و خروجی همواره کوچک‌تر یا مساوی کوچک‌ترین مقدار عضویت خواهد بود. پس می‌توان گفت عملگر مذکور از اثری کاهشی برخوردار است [بونهام-کارتر، ۱۳۷۹].

جمع جبری فازی

این عملگر مکمل حاصل ضرب جبری فازی بوده و به صورت رابطه (۱۴-۲) تعریف می‌شود:

$$\mu_{Combine} = 1 - \prod_{i=1}^n (1 - \mu_i) \quad (14-2)$$

بر خلاف حاصل ضرب جبری فازی که از اثری کاهشی برخوردار است، این عملگر دارای اثر افزایشی بوده و نتیجه آن همیشه بزرگ‌تر یا مساوی بزرگ‌ترین مقدار عضویت فازی خواهد بود. بدین ترتیب که دو قسمت از شواهد که هر دو تأیید کننده فرضیه واحدی می‌باشند، یکدیگر را تقویت می‌نمایند. باید توجه داشت که گرچه حاصل ضرب جبری فازی واقعاً عمل ضرب جبری است، ولی در مقابل جمع جبری فازی یک جمع جبری نخواهد بود [بونهام-کارتر، ۱۳۷۹].

عملگر گاما

عملگر گاما بر حسب دو عملگر ضرب و جمع جبری فازی بوده و به صورت رابطه (۲-۱۵) تعریف

می‌شود:

$$\mu_{Combine} = \left(\prod_{i=1}^n \mu_i^{1-\gamma} \right) \times \left(1 - \prod_{i=1}^n (1 - \mu_i)^\gamma \right) \quad (2-15)$$

در عبارت مذکور، γ پارامتری در محدوده (۰, ۱) است. در صورتی که مقدار γ برابر یک انتخاب گردد، نتیجه ترکیب، همان جمع جبری فازی و در صورتی که صفر باشد، حاصل ضرب جبری فازی خواهد بود. بی‌شک انتخاب صحیح و آگاهانه γ مقادیری در خروجی به وجود خواهند آورد که یک سازگاری قابل انعطاف بین گرایش‌های افزایشی جمع جبری فازی و اثرات کاهش‌ی حاصل ضرب جبری فازی ایجاد گردد. ظاهراً اثرات افزایشی مقادیر بزرگ γ ، تصمیم‌گیری ذهنی مهندسان اکتشافی را به بهترین وجه ممکن منعکس می‌نمایند [بونهام-کارتر، ۱۳۷۹].

۲-۲-۲-۲- تعیین اعتبار مدل‌های پتانسیل معدنی دانش محور

ماهیت هر یک از روش‌های تولید الگوهای پیش‌گو و تلفیق نقشه‌های شاهد این است که دارای خطاهای سیستماتیک مربوط به خود هستند. علاوه بر این فعل و انفعالات و تأثیر متقابل فرآیندهای زمین‌شناسی پیچیده و انواع عدم قطعیت‌های همراه با اکتشاف مواد معدنی و نیز حضور خطاهای پارامتری وابسته به داده‌ها، از عوامل تأثیرگذار بر مدل‌سازی پتانسیل معدنی می‌باشند. چنین خطاهایی نهایتاً در مدل نهایی پتانسیل نمود بیشتری پیدا خواهد کرد؛ بنابراین اندازه‌گیری و سنجش اعتبار مدل‌ها، انتخاب بهترین مدل‌های پیش‌گویی پتانسیل معدنی می‌باشد.

در صورتی که در یک منطقه تعدادی اندیس شناخته شده وجود داشته باشد؛ اما تعداد آن‌ها برای مدل‌سازی داده محور کافی نباشد، از روش‌های دانش محور برای مدل‌سازی استفاده می‌شود. در این صورت می‌توان با تولید حداقل دو مدل پیش‌بینی پتانسیل معدنی و سپس انتخاب یکی از آن‌ها که

ارزش پیش‌گویی بیش‌تری را در محل ذخایر شناخته‌شده هم نوع ذخایر مورد پی‌جویی تولید نموده، کیفیت مدل نهایی را بهبود داد. در واقع بهترین مدل پتانسیل معدنی، عموماً مدلی است که بیشترین تعداد از سلول‌های دارای احتمال بالای کانی‌سازی را در محل ذخایر معدنی شناخته شده دارد. در صورتی که هیچ اندیس شناخته شده‌ای در منطقه مورد مطالعه وجود نداشته باشد، تنها راه سنجش و ارزیابی مدل، کنترل مناطق دارای اولویت بالا از طریق اجرای عملیات صحرایی است. در این حالت، انتخاب و طراحی بهینه مسیرهای پیمایش بسیار حائز اهمیت است و باید با توجه به موقعیت مناطق هدف و امیدبخش تولید شده و همچنین مقایسه با نقشه توپوگرافی، مسیرهای پیمایش به گونه‌ای طراحی گردد که سطح بیشتری از نواحی در اولویت‌دار، تحت پوشش کنترل و بازدید قرار گیرد [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

۲-۳- دورسنجی

دورسنجی یا سنجش از دور، دانشی است که با اندازه‌گیری اشعه الکترومغناطیس حاصل از انعکاس نور خورشید از یک شی و با مشاهده آن از فاصله دور و بدون تماس فیزیکی با آن، می‌تواند اطلاعات ارزنده‌ای را ارائه نماید. با استفاده از این اطلاعات و با تجزیه و تحلیل آن‌ها، می‌توان نتایج مفیدی را از آن شی استخراج نمود. امروزه از روش‌های سنجش از دور استفاده‌های زیادی می‌شود؛ که یکی از کاربردهای مهم آن در اکتشاف مواد معدنی می‌باشد. روش‌های سنجش از دور امکان شناسایی و اکتشاف مقدماتی یک محدوده وسیع را با دقت، سرعت و هزینه کم میسر می‌سازند [Legge, 1997]. دورسنجی اکتشافی روشی توانا برای پی‌جویی کانسارهای فلزی در نواحی وسیع و کمتر شناخته شده می‌باشد. در این راستا بارزسازی زون‌های دگرسانی هیدروترمال یکی از اهداف کاربرد دورسنجی است. این داده‌ها باعث در اختیار گذاشتن اطلاعاتی می‌شود که ما را در رسیدن به یک سیستم اطلاعات جغرافیایی کمک می‌کند. تصاویر سنجش از دور دارای مزیت‌های قابل توجهی هستند:

داشتن دید وسیع جهت مطالعه پدیده‌های بزرگ مقیاس

تکرار زمانی و قدرت تفکیک زمینی متنوع و متناسب با اهداف مطالعاتی مورد نظر

توانایی تصویربرداری از مناطق و نواحی صعب‌العبور [لگ، ۱۳۸۲].

۲-۳-۱- طیف‌های جذب و انعکاس کانی‌ها و سنگ‌ها و کاربرد آن‌ها در اکتشاف کانسارها

امواج الکترومغناطیس هنگام برخورد با سطح زمین بر اساس نوع سنگ، خاک و یا پوشش گیاهی، طول موج‌های خاصی را جذب می‌کنند و طول موج‌های دیگری را منعکس می‌کنند. از آنجایی که سنگ‌ها از کانی‌های متفاوت تشکیل شده‌اند و خاصیت جذب و انعکاس کانی‌ها با یکدیگر متفاوت است، بنابراین با پردازش داده‌های ماهواره‌ای می‌توان سنگ‌ها و برخی از کانی‌های آن‌ها را تشخیص داد [کریم‌پور، ۱۳۸۴].

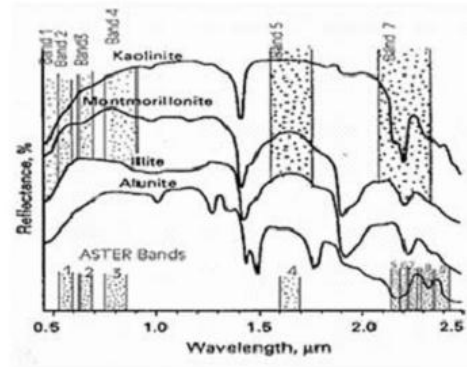
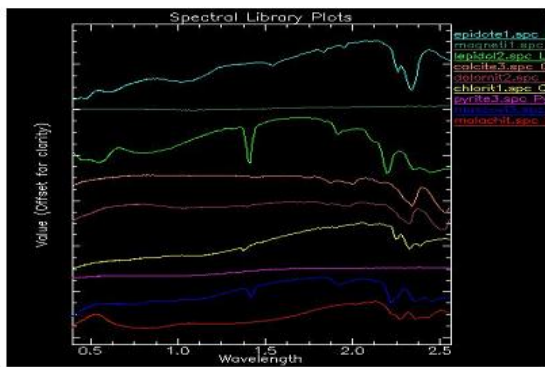
در مرحله شناسائی ذخایر معدنی عمدتاً داده‌های سنجنده TM و ETM^+ (که به ترتیب از ماهواره‌های لندست ۵ و ۷ به دست آمده‌اند) ماهواره لندست و داده‌های سنجنده ASTER ماهواره ترا^۱ برای محدود کردن منطقه مورد مطالعه و تعیین مناطق امیدبخش برای پی‌جویی زمینی مورد استفاده قرار می‌گیرند. داده‌های ماهواره‌ای برای مطالعات اولیه با توجه به مزایایی چون سرعت عملیات، دقت قابل قبول و هزینه اندک، مورد توجه زیادی است. با پردازش و تفسیر داده‌های ماهواره-ای می‌توان به مشخص نمودن ساختارهای خطی و حلقوی واحد لیتولوژیکی و همچنین تفکیک مناطق دگرسان مختلف که از کنترل‌کننده‌های کانی‌سازی در بسیاری از مواد معدنی می‌باشند، اقدام نمود

[Sabin, 1999]. اساس تمامی تصاویر ماهواره‌ای بر موج الکترومغناطیسی بازتابیده از اجسام و رفتار

طیفی مواد مختلف می‌باشد. در شکل ۲-۵ رفتار طیفی برخی از کانی‌های مهم در اکتشاف کانسارهای

فلزی و محدوده ثبت تصاویر سنجنده ETM^+ نشان داده شده است.

¹ Terra



شکل ۲-۵- رفتار طیفی برخی کانی‌های مهم در اکتشاف کانسارها

۲-۳-۲- روش نسبت‌گیری طیفی

نتیجه تقسیم مقادیر درجه روشنایی یک باند طیفی به باند طیفی قابل انطباق دیگر را تصاویر نسبت‌گیری طیفی می‌گویند. نسبت‌گیری طیفی برای متمایز ساختن تغییراتی که توسط تغییرات روشنایی در تک باندها ممکن نیست، به کار می‌رود. علت این که با این عمل بسیاری از پدیده‌هایی که در حالت تک باندی قابل تفکیک نیستند، می‌توان متمایز ساخت این است که نسبت‌گیری، تغییرات شیب منحنی بازتاب‌های طیفی بین دو باند را به تصویر می‌کشد. این روش برای آشکارسازی پدیده‌ها مفید بوده و برای کاهش اثر زاویه تابش خورشید و پستی و بلندی مؤثر است [علوی‌پناه، ۱۳۸۲].

۲-۳-۳- استفاده از تصاویر رنگی کاذب (RGB)

از ترکیب سه باند مختلف و اختصاص رنگ‌هایی از سه رنگ اصلی قرمز، سبز و آبی (RGB) به هر باند، تصویر رنگی ساخته می‌شود. اگر تصاویر رنگی کاذب به طور صحیح و مناسب تهیه شده و هیستوگرام باندهای استفاده شده تشابه ظاهری داشته باشند، تصویر حاصله خوش ترکیب و قابلیت تفسیر بالایی خواهند داشت. هدف از انتخاب باندهای مناسب برای ساخت تصاویر رنگی، به حداقل رسانیدن داده‌های کم ارزش و استفاده حداکثر از اطلاعات مفید است.

ترکیب باندهای مختلف، تصاویری می‌سازد که ممکن است هر ترکیب باندی دارای توانایی خاص

برای مطالعه و جداسازی پدیده خاصی باشد [علوی‌پناه، ۱۳۸۲].

۲-۳-۴- روش تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA^۱)

روش تجزیه مؤلفه‌های اصلی در تفسیر داده‌های رقومی سنجش از دور از اهمیت زیادی برخوردار است. از این روش به منظور شناخت باندهایی که دارای اطلاعات بیشتر بوده و حداکثر واریانس تغییرات را پوشش می‌دهند، استفاده می‌شود. تشابه و ارتباط بین باندها، باعث به وجود آمدن یک سری اطلاعات اضافی می‌شود. اگر این داده‌های اضافی کاهش یابند، مقدار داده‌هایی که برای توصیف تصاویر چند طیفی نیاز است، به صورت فشرده در می‌آیند [Sabin, 2007].

در این روش تنها به اطلاعات مقدماتی درباره خواص طیفی کانی‌ها و پوشش گیاهی نیاز است و مبتنی بر توانایی تبدیل مؤلفه اصلی در به نقشه در آوردن جزئیات واریانس داده‌ها در مؤلفه‌های متوالی است. روش کروستا بر اساس ۶ باند لندست و همچنین ۴ باند انتخاب شده بر اساس ویژگی‌های طیفی کانی‌های دگرسان شده و پوشش گیاهی، استوار است [Crosta and Moore, 1989].

۲-۳-۵- روش کروستا^۲ بر روی چهار باند (۱،۳،۵،۷)

این روش یک روش سریع، نیرومند، قابل اطمینان، بدون نیاز به تصحیحات اتمسفریک و دانش تفصیلی در مورد خصوصیات طیفی اهداف خاص است؛ که می‌تواند برای نگاشت کانی‌های آلتراسیون در تصاویر سنجنده TM و ASTER به کار برده شود. در این روش باندهایی که حاوی اطلاعات مورد نظر می‌باشند، انتخاب گردیده، سپس آنالیز مؤلفه اصلی بر روی آن صورت می‌پذیرد. بر اساس مقادیر و علامت بردارهای ویژه می‌توان دریافت که کدام مؤلفه اصلی حاوی اطلاعات مرتبط با اثرات طیفی اهداف خاص است. تصاویر مؤلفه‌های اصلی مناسب می‌توانند اهداف مورد نظر را به صورت پیکسل‌های روشن یا تیره مشخص کنند [Ameria, 2007, Ranjbar et al., 2004].

¹ Principle component analysis

² Crosta

فصل سوم

روش مغناطیس سنجی

۳-۱- جایگاه روش مغناطیس‌سنجی در اکتشاف ذخایر معدنی

کاوش‌های مغناطیسی از قدیمی‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی اکتشافی است که سال‌هاست در پی-جویی نفت و کانی‌های اقتصادی (از جمله آهن) مورد استفاده قرار می‌گیرد. اکتشاف مغناطیسی برای کانی‌های اقتصادی کلاً برای یکی از سه هدف زیر صورت می‌گیرد [کلاگری، ۱۳۷۱].

- جستجوی مستقیم برای کشف کانی مگنتیت.

- استفاده از مگنتیت به عنوان کانی ردیاب برای اکتشاف دیگر کانی‌های مغناطیسی

- تعیین عمق، اندازه و یا شکل زون‌های کانی‌سازی که از آن‌ها هیچ‌گونه آثار سطحی وجود ندارد.

میدان مغناطیس زمین از زمان گیلبرت تقریباً به طور پیوسته مورد مطالعه بوده است. اما اولین بار وان ورد^۱، از تغییرات میدان برای تعیین محل رسوبات کانسارهای مغناطیسی استفاده کرد. پس از آن تقاضای روز افزون بازار برای فلزات و افزایش بی‌سابقه استفاده از نفت، گاز و مشتقات آن‌ها در ابتدای قرن بیستم منجر به توسعه بسیاری از روش‌های ژئوفیزیکی شد. امروزه بیشتر مطالعات مغناطیسی توسط هواپیما (برداشت هوابرد) انجام می‌گیرد.

تقریباً ۹۰ درصد آهن تولیدی جهان از ذخایر رسوبی تأمین می‌شوند. ۱۰ درصد مابقی در ارتباط با سنگ‌های آذرین مافیک، اولترامافیک و یا اسکارن‌ها می‌باشند. نسبت مگنتیت به هماتیت کانسنگ‌های آهن موجود در سنگ‌های آذرین بیشتر از انواع دیگر سنگ‌هاست؛ در نتیجه به راحتی توسط روش‌های مغناطیس‌سنجی قابل اکتشاف می‌باشند. ذخایر هماتیتی غیر مغناطیسی می‌باشند؛ ولی اغلب آن‌ها از نظر ژنتیکی در رابطه با مگنتیت می‌باشند؛ از این نظر این نوع ذخایر را می‌توان به طور غیر مستقیم توسط روش مغناطیس‌سنجی مورد پی‌جویی قرار داد [Dobrin and Savit, 1988].

¹ Won Wrede

۲-۳- سابقه مطالعات انجام شده در زمینه به کارگیری روش‌های گرانی و مغناطیس‌سنجی

در اکتشاف ذخایر معدنی

کاربرد روش گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی در اکتشافات توسط محققین زیادی گزارش شده است. در این کارهای تحقیقاتی، روش‌های مختلفی برای پردازش و تفسیر کمی و کیفی داده‌های میدان پتانسیل آمده است. از آن جایی که در اکتشافات ذخایر معدنی، آنومالی‌های باقی مانده از اهمیت بیشتری برخوردار هستند؛ لذا حذف اثرات ناحیه‌ای از داده‌های میدان پتانسیل و مساله ایزوله نمودن آنومالی‌ها از مسائل مهم در تفسیر بوده و قبل از این که آنومالی‌های ژئوفیزیکی به آنومالی‌های زمین‌شناسی تفسیر گردند، بایستی در مرحله تفکیک، آنومالی‌ها به درستی جداسازی شده باشند؛ که کارهای زیادی توسط محققین در راستای حل این مساله انجام شده است [آگاه، ۱۳۸۳].

۳-۳- اصول و مبانی روش مغناطیس‌سنجی

برای درک بهتر اثرات مغناطیسی مربوط به مواد زمین لازم است اطلاعاتی راجع به اصول مغناطیس داشته باشیم. با توجه به این موضوع در ابتدا درباره مفاهیم اولیه فیزیکی که اساس اکتشاف مغناطیسی است، بحث می‌شود:

۳-۳-۱- قطب‌های مغناطیسی

اگر مقداری براده آهن روی یک صفحه کاغذ پاشیده شود و سپس زیر آن یک آهنربای میله‌ای قرار گیرد، براده‌های آهن بلافاصله خود را در امتداد خطوطی قرار می‌دهند، به این خطوط، خطوط نیرو گویند. هر یک از این خطوط منحنی شکل از یک نقطه از انتهای میله آهنربا (یک قطب) شروع و به انتهای دیگر میله آهنربا (قطب دیگر) ختم می‌شود. در این حالت هر یک از ذرات آهن به یک آهنربا تبدیل شده و خود را در امتداد میدان مغناطیسی آهنربا قرار می‌دهند. قطب‌ها همیشه به

صورت جفت وجود دارند اما در صورتی که طول آهنربا بی‌نهایت باشد می‌توان هر کدام از قطب‌ها را به عنوان قطب مجزا در نظر گرفت [Dobrin and Savit, 1988].

۳-۳-۲- نیروی مغناطیسی

اگر دو قطب با قدرت‌های P_0 و P و با فاصله r از یکدیگر قرار گیرند؛ نیروی F بین آن‌ها برقرار خواهد بود.

$$F = \frac{1 P_0 P}{\mu r^2} \quad (۱-۳)$$

ثابت μ ، به عنوان قابلیت نفوذپذیری یا تراوایی مغناطیسی شناخته می‌شود؛ که مقدار آن به خواص مغناطیسی محیطی که قطب‌ها در آن قرار دارند بستگی دارد. واحد قدرت قطب همان قدرت مغناطیسی قطبی است که در فاصله یک سانتی‌متری از قطب مشابه خود در خلأ نیرویی معادل یک دین بر آن وارد نماید. اگر قطب‌ها از یک نوع باشند، نیرو به صورت دافعه، ولی اگر از نوع متفاوت باشند، نیروی حاصل جاذبه‌ای است [Dobrin and Savit, 1988].

۳-۳-۳- میدان مغناطیسی

قدرت میدان مغناطیسی در یک نقطه به عنوان مقدار نیروی مغناطیسی وارده بر واحد قدرت قطب می‌باشد.

$$F = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{r^2 \mu} \quad (۲-۳)$$

میدان مغناطیسی، تعداد خطوط نیرویی است که از واحد سطح عمود بر میدان می‌گذرد. واحد شدت میدان در سیستم C.G.S. اورستد و در سیستم SI تسلا است و هر تسلا برابر با $۱۰^۴$ اورستد می‌باشد [Telford et al., 1990].

۳-۳-۴- گشتاور مغناطیسی

از آنجایی که قطب مغناطیسی منفرد وجود ندارد، آهنرباهای واقعی به صورت یک دو قطبی مغناطیسی در نظر گرفته می‌شوند. یک دو قطبی شامل قدرت قطب‌های یکسان P ولی مخالف هم را در نظر بگیرید، اگر قطب‌ها به اندازه L از هم فاصله داشته باشند؛ طبق تعریف حاصل ضرب P.L را گشتاور مغناطیسی (M) دو قطبی می‌نامند. گشتاور مغناطیسی در راستای خطی است که دو قطب را به هم وصل می‌نماید و به طور قراردادی به سمت قطب شمال یاب (+) می‌باشد [Dobrin and Savit, 1988].

۳-۳-۵- میدان مغناطیسی زمین و عوامل ایجاد کننده آنومالی‌های مغناطیسی

میدان مغناطیسی زمین از دیدگاه اکتشافات ژئوفیزیکی از سه قسمت تشکیل شده است: میدان اصلی (داخلی)، میدان خارجی و میدان آنومالی.

میدان اصلی با زمان ثابت نیست اما به آرامی تغییر می‌کند و منشأ آن داخلی است. علی‌رغم پیچیدگی شکل میدان و تغییرات آن با زمان، می‌توان آن را به طور ریاضی شرح داد. نیروی میدان مغناطیسی در هر نقطه از زمین را می‌توان مانند شکل ۳-۱ به مؤلفه‌های اصلی تجزیه کرد.

اگر F راستای میدان مغناطیسی کلی زمین در نقطه‌ای از زمین فرض شود، زاویه بین این راستا با شمال مغناطیسی را زاویه میل^۱ (I) و زاویه شمال مغناطیسی در آن نقطه با شمال جغرافیایی را زاویه انحراف^۲ (D) گویند. بر طبق این زوایا میدان (F) را می‌توان به مؤلفه قائم و مؤلفه‌های افقی X و Y تجزیه کرد [کریم‌پور، ۱۳۸۴].

$$F^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \quad (3-3)$$

$$\tan I = \frac{Z}{H} \quad (4-3)$$

$$Z = F \sin I \quad (5-3)$$

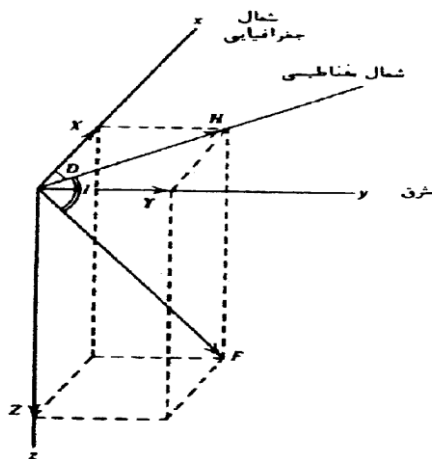
¹ Inclination

² Declination

$$H = F \cos I \quad (6-3)$$

$$X = H \cos D \quad \text{tg} D = \frac{Y}{D} \quad (7-3)$$

$$Y = H \sin D \quad (8-3)$$



شکل ۳-۱- مؤلفه‌های تشکیل دهنده میدان مغناطیسی زمین [کریم‌پور، ۱۳۸۴]

۳-۳-۶- القا مغناطیسی

قطب‌های مغناطیسی القا شده در یک جسم مغناطیسی توسط یک میدان خارجی (H) سبب ایجاد یک میدان ثانویه در جسم شده که مقدار آن متناسب با پلاریزاسیون القایی بوده و رابطه زیر نیز بین آن‌ها برقرار است [کلاگری، ۱۳۷۱].

$$H' = 4\pi I \quad (9-3)$$

H' : شدت میدان ثانویه

I : پلاریزاسیون القایی

چگالی خطوط مغناطیسی موجود در داخل جسم مغناطیسی را القاء مغناطیسی می‌نامند. مقدار

مغناطیسی برابر است با جمع شدت میدان‌های H و H' یعنی:

$$B = H + H' = H + 4\pi I = H + 4\pi K H = (1 + 4\pi K) H \quad 10-3$$

B: القا مغناطیسی و عبارت $(1 + 4\pi K)$ را با μ نشان داده و همان طور که قبلاً گفتیم، آن را نفوذپذیری یا تراوایی مغناطیسی می‌گویند. از این رو داریم:

$$B = \mu H \quad (11-3)$$

مقدار μ به خواص مغناطیسی محیطی که قطبین در آن واقع شده‌اند بستگی دارد [Dobrin and Savit, 1988].

۳-۷-۳- مغناطیس سنگ‌ها و کانی‌ها

منبع ناهنجاری‌های مغناطیسی در زمین کانی‌های فرومغناطیس هستند. وجود این کانی‌ها در سنگ‌های مختلف پوسته تولید ناهنجاری مغناطیس کرده که هدف برداشت مغناطیس‌سنجی است. کانی‌ها از نظر داشتن خاصیت مغناطیسی به سه دسته تقسیم می‌شوند:

۳-۷-۳- الف- کانی‌های فرومغناطیس

شدت این کانی‌ها (برای نمونه آهن) میلیون‌ها بار بیشتر از کانی‌های پارامغناطیس است. این دسته به محض قرار گرفتن در یک میدان مغناطیسی حتی با شدت ضعیف، خواص آهنربایی زیادی به خود می‌گیرند. با حذف میدان مغناطیسی خارجی این مواد حداقل قسمتی از این خواص آهنربایی ایجاد شده را حفظ می‌کنند. علاوه بر این ضریب نفوذ مغناطیسی (μ) آن‌ها بزرگ‌تر از یک است. از مهم‌ترین کانی‌هایی که دارای چنین خاصیتی هستند می‌توان به مگنتیت، ایلمنیت، تیتانومگنتیت اشاره نمود. در این اجسام ضریب مغناطیس شدن مثبت است؛ یعنی در نقاطی که خطوط نیروی مغناطیسی از آن خارج می‌شوند، قطب‌های مغناطیسی مثبت ظاهر می‌شود. ذکر این نکته ضروری است که تمام اجسام فرومغناطیس در درجه حرارتی بیش از درجه کوری^۱ به اجسام پارامغناطیس

^۱ در مواد فرو مغناطیس دمایی است که بالاتر از آن دما، نیروهای مولکولی مغناطیسی اجسام فرو مغناطیس از بین می‌رود.

تبدیل می‌شوند؛ یعنی قسمت عمده خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهند [Telford et al., 1990].

۳-۷-ب- کانی‌های پارامغناطیس

این دسته از کانی‌ها حاوی اوربیتال‌های نیمه پر است؛ که گشتاورهای آن در امتدادهای متفاوت قرار گرفته‌اند. در نتیجه اثر مغناطیسی آن‌ها تقریباً خنثی است و ظاهراً هیچ خاصیت مغناطیسی از خود نشان نمی‌دهند. ولی اگر این کانی‌ها تحت تاثیر میدان مغناطیسی خارجی قرار گیرند؛ متناسب با شدت میدان خارجی، بعضی از گشتاورها خود را در جهت گشتاور میدان خارجی قرار می‌دهند و سبب پیدایش گشتاور مغناطیس القایی در کانی خواهند شد. کانی‌های پارامغناطیس به طور ضعیفی جذب میدان خارجی می‌شوند. هرچه شدت میدان خارجی بیشتر باشد، شدت میدان مغناطیسی القایی پارامغناطیس بیشتر خواهد بود [Dobrin and Savit, 1988].

۳-۷-ج- کانی‌های دیامغناطیس

تعداد این کانی‌ها بسیار زیاد است. این دسته دارای ضریب تراوایی مغناطیسی منفی هستند و مقدار این ضریب در آن‌ها کمتر از واحد است. همه اتم‌ها گشتاور مغناطیسی دارند؛ که در نتیجه حرکت چرخشی الکترون اطراف هسته و چرخش الکترون‌ها به وجود می‌آید. در واقع کانی‌هایی که اتم‌ها و یون‌های آن‌ها فاقد اوربیتال‌های نیمه پر باشند؛ توسط آهن ربا دفع می‌شوند. که در این صورت به آن‌ها کانی‌های دیامغناطیس می‌گویند. وجود اوربیتال‌های پر (یک زوج الکترون در هر اوربیتال) سبب می‌شود که گشتاور مغناطیسی در کانی تقریباً صفر شود. کوارتز، فلوریت، هالیت، کلسیت، نقره، طلا، مس نمونه‌هایی هستند که دارای خاصیت دیامغناطیس هستند [Telford et al., 1990].

۳-۳-۸- شدت مغناطیس شدن

هر جسم مغناطیسی اگر در یک میدان مغناطیسی خارجی قرار گیرند، خود خاصیت مغناطیسی پیدا کرده و در دو انتهای آن دو قطب مغناطیسی به وجود خواهد آمد. این نوع مغناطیس شدن القایی که در اصطلاح پلاریزاسیون مغناطیسی نامیده می‌شود، هم سوی با میدان اعمال شده بوده و شدت آن متناسب با شدت میدان می‌باشد. بنابراین طبق تعریف خواهیم داشت:

$$I = \frac{P_p}{A} \quad (12-3)$$

$$I = \frac{M_p}{V} \quad (13-3)$$

که در آن‌ها:

I : شدت مغناطیس شدن، P_p : قدرت قطب القایی، A : واحد سطح، M_p : گشتاور القایی و V : واحد حجم است. در واقع می‌توان گفت که I برابر است با تعداد گشتاورهایی که در واحد حجم در یک جسم مغناطیسی در امتداد میدان خارجی قرار گرفته‌اند [Dobrin and Savit, 1988].

۳-۳-۹- ضریب مغناطیس‌پذیری سنگ‌ها

ضریب مغناطیس‌پذیری (خود‌پذیری مغناطیسی) سنگ‌ها دارای اهمیت زیادی در برداشت‌های مغناطیسی می‌باشد. به طور کلی دسته‌ای از سنگ‌ها از ابتدای پیدایش دارای خاصیت مغناطیسی می‌باشند که آن‌ها را مغناطیس دائم می‌نامند. این دسته دارای مقدار و یا شدت مخصوص به خود می‌باشند و تحت اثر میدان اولیه زمین قرار دارند. در دسته دوم سنگ‌ها، مغناطیس در نتیجه القای مغناطیسی حاصل می‌شوند و آن‌ها را مغناطیس القایی نامند. به طور کلی سنگ‌های آذرین نوع بازیک دارای حداکثر مقدار ضریب مغناطیس‌پذیری (بستگی به کانی‌های آهن دارد) و نوع اسیدی از حد کمتری برخوردارند. سنگ‌های دگرگونی بسته به مقدار آهن در کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها

دارای ضریب مغناطیس پذیری متغیری می‌باشند. در سنگ‌های رسوبی نیز بسته به مقدار مگنتیت، ضریب مغناطیس پذیری متفاوت می‌باشند [Telford et al., 1990].

۳-۴- اصول برداشت داده‌های مغناطیسی

سه نوع برداشت مغناطیسی وجود دارد: برداشت هوابرد، دریایی و زمینی. برداشت هوابرد که اغلب برای مناطق بزرگ (حدود ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر مربع) کاربرد دارد؛ عموماً با دقت و سرعت بالا بخش زیادی را پوشش می‌دهد و می‌تواند با روش‌های رادیومتریک و اسکنرهای چند طیفی^۱ و دیگر روش‌های برداشت ژئوفیزیکی ترکیب شود. در حالی که برداشت هوابرد در نزدیکی و به نواحی دور از ساحل محدود می‌شود، برداشت‌های دریایی تنها روش دقیق برای داده‌های مغناطیسی در دریا به حساب می‌آیند [کلاگری، ۱۳۷۱].

۳-۴-۲- اصول برداشت زمینی

در برداشت‌های مغناطیسی بر روی زمین در حال حاضر تقریباً به طور انحصاری از مغناطیس سنج پروتون قابل حمل استفاده می‌شود. کاربرد اصلی در بررسی‌های دقیق برای مواد معدنی است، اما از مغناطیس زمین نیز در شناسایی فلز پایه به کار گرفته می‌شود. فاصله ایستگاه‌ها معمولاً ۱۵ تا ۵۰ متر می‌باشد؛ اما بعضی اوقات به ۱ متر هم می‌رسد. بیشتر برداشت‌های زمینی میدان کل را اندازه می‌گیرند؛ اما از دستگاه‌های فلاکس گیت با مؤلفه عمودی نیز گاهی استفاده می‌شود [Telford et al., 1990].

برداشت‌های زمینی با دقت بالا انجام می‌شود. پس برداشت زمینی اغلب برای مناطق محدود و همچنین در مواردی که به دنبال جزئیات هستیم به کار می‌رود. به همین دلیل است که برای اهداف با وسعت کم اغلب برداشت‌های زمینی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در برنامه‌ریزی برداشت مغناطیسی، انتخاب ابزار، نرخ نمونه‌برداری، جهت‌گیری پلاتفرم و فواصل برداشت، و همچنین برای برداشت‌های

¹ Multi spectral scanner

هوابرد، دامنه نوسان باید توسط سیگنال مغناطیسی اهداف برداشت زمین‌شناسی مشخص شود. برداشت‌های مغناطیسی زمینی اغلب در مطالعات و بررسی‌های باستان‌شناسی و بررسی‌های باطله‌های سمی و خطرناک مورد استفاده قرار می‌گیرد. فواصل ایستگاه‌ها برای این برداشت‌ها می‌تواند کمتر از یک متر نیز باشد. در اکتشاف نفت، برداشت‌های مغناطیسی و گرانی به عنوان راهنما و در ارتباط با برداشت‌های زمینی لرزه است [Dobrin and Savit, 1988]. برداشت‌های مغناطیسی زمینی اغلب بعد از اکتشافات مقدماتی در یک منطقه به منظور اکتشافات نیمه تفضیلی، تفضیلی مورد استفاده قرار می‌گیرند. صرف نظر از هدف اجرای یک برداشت مغناطیسی، ایستگاه‌های قرائت باید در یک فاصله مطمئن از تمام اشیا مغناطیسی و دیگر سازه‌های مصنوعی قرار داشته باشند. ایستگاه‌های قرائت حداقل باید ۱۲۰ متر از خطوط راه آهن، ۲۵ متر از ماشین آلات و ۳۰ متر از سیم‌های خاردار فاصله داشته باشند [کلاگری، ۱۳۷۱].

۳-۴-۳- اصول برداشت هوابرد

برداشت‌های هوابرد معمولاً اطلاعات بسیار حجیمی را در بر دارند که بدون کمک کامپیوتر، فرآوری و پردازش آن‌ها بسیار مشکل خواهد بود. مغناطیس‌سنج‌هایی که در کارهای هوابرد مورد استفاده قرار می‌گیرند، میدان کل را اندازه‌گیری می‌نمایند. از این‌رو تعبیر و تفسیر داده‌های هوابرد پیچیده‌تر از داده‌های زمینی می‌باشد. زیرا مغناطیس‌سنج‌هایی که اغلب در کارهای زمینی مورد استفاده قرار می‌گیرند مؤلفه افقی یا قائم میدان زمین را ثبت می‌نمایند [کلاگری، ۱۳۷۱].

انتخاب مسیر و ارتفاع پرواز به نوع اطلاعات مورد نیاز بستگی دارد. معمول‌ترین طرح مسیر پرواز همان ایجاد شبکه مستطیل شکل از خطوط پرواز می‌باشد.

انتخاب فواصل بین خطوط پرواز بر اساس شکل، ابعاد و عمق هدف مورد مطالعه صورت می‌گیرد، اگر ابعاد عمق یک توده مغناطیسی نسبت به فاصله بین خطوط پرواز کوچک باشد ممکن است مرکز آنومالی حاصل از این توده در بین خطوط پرواز واقع گردد و در نتیجه در روی نقشه مغناطیسی ثبت

نگردد. بنابراین فواصل بین خطوط پرواز را باید متناسب با ابعاد و عمق توده مغناطیسی زیرسطحی انتخاب نمود [کلاگری، ۱۳۷۱].

۳-۴-۴- طراحی عملیات برداشت

اختصاصات مربوط به برداشت با در نظر گرفتن چندین عامل تعیین می‌شود [Brodie, 2002]:

۱- یک بررسی کوتاه بین هزینه و جزئیات مورد نیاز فواصل بین خطوط پروفیل‌ها را مشخص می‌کند، هرچه فواصل خطوط کوچک‌تر باشد هزینه بیشتر اما وضوح بالایی دارد. توزیع و شکل منابع مغناطیسی که به تصویر در می‌آیند مهم هستند. اگر فواصل بین خطوط پروفیل‌ها خیلی زیاد باشد عوارض کم پهنا که آنومالی کم پهنا دارند قابل تفکیک نیستند. به عکس در مورد منابع عمیق‌تر که آنومالی‌های گسترده‌تری دارند همیشه لازم نیست که فواصل بین خطوط کوچک استفاده شود. اغلب فواصل بین خطوط پروفیل‌ها هوآبرد از محدوده ۴۰۰ متر در برنامه به تصویر در آوردن در مقیاس ناحیه‌ای تا ۲۰۰ متر، ۱۰۰ متر و کمتر از ۵۰ متر برای به تصویر در آوردن جزئیات در مقیاس منطقه-ای استفاده می‌شود. فواصل بین خطوط پروفیل‌ها کوچک‌تر (کمتر از ۲۰ متر) اغلب برای شرایط خاص بکار می‌رود. در برداشت‌های مغناطیس زمینی معمولاً فواصل بین خطوط بین ۲۵ تا ۵۰ متر است. در صورت لزوم فواصل بین خطوط کوچک‌تر نیز امکان‌پذیر است.

۲- بیشترین اطلاعات زمانی به دست می‌آید که برداشت در جهت عمود بر روند زمین‌شناسی باشد (حداقل در جهت بیشترین تغییرات ساختارها).

۳- زمانی که برداشت‌های مغناطیسی هوآبرد در چندین ارتفاع مختلف از سطح زمین صورت گیرد داده‌های به دست آمده از ارتفاع پایین‌تر آنومالی‌های قابل تفکیک و مشخص‌تری را نسبت به ارتفاع بالاتر نشان می‌دهد. ترکیب استاندارد فواصل خطوط/ ارتفاع پرواز به صورت ۴۰۰ متر/۸۰ متر، ۲۰۰ متر/۶۰ متر، ۱۰۰ متر/۶۰ متر و ۵۰ متر/۴۰ متر است. یک جسم مغناطیسی در زیر سری رسوبات در عمق Z مدفون شده باشد، در این حالت آنومالی‌های میدان کل به دست آمده از یک پروفیل هوآبرد

در ارتفاع h در روی این جسم همانند آنومالی میدان کل به دست آمده از یک پروفیل زمینی از روی همان جسم (البته دفن شده) در عمق $Z+h$ می‌باشد.

با افزایش ارتفاع پرواز، دامنه آنومالی حاصل از هر جسم مغناطیسی دفن شده کاهش یافته و خود آنومالی نیز حالت پهن‌شدگی نشان می‌دهد. به طور کلی هرچه ارتفاع پرواز کمتر شود دامنه آنومالی‌ها مشهودتر و بزرگ‌تر خواهد شد. همچنین اثر ارتفاع پرواز در تفکیک آنومالی‌های مغناطیسی حاصل از دو توده مدفون در عمق Z که به فاصله X از یکدیگر قرار دارند، نشان می‌دهد که اگر مقدار $h > X_1 - X_2$ باشد تفکیک آنومالی‌ها از هم امکان‌پذیر نخواهد بود [کلاگری، ۱۳۷۱].

۳-۴-۵- وسایل اندازه‌گیری میدان مغناطیسی

امروزه اکثر مغناطیس‌سنج‌های دستی و قابل حمل و نقل، مغناطیس‌سنج پروتون، آلکالی بخار یا (مکانیزم پمپاژ نوری) و مغناطیس‌سنج‌های فلاکس گیت می‌باشند؛ و انواع دیگر مغناطیس‌سنج‌ها در مورد اهداف مشخص و خاص کاربردی هستند.

۳-۴-۵-الف- مغناطیس‌سنج پروتون

مغناطیس‌سنج پروتون شدت کل میدان مغناطیسی را اندازه‌گیری می‌کند. فرض کنید یک بطری آب توسط یک سیم پیچ تحت تأثیر یک میدان خارجی مغناطیسی (حدود ۱۰۰ بار بزرگ‌تر از میدان زمین) قرار گیرد؛ در این حالت گشتاورهای پروتون‌های آب، خود را تقریباً متناسب با میدان خارجی جهت‌دار می‌کنند. برای اینکه حداکثر گشتاورها بتوانند خود را متناسب با میدان خارجی جهت‌دار نمایند، میدان خارجی باید حداقل به مدت ۳ ثانیه اعمال شود. این زمان را باید در تمام اندازه‌گیری‌ها ثابت در نظر گرفت. بعد از حذف میدان خارجی تمام گشتاورهای پروتون مجدداً خود را بعد از ۱ الی ۳ ثانیه متناسب با میدان اولیه (منظور میدان کل زمین است) جهت‌دار نموده و در حول این میدان حرکت ژيروسکوپی خواهند داشت سرعت زاویه‌ای ω این حرکت به شدت میدان کل زمین (He) بستگی دارد. بنابراین داریم:

$$\omega = \gamma_p * He \quad (14-3)$$

$$\omega = 2\pi f \quad (15-3)$$

$$2\pi f = \gamma_p * He \quad (16-3)$$

$$f = \frac{\gamma_p * He}{2\pi} \quad (17-3)$$

f: فرکانس نوسانات ژيروسکوپی

γ_p : نسبت مغناطیسی پروتون که مقدار آن ثابت و برابر با 23.48738 گاما بر هرتز است.

نوسانات ژيروسکوپی گشتاورهای پروتون‌ها سبب القای جریان الکتریکی درسیم پیچ دور بطری آب می‌شود. جهت اندازه‌گیری مقدار شدت میدان کل، فقط کافی است که فرکانس جریان اندازه‌گیری شود. فرکانس ژيروسکوپی پروتون معمولاً در حدود 2000 هرتز می‌باشد. دقت اندازه‌گیری این مغناطیس‌سنج‌ها در انواع مختلف از 0.1 تا 0.01 گاما (نانو تسلا) تغییر می‌کند [Dobrin and Savit, 1988].

۳-۴-۵-ب- مغناطیس‌سنج پمپاژ نوری

این نوع مغناطیس‌سنج اساساً شامل یک سلول هلیوم، سزیوم و یا بخار فلزات آلکالی است که توسط باریکه و شعاع نوری از چشمه بخار مشابه برانگیخته می‌شود.

امروزه عموماً مغناطیس‌سنج آلکالی-بخار در نوع سزیوم استفاده می‌شود. در رابطه با مکانیزم مغناطیس‌سنج پمپاژ نوری می‌توان گفت که الکترون‌های مدار ظرفیت اتم فلزات آلکالی (مانند روبیدیوم و سزیوم) دو حالت دارند، یکی تراز انرژی نرمال (B) و دیگری تراز انرژی برانگیخته شده (A). در حضور میدان مغناطیسی (مانند زمین) هر کدام از این سطوح انرژی به دو نیمه تقسیم می‌-

شود، یعنی: $B_1 - B_2$ و $A_1 - A_2$.

A_1 و B_1 مربوط به سطوحی از انرژی هستند که گشتاور مغناطیسی الکترون‌ها به موازات میدان خارجی (میدان زمین) و در سطوح انرژی A_2 و B_2 گشتاور الکترون‌ها در امتداد عمود بر میدان خارجی می‌باشند. حال اگر بتوان میزان اختلاف انرژی بین $B_1 - B_2$ و یا $A_1 - A_2$ اندازه گرفت، می‌توان میدان کل مغناطیسی زمین را نیز تعیین نمود. این انرژی همچنین با فرکانس نور تابشی متناسب بوده است [Dobrin and Savit, 1988].

۳-۴-۵-ج- مغناطیس‌سنج فلاکس گیت

این مغناطیس‌سنج در ابتدای جنگ جهانی دوم برای یافتن و آشکارسازی محل زیردریایی‌ها توسط هواپیما مورد استفاده قرار گرفت ولی بعدها در کارهای اکتشافی نیز به کار گرفته شد. این مغناطیس‌سنج برای اولین بار علاوه بر کارهای اکتشافی در خشکی، در برداشت‌های هوابرد نیز مورد استفاده قرار گرفت.

مغناطیس‌سنج فلاکس گیت دارای دو مغزه فرومگنتیک کاملاً مشابه و با μ بالا است؛ که به صورت موازی قرار گرفته‌اند. دو سری سیم‌پیچ (اولیه و ثانویه) اطراف این مغزه‌ها می‌باشد؛ که جهت سیم‌پیچ‌ها در یک مغزه عکس دیگری است. از داخل سیم‌پیچ اولیه جریان متناوبی عبور کرده و میدان حاصل از آن می‌تواند مغزه‌ها را تا نزدیکی حد اشباع به طور نوسانی مغناطیس نماید. جریان‌های الکتریکی القایی در سیم‌پیچ‌های ثانویه برابر ولی خلاف جهت هم خواهد بود. در نتیجه گالوانومتر اختلاف پتانسیلی را نشان نمی‌دهد. مؤلفه قائم میدان زمین در هر لحظه از زمان سبب می‌شود که میدان مؤلفه در یکی از مغزه‌ها تقویت و در دیگری تضعیف شود. این تغییرات نوسانی سبب می‌شود که مقدار جریان القایی در دو سیم‌پیچ ثانویه برابر نباشد، و گالوانومتر اختلاف پتانسیلی را نشان دهد که مقدار آن متناسب با مؤلفه قائم شدت میدان مغناطیسی زمین باشد. حساسیت مغناطیس‌سنج فلاکس گیت در حدود $0/5$ تا 1 گاما (نانو تسلا) می‌باشد [Dobrin and Savit, 1988]. این نوع مغناطیس‌سنج‌ها طوری طراحی شده‌اند که با سرعت عمل بالا، سبک و قابل حمل و نقل باشند. دقت این نوع

مغناطیس‌سنج‌ها در انواع مختلف فرق می‌کند ولی معمولاً بین ۰/۶ الی ۱۲/۵ گاما می‌باشد [کلاگری، ۱۳۷۱].

۳-۴-۵-د- مغناطیس‌سنج اسکوئید^۱

این نوع مغناطیس‌سنج بیشتر در آزمایشگاه پالئومغناطیس^۲ استفاده می‌شود، مغناطیس‌سنج اسکوئید برای استفاده در برداشت‌های هوابرد از اوایل سال ۱۹۸۰، به ویژه به عنوان یک گرادئومتر توسعه یافته است. حساسیت این دستگاه 10^{-5} گاما (نانو تسلا) بر متر می‌باشد. دقت اندازه‌گیری شدت میدان کل در حدود $\pm 1/0$ نانتوسلا است. این دستگاه‌ها می‌توانند جهت و مقدار میدان مغناطیسی زمین را اندازه‌گیری کنند؛ به همین دلیل نیاز به سه مغناطیس‌سنج از این نوع است تا بتوان میدان کل را در سه جهت x, y, z اندازه‌گیری نمود. دمای داخل محفظه این مغناطیس‌سنج‌ها در حد هلیوم مایع می‌باشد. این مغناطیس‌سنج‌ها بسیار سنگین بوده و از این نظر به راحتی قابل حمل و نقل نبوده و برای کارهای هوابرد و دریایی مناسب نیست [Dobrin and Savit, 1988].

۳-۵- پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی

برگردان و پردازش داده‌ها یک سری از مراحل است که نوفه‌هایی مربوط به داده‌های سیگنال و کاذب که مرتبط با زمین‌شناسی پوسته زمین نیستند را حذف می‌کند. این فرایند مجموعه داده‌هایی را که تنها شامل سیگنال مورد نظر باشد را به وجود می‌آورد. این مراحل به صورت خلاصه عبارتند از [Brodie, 2002]:

۱- تصحیح مغناطیس: اثراتی که مغناطیس (مغناطیس باقی مانده و القایی) و الکتریکی بر روی داده‌های ثبت شده دارد، را حذف می‌کند.

¹ Squid

² Palaeomagnetism

۲- بازنویسی و ویرایش داده‌ها: شامل حذف نوفه‌ها از داده‌ها می‌شود. این نوفه‌ها می‌تواند ناشی از خطوط انتقال نیرو، سازه‌های فلزی، امواج رادیویی، نرده‌ها و عوامل مختلف دیگر باشد. این مرحله به صورت ایده‌آل شامل مشاهده منظم و دقیق تمامی داده‌ها در فرم پروفیل گرافیکی، جهت اطمینان از صحت و سودمندی آن‌ها و تصحیح نوفه‌ها با توجه به میزان خطای مجاز است.

۳- حذف تغییرات روزانه: تغییرات زمانی، میدان اصلی مغناطیسی زمین را تصحیح می‌کند، که با کم کردن زمان هماهنگ سیگنال ثبت شده در مغناطیس سنج مبنا، از داده‌های برداشت شده به دست می‌آید. این روش بر این فرض استوار است که تغییرات زمانی میدان اصلی مشابه در همان ایستگاه مبنا و در منطقه برداشت شده است. بهترین نتایج زمانی به دست می‌آید که ایستگاه مبنا نزدیک به منطقه مورد بررسی باشد، تغییرات روزانه کوچک و یکنواخت است [Lilley, 1982; Milligan, 1995].

۴- برطرف نمودن میدان مرجع مغناطیس زمین: اثرات قوی میدان مغناطیسی اصلی زمین بر روی داده‌های برداشت شده را حذف می‌کند. از آن‌جا که میدان اصلی توسط عمل دینامو در هسته به وجود می‌آید مربوط به زمین‌شناسی پوسته بالایی نیست، لذا با کم کردن مدل میدان اصلی از داده‌های برداشت شده به دست می‌آید. میدان مرجع ژئومغناطیس استرالیایی یا بین‌المللی^۱ عموماً برای این اهداف مورد استفاده قرار می‌گیرد. این مدل، هر دو دوره تغییرات مکانی و زمانی از میدان اصلی را به خود اختصاص می‌دهد [Lewis, 2000].

۵- تراز کردن^۲ خطوط کنترلی (عمود بر خطوط پروفیل موازی) مرحله دیگری از پردازش ثانویه است. در برداشت‌های مغناطیس‌سنجی که به صورت یک شبکه طراحی می‌شوند، در بسیاری موارد، اندازه‌گیری‌ها در دو مسیر عمود بر هم حاوی نقاط متقاطع صورت می‌گیرد. هر تفاوت بین داده‌های اندازه‌گیری شده در نقاط متقاطع حاصل از برداشت‌ها باعث ظهور مجموعه‌ای از خطاها می‌شود؛ تراز

¹ Australian geomagnetic reference field or International geomagnetic reference field

² Levelling

کردن روشی است که برای برطرف کردن این تفاوت بین قرائت‌ها در نقاط متقاطع اجرا می‌شود؛ تا این خطاها را کاهش دهد [Nelson, 1994].

۶- ریز تراز کردن داده‌ها^۱: برای حذف هر نوع خطای باقی مانده بعد از اعمال فیلترهای فوق بکار می‌رود. بر این اساس می‌توان با استفاده از روش فیلترینگ جهتی فضایی با موفقیت خطاهای ناشی از تغییرات را حذف کرد. به عبارت دیگر می‌توان گفت، بعد از پردازش استاندارد و اعمال تراز کردن روی داده‌ها، لازم است که خطاهای باقی مانده ظاهری از این مرحله حذف شود؛ که به این کار ریز تراز کردن می‌گویند. به طور معمول روش‌های خودکار فیلتر کردن، شبکه‌ای از داده‌ها را برای شناسایی خطاهای باقی مانده ایجاد می‌کنند. این خطاها از داده‌های نقاط اصلی تفریق می‌شوند. البته این داده‌ها را می‌توان با روش‌های دستی نیز اصلاح کرد؛ که بسیار وقت‌گیر است [Nelson, 1994].

۳-۶- تغییرات عناصر مغناطیسی زمین نسبت به زمان

مؤلفه‌های مغناطیسی زمین نسبت به زمان تغییر خواهند نمود. تغییرات زمانی به شرح آتی تقسیم بندی می‌شوند.

۳-۶-۱- تغییرات مؤلفه‌های مغناطیسی زمین با فواصل زمانی منطبق با زمان‌های زمین-

شناسی

دوره تناوب این تغییرات در مقیاس میلیون سال بوده و علاوه تغییر مکان قطبین، معکوس شدن آن‌ها را نیز شامل می‌شود. این نوع تغییرات را به وسیله پالئومغناطیس مشخص می‌شود [کلاگری، ۱۳۷۱].

¹ Micro levelling

۳-۶-۲- تغییرات قرنی

تغییرات کند و تدریجی در میدان مغناطیسی زمین را که دائماً در طول دهها و یا صدها سال صورت می‌گیرد، تغییرات قرنی می‌نامند. این تغییرات تمام عناصر مغناطیسی زمین را در برمی‌گیرد. دامنه این تغییرات نیز نسبت به زمان متغیر می‌باشد [کلاگری، ۱۳۷۱].

۳-۶-۳- تغییرات سالیانه

تغییرات مؤلفه‌های مغناطیسی زمین را در طول یک سال، تغییرات سالیانه می‌نامند. نقشه‌هایی را که تغییرات سالیانه زوایای انحراف و میل را به صورت خطوط کانتوری نشان می‌دهند، نقشه‌های آیزوپوریک^۱ می‌نامند. با مطالعه این نقشه‌ها به طور کلی معلوم می‌شود که در روی زمین مناطقی وجود دارند که تغییرات سالیانه آن‌ها به طور آنومالی‌وار بیشتر از سایر مناطق می‌باشد.

۳-۶-۴- تغییرات روزانه

این نوع تغییرات، تأثیرات مستقیم در کارهای اکتشاف مغناطیسی خواهند داشت. هرچند مقدار این تغییرات نسبتاً کم است، ولی از نظر زمانی کوتاه مدت می‌باشند (یعنی تناوبی در حدود یک روز دارند). تغییرات روزانه در بیشتر رصدخانه‌های مغناطیسی هر روزه ثبت می‌شوند. این تغییرات کلاً به دو دسته تقسیم می‌شوند:

الف) تغییرات روزانه مربوط به روزهای آرام: این نوع تغییرات روزانه خیلی نرم، منظم و با دامنه کم می‌باشند و می‌توان آن‌ها را به دو نوع مجزا تقسیم نمود.

- تغییرات روزانه خورشیدی: دوره تناوب این تغییرات ۲۴ ساعت است؛ که برابر با یک بار چرخش زمین به دور محور خود می‌باشد. این تغییرات به وقت محلی و عرض جغرافیایی بستگی داشته و در رابطه مستقیم با تابش نور خورشید می‌باشند. دامنه این تغییرات حدود ۲۰ الی ۸۰ گاما (nT) می‌باشد. دامنه این تغییرات در هر نیم‌کره در فصل تابستان به حداکثر خود می‌رسد.

^۱ Isoporic

- تغییرات روزانه قمری: زمان تناوب این تغییرات ۲۵ ساعت و مطابق یک روز قمری است. میانگین این تغییرات حدود ۲ گاما (nT) می‌باشد. چون دامنه این تغییرات به طور کلی خیلی کم است، اثر آن اهمیت چندانی در اغلب کارهای اکتشافی مغناطیسی ندارد. تغییرات مربوط به روزهای آرام را (به خاطر نظم و قابل پیش‌بینی بودنشان) می‌توان به سادگی تصحیح نمود. تغییرات مغناطیسی روزهای آرام در اثر القا مغناطیسی حاصله از جریان ذرات باردار، در داخل یونسفر به وجود می‌آیند. این تغییرات به طور کلی در رابطه با اثرات جذر و مدی ماه و خورشید می‌باشند.

ب) تغییرات روزانه مربوط به روزهای آشفته: در میدان مغناطیسی زمین یکسری آشفتگی‌های زودگذر مغناطیسی وجود دارند؛ که به واسطه شباهت زیاد آن‌ها به تحولات جوی، طوفان‌های مغناطیسی نام گرفته‌اند. در هنگام بروز این طوفان‌ها نوسانات مغناطیسی آنقدر شدید، سریع و غیرقابل پیش‌بینی می‌شوند؛ که برخلاف تغییرات روزهای آرام، امکان تصحیح آن‌ها وجود ندارد. در این صورت باید هرگونه عملیات مغناطیسی را متوقف نمود [کلاگری، ۱۳۷۱].

۳-۷- تصحیح داده‌ها

داده‌های مغناطیس در مورد تغییرات زمانی میدان مغناطیسی زمین و حرکت هواپیما باید تصحیح شوند. علاوه بر این، یکی از این مدل‌ها، میدان مرجع ژئومغناطیس بین‌المللی است که برای حذف اثرات غیر پوسته^۱ از داده‌ها استفاده می‌شود.

۳-۷-۱- برطرف نمودن اثرات تبدیل مؤلفه میدان مغناطیسی هسته زمین (IGRF)

IGRF یک نمایش ریاضی از میدان اصلی مغناطیسی زمین به واسطه منابع در هسته زمین است. زمانی که این میدان از داده‌ها حذف شود، نتایج در واقع همان آنومالی‌های مغناطیسی حاصل از منابع زمین‌شناسی زیر سطحی است. البته با فرض اینکه میدان به دست آمده از هسته زمین دقیقاً با مدل IGRF توصیف شود. کاربرد اصلی حذف IGRF بیشتر مربوط به برداشت‌های مغناطیسی در مناطق

¹ Noncrustal

بزرگ است؛ که برداشت آن‌ها ممکن است تا چندین ماه ادامه داشته باشد. در بررسی‌های مناطق کوچک، به ویژه مناطقی که به مناطق مجاور متصل نمی‌شود، ممکن است حذف گرادیان ناحیه‌ای (از روی داده‌های مغناطیسی) کافی باشد. هم جداول و هم فرم‌های آنالیزی از IGRF برای انجام این نوع تصحیحات وجود دارند.

۳-۷-۲- تصحیح روزانه

تغییرات روزانه میدان مغناطیسی زمین بسیار متغیر است. به آسانی نمی‌توان با مدل‌های ریاضی تصحیحی برای آن‌ها انجام داد. تغییرات روزانه، تابع تغییرات دامنه و فاز بوده و به موقعیت جغرافیایی مشاهده کننده بستگی خواهد داشت. تغییرات روزانه همچنین می‌تواند تحت تأثیر شرایط زمین-شناسی مثل ضریب خودپذیری مغناطیسی سنگ‌ها قرار گیرد.

برداشت نیز باید عاری از مواد مغناطیسی باشد. دو دستگاه مغناطیس‌سنج مجزا باید استفاده شود. یک ثبت کننده در ایستگاه مبنا به منظور اندازه‌گیری تغییرات و دیگری که متحرک است، جهت قرائت در ایستگاه‌های مختلف جابجا می‌شود و به طور مستقیم باعث کاهش و تفریق تغییرات زمانی در میدان زمین از داده‌های میدان می‌شود. معمولاً دو دستگاه مغناطیس‌سنج در صحرا بکار می‌رود که یکی از دستگاه‌ها در ایستگاه مبنا^۱ روزانه ثابت نگه می‌دارند و دیگری را جهت قرائت در ایستگاه‌ها جابجا می‌کنند. اگر دو دستگاه مغناطیس‌سنج در دسترس نباشد، جهت تصحیح روزانه باید با همان مغناطیس‌سنج متحرک چندین بار در ساعات مختلف به ایستگاه مبنا مراجعه کرد. اگر فاصله ایستگاه‌ها در حد چندین متر باشد، این دوره باید هر ۱۰ تا ۱۵ دقیقه انجام شود. اختلاف بین قرائت‌های مبنا برای استفاده در تصحیح داده‌های میدان به صورت درونیابی خطی است [Dobrin and Savit, 1988].

¹ Base

۳-۷-۳- تصحیح توپوگرافی

در کارهای جامع و دقیق در هر بازه زمانی کم، قرائت‌ها در ایستگاه مبنا از روی مغناطیس‌سنج واقع در این ایستگاه تکرار می‌شود. این کار تصحیحات را برای تغییرات روزانه و نامنظم میدان مغناطیسی آماده می‌کند. اگرچه این چنین اقدامی در اکتشاف اغلب کانسارها به دلیل اینکه آنومالی بزرگ (بزرگ‌تر از ۵۰۰ نانوتسلا) است، لازم نیست. از آن جایی که مغناطیس‌سنج‌های زمینی حساسیت حدود ۱ نانوتسلا دارند؛ ایستگاه‌ها نباید در نزدیکی هر شی که دارای آهن قابل ملاحظه است، مانند ریل‌های راه آهن، دیوارهای سیمی (فنس) و لوله‌های گمانه باشد. ابزار عملیاتی نیز نباید پوشش آهنی داشته باشند مانند: کمپاس، سگک کمربند، چاقو، حلقه آهنی و حتی فریم عینک.

تغییرات گرادیان قائم از حدود ۰/۰۳ نانوتسلا بر متر در قطب‌ها تا ۰/۰۱ نانوتسلا بر متر در خط استوای مغناطیسی می‌باشد. تغییرات عرض جغرافیایی به ندرت بزرگ‌تر از ۶ نانوتسلا بر کیلومتر است. بنابراین اغلب تصحیح ارتفاعی و عرض جغرافیایی لازم نیست. از طرفی تأثیر توپوگرافی بر روی مغناطیس زمین، می‌تواند بسیار مهم باشد. این واضح است که اندازه‌گیری در دره، به عنوان مثال، جایی که دیواره‌های سنگ بالاتر از ایستگاه باشد، تولید فرکانس پایین (غیر طبیعی) مغناطیسی می‌کند. آنومالی‌های عوارض زمین (توپوگرافی) به بزرگی ۷۰۰ نانوتسلا در دامنه‌های شیب‌دار (۴۵ درجه) با گسترش تنها در حد ۱۰ متر در تشکیلات حاوی مگنتیت ۲٪ ($k=0.025 \text{ SI}$) رخ می‌دهد. در چنین مواردی تصحیحات توپوگرافی لازم است، اما صرفاً نمی‌تواند به عنوان تابع توپوگرافی کاربردی باشد؛ زیرا وضعیت‌هایی (برای مثال سنگ‌های رسوبی با خوپذیری خیلی پایین) وجود دارند که در آن هیچ تغییر توپوگرافی سطح زمین مشاهده نشده است. تصحیح توپوگرافی ساده داده‌های میدان مغناطیسی قائم (Z) ممکن است با برگردان اندازه‌گیری‌ها از یک سطح نامنظم $z=h(x,y)$ به سطح افقی $z=0$ که بالاتر از آن است، انجام شود (Z سطح ارتفاع اندازه‌گیری‌های مغناطیسی قائم را نشان می‌دهد). این می‌تواند تقریباً با استفاده از سری تیلور با دو جمله انجام شود [Telford et al., 1990]:

$$Z(x, y, 0) = Z(x, y, h) - h \left(\frac{\partial Z}{\partial z} \right)_{z=h} \quad (۱۸-۳)$$

۳-۸- فیلترهای مغناطیسی

مهم‌ترین کاربرد فیلترها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل شامل موارد زیر است [علمدار، ۱۳۸۸]:

- جانمایی دقیق محل آنومالی‌ها بر روی منابع مولد آنومالی، مانند فیلتر برگردان به قطب.
- جداسازی آنومالی ناحیه‌ای و باقی مانده، مانند فیلترهای ادامه فراسو و مشتق قائم.
- تخمین مرز منابع مولد آنومالی بر روی نقشه‌های هم‌مقدار مغناطیسی، مانند فیلتر مشتق قائم مرتبه دوم، سیگنال تحلیلی و...
- کاهش نوفه^۱های موجود در نقشه‌ها و تصاویر میدان پتانسیل.

عمده تبدیلات به خاطر ویژگی‌های خاص بردار مغناطیس زمین و به منظور ساده‌سازی تفسیر آنومالی‌های ناشی از آن به کار می‌روند. به عنوان مثال برگردان به قطب و برگردان به استوا برای حذف اثرات کجی زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین و تبدیل شبه‌گرانی برای حذف ماهیت دو قطبی آنومالی‌های مغناطیسی استفاده می‌شوند. با این حال به منظور جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای از باقی مانده و کاهش نوفه‌های سطحی نیز از تبدیلات استفاده می‌شود.

۳-۸-۱- تبدیل گسترش ادامه میدان^۲

محاسبه میدان‌های پتانسیل در سطحی متفاوت از سطح برداشت (معمولاً زمین) را گسترش میدان پتانسیل گویند. این عملیات شامل اندازه‌گیری میدان در سطحی بالاتر از سطح برداشت و سطحی پایین‌تر از سطح برداشت است؛ که به ترتیب گسترش به سمت بالا^۳ (ادامه فراسو) و گسترش به سمت پایین^۴ (ادامه فراسو) نام دارد [Bergron, 1990]. یکی از روش‌های تفکیک آنومالی‌های میدان پتانسیل، روش گسترش به سمت بالا می‌باشد. با کاربرد این روش تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمیق به وضوح مشخص می‌شوند. در این روش داده‌های میدان پتانسیل به وسیله معادلات

¹ Noise

² Field continuation transformation

³ Upward continuation

⁴ Downward continuation

ریاضی از یک سطح مبنا بر روی سطوح ترازوی در بالای آن تصویر می‌شوند. تغییر به یک سطح بالاتر، اثر آنومالی‌هایی را که دورتر هستند کاهش می‌دهد ولی اثرات آن روی آنومالی‌های سطحی و محلی بسیار بیشتر است؛ زیرا تغییر در مسافت برای این آنومالی‌های سطحی و محلی به طور نسبی بزرگ‌تر از منابع عمیق و وسیع منطقه‌ای است. بنابراین در یک سطح بالاتر، الگوی تغییرات ناحیه‌ای به طور واضح نمایان شده و آنومالی‌های باقی مانده (سطحی و محلی) کمتر واضح می‌باشند [Bergon, 1990, Fedi, 1999]. به طور کلی این تبدیل باعث می‌شود تا میدان اندازه‌گیری شده هموارتر شده و آنومالی‌های کوچکی از منابع سطحی کوچک که منشأ می‌گیرند، حذف گردند. کسر میدان گسترش یافته رو به بالا از میدان اصلی مغناطیسی باعث می‌شود تا اثر اهداف عمیق‌تر بر داده‌های اولیه کمتر شده و از این رو با کاهش اثر روندهای منطقه‌ای، پاسخ‌های به دست آمده از اهداف کم عمق برجسته گردد [Blakely, 1996].

گسترش رو به پایین، داده‌ها را به سطوح پایین‌تر، که بسیار ناپایدارند انتقال می‌دهد. با این حال، به دلیل حرکت منابع سطحی، اطلاعات مربوط به طول موج کوتاه‌تر (از جمله نوفه) تقویت می‌شود. این عملیات می‌تواند در حوزه مکان به اجرا درآید؛ که با استفاده از الگوریتم هم‌میخت (پیچش)^۱ (تنها با منابع دو بعدی) انجام می‌شود [Dobrin and Savit, 1988]. این عمل مشابه آن است که پرواز برداشت در فاصله نزدیک‌تر نسبت به سطح زمین انجام شود. در این صورت نوفه‌های بسامد (فرکانس) زیاد مانند آنومالی‌های زمین‌شناسی برجسته می‌شوند. با اعمال گسترش رو به پایین اثر توده‌های عمیق‌تر نسبت به توده‌های سطحی‌تر تضعیف می‌شود، که مستلزم وجود داده‌هایی با فاصله کم و شبکه‌ای متراکم است [Milligan, 1997]. به عبارت دیگر به دلیل ماهیت ناپایدار گسترش رو به پایین، نوفه زیادی به داده‌ها منتقل می‌شود؛ از این رو این روش کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرد. گسترش به سمت بالا یا گسترش به سمت پایین طی سه مرحله صورت می‌پذیرد:

الف- تبدیل فوریه داده‌ها و انتقال آن‌ها به حوزه فرکانس.

¹ Convolution

ب- ضرب کردن نتیجه مرحله ۱ در عبارت $e^{\pm 2\pi h\sqrt{u^2+v^2}}$ (در این رابطه h ارتفاع گسترش به متر و u و v متغیرهای حوزه فرکانس می باشند).

ج- برگرداندن نتایج مرحله ۲ به حوزه مکان توسط عکس تبدیل فوریه.

در صورتی که مقدار h در این رابطه مثبت باشد، گسترش به سمت بالا و در صورتی که مقدار h منفی باشد، گسترش به سمت پایین نامیده می شود.

کاربردهای تبدیل گسترش ادامه میدان

از میان تبدیل‌های گسترش میدان، گسترش رو به پایین به دلیل القاء نوفه زیاد کاربرد چندانی ندارد. بیشترین کاربرد تبدیل گسترش رو به بالا جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای از باقی مانده در برداشت‌های هوابرد است. با این حال برخی کاربردهای تبدیل گسترش رو به بالا عبارت است از:

- جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای و باقی مانده.

- حذف نوفه‌های سطحی از داده‌های برداشت شده.

- تخمین عمق آنومالی (عمدتاً به صورت کیفی) به خصوص در برداشت‌های هوابرد.

معمولاً در هر برداشت ژئوفیزیکی علاوه بر سیگنال‌ها که مطلوب و از کانسار هستند، نوفه‌های مزاحم نیز برداشت می شوند. نویزها به دو دسته نوفه‌های مصنوعی و طبیعی تقسیم می شوند. نوفه‌های مصنوعی به دلیل عدم رعایت صحیح الگوهای برداشت، خطای سیستماتیک و غیره ناشی می شوند. در مقابل منشأ نوفه‌های طبیعی اکثراً عوامل زمین‌شناسی مانند وجود توده‌های با زمینه مغناطیسی بالا، تجمع کانی‌های سنگین مغناطیسی در خاک و ضخامت زیاد روباره بین کانسار و گیرنده دستگاه مغناطیس‌سنج است. وجود نوفه باعث کاهش نسبت سیگنال به نوفه شده و توجیه پذیری روش ژئوفیزیکی مورد استفاده را با مشکل روبرو می کند. علاوه بر این وجود این نوفه‌ها اعم از مصنوعی یا طبیعی نتایج تفسیرها را متأثر می سازد. از این رو یکی از راه‌های حذف نوفه‌های سطحی استفاده از گسترش رو به بالا است [علمدار، ۱۳۸۸].

۳-۸-۲- سیگنال تحلیلی

سیگنال تحلیلی روشی پیشرفته با وضوح بالا برای به تصویر در آوردن مرزهای ساختاری زمین-شناسی از قبیل کنتاکت‌ها و گسل‌ها است. طرح کلی مرزهای ساختاری می‌تواند با بیشینه دامنه نوسان سیگنال تحلیلی ترکیب شده از مشتق قائم مرتبه n دو گرادیان افقی و یک گرادیان عمودی تعیین شود. موقعیت بیشینه دامنه‌های نوسان مستقل از محیط میدان پتانسیل است. این روش زمانی که اثرات تداخلی قابل توجه باشد و یا زمانی که مغناطیس باقی مانده و القا شونده قابل اغماض نیست، بسیار مناسب می‌باشد [Salem, 2003].

به کمک یک تبدیل ساده در حوزه فرکانس، یک تابع تحلیلی ارائه می‌شود که مؤلفه حقیقی آن مشتق افقی میدان و مؤلفه مجازی آن مشتق عمودی میدان است. مؤلفه مجازی را می‌توان تبدیل هیلبرت^۱ مؤلفه حقیقی در نظر گرفت. این روش یک روش ساده و سریع برای محاسبه مشتق قائم از یک پروفیل را ارائه می‌کند [Nabighian, 1972].

تبدیل هیلبرت

تبدیل هیلبرت در محاسبات مربوط به سیگنال تحلیلی نقش اساسی دارد. به همین منظور در این قسمت خلاصه ای از روابط مهم در این زمینه ارائه خواهد شد.

تبدیل هیلبرت تابع $f(x)$ از رابطه (۳-۱۹) به دست می‌آید [Blakely, 1996]:

$$F_I(x) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{f(x')}{x-x'} dx' \quad (۳-۱۹)$$

و معکوس این تبدیل از رابطه (۳-۲۰) محاسبه می‌شود:

$$f(x') = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{F_I(x)}{x'-x} dx \quad (۳-۲۰)$$

اگر از دو طرف رابطه (۳-۱۹) تبدیل فوریه گرفته شود رابطه زیر به دست می‌آید:

¹ Hilbert transform

$$\mathfrak{F}(F_1) = i \operatorname{sgn} k \mathfrak{F}(f).$$

$$\operatorname{sgn}(k) = \begin{cases} 1 & \text{for } k > 0 \\ 0 & \text{for } k = 0 \\ -1 & \text{for } k < 0 \end{cases} \quad (21-3)$$

$$i = \sqrt{-1}$$

در این رابطه نماد \mathfrak{F} بیانگر تبدیل فوریه و k عدد موج فوریه می‌باشد. سیگنال تحلیلی تابع $f(x)$ از

طریق رابطه (22-3) قابل محاسبه است [Blakely, 1996; Nabighian, 1972; Gunn, 1997]:

$$a(x) = f(x) - iF_1(x) \quad (22-3)$$

در این رابطه $a(x)$ سیگنال تحلیلی تابع $f(x)$ و $F_1(x)$ تبدیل هیلبرت تابع $f(x)$ می‌باشد.

با استفاده از رابطه (21-3) می‌توان تبدیل فوریه سیگنال تحلیلی را به صورت زیر تعریف کرد

[Gunn, 1997]

$$\mathfrak{F}(a) = \mathfrak{F}(f)[1 + \operatorname{sgn} k] \quad (23-3)$$

در این رابطه $\mathfrak{F}(a)$ تبدیل فوریه سیگنال تحلیلی و $\mathfrak{F}(f)$ تبدیل فوریه تابع $f(x)$ می‌باشد.

بنابراین طیف سیگنال تحلیلی $f(x)$ در $k > 0$ ، دو برابر تبدیل فوریه $f(x)$ و برای $k < 0$ ، صفر

است.

بنابراین سیگنال تحلیلی تابع $f(x)$ به دو روش قابل محاسبه است:

الف) محاسبه تبدیل هیلبرت تابع $f(x)$ طبق رابطه (3-19) و ترکیب با تابع $f(x)$ مطابق با

رابطه (22-3).

ب) محاسبه تبدیل فوریه تابع $f(x)$ و سپس به ازاء $k > 0$ تبدیل فوریه تابع دو برابر، به ازاء

$k > 0$ تبدیل فوریه مساوی با صفر و به ازاء $k = 0$ بدون تغییر باقی گذاشته می‌شود و در نهایت

عکس تبدیل فوریه نتایج محاسبه می‌شود [Minty, 1991].

۳-۸-۲-ب- کاربرد بر روی میدان‌های پتانسیل

اگر $\varphi(x, z)$ بیانگر داده‌های میدان پتانسیل یک توده دو بعدی باشد، که مطابق شکل ۳-۲ در طول محور x اندازه‌گیری شده است، مشتق افقی و قائم این داده‌ها از روابط زیر محاسبه می‌شود:

$$\Im\left(\frac{\partial\varphi}{\partial x}\right) = ik\Im(\varphi). \quad (۲۴-۳)$$

$$\Re\left(\frac{\partial\varphi}{\partial z}\right) = |k|\Re(\varphi). \quad (۲۵-۳)$$

در این روابط نماد \Im بیانگر تبدیل فوریه می‌باشد.

با توجه به روابط فوق به سادگی نتیجه می‌شود که $\frac{\partial\varphi}{\partial x}$ و $\frac{\partial\varphi}{\partial z}$ تبدیلات هیلبرت یکدیگرند. ضمناً

با توجه به رابطه (۲۶-۳) اگر $f(x) = \frac{\partial\varphi}{\partial x}$ و $F_I = -\frac{\partial\varphi}{\partial z}$ می‌توان برای حالت دو بعدی، سیگنال

تحلیلی میدان پتانسیل را به صورت زیر نوشت [Blakley, 1996]:

$$a(x, z) = \frac{\partial\varphi}{\partial x} + i\frac{\partial\varphi}{\partial z} \quad (۲۶-۳)$$

تابع سیگنال تحلیلی دارای خصوصیات جالبی به شرح زیر است:

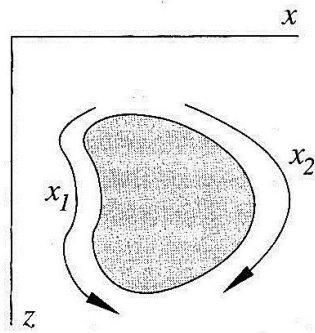
قسمت حقیقی و مجازی آن در شرایط کوشی-ریمان^۱ صدق می‌کند.

اندازه آن تابعی متقارن نسبت به محور x است که به بردار مغناطیس‌شدگی توده و بردار مغناطیس

زمین بستگی ندارد؛ بلکه تنها تابعی از موقعیت توده زیر سطحی است [Zurflueh, 1967].

با استفاده از این تابع می‌توان به تخمینی از عمق توده رسید.

1 Cauchy-Reimann



شکل ۳-۲- توده مدل دو بعدی برای تولید آنومالی مغناطیسی [Blakley, 1996].

نابیقان^۱ (۱۹۷۴) برای حالت دو بعدی از تابع زنگوله‌ای زیر برای به دست آوردن مشتقات بالاتر

سیگنال تحلیلی (پیشرفته) از منابع کم عمق استفاده کرد:

$$\left(\frac{\partial^n G_h}{\partial h^n}\right)^2 + \left(\frac{\partial^n G_z}{\partial h^n}\right)^2 = \frac{(1^2 * 2^2 * 3^2 * \dots * n^2) * \alpha^2}{(d^2 + h^2)^{n+1}} \quad (27-3)$$

در این رابطه G_h و G_z به ترتیب گرادیان افقی و قائم داده‌های میدان پتانسیل هستند. h فاصله‌ای در طول محور افقی است که عمود بر امتداد توده یا ساختار دو بعدی اندازه‌گیری می‌شود. n عددی مثبت و صحیح است که مرتبه مشتق را تعیین می‌کند. d عمق تا توده است (با فرض اینکه کف توده در بی نهایت است)، $\alpha = 2KFc \sin \theta$ برای مدل پله‌ای^۲ آنومالی مغناطیسی، K ضریب خودپذیری مغناطیسی توده، F بردار مغناطیس زمین، θ زاویه شیب مدل پله‌ای، $c = 10 - \cos^2 i \sin^2 \beta$ که i زاویه میل بردار مغناطیس زمین و β زاویه بین شمال مغناطیسی و محور h (مثبت) می‌باشد.

در حالت سه بعدی سیگنال تحلیلی ساده ($A_0(x, y)$) میدان پتانسیل G از رابطه (۳-۲۸)

محاسبه می‌شود [Hsu, 1996; Blakley, 1996; Nabighian, 1984].

$$A_0(x, y) = \frac{\partial G}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial G}{\partial y} \hat{y} + i \frac{\partial G}{\partial z} \hat{z} \quad (28-3)$$

و اندازه سیگنال تحلیلی ساده نیز از رابطه (۳-۲۹) محاسبه می‌شود:

¹ Nabighian

² Step model

$$|A_0(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial z}\right)^2} \quad (29-3)$$

با تعمیم رابطه (3-27) برای حالت سه بعدی، محاسبه مشتق مرتبه n ام از سیگنال تحلیلی

پیشرفته با استفاده از رابطه (3-30) به دست می آید:

$$A_n(x, y) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n G}{\partial z^n} \right) \hat{x} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n G}{\partial z^n} \right) \hat{y} + i \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n G}{\partial z^n} \right) \hat{z} \quad (30-3)$$

هرچه فاصله بین سطح بالا و پایین بیشتر باشد، تشخیص لبه و یا مرزها با وضوح بهتر خواهد بود. به همین دلیل با سیگنال تحلیلی پیشرفته، وضوح و دقت تشخیص برای موقعیت مرزهای زمین-شناسی افزایش یافته و در نتیجه کمتر تحت تأثیر تداخل قرار می گیرد. معادله (3-31) برای برآورد تخمین عمق مرزها مورد استفاده قرار می گیرد. برای برآورد عمق، از دامنه سیگنال تحلیلی ساده در محل های تعریف شده توسط حداکثر دامنه سیگنال تحلیلی پیشرفته مرتبه دوم استفاده می شود. این امر ممکن است منجر به برخی از اختلاف عمق بسته به وسعت اثرات تداخلی شود. اگرچه مقادیر اوج دامنه نسبت به مقادیر همسایه کمتر تحت تأثیر اثرات تداخلی قرار می گیرند.

$$d = \sqrt{2} \times \frac{|A_0(x, y)|_{\max}}{|A_2(x, y)|_{\max}} \quad (31-3)$$

بر اساس مشتقات قائم، استفاده از سیگنال تحلیلی پیشرفته سه بعدی باعث کاهش اثرات تداخلی

آنومالی های نزدیک به هم (مجاور هم) می شود [Salem, 2003].

روش های خودکار و نیمه خودکار مختلفی برای تعیین مشخصات هندسی (شامل مرزها و عمق) توده های مولد آنومالی های میدان پتانسیل گسترش یافته اند. اساس اکثر این روش ها استفاده از مشتق قائم و افقی آنومالی های میدان پتانسیل است. موفقیت و دقت نتایج به دست آمده از روش های مختلف تابع فرض های به کار رفته در این روش هاست. این گونه فرض ها در مواقعی که تشخیص مغناطیس شدگی باقی مانده و القایی غیر ممکن است، بسیار مفید است [Salem, 2003]. یکی از این

روش‌ها، ترکیب روش سیگنال تحلیلی و اویلر^۱ است که به منظور تفسیر داده‌های مغناطیسی، استفاده می‌شود. این روش بر اساس ترکیبی از سیگنال تحلیلی و روش واهمامیخت (واپیچش) اویلر^۲ نتیجه می‌شود. با استفاده از روش AN-EUL موقعیت و هندسه تقریبی منابع و توده‌های مغناطیسی قابل تشخیص است. این روش با استفاده از شبیه‌سازی نظری با مدل‌های مختلف مغناطیسی در اعماق مختلف و با توجه به ارتفاع مشاهده مورد آزمایش قرار می‌گیرد. در تمام موارد، مکان و هندسه تقریبی توده مورد نظر به درستی تخمین زده می‌شود [Salem, 2003].

در حالت کلی می‌توان گفت، اساس روش جایگزینی مشتقات، معادله اویلر در معادله سیگنال تحلیلی است.

۳-۸-۳- برگردان به قطب

یکی از عوامل مؤثر بر شکل آنومالی‌های مغناطیسی، زاویه میل بردار میدان مغناطیس زمین می‌باشد. مقدار زاویه میل در قطبین مغناطیسی ۹۰ درجه، در استوا صفر درجه و سایر محل‌ها مقادیری بین صفر و ۹۰ درجه دارد. به غیر از مواردی که توده در قطب مغناطیسی واقع شده است، سایر آنومالی‌های مغناطیسی شکلی نامتقارن دارند. برگردان به قطب، شکل نامتقارن آنومالی مغناطیسی را به شکلی متقارن تبدیل می‌کند. به این ترتیب آنومالی مغناطیسی به آنومالی اندازه‌گیری شده در قطب مغناطیسی تبدیل و ضمناً باعث می‌شود تصویر آنومالی دقیقاً بر روی توده قرار گیرد [Silva, 1986].

مفاهیم اولیه برگردان به قطب

شکل آنومالی‌های مغناطیسی تنها به شکل و ضریب خودپذیری توده وابسته نیست بلکه به جهت مغناطیس‌شدگی و جهت میدان ناحیه‌ای بستگی دارد. برای برگردان به قطب الگوریتم حوزه مکان یا الگوریتم حوزه فوریه به کار برده می‌شود [Dobrin and Savit, 1988].

¹ A combined Analytic signal and Euler method (AN-EUL)

² Euler deconvolution

در حالت دو بعدی، برگردان به قطب بدون در نظر گرفتن عرض مغناطیسی پایدار است. در حالت سه بعدی پردازش برگردان به قطب فقط در عرض‌های مغناطیسی بالا پایدار است. در مورد عرض‌های مغناطیسی کمتر از ۱۵، درجه پردازش ممکن است دچار مشکلاتی شود [Silva, 1986]. پردازش‌های مشابهی می‌تواند برای برگردان میدان مغناطیسی بین هر دو عرض مغناطیسی مورد استفاده قرار گیرد. برگردان به قطب تفسیر داده‌های مغناطیسی را خیلی راحت می‌کند. برای اینکه در عرض‌های مغناطیسی کمتر از ۵۰ درجه ارتباط شکل بی‌هنجاری با هندسه منبع غالباً آشکار نیست. همان‌طور که گفته شد در عرض‌های مغناطیسی کمتر از ۱۵ درجه پردازش می‌تواند دچار مشکلاتی شود. به این دلیل که در این حالت پردازش تبدیل فوری به علت نیاز به تقسیم طیف به یک جمله خیلی کوچک، ناپایدار می‌شود. خیلی از افراد از این مشکل، با محدود کردن این پردازش به عرض‌های مغناطیسی بزرگ‌تر از ۱۵ درجه، دوری می‌کنند. برخی نیز این پردازش را برای عرض‌های مغناطیسی کوچک‌تر از ۱۵ درجه به صورت تقریبی با اعمال دو تبدیل، که مجموع زوایا در آن دو تبدیل، برابر با اختلاف بین عرض مغناطیسی و قطب باشد، میسر کردند [Luyenyk, 1997].

این تبدیل در حوزه فرکانس از رابطه زیر به دست می‌آید [Arkani, 1988]:

$$A'(u,v) = \frac{A(u,v)}{(\sin \theta + i \cos \theta \sin(\varphi + \alpha))^2} \quad (3-32)$$

در این رابطه $A(u,v)$ شدت آنومالی در فرکانس‌های (u,v) ، θ ، ϕ به ترتیب زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین و $\alpha = \tan^{-1}(v/u)$ می‌باشد.

انجام برگردان به قطب در حوزه فرکانس و با استفاده از رابطه (۳-۳۲) سبب بروز مشکلاتی در نتایج خواهد شد. به عنوان مثال در مواردی که توده در عرض‌های جغرافیایی پایین مغناطیس شده و یا برای توده‌هایی که مغناطیس باقی مانده ناشناخته دارند نتایج این روش قابل استناد نیست [Silva, 1986]. به علاوه چون این روش در حوزه فرکانس عمل می‌کند، زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین باید در چهارگوش مورد مطالعه ثابت باشد. تغییرات زاویه انحراف بردار ژئومغناطیس

در ایران در حد ۴-۵ درجه است؛ لذا تغییرات اندک آن تأثیر چندانی بر روی نتایج برگردان به قطب ندارد. اما تغییرات زاویه میل را نمی‌توان نادیده گرفت. در صورتی که تغییرات زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین ناچیز باشد، برای برگردان به قطب می‌توان از میانگین مقادیر زاویه میل و انحراف استفاده کرد. در مواردی که این تغییرات زیاد باشد می‌توان منطقه مورد مطالعه را به قسمت‌هایی که زاویه میل و انحراف تغییر چندانی ندارند تقسیم و از میانگین آن‌ها در برگردان به قطب استفاده کرد. ارکانی، (۱۹۸۸) این روش را در حوزه فرکانس به کار برد. اما نیاز به حافظه زیاد برای ذخیره داده‌های هر قسمت و وقت‌گیر بودن عملیات از دلایل عدم کاربرد این روش است [Arkani, 1988]. آنچه مسلم است مهم‌ترین هدف در پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی، ساده‌سازی اطلاعات حاصل از پروفیل و نقشه‌های برداشت شده است. یکی از این ساده‌سازی‌ها، به دست آوردن نقشه‌ای است که دامنه تابع به کار گرفته شده به خصوصیات فیزیکی توده سبب شونده و نه به پارامترهای میدان مولد آنومالی بستگی داشته باشد. به عنوان مثال در یک برداشت مغناطیس‌سنجی پارامترهای فیزیکی توده ضریب خودپذیری مغناطیسی و عمق توده و پارامترهای میدان مولد آنومالی زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین است [علمدار، ۱۳۸۸].

۳-۸-۴- تبدیل‌های مشتق

فیلترهای مشتق شامل مشتق قائم^۱، مشتق جهتی^۲ و مشتق افقی کل^۳ هستند. معمولاً در مرحله تفسیر بنا به نیاز از هر سه نوع فیلتر استفاده می‌شود. زیرا هر سه فیلتر اطلاعات مختلف و ویژه‌ای را در اختیار می‌گذارد. ترکیب این فیلترها به طرق مختلف منجر به تولید فیلترهای جدید با کارایی بیشتر خواهد شد. علاوه بر کاربرد آن‌ها در تخمین مرز، اساس اکثر روش‌های تفسیر آنومالی‌های میدان پتانسیل به ویژه روش‌های تخمین عمق نیز کمیت مشتق است. اندازه مشتق قائم در محل لبه‌های توده‌های زیرسطحی صفر است و از این خاصیت برای تخمین مرز استفاده می‌شود. اندازه مشتق

¹ Vertical Derivative

² Directional Derivative

³ Total Horizontal Derivative

افقی در بالای لبه‌های توده زیر سطحی بیشینه است لذا این فیلتر نیز می‌تواند به عنوان وسیله‌ای جهت تخمین مرز به کار برده شود. مشتق‌های جهتی بیشتر برای برجسته کردن آنومالی‌ها از جهت و زاویه‌ای خاص به کار برده می‌شوند. در این فیلترها پدیده‌ها و عوارض خطی با امتداد عمود بر جهت محاسبه مشتق جهتی برجسته می‌شوند [علمدار، ۱۳۸۸].

فیلترهای مشتق

یکی از پرکاربردترین فیلترهای مورد استفاده در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل فیلترهای مشتق می‌باشد. نقش این فیلترها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای و باقی مانده و همچنین تخمین مرز است. این فیلترها به سه دسته فیلترهای مشتق قائم، مشتق افقی و مشتق جهتی تقسیم می‌شوند.

- فیلتر مشتق قائم

اگر $\varphi(x, y)$ بیانگر داده‌های میدان پتانسیل باشد، آنگاه با استفاده از خواص تابع لاپلاس می‌توان مشتق قائم داده‌های میدان پتانسیل را محاسبه کرد. بر طبق این تئوری، اگر $\varphi(x, y)$ یک میدان پتانسیل باشد، آنگاه $\nabla^2(\varphi) = 0$ (لاپلاس φ برابر صفر خواهد بود) بنابراین:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0 \Rightarrow \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = -\left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2}\right) \quad (3-33)$$

به علاوه هنگامی که داده‌ها در یک سطح افقی برداشت شده باشند، می‌توان تابع لاپلاس را به حوزه فوریه منتقل و سپس مشتق قائم مرتبه n داده‌های میدان پتانسیل را نیز محاسبه کرد؛ که n می‌تواند هر مقدار حقیقی را اختیار کند [Blakley, 1996].

$$\mathfrak{F}\left[\left(\frac{\partial^n \varphi}{\partial x^n}\right)\right] = |k|^n \mathfrak{F}[\varphi] \quad (3-34)$$

در این رابطه $K = 2\pi/\lambda$ که λ طول موج و نماد \mathfrak{F} بیانگر تبدیل فوریه می‌باشد.

فیلتر مشتق قائم عرض آنومالی‌ها را باریک‌تر و در نتیجه موقعیت توده‌ها را با دقت بیشتری مشخص می‌کند [Cowan et al., 2005]. با افزایش مرتبه مشتق قائم، آنومالی‌ها برجسته‌تر می‌شوند؛ اما از آنجایی که این فیلتر از نوع فیلتر بالا گذر^۱ است، لذا به طور ناخواسته همزمان با سیگنال‌های موجود در تصویر، نوفه‌ها نیز برجسته می‌شوند. این امر به ویژه در مشتقات قائم مرتبه بالاتر ظاهر خواهد شد. به طور معمول استفاده از این فیلتر فقط به مرتبه‌های اول و دوم محدود می‌شود. البته استفاده از فیلتر مشتق قائم با مرتبه غیر صحیح و یا مشتق قائم وزن‌دار نیز می‌تواند مشکل برجستگی نوفه را بر طرف کند.

– فیلترهای مشتق افقی کل

اگر $\varphi(x, y)$ معرف برداشت‌های گسسته میدان پتانسیل در یک صفحه افقی باشد، به عنوان مثال ماتریس $\varphi_{i,j}$ که $i=1, 2, \dots$ و $j=1, 2, \dots$ ماتریس داده‌های میدان پتانسیل در یک شبکه برداشت افقی با محور افقی (x) در راستای شرق-غرب و محور شمالی (y) در راستای شمال-جنوب و فواصل برداشت به ترتیب Δx و Δy باشد؛ مشتق افقی $\varphi(x, y)$ نسبت به محورهای x و y در نقطه (i, j) با استفاده از روش تفاضل محدود^۲، طبق روابط زیر قابل محاسبه است [Blakley, 1996].

$$\frac{d\varphi(x, y)}{dx} = \frac{\varphi_{i+1,j} - \varphi_{i-1,j}}{2\Delta x} \quad (3-35)$$

$$\frac{d\varphi(x, y)}{dy} = \frac{\varphi_{i,j+1} - \varphi_{i,j-1}}{2\Delta y} \quad (3-36)$$

علاوه بر روش اختلاف محدود، می‌توان مشتقات افقی را در حوزه فوریه نیز محاسبه کرد. بر طبق تئوری تبدیل فوریه مشتق، مشتقات افقی $\varphi(x, y)$ طبق روابط آتی نتیجه می‌شوند:

$$\mathfrak{F}\left(\frac{d^n \varphi}{dx^n}\right) = (iK_x)^n \mathfrak{F}(\varphi) \quad (3-37)$$

¹ High-pass filter.

² Finite-difference.

$$\Im\left(\frac{d^n \varphi}{dy^n}\right) = (iK_y)^n \Im(\varphi) \quad (38-3)$$

در روابط بالا $K = 2\pi/\lambda$ ، بیانگر طول موج و K_x و K_y به ترتیب بیانگر طول موج در جهات x و y و n مرتبه مشتق است. در این روابط کمیت n می‌تواند هر مقداری اعم از صحیح یا اعشاری را بپذیرد. ماکزیمم مقدار گرادیان افقی کل در بالای لبه‌های توده قرار می‌گیرد. اندازه گرادیان افقی کل میدان پتانسیل که به طور خلاصه گرادیان افقی نامیده می‌شود، از رابطه زیر به دست می‌آید [Telford et al., 1990].

$$h(x, y) = \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (39-3)$$

در این رابطه، میدان پتانسیل و $\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)$ و $\left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)$ به ترتیب مشتقات افقی داده‌های میدان پتانسیل نسبت به جهات x و y می‌باشد که توسط روابط بالا محاسبه می‌شوند.

به دلیل ماهیت دو قطبی میدان‌های مغناطیسی، در عمل کمتر از این میدان‌ها برای محاسبه گرادیان افقی استفاده می‌شود. در مقابل، داده‌های گرانی‌سنجی نتیجه خوبی را ایجاد می‌کند. در مواردی که فقط برداشت مغناطیس‌سنجی انجام شده است، می‌توان آنومالی مغناطیسی را به آنومالی شبه گرانی تبدیل و سپس با محاسبه گرادیان افقی آن به تخمین مرز پرداخت. البته استفاده از آنومالی گرانی و یا شبه گرانی در محاسبه گرادیان افقی، بیشتر در برداشت‌های کوچک مقیاس زمینی که نوفه‌های فرکانس بالا داده‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهند؛ اهمیت دارد. در برداشت‌های بزرگ مقیاس و هوابرد می‌توان مستقیماً از آنومالی مغناطیسی برداشت شده، به محاسبه گرادیان افقی پرداخت [علمدار، ۱۳۸۸].

– مشتقات جهتی

منظور از مشتقات جهتی داده‌های میدان پتانسیل، مشتق آن‌ها نسبت به جهات x و y می‌باشد. این روش برای برجسته کردن ساختارهای خطی موجود در نقشه‌ها به کار می‌رود. در این تکنیک آنومالی‌های خطی با امتداد عمود بر امتداد محاسبه مشتق برجسته خواهند شد. به عنوان مثال هنگامی که مشتق جهتی در امتداد شرق-غربی محاسبه می‌شود، کلیه ساختارهای خطی (گسل، دایک) موجود با امتداد شمالی-جنوبی برجسته و در مقابل ساختارهای با امتداد شرقی-غربی کم‌رنگ خواهد شد. برای محاسبه مشتقات جهتی از روابط (۳-۳۵) یا (۳-۳۶) استفاده می‌شود [Beck, 1981].

با این وجود، هنگامی که داده‌های میدان پتانسیل موجود به نقشه در می‌آیند، نقشه حاصل دارای آنومالی‌هایی با شدت‌های گوناگون است. در مواردی که دامنه تغییرات آنومالی‌های موجود در نقشه زیاد باشد؛ به عبارت دیگر هنگامی که اختلاف بین بیشینه و کمینه آنومالی موجود زیاد باشد، مشتق جهتی محاسبه شده نیز چنین وضعیتی را خواهد داشت و این باعث از دست رفتن آنومالی‌های با شدت کم‌تر خواهد شد.

۳-۸-۵- فیلتر روند سطحی

یکی از انعطاف‌پذیرترین روش‌های تحلیل برای تعیین اثرات ناحیه‌ای، روش روند سطحی توسط برازش چندجمله‌ای می‌باشد. در این روش، میدان ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده‌ای به وسیله روش کمترین مربعات یا روش اورتونرمال تقریب زده می‌شود. این روش بر اساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار است که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده‌ای داشته باشد. در این روش بر داده‌های میدان پتانسیل برداشت شده، سطحی عبور داده می‌شود، که پیچیدگی ریاضی سطح مورد نظر به روند حاکم بر داده‌ها بستگی دارد. در حالت کلی معادله سطح مذکور برای حالت دوبعدی به صورت آتی است [Robinson and Coruh, 1988]:

$$T(x, y) = A_{00} + A_{10}x + A_{01}y + A_{11}xy + A_{20}x^2 + A_{02}y^2 + A_{21}x^2y + \dots + A_{mm}x^m y^n \quad (40-3)$$

که در آن مقدار آنومالی ناحیه‌ای، A_{ij} ضرایب سطح مذکور، x و y مختصات نقاط مشاهده‌ای داده‌ها می‌باشند. پس از عبور دادن سطح مزبور بر داده‌های میدان پتانسیل برداشت شده، مقدار آنومالی باقی مانده به صورت زیر محاسبه می‌شود [Robinson and Coruh, 1988]:

$$R_i = G_i - T_i \quad (41-3)$$

که در آن G_i داده‌های مشاهده‌ای، T_i پاسخ سطح مزبور به عنوان اثر ناحیه‌ای و R_i نماینده آنومالی باقی مانده می‌باشد. درجه روند سطحی به پیچیدگی زمین‌شناسی ناحیه‌ای بستگی دارد. از درجه روند سطحی بیشتر برای هم‌پوشانی بین مقادیر سطح مزبور و مقادیر داده‌های مشاهده‌ای در شرایط پیچیده‌تر زمین‌شناسی استفاده می‌شود [Dobrin and Savit, 1988].

مطابق روش کمترین مربعات، باید مربع اطلاعات باقی مانده کمترین مقدار گردد [طبسی، ۱۳۸۹].

$$\sum R^2 = \text{Minimum} \quad (42-3)$$

فصل چهارم

مراحل آماده‌سازی نقشه‌ها

۴-۱- مقدمه

در این مطالعه به منظور تهیه نقشه پتانسیل مطلوب کانی‌زایی آهن هیدروترمال در منطقه میامی و تعیین مناطق امیدبخش، از لایه‌های اکتشافی مختلفی شامل داده‌های ژئوفیزیکی، زمین‌شناسی، ساختاری و نقشه دگرسانی به دست آمده از تصاویر ماهواره‌ای استفاده شده است. روش هم‌پوشانی شاخص و منطق فازی، برای تعیین شاخص‌ها و ویژگی‌های سودمند مینی بر احتمال بالای وجود کانی‌سازی در هر یک از لایه‌های اطلاعاتی، بعد از رقوم‌سازی و آماده‌سازی این لایه‌ها برای ورود به نرم‌افزار و با توجه به نظر کارشناس بر روی این داده‌ها انجام شده است. لازم به ذکر است که هر یک از لایه‌های اطلاعاتی در نهایت می‌بایست با دیگر لایه‌ها از نظر اندازه و مقیاس یکسان باشد (هم‌خوانی داشته باشد). به همین جهت در تلفیق نهایی از بخش‌های مشترک هر ۴ لایه اطلاعاتی استفاده شده است. در این فصل نحوه چگونگی تهیه، آماده‌سازی و پردازش هر یک از لایه‌های اطلاعاتی مزبور مورد بحث قرار می‌گیرد.

۴-۲- نقشه زمین‌شناسی میامی

۴-۲-۱- مشخصات عمومی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال شرق استان سمنان در شهرستان شاهرود واقع شده است. به لحاظ موقعیت، در محدوده تقریبی جغرافیایی با عرض شمالی $30^{\circ} 36' - 20^{\circ} 36'$ و طول شرقی $56^{\circ} 37' - 55^{\circ}$ (نیمه بالایی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی میامی) قرار دارد. از ارتفاعات مهم ناحیه می‌توان کوه میامی، سوخته کوه و کوه آسیاب را نام برد. رودخانه دائمی در ناحیه وجود ندارد و رودخانه زیدر، کال طاقی و کفتاره از رودخانه‌های فصلی منطقه‌اند؛ که در فصول بارندگی دارای آب هستند. راه آسفالت تهران-مشهد از مهم‌ترین راه‌های ارتباطی منطقه است.

۴-۲-۲- سابقه مطالعاتی منطقه مورد مطالعه

حسینی در سال ۱۳۷۴ در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود گرانیتهای جنوب بیارجمند را مطالعه کرده است. پس از آن این محدوده در سال ۱۳۷۹ توسط شرکت مهندسی مشاور کاوشگران جهت پتانسیل‌یابی مواد معدنی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ مورد بررسی قرار گرفت. اما اولین مطالعه سیستماتیک با هدف بررسی توان معدنی و پتانسیل‌یابی در زون داورزن-میامی در سال ۱۳۷۹ توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد. بررسی‌های مذکور شامل اکتشافات چکشی با روش کنترل نقاط امیدبخش، ژئوشیمی و دورسنجی بوده‌اند.

۴-۲-۳- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

میامی بخش کوچکی از انتهای شمالی پهنه ایران مرکزی است. واحدهای سنگی منطقه در برگیرنده ردیفی از نهشته‌های رسوبی ژوراسیک و کرتاسه بوده و حجم قابل توجهی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه را پوشانده است. سنگ‌های دگرگونی به صورت محدود در منطقه رخمون دارند و سن آن‌ها به طور دقیق معلوم نیست. توده‌های نفوذی برونزادی محدود دارند، این سنگ‌ها دست کم حاصل دو فاز آذرین درونی و دو فاز شبه آتشفشانی هستند. سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب اسیدی وابسته به ماگماتیسم اواخر مزوزوئیک‌اند و به صورت توده‌های کوچک تا متوسط در جنوب شهر میامی و در بیارجمند نمایان شده‌اند. واحدهای شبه آتشفشانی به صورت توده‌های نیمه ژرف کوچک در میان واحدهای سنگی منطقه جایگزین شده‌اند. یک گروه از آن‌ها با ترکیب حد واسط تا بازیک به شکل دایک و زبانه‌های نفوذی در شمال منطقه در میان واحدهای آتشفشانی ائوسن پایانی نمایان شده‌اند، گروه دیگر با ترکیب حد واسط-اسیدی به صورت گنبد‌های نیمه ژرف در میان واحدهای تخریبی ژوراسیک میانی-پایانی در جنوب شهر میامی دیده می‌شوند. هر دو مجموعه نفوذی حاصل ماگماتیسم پس از ائوسن هستند [امینی و همکاران].

رخنمون‌های محدودی از سنگ‌های افیولیتی در بخش شمالی نقشه دیده می‌شود که متشکل از سنگ‌های اولترامافیک، سرپانتینیت و در برخی موارد سنگ‌های آهکی بلورین قرمز رنگ است. دگرسانی در منطقه باعث تجزیه سنگ‌های افیولیتی شده به طوری که از کانی‌های اولیه سنگ فقط پیروکسن قابل تشخیص است و در بیشتر موارد تشخیص ژنز اولیه سنگ امکان‌پذیر نیست. واحدهای سنگی قابل تفکیک به ترتیب زمانی عبارتند از:

ژوراسیک

نهشته‌های ژوراسیک، به طور عمده در جنوب خاوری شهر میامی و در گوشه جنوبی نقشه رخنمون دارند این نهشته‌ها به دلیل زمین ساخت شدیدی که منطقه را تحت تأثیر قرار داده است، به طور کامل چین خورده و در بخش‌هایی تحت تأثیر توده‌های نفوذی آذرین، دگرگونی مجاورتی را متحمل شده‌اند.

کرتاسه

نهشته‌های کرتاسه در جنوب میامی و باختر بیارجمند با ضخامت شایان توجه، ستیغ قله‌های مرتفع منطقه را می‌سازد. نهشته‌های کرتاسه زیرین گسترش و ضخامتی بیش از رسوبات کرتاسه بالایی دارند و شامل تناوبی از مارن و ماسه سنگ با آهک مارنی و آهک شیلی نازک لایه می‌باشد، در مواردی رخساره تخریبی از جنس کنگلومرا، میکروکنگلومرا و ماسه سنگ تشکیل شده است. در بعضی از قسمت‌ها تناوبی از مارن و شیل با میان لایه‌هایی از آهک ورقه ورقه و آهک متبلور و برشی مشاهده شده است.

پالئوسن

رخنمون مربوط به نهشته‌های پالئوسن در شمال میامی دیده می‌شود. این رخنمون کوچک از یک سنگ آهک کرم رنگ خرد شده تشکیل شده که توسط دو گسل محدود می‌شود. وجود فسیل‌های مربوط به پالئوسن (مونتین-تانتین) از مشخصه این دوره است.

اؤوسن

واحدهای اؤوسن بیشترین گسترش را در منطقه دارد و با یک امتداد شمال خاوری جنوب باختری ارتفاعات نه چندان مرتفع را می‌سازد. در ناحیه میامی، نهشته‌های اؤوسن بیشتر از سنگ‌های رسوبی تشکیل شده است و گسترش سنگ‌های آتشفشانی محدود می‌باشد. اؤوسن زیرین با یک پیشروی گسترده دریا همراه بوده که حاصل آن رسوبات کنگلومرایی، ماسه سنگ و مارنی گسترده‌ای است که در جنوب باختر منطقه برونزد دارد. آغاز اؤوسن زیرین با تخریب و اکسیداسیون همراه بوده و کنگلومرای قرمز رنگ را برجای گذاشته است این واحد به طور گسله در کنار شیل و آهک‌های ژوراسیک جای گرفته است.

الیگومیوسن

رخمون‌های بسیار محدود در جنوب (جنوب چاه تلخ) نقشه دیده می‌شود که شامل مارن، رس زرد و قرمز با میان لایه‌هایی از سنگ آهک مارنی بوده که فاقد فسیل می‌باشد.

نئوژن

واحدهای نئوژن بیشتر رخساره‌های ساحلی و کولابی دارند و در شمال باختر به صورت انباشته‌های کنگلومرایی نئوژن گسترده شده‌اند.

کواترنر

در حاشیه شرقی نقشه، رسوبات کواترنر گسترش بیشتری دارد و در حاشیه خاوری رودخانه زیدر ضخامت در حد ۸۰ تا ۱۰۰ متر را به نمایش می‌گذارد. لایه‌ها بیشتر افقی بوده و گاه از شیب توپوگرافی پیروی کرده‌اند. این رسوبات کمتر سخت شده و اندازه آن‌ها در حد قلوه سنگ و ریگ بوده که همراه با میان لایه‌های دانه ریز ماسه‌ای و رسی هستند [آمینی و همکاران].

زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک

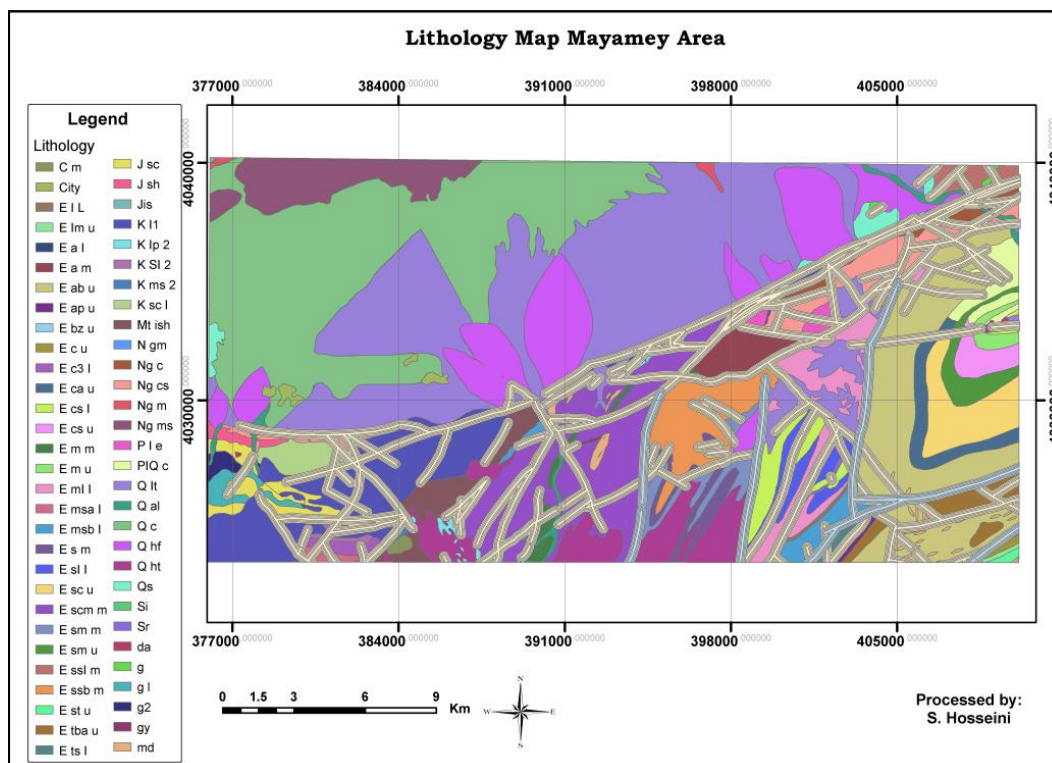
گستره مورد بررسی در منطقه مرزی پهنه ایران مرکزی و پهنه بینالود و یا البرز شرقی قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه در جنوب گسل میامی و در شمال پهنه ایران مرکزی واقع شده است. به طور کلی عناصر اصلی ساختاری ناحیه، شامل شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین خوردگی‌های وابسته به گسلش می‌باشند. بر اساس مطالعات صحرایی، الگوی جابجایی منطقه از نوع برشی و فشارشی است و به همین دلیل گسل‌های اصلی منطقه در بیشتر موارد هر دو مؤلفه جابجایی افقی و قائم را دارا هستند. روند ساخت‌های منطقه شمال خاوری-جنوب باختری است و تقریباً از روند البرز خاوری پیروی می‌کند [امینی و همکاران].

گسل میامی یا گسل شاهرود با روند تقریباً شرقی-غربی، حد جداکننده زون بینالود (البرز شرقی) از ایران مرکزی است. حد شرقی آن فرورفتگی ناحیه تربت جام و احتمالاً دنباله گسل هرات در افغانستان است. حد غربی این گسل در جنوب غربی شاهرود (جنوب نعیم آباد) در زیر رسوبات عهد حاضر و کویر دامغان ناپدید می‌شود؛ هر چند ممکن است گسل عطاری در فاصله تقریباً ۱۰۰ کیلومتری، امتداد غربی آن باشد. حد شمالی این گسل بیشتر زمین‌های آبرفتی و کوهپایه‌ای، ولی حد جنوبی آن کوهستانی و در برخی نقاط (جنوب میامی-عباس آباد و فریمان) جداکننده‌ی ملائزهای افیولیتی از واحدهای دیگر است. گسل شاهرود تا آخرین مراحل چین خوردگی آلپی در پلیوسن حالت راستگرد داشته است [درویش زاده، ۱۳۷۰].

گسل میامی یک شکستگی واحد نیست و در حقیقت یک زون گسله (متشکل از چند گسل به موازات یکدیگر) است؛ شیب صفحه آن متغیر و در سطح زمین نزدیک به ۷۵ تا ۸۵ درجه به سمت جنوب است. بیشتر چین خوردگی‌های منطقه مربوط به ائوسن پیشین هستند؛ که می‌تواند در فاز آلپین میانی انجام شده باشد [امینی و همکاران].

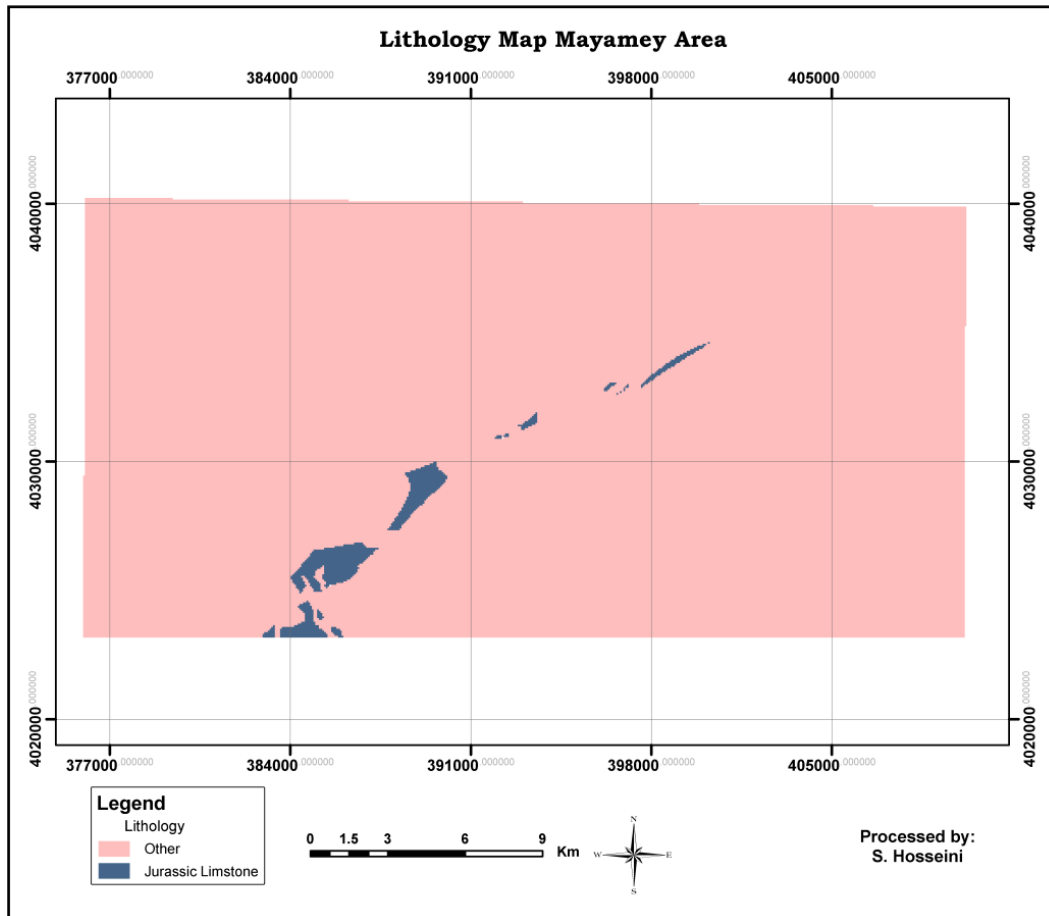
۴-۲-۴- نقشه رقومی زمین‌شناسی و گسل

تمامی واحدهای سنگی، گسل‌ها و خطواره‌های موجود در نقشه زمین‌شناسی به وسیله نرم افزار ARC GIS رقومی شده و به صورت یک لایه اطلاعاتی جهت انجام عملیات تلفیق آماده شد. واحدهای سنگی به همراه گسل‌ها که به دو دسته اصلی و فرعی تفکیک شده‌اند، به صورت رقومی در شکل ۴-۱ آورده شده است.



شکل ۴-۱- نقشه رقومی زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه به همراه گسل‌های اصلی و فرعی

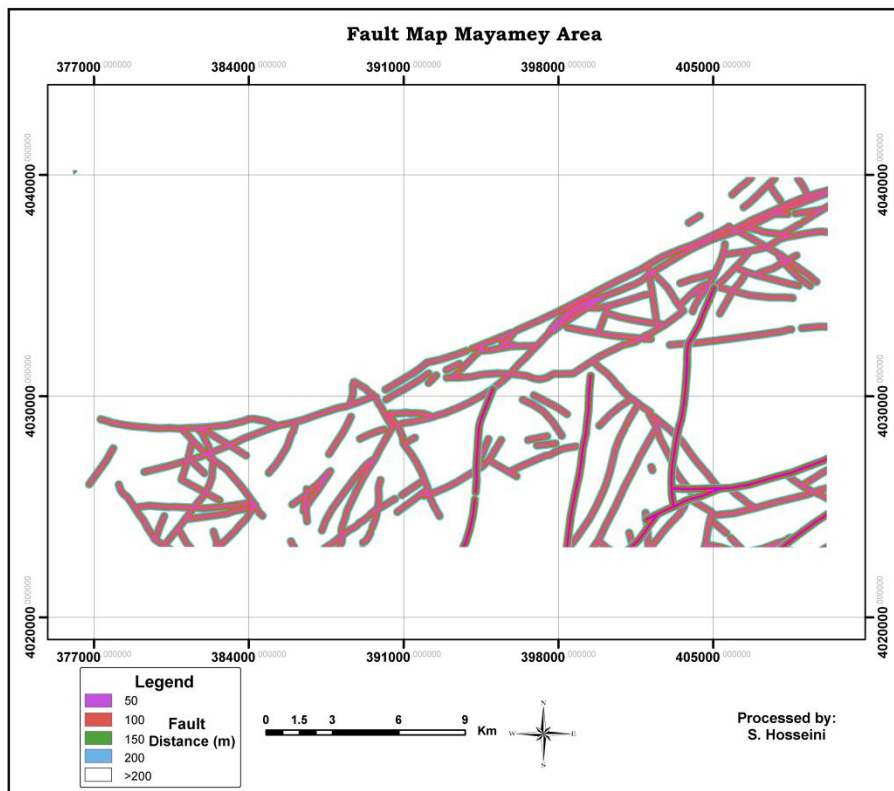
با بررسی‌های انجام شده و هم‌فکری کارشناسان زمین‌شناسی و همچنین گزارش‌های سازمان زمین‌شناسی مشخص شد که احتمالاً آهک‌های ژوراسیک در این قسمت به عنوان سنگ میزبان تشکیل کانسار آهن است. بر این اساس، آهک‌های ژوراسیک در منطقه به عنوان پارامتر مهم زمین‌شناسی مشخص شد و این نقشه جهت تلفیق مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲- نقشه رقومی زمین‌شناسی که در آن آهک ژوراسیک به عنوان سنگ میزبان در منطقه مشخص شده است.

جهت و طول شکستگی‌ها، حضور شکستگی‌های متقاطع و مکان‌هایی با چگالی بالای شکستگی می‌توانند برای تعیین مناطق با پتانسیل بالای اکتشافی مورد استفاده قرار گیرند. در مقیاس اکتشاف مقدماتی ساختارهای کوچک، سطوح لایه‌بندی و درزه‌ها نیز مهم هستند، زیرا می‌توانند تراوایی و موقعیت کانسارها را تحت تأثیر قرار دهند [Andrada de palomera, 2004].

گسل‌های موجود در منطقه نسبت به فاصله (بافر زده شده) وزن‌دهی شده‌اند؛ به این ترتیب که هر چه فاصله از گسل بیشتر باشد، وزن کمتری به آن تعلق گرفته است (شکل ۴-۳).



شکل ۴-۳- نقشه رقومی ساختاری که گسل‌های اصلی و فرعی با فواصل ۵۰، ۱۰۰، ۱۵۰ و ۲۰۰ متری بافر زده شده.

۴-۳- سنجش از دور

در حالت کلی، تصاویر حاصل از دورسنجی برای دو منظور در اکتشاف مواد معدنی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

۱- ترسیم نقشه زمین‌شناسی و گسل‌ها و شکستگی‌ها که محدوده منطقه کانی‌سازی را مشخص می‌کند.

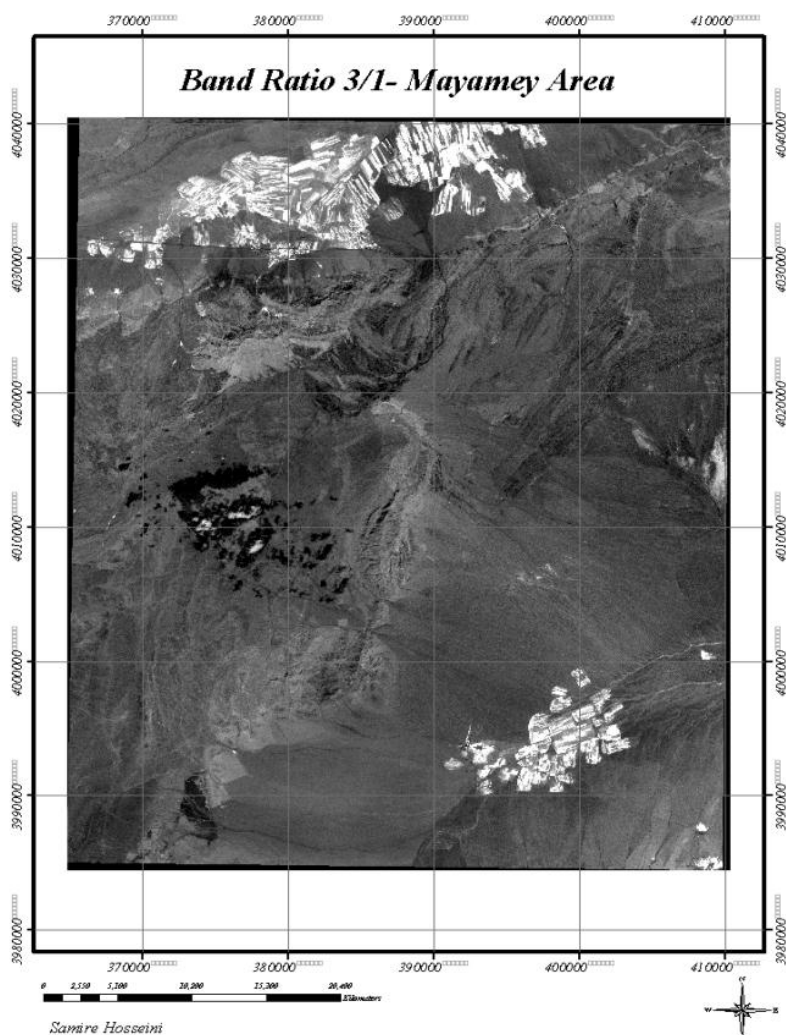
۲- تشخیص سنگ‌های دگرسان‌شده گرمایی با استفاده از خصوصیات طیفی آن‌ها [شاهی، ۱۳۸۷].

هدف اصلی از به‌کارگیری این روش‌های پردازش، تهیه لایه‌های دگرسانی با استفاده از داده‌های سنجش از دور و سپس تلفیق این لایه‌ها برای مشخص کردن محدوده‌های دارای پتانسیل بالای کانی‌سازی است. لازم به ذکر است که تمامی پردازش‌های صورت گرفته بر روی داده‌های ماهواره‌ای با نرم افزار ENVI 4.5 انجام شده است. برای به دست آوردن مناطق دگرسانی در این محدوده از داده‌های

رقومی ۶ باند سنجنده ETM^+ لندست ۷ با ردیف ۳۵ و گذر ۱۶۱ استفاده شده است. به این منظور ابتدا مناطق دگرسانی از طریق روش‌های مختلف پردازش داده‌های رقومی نظیر نسبت باندی، ترکیب رنگی کاذب و روش تجزیه مؤلفه‌های اصلی به دست آمده و نتایج با یکدیگر مقایسه شده است. نتایج حاصل از این روش‌ها به عنوان لایه ورودی برای سیستم GIS انتخاب و به منظور تعیین مناطق کانی-سازی مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

۴-۳-۱- روش نسبت‌گیری طیفی

با توجه به مطالعه منحنی طیفی اکسیدهای آهن، بازتاب اکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت، گوتیت) در باند ۳ و جذب در باند ۱ اتفاق می‌افتد [Prost, 2001]. بنابراین از نسبت باندی ۳/۱ (شکل ۴-۴) سنجنده ETM^+ برای بارزسازی اکسیدهای آهن مورد استفاده قرار گرفت (زمین‌های کشاورزی منطقه در شکل با رنگ سفید مشخص شده است). این نسبت باندی نتوانسته به وضوح مناطق دارای دگرسانی اکسید آهن را مشخص کند. این نکته را نیز می‌بایستی در نظر گرفت که سنجنده ETM^+ در باندهای مرئی که اکسیدهای آهن را بارز می‌کند، دارای قدرت تفکیک زمینی ۳۰ متر می‌باشد بنابراین از کیفیت چندانی نسبت به سنجنده‌های مشابه برخوردار نیست.



شکل ۴-۴- دگرسانی‌های اکسید آهن حاصل از روش نسبت باندی (b_3/b_1) که با رنگ سفید دیده می‌شوند.

۴-۳-۲- روش تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA)

روش تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های اصلی می‌تواند برای متراکم ساختن اطلاعات موجود در تعدادی از باندها به کار رود که از نظر صرف وقت و احیاناً هزینه حائز اهمیت است [علوی پناه، ۱۳۸۲].

در روش PCA، دستیابی به شاخص‌های مستقل (غیر همبسته) بسیار مفید است، زیرا عدم همبستگی نشان می‌دهد شاخص‌ها جنبه‌های متفاوتی از داده‌ها را در خود جای داده‌اند. به عبارتی بهترین نتیجه زمانی حاصل می‌شود که متغیرهای اولیه همبستگی بسیار بالایی داشته باشند. با توجه به اینکه قالب داده‌های باندهای طیفی سنجنده‌ها در مناطق خشک و بیابانی همبستگی بالایی دارند، بنابراین کارایی این روش در این گونه مناطق زیاد است [علوی پناه، ۱۳۸۲].

۴-۳-۲-الف- روش آنالیز مؤلفه‌های اصلی بر روی ۶ باند (۱،۲،۳،۴،۵،۷)

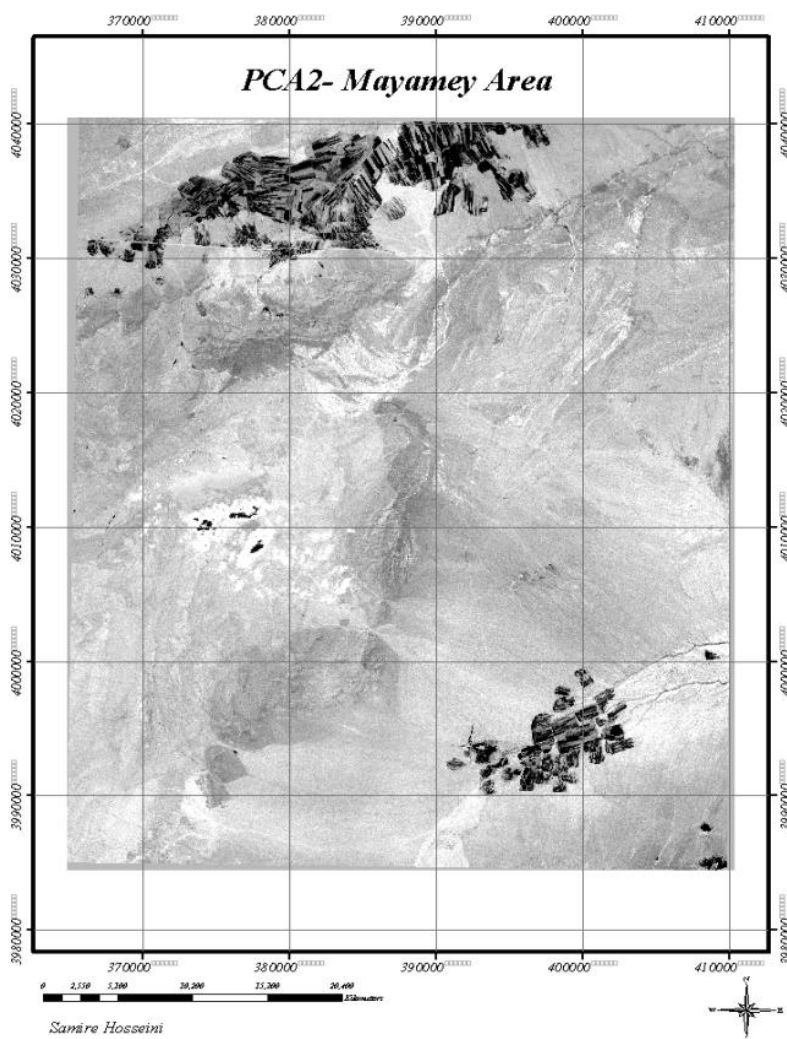
جدول ۱-۴ نتایج تحلیل مؤلفه‌های (مقادیر ویژه بردارها) را بر روی ۶ باند (۱،۲،۳،۴،۵،۷) نشان می‌دهد. با توجه به علامت و بزرگی اندازه مقادیر ویژه بردارها و خواص مناطق دگرسانی و پوشش گیاهی باید مؤلفه اصلی مناسب را برای تشخیص مناطق دگرسان شده انتخاب کنیم. همان‌طور که در جدول ۱-۴ دیده می‌شود، بالاترین مقادیر بردار ویژه باند ۳ و ۱ مربوط به مؤلفه دوم است (البته باید منفی در آن ضرب شود)، مناطق دگرسانی اکسید آهن در نقشه به رنگ تیره دیده می‌شوند (شکل ۴-۵).

جدول ۱-۴- نتایج حاصل از روش تجزیه مؤلفه‌های اصلی بر روی باندهای ۱،۲،۳،۴،۵،۷

بردار ویژه	باند ۱	باند ۲	باند ۳	باند ۴	باند ۵	باند ۷
PC 1	۰/۳۱۳۵۲۸	۰/۳۹۹۷۶۵	۰/۴۹۱۸۲۱	۰/۳۱۳۵۲۸	۰/۸۹۹۷۶۵	-/۴۹۱۸۲۱
PC 2	۰/۳۱۷۳۲۷	۰/۳۷۵۹۶۹	-۰/۵۰۷۸۸۸	۰/۳۱۷۳۲۷	۰/۳۷۵۹۶۹	-۰/۵۰۷۸۸۸
PC 3	۰/۵۴۸۶۳۸	-۰/۴۴۵۹۰۹	۰/۰۱۲۶۹۹	۰/۵۴۸۶۳۸	-۰/۴۴۵۹۰۹	۰/۰۱۲۶۹۹
PC 4	۰/۲۸۷۰۰۷	۰/۵۵۱۱۲۹	-۰/۳۳۷۴۶۸	-۰/۲۸۷۰۰۷	-۰/۵۵۱۱۲۹	۰/۳۳۷۴۶۸
PC 5	-۰/۶۲۶۶۱۲	۰/۱۴۷۰۱۴	-۰/۲۹۲۸۲۲	۰/۶۲۶۶۱۲	-۰/۱۴۷۰۱۴	۰/۲۹۲۸۲۲
PC 7	۰/۱۵۸۰۶۷	۰/۴۱۷۹۰۴	-۰/۵۴۸۰۶۱	-۰/۱۵۸۰۶۷	۰/۴۱۷۹۰۴	۰/۵۴۸۰۶۱

۴-۳-۲-ب- روش کروستا بر روی چهار باند (۱،۳،۵،۷)

با توجه به اینکه پوشش گیاهی در محدوده باند ۴ سیمایی قوی دارد [Suarez, 2003]، لذا برای از بین بردن اثر پوشش گیاهی روی دگرسانی‌های منطقه با حذف باند ۴ مجدداً روش کروستا روی ترکیب باندی ۱،۳،۵،۷ انجام شد (جدول ۲-۴). در این روش نیز بالاترین مقادیر بردار ویژه برای مشخص کردن دگرسانی اکسید آهن، مربوط به مؤلفه اصلی دوم است (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۵- دگرسانی‌های اکسید آهن حاصل از روش تجزیه مؤلفه‌های اصلی بر روی باندهای ۱،۲،۳،۴،۵،۷ که با رنگ تیره دیده می‌شود (PC2-).

۴-۳-۳- استفاده از تصاویر رنگی کاذب (RGB)

اغلب تصاویر در مقیاس‌های خاکستری به نمایش در می‌آیند. اگر چه چشم انسان قادر به تشخیص و تمایز حدوداً ۳۰ سطح خاکستری در محدوده سیاه تا سفید است، اما بیشتر به تفاوت‌های رنگی برای تشخیص الگوهای رنگی حساس است. تصویر رنگی کاذب، ترکیب ۳ باند مختلف است که به صورت رنگ‌های قرمز، سبز و آبی با هم ترکیب می‌شوند. چنانچه باندها ترکیبی در طول موج قرمز، سبز و آبی باشند، تصویر حاصله با رنگ واقعی به دست خواهد آمد و در صورتی که باندها ترکیبی متفاوت از قرمز، سبز و آبی باشند، تصویر حاصله رنگ کاذب خواهند داشت.



شکل ۴-۶- دگرسانی‌های اکسید آهن حاصل از روش تجزیه مؤلفه‌های اصلی بر روی باندهای ۱،۳،۵،۷ که با رنگ تیره دیده می‌شود (PC2-).

در ساخت ترکیب‌های رنگی کاذب بهتر است از باندهایی که همبستگی کمتری نسبت به هم دارند، استفاده شود [Amara, 2007]. هدف از انتخاب باندهای مناسب برای ساخت تصاویر رنگی، به حداقل رسانیدن داده‌های کم ارزش و استفاده حداکثر از اطلاعات مفید می‌باشد.

جدول ۴-۲- نتایج حاصل از روش تجزیه مؤلفه‌های اصلی بر روی باندهای ۱،۳،۵،۷

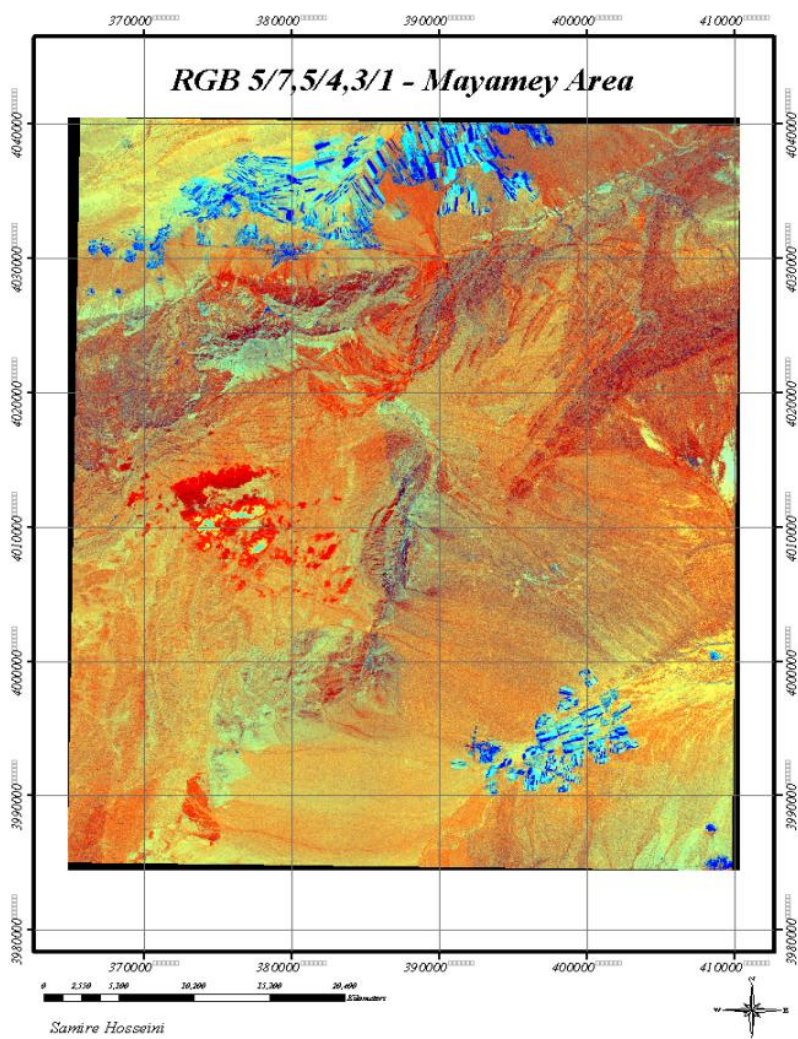
بند ۷	بند ۵	بند ۳	بند ۱	بردار ویژه
۰/۵۷۶۱۵۳	۰/۴۵۶۴۱۰	۰/۵۷۶۱۵۳	۰/۳۵۷۴۷	PC 1
-۰/۴۰۹۸۴۴	۰/۶۲۸۲۹۲	-۰/۴۰۹۸۴۴	۰/۵۱۸۹۴۵	PC 2
-۰/۰۰۸۶۶۶	۰/۶۳۰۰۳۱	-۰/۰۰۸۶۶۶	-۰/۷۷۶۴۷۳	PC 3
-۰/۷۰۷۱۰۷	۰	-۰/۷۰۷۱۰۷	۰	PC 4

ترکیب باندهای مختلف، تصاویری می‌سازد که ممکن است هر ترکیب بانندی دارای توانایی خاص برای مطالعه و جداسازی پدیده خاصی باشد [علوی پناه، ۱۳۸۲].

اما به هر حال با توجه به محدودیت‌های داده‌های ETM^+ و عدم پوشش تمامی محدوده‌های طیفی عموماً از این تصاویر برای مشخص نمودن دگرسانی آرژیلیک و اکسیدهای آهن استفاده می‌شود؛ اما وینسنت^۱ در سال ۱۹۹۷ برای بسیاری از کانی‌ها ترکیب‌های رنگی‌ای را در تصاویر ETM^+ پیشنهاد کرده است، که هر چند به دقت تصاویر استر نیست، اما با ترکیب شدن با اطلاعات زمین‌شناختی، خطواره‌ها، نسبت‌های بانندی متداول و دانش فنی کارشناس سنجش از دور می‌تواند راهگشا باشد.

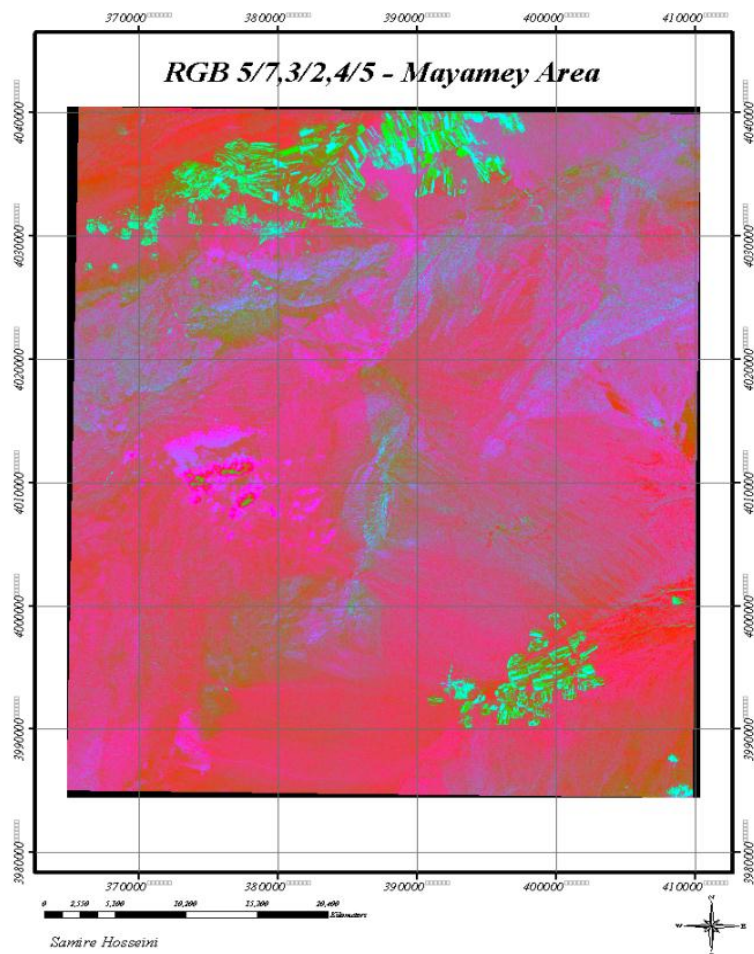
همچنین با استفاده از ترکیب رنگی $RGB:5/7,3/2,4/5$ و $RGB:5/7,5/4,3/1$ [Yetkin, 2003] می‌توان به خوبی مناطق حاوی اکسید آهن را مشخص کرد (شکل ۴-۷ و شکل ۴-۸). نکته‌ی قابل توجه دیگر این که، بخش‌هایی از زمین‌های کشاورزی هستند که دگرسانی اکسید آهن را نشان می‌دهند و دقیقاً مشخص نیست این دگرسانی مربوط به گونه گیاه کشت شده در منطقه است (آنومالی کاذب) یا دگرسانی اکسید آهن. به این ترتیب پیشنهاد می‌شود در بخش‌هایی از زمین‌های کشاورزی بررسی‌های خاک شناسی صورت گیرد.

¹ Vincent

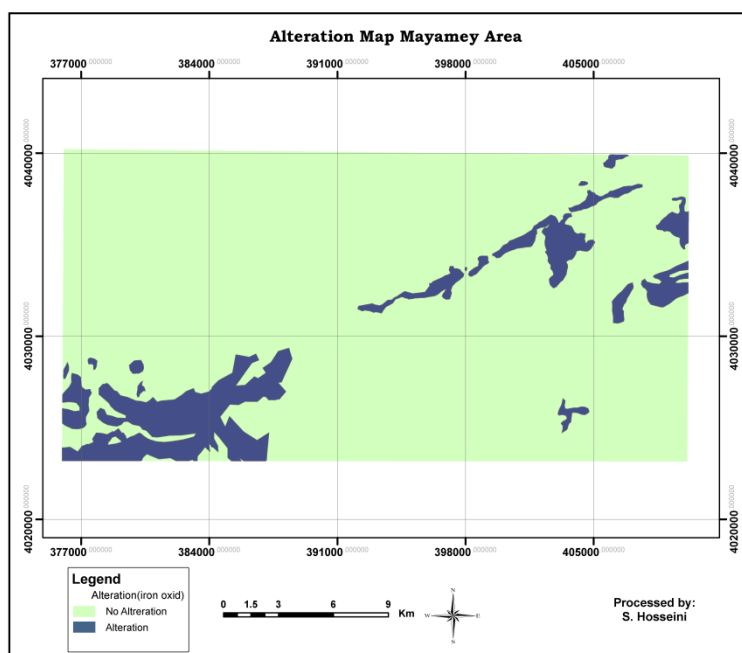


شکل ۴-۷ - RGB:5/7,5/4,3/1. کانی‌های آهن با رنگ آبی و اکسید آهن با رنگ سبز مشخص شده است.

در نهایت پس از بررسی‌های انجام شده، مناطق دارای دگرسانی اکسید آهن مشخص و نقشه رقمی آن (شکل ۴-۹) با توجه به تلفیق دو ترکیب نسبت بانندی مناسب RGB:5/7,5/4,3/1 و RGB:7/4,4/3,5/7 به تصویر در آمده است. لازم به ذکر است که پردازش‌های آنالیز مولفه‌های اصلی، نسبت بانندی و آنالیز ترکیب رنگی کاذب به روی تصاویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی انجام گرفت. اما از آن جا که نقشه دگرسانی به عنوان یکی از لایه‌های اکتشافی است و باید با دیگر اطلاعات از نظر اندازه و مقیاس یکسان باشد (هم‌خوانی داشته باشد)، به همین دلیل تنها بخش مشترک با دیگر لایه‌های اطلاعاتی از نقشه رقمی دگرسانی اکسید آهن در تلفیق استفاده شد.



شکل ۴-۸ - RGB:5/7,3/2,4/5. اکسید آهن با رنگ سبز و مناطق غنی از رس با رنگ قرمز مشخص شده.



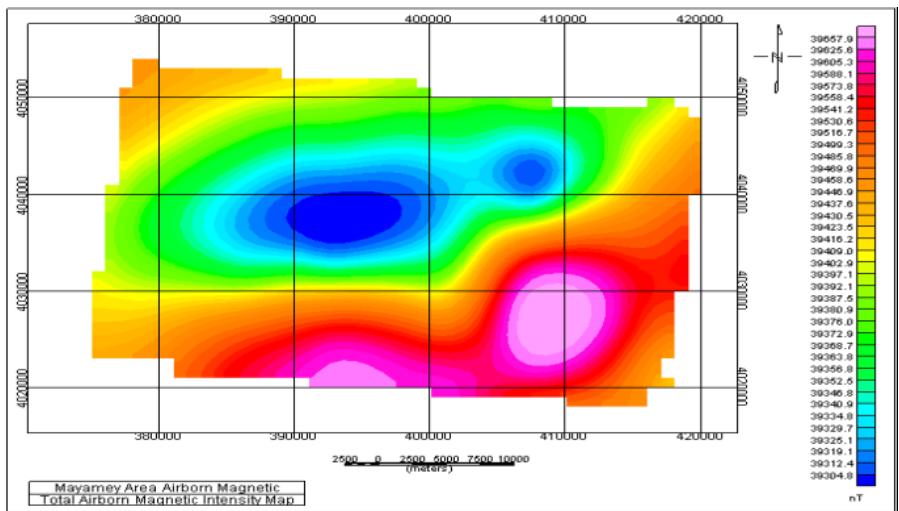
شکل ۴-۹ - نقشه رقومی شده مربوط به مناطق دارای دگرسانی اکسید آهن بر اساس داده‌های سنجنده ETM⁺ ماهواره لندست ۷

۴-۴- مغناطیس هوابرد

مقایسه نقشه‌های معدنی و نقشه‌های مغناطیس‌سنجی از یک منطقه این حقیقت را نشان می‌دهد که اکثر معادن همراه ناهنجاری مغناطیسی بوده و یا در مجاورت آن قرار دارند. داده‌های مغناطیسی با کیفیت بالا در اکتشاف کانسارها در مقیاس‌های مختلف می‌تواند موثر باشد. در مقیاس‌های کوچک (۱:۱۰۰۰۰۰۰)، نقشه‌های مغناطیسی اطلاعات سودمندی از منطقه وسیع را آشکار ساخته و ساختارهای زمین‌شناسی بزرگ را مشخص می‌کنند. نقشه‌های مغناطیسی متوسط مقیاس (۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰) برای به دست آوردن اطلاعات منطقه‌ای مفید بوده و می‌توان مناطق با پتانسیل معدنی را برای اکتشاف بیشتر انتخاب کرد. مقیاس‌های بزرگ (۱:۲۵۰۰۰) و بزرگ‌تر نقشه‌های مغناطیسی برای کارهای تفصیلی و مشخص نمودن نقاط حفاری مؤثر هستند. در این بررسی از داده‌های مغناطیس هوابرد با فاصله خطوط برداشت ۷/۵ km که توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه شده، استفاده شده است.

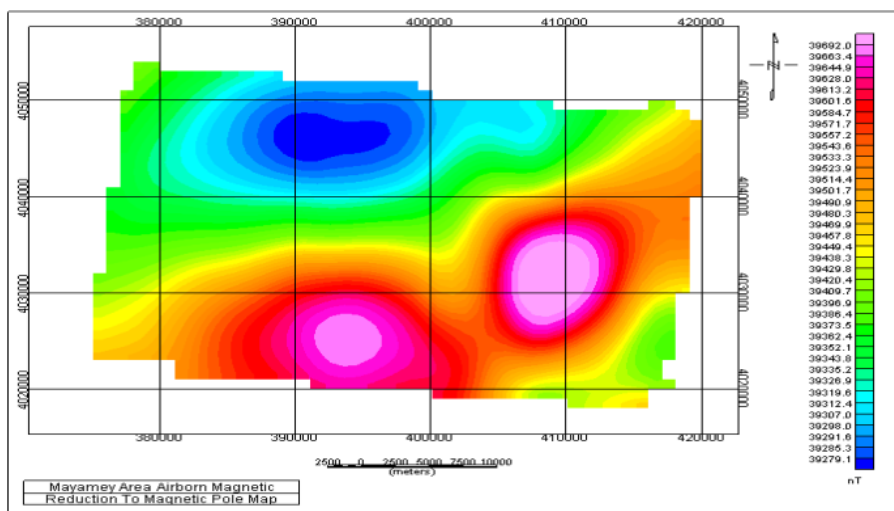
۴-۴-۱- پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیس هوابرد

معمولاً نقشه مغناطیس کل از نظر روندهای کلی و ناحیه‌ای حاکم بر محدوده مورد مطالعه بررسی می‌شوند. در نقشه مغناطیس کل (شکل ۴-۱۰) این محدوده در شمال یک زون با شدت نسبی کمینه قابل مشاهده است. در پایین این زون و به سمت غرب و شمال شرق، زون مغناطیسی با شدت نسبی متوسط (به رنگ سبز) قرار دارد. در نهایت در جنوب و شرق نقشه زون مغناطیسی با شدت نسبی بالا (به رنگ قرمز) قرار دارد؛ که شدت مغناطیسی کل ثبت شده در آن نسبت به سایر نواحی بیشتر است.

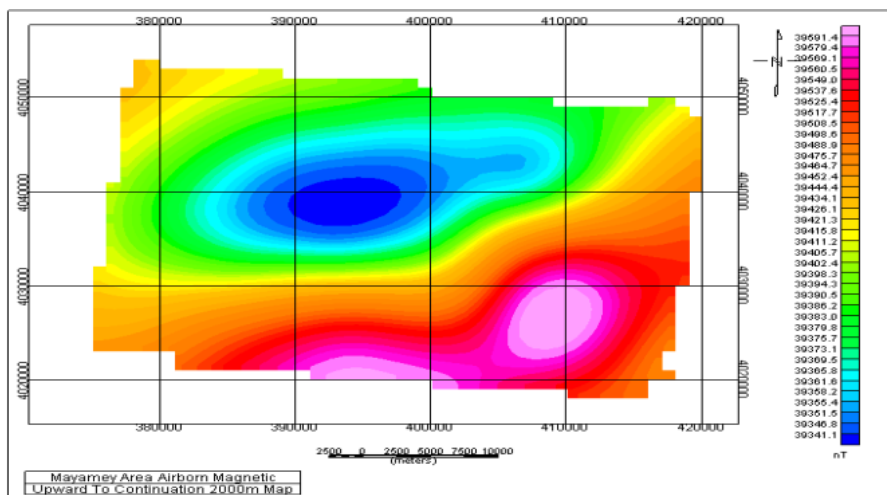


شکل ۴-۱۰- نقشه شدت کل میدان مغناطیسی (هوابرد) منطقه میامی

همان طور که در شکل ۴-۱۱ و شکل ۴-۱۲ مشاهده می‌شود پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب و گسترش رو به بالا روند حاکم مشابه نقشه شدت میدان کل مغناطیسی است. در شمال این محدوده یک زون با شدت نسبی کمینه مشاهده می‌شود. پایین این زون همانند نقشه شدت میدان مغناطیسی کل، به سمت غرب، شمال شرق و مرکز، زون مغناطیسی با شدت نسبی متوسط (قسمت‌های سبز رنگ) قرار دارد. نواحی با شدت مغناطیسی بالا در جنوب و جنوب شرقی نقشه مشخص است.



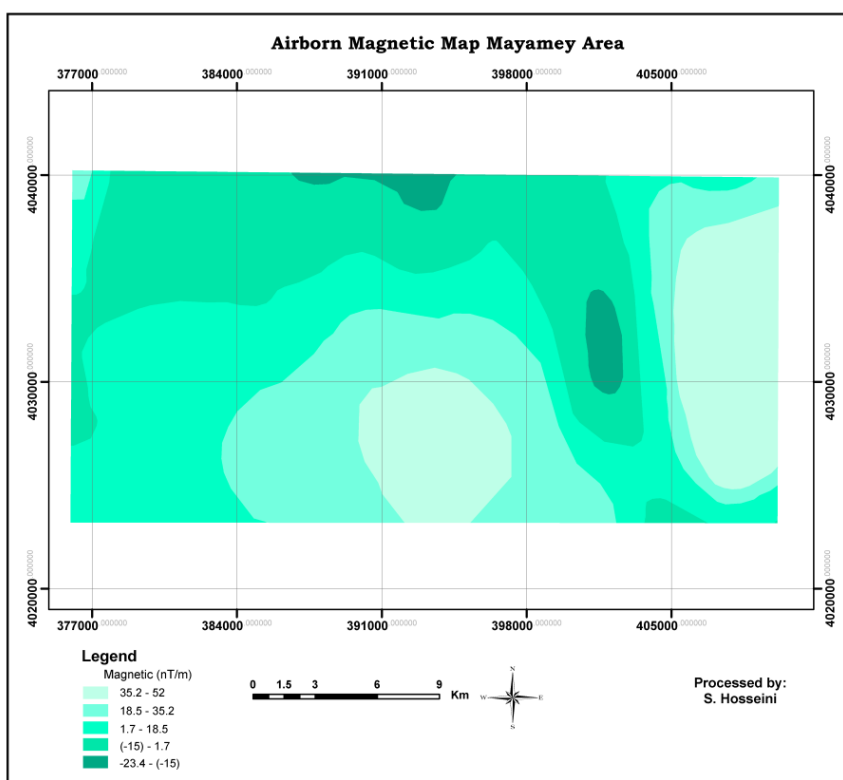
شکل ۴-۱۱- نقشه حاصل از اعمال فیلتر برگردان به قطب



شکل ۴-۱۲- نقشه حاصل از اعمال فیلتر گسترش رو به بالا در عمق ۲۰۰۰ متری

در نهایت همان‌طور که در شکل ۴-۱۳ مشاهده می‌شود، نقشه مغناطیس هوابرد پس از اعمال فیلتر مشتق قائم آمده؛ که آنومالی باقی مانده را نشان می‌دهد.

نقشه مشتق قائم مغناطیس هوابرد به ۵ کلاس تقسیم شده؛ بیشترین وزن به کلاسی اختصاص داده شده که مغناطیس بالایی دارد.



شکل ۴-۱۳- نقشه رقومی مغناطیس هوابرد منطقه پس از اعمال فیلتر مشتق قائم

فصل پنجم

تعیین مناطق امیدبخش در منطقه

مورد مطالعه با تلفیق داده‌ها

در تهیه نقشه‌های پتانسیل معدنی، هدف تلفیق اطلاعات حاصل از لایه‌های اطلاعاتی زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ژئوفیزیک، دورسنجی و زمین‌شناسی اقتصادی (پراکندگی کانسارها و اندیس‌های معدنی منطقه) در جهت تهیه نقشه‌ای می‌باشد که معرف مناطقی با بیشترین احتمال جهت کانی‌سازی، بر اساس مدل متالوژی منطقه است.

در تهیه نقشه‌های پتانسیل معدنی طی مراحل آتی ضروری است: جمع‌آوری، طبقه‌بندی و ورود داده‌ها و تشکیل بانک اطلاعاتی لایه‌های مختلف، این مرحله شامل شناسایی منابع داده‌های مورد نظر، برداشت و جمع‌آوری داده‌ها، رقومی کردن آن‌ها، ورود آن‌ها به کامپیوتر، سازمان‌دهی و تفسیر ساختار و زمین مرجع کردن برخی از داده‌های اولیه است. کوچک‌ترین اشتباه در این مرحله منجر به ایجاد خطا در نقشه نهایی می‌شود. ترکیب و تلفیق لایه‌های اطلاعاتی از یک یا چند روش برای ترکیب لایه‌های اطلاعاتی استفاده می‌شود. انتخاب روش ترکیب و پارامترهای آن تنها توسط سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی انجام‌پذیر نیست بلکه کارشناس یا مسئول پروژه در این مورد تصمیم‌گیری می‌نماید و این انتخاب یکی از پارامترهای مهم در تهیه نقشه‌های پتانسیل کانی‌سازی است. انجام سه مرحله ذکر شده می‌تواند به صورت نقشه‌ها و جداول در عملیات اکتشاف معدنی مورد استفاده قرار گیرند؛ که پس از تلفیق، احتمال حضور کانسار مورد نظر را در یک ناحیه معرفی می‌نماید.

پیشتر اشاره شد که در استفاده از GIS جهت تهیه نقشه پتانسیل معدنی دو روش مدل‌سازی داده محور و دانش محور مطرح است. در این تحقیق به علت نبود اندیس شناخته شده در منطقه، از روش‌های دانش محور استفاده شده است. لایه‌های اطلاعاتی با استفاده از روش‌های هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه، منطق فازی و هم‌چنین برای اولین بار روش منطق فازی بسط داده شده با هم ترکیب شده‌اند.

۵-۲- فازی سازی داده ها و وزن دهی لایه های مختلف اطلاعاتی

۵-۲-۱- زمین شناسی

طی بررسی های انجام شده و همچنین مطالعه گزارشات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور در منطقه میامی، مشخص شد که احتمالاً آهک های ژوراسیک در این قسمت به عنوان سنگ میزبان تشکیل کانسار آهن بوده است. بر این اساس، آهک های ژوراسیک در منطقه به عنوان پارامتر مهم زمین شناسی، بر روی نقشه زمین شناسی مشخص شد و جهت تلفیق مورد استفاده قرار گرفت. بنابراین، بر طبق نظرات کارشناسان مربوطه، آهک های مربوط به دوران ژوراسیک بیشترین وزن (۰/۹)، و سایر مناطق زمین شناسی وزن ۰/۱ را به خود اختصاص داده است (جدول ۵-۱).

جدول ۵-۱- نحوه امتیازدهی فازی به نقشه زمین شناسی

لیتولوژی	امتیاز فازی
آهک های دوران ژوراسیک	۰/۹
سایر مناطق	۰/۱

۵-۲-۲- ساختاری

در مورد گسل های موجود در منطقه نیز، لازم به ذکر است که گسل ها را با توجه به فاصله (بافر زده شده) طبق جدول ۵-۲ و جدول ۵-۳ وزن دهی شده است.

جدول ۵-۲- نحوه امتیازدهی فازی به نقشه حاصل از گسل های اصلی منطقه

فاصله از گسل (متر)	امتیاز فازی
۰ - ۵۰	۰/۵
۵۰ - ۱۰۰	۰/۴
۱۰۰ - ۱۵۰	۰/۳
۱۵۰ - ۲۰۰	۰/۲
> ۲۰۰	۰/۱

هر چه فاصله از گسل بیشتر باشد، وزن کمتری به آن تعلق گرفته است. وزن گسل های اصلی نسبت به دیگر گسل ها کمتر در نظر گرفته شده، به این دلیل که گسل های اصلی بیشتر به عنوان

کانال و محلی برای عبور سیال و به عنوان راهنمایی برای اکتشاف محسوب می‌شوند؛ اما گسل‌های فرعی به عنوان محلی برای رسوب و نشست سیال است و از این نظر برای کانی‌سازی اهمیت بیشتری دارد.

جدول ۵-۳- نحوه امتیازدهی فازی به نقشه حاصل از گسل‌های فرعی منطقه

امتیاز فازی	فاصله از گسل (متر)
۰/۹	۰ - ۵۰
۰/۷	۵۰ - ۱۰۰
۰/۵	۱۰۰ - ۱۵۰
۰/۳	۱۵۰ - ۲۰۰
۰/۱	> ۲۰۰

۵-۲-۳- دگرسانی

دگرسانی در این منطقه به صورت دگرسانی اکسید آهن مشخص شده، و به منظور تعیین نقشه پتانسیل مطلوب کانی‌زایی آهن از تلفیق ترکیب رنگی کاذب $RGB:5/7,5/4,3/1$ و $RGB:7/4,4/3,5/7$ استفاده شده است. از آنجایی که هدف، کشف کانسار آهن است؛ دگرسانی اکسید آهن راهنمای اکتشافی مناسبی است؛ به همین منظور بیشترین وزن و اهمیت مطابق جدول ۵-۴ به مناطق دارای این دگرسانی داده شده است.

جدول ۵-۴- نحوه امتیازدهی فازی به نقشه دگرسانی

امتیاز فازی	مناطق دگرسانی
۰/۹	دگرسانی اکسید آهن
۰/۱	سایر مناطق

۵-۲-۴- مغناطیس هوابرد

نقشه مغناطیس هوابرد پس از اعمال فیلتر مشتق قائم، به ۵ کلاس مختلف تقسیم شده است؛ که طبق جدول ۵-۵ بیشترین وزن به کلاس دارای بیشترین شدت مغناطیس اختصاص داده شده است.

جدول ۵-۵- نحوه امتیازدهی فازی به نقشه شدت مغناطیسی (مشتق قائم)

امتیاز فازی	شدت میدان مغناطیسی (nt/m)
۰/۹	۳۵/۲ - ۵۲
۰/۷	۱۸/۵ - ۳۵/۲
۰/۵	۱/۷ - ۱۸/۵
۰/۳	-۱/۵ - ۱/۷
۰/۱	-۲۳/۴ - (-۱/۵)

در نهایت، در جدول ۵-۶ وزن‌دهی کلاس‌های هر یک از لایه‌های اکتشافی به طور کامل و به تفکیک آورده شده است. نوع لایه، تعداد کلاس و شاخص هر یک از لایه‌ها در آن مشخص شده است.

جدول ۵-۶- وزن‌دهی کلاس‌های هر یک از لایه‌های اکتشافی به تفکیک

وزن کلاس	شاخص کلاس	شاخص لایه	تعداد کلاس	نوع لایه	لایه اطلاعاتی
۰/۹	آهک ژوراسیک	واحد لیتولوژی	۲	پلیگون	لیتولوژی
۰/۱	سایر لیتولوژی				
۰/۹	۳۵/۲ - ۵۲	شدت میدان مغناطیسی (نانو تسلا بر متر)	۵	پلیگون	مغناطیس هوابرد
۰/۷	۱۸/۵ - ۳۵/۲				
۰/۵	۱/۷ - ۱۸/۵				
۰/۳	-۱/۵ - ۱/۷				
۰/۱	-۲۳/۴ - (-۱/۵)				
۰/۵	۰ - ۵۰	بافر(فاصله بر حسب متر)	۵	خطی	گسل(اصلی)
۰/۴	۵۰ - ۱۰۰				
۰/۳	۱۰۰ - ۱۵۰				
۰/۲	۱۵۰ - ۲۰۰				
۰/۱	> ۲۰۰				
۰/۹	۰ - ۵۰	بافر(فاصله بر حسب متر)	۵	خطی	گسل(فرعی)
۰/۷	۵۰ - ۱۰۰				
۰/۵	۱۰۰ - ۱۵۰				
۰/۳	۱۵۰ - ۲۰۰				
۰/۱	> ۲۰۰				
۰/۹	مناطق دارای دگرسانی	مناطق دگرسانی اکسید آهن	۲	پلیگون	دگرسانی
۰/۱	سایر مناطق				

۵-۳- تلفیق داده‌های محدود مورد مطالعه به روش شاخص هم‌پوشانی

در مدل هم‌پوشانی شاخص کلاسه، نقشه‌های شاهد وزن دار با استفاده از رابطه (۵-۱) با هم ترکیب می‌شوند؛ که در واقع میانگین وزن‌ها را برای هر محل محاسبه می‌کند [Bonham-Carter, 1994].

$$\bar{S} = \frac{\sum_{i=1}^n S_{ij} W_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad (۵-۱)$$

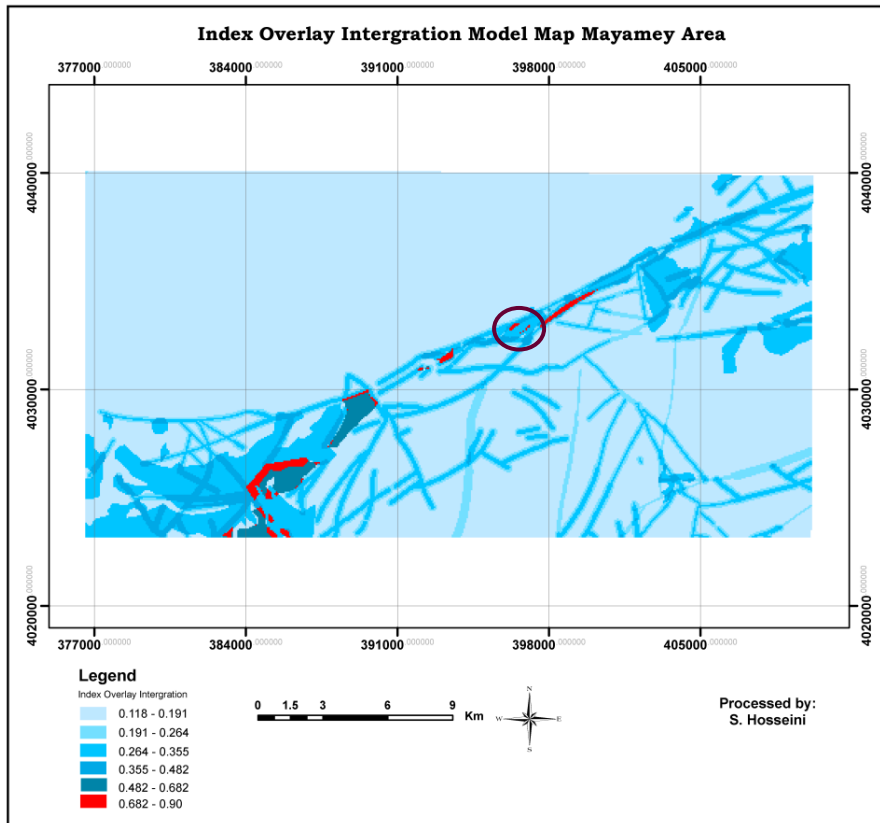
که در آن مقدار خروجی \bar{S} (وزن نهایی هر یک از کلاس‌های یک نقشه) برای هر محل، S_{ij} وزن j امین کلاس از نقشه شاهد i ام و W_i وزن هر نقشه شاهد است.

پس از مشخص نمودن وزن کلاس‌ها و همچنین وزن هر یک از لایه‌های اطلاعاتی (جدول ۵-۷) نسبت به یکدیگر (بر اساس مدل‌های مختلف)، مناطق مستعد کانی‌زایی آهن مشخص شد. همان‌طور که مشخص است، بیشترین وزن به لایه زمین‌شناسی با توجه به اهمیت آن داده شده و کمترین وزن مربوط به لایه اطلاعاتی مغناطیس هوابرد است. بهترین مدل که وضوح و جدایش بهتری نسبت به دیگر مدل‌ها داشت، مدل ۴ بود.

جدول ۵-۷- وزن دهی هر یک از نقشه‌های شاهد بر اساس مدل‌های مختلف

وزن نقشه شاهد	مدل			
	مدل ۱	مدل ۲	مدل ۳	مدل ۴
زمین‌شناسی	۲	۳	۴	۶
ساختاری (گسل و خطواره)	۱	۱	۲	۲
مغناطیس هوابرد	۱	۱	۱	۱
تصاویر ماهواره‌ای (دگرسانی)	۱	۱	۲	۲

شکل ۵-۱ مناطق مطلوب وزن دار (هم‌پوشانی شاخص) برای پی‌جویی کانسار آهن در منطقه را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل به خوبی مشخص است، مناطق به رنگ قرمز بیشترین وزن را به خود اختصاص داده است؛ و مراحل بعدی اکتشاف و نمونه‌برداری‌های زمین‌شناسی در این مناطق صورت گیرد. بر این اساس مطالعات تفصیلی مطابق مناطق معرفی شده در شکل ۵-۱ انجام گرفت.

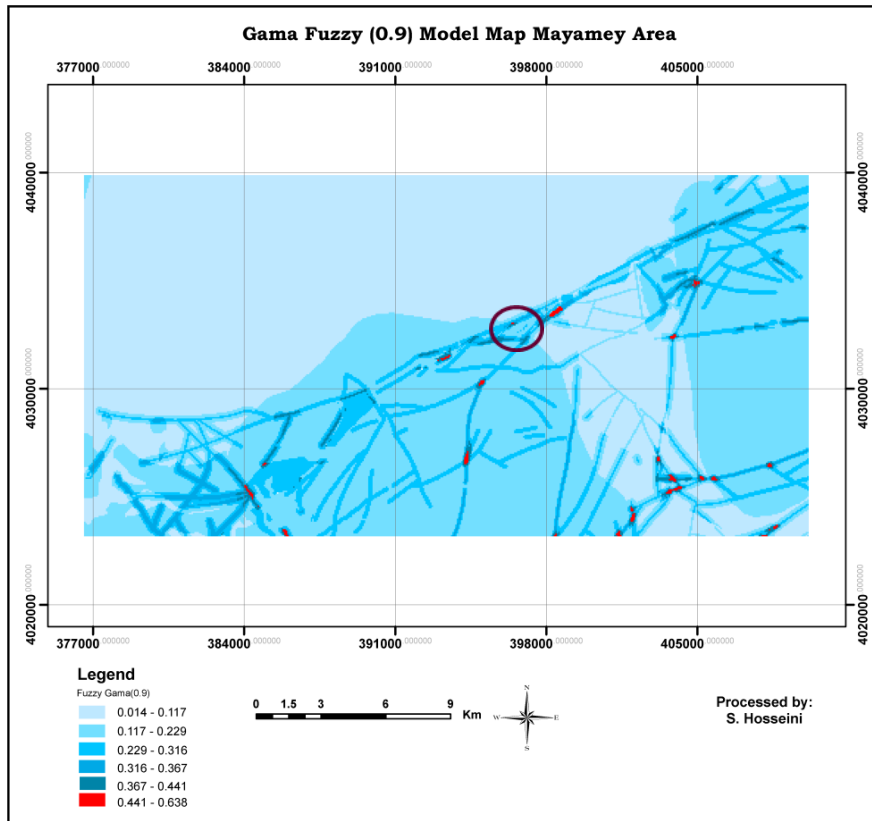


شکل ۵-۱- نقشه مناطق مطلوب وزن دار (هم‌پوشانی شاخص) برای پی‌جویی کانسار آهن بر اساس مدل ۴

۵-۴- تلفیق داده‌های محدوده مورد مطالعه به روش فازی

با توجه به اندیس‌های کانی‌سازی در منطقه، نتیجه حاصل به وسیله عملگر فازی گاما بهتر توانسته مناطق با اهمیت را تقسیم‌بندی کند. در این مطالعه از گامای ۰/۹ و ۰/۹۵ طبق رابطه (۵-۲) برای یافتن نقشه پتانسیل مطلوب استفاده شد.

$$\mu_{Combine} = \left(\prod_{i=1}^n \mu_i^{1-\gamma} \right) \times \left(1 - \prod_{i=1}^n (1 - \mu_i)^\gamma \right) \quad (۵-۲)$$



شکل ۵-۲- نقشه مناطق مطلوب وزن دار فازی باعملگر گاما (گامای ۰/۹) برای پی جویی کانسار آهن

در نهایت مناطق احتمالی کانی‌زایی به ترتیب اولویت بر اساس روش فازی مشخص شده است (شکل ۵-۲). در این روش مناطق با اهمیت پراکندگی بیشتری نسبت به روش هم‌پوشانی شاخص دارد.

۵-۵- تلفیق داده‌های محدوده مورد مطالعه به روش فازی بسط داده شده

روش دیگری که برای یافتن نقشه پتانسیل مطلوب استفاده شد، روش پیشنهادی فازی بسط داده^۱ شده است. در این روش وزن هر یک از کلاس‌های لایه به کمک رابطه (۵-۳) محاسبه می‌شود.

$$\mu_{\tilde{A}_i}(x_{ij}) = \frac{1}{1 + e^{-a(cs_{ij}-b)}} \quad (۵-۳)$$

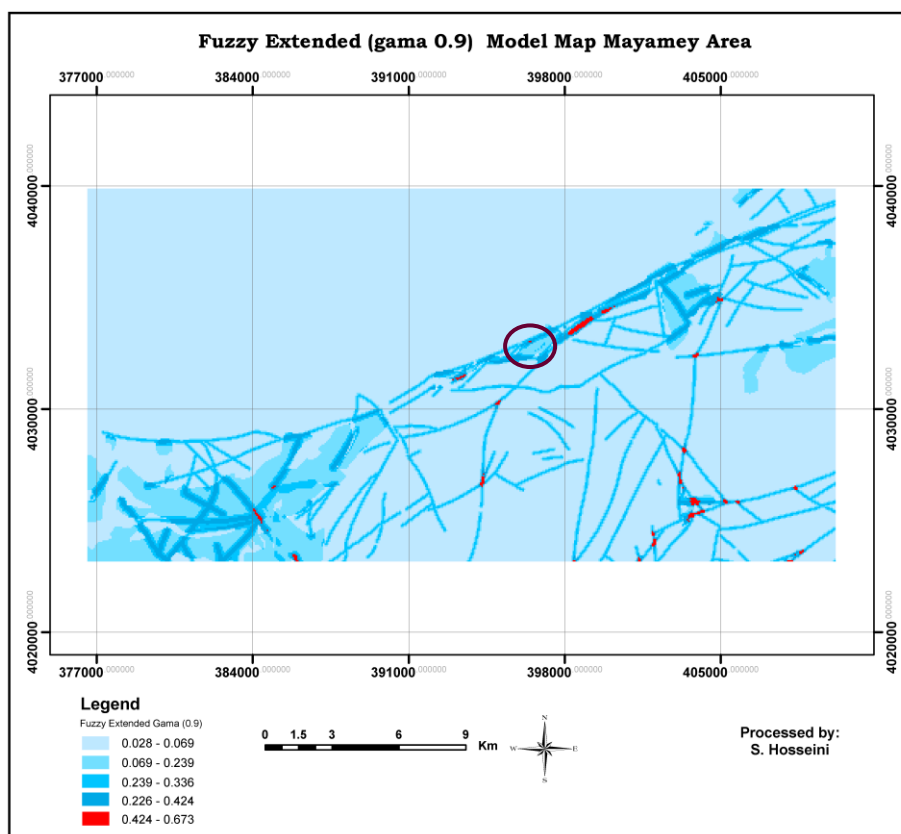
همان‌طور که قبلاً نیز بیان شد، در این رابطه امتیاز الگوی x_{ij} و نشان دهنده زمین الگو

از i امین نقشه شاهد می‌باشد. که cs_{ij} از رابطه (۵-۴) به دست می‌آید [Porwal et al., 2003c].

^۱ Extended fuzzy

$$CS_{ij} = w_i \times w_{ij} \quad (4-5)$$

مقادیر a و b به صورتی انتخاب شد که $\mu_{\bar{A}_i}$ مربوط به بیشترین وزن هر کلاس از لایه نزدیک به ۱ و کمترین وزن هر کلاس از لایه نزدیک به صفر باشد (وزن‌های ابتدایی هر لایه طبق جدول ۵-۶ است). این کار برای هر یک از لایه‌های اطلاعاتی صورت گرفت. با به دست آمدن وزن جدید مربوط به هر یک از کلاس‌ها، نقشه پتانسیل بر اساس عملگر فازی گامای ۰/۹ مطابق شکل ۵-۳ تهیه شد. نقشه‌های حاصل از روش فازی و فازی بسط داده شده، نواحی امیدبخش تقریباً مشابهی را معرفی نموده‌اند.



شکل ۵-۳- نقشه مناطق مطلوب وزن دار (فازی بسط داده شده با عملگر گامای ۰/۹) برای پی‌جویی کانسار آهن

بررسی نقشه‌های به دست آمده از روش‌های هم‌پوشانی شاخص، فازی و فازی بسط داده شده، نشان می‌دهد که اکثر نواحی امیدبخش معرفی شده در محدوده یکسانی واقع شده‌اند. بر این اساس

مراحل بعدی اکتشاف و نمونه‌برداری‌های زمین‌شناسی در مناطق معرفی شده انجام گرفت که جزئیات آن در فصل آتی بحث خواهد شد.

فصل ششم

مطالعات اکتشافی تفضیلی

۶-۱- مقدمه

با توجه به نقشه پتانسیل ارائه شده از روش‌های فازی و شاخص هم‌پوشانی یک سری مناطق هدف با پتانسیل بالای کانی‌سازی و با اولویت‌های مختلف مشخص شدند. در این نقشه نهایی چندین منطقه با اولویت اول پی‌جویی شناسایی شدند، که نیاز به انجام مراحل اکتشاف و کنترل دقیق‌تر زمینی دارند. با توجه به اینکه فقط یکی از مناطق پیشنهاد شده پروفیل مغناطیس زمینی برداشت شده (با نظر کارفرما)، بررسی‌های تفصیلی ضمن بازدید صحرایی، برداشت نمونه‌های زمین‌شناسی و پردازش و اعمال فیلترهای مختلف مغناطیس زمینی برای تعیین محدوده و پیش‌بینی نقاط حفاری در این منطقه^۱ صورت گرفت.

۶-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه پیشنهادی

منطقه پیشنهادی (زیدر) در شهرستان شاهرود و در شمال شرقی میامی واقع شده است. منطقه مورد مطالعه در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی و در محدوده جغرافیایی با عرض شمالی $36^{\circ}25'47''$ - $36^{\circ}25'46''$ و طول شرقی $55^{\circ}50'59''$ - $55^{\circ}50'8''$ قرار دارد. این محدوده از لحاظ زمین‌شناسی در مرز زون ایران مرکزی و البرز شرقی واقع شده، که توسط گسل میامی از هم جدا گردیده‌اند. سازندهای موجود در منطقه شامل جریان گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی ائوسن، ماسه‌سنگ، شیل، کنگلومرا و مارن ژوراسیک و همچنین توده نفوذی گرانودیوریتی ژوراسیک فوقانی می‌باشد.

۶-۳- مغناطیس‌سنجی زمینی

در عملیات مغناطیس‌سنجی جاری هدف مورد نظر اکتشاف سنگ آهن بوده و با توجه به اطلاعات به دست آمده از زمین‌شناسی منطقه و مشاهدات سر زمین، عمده‌ترین کانی‌های مورد نظر اغلب از

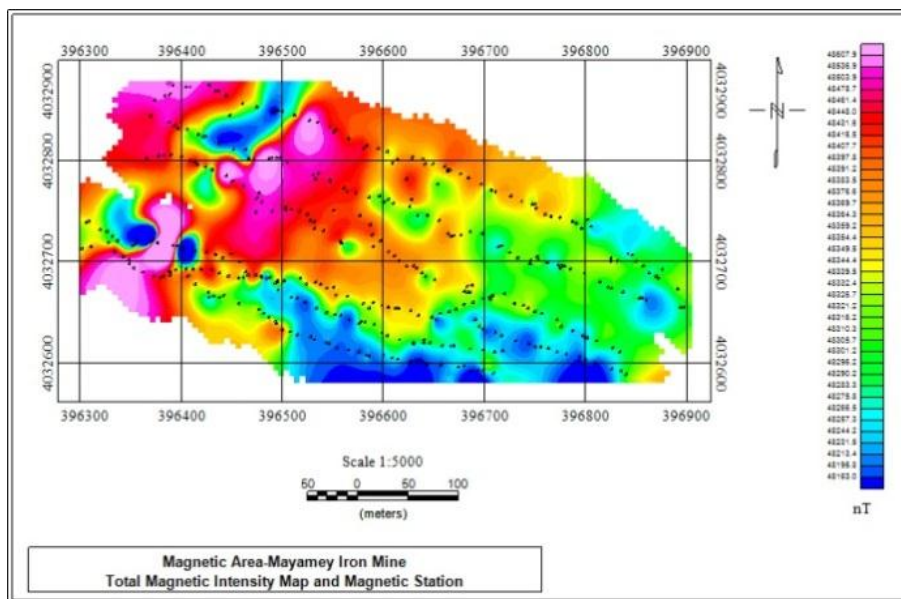
^۱ ناحیه پیشنهادی، با دایره در شکل‌های ۱-۵، ۲-۵ و ۳-۵ مشخص شده است.

نوع مگنتیت (که بیش از ۸۰ درصد کل مقاطع را تشکیل می‌دهد و در مواردی به هماتیت تبدیل شده است (شکل ۶-۱۲)) است که خودپذیری مغناطیسی و پاسخ مغناطیسی نسبتاً خوبی دارد.

۶-۳-۱- عملیات برداشت داده‌ها

در این محدوده تعداد ۶ پروفیل مغناطیس‌سنجی با راستای شمال غرب-جنوب شرق طراحی و برداشت مغناطیس‌سنجی در آن‌ها انجام گرفت. مختصات شبکه برداشت در طول شرقی از ۳۹۶۳۰۰ تا ۳۹۶۹۰۰ در سیستم مختصات متریک (UTM) و در عرض شمالی از ۴۰۳۲۶۰۰ تا ۴۰۳۲۹۰۰ و در زون 40S واقع شده است. فاصله پروفیل‌ها در اکثر موارد ۲۰ متر و فاصله ایستگاه‌های برداشت ۱۰ متر انتخاب شده‌اند. با این شبکه برداشت، جمعاً تعداد ۳۷۳ نقطه مغناطیس‌سنجی شده است.

در شکل ۶-۱ موقعیت نقاط برداشت بر روی نقشه شدت کل میدان مغناطیسی مربوط به منطقه پیشنهادی (زیدر) نشان داده شده است. موقعیت ایستگاه‌های برداشت به وسیله GPS تعیین شده‌اند.



شکل ۶-۱- موقعیت پروفیل‌ها، نقاط برداشت و داده‌های خام پردازش نشده (نقشه شدت کل میدان مغناطیسی) در منطقه مورد مطالعه

با توجه به مشخص بودن وضعیت آنومالی‌ها، جهت انجام تصحیح روزانه از روش تکرار استفاده شد. بدین ترتیب در هر بازه یک ساعته در یک نقطه خاص به طور مکرر در طول زمان، برداشت انجام شد؛

تا تغییرات روزانه میدان در طول روز مشخص گردد. برداشت‌ها توسط دو دستگاه مغناطیس‌سنج پروتون دانشگاه صنعتی شاهرود که شدت کل میدان مغناطیس را اندازه می‌گیرد و از دقتی در حدود ۰/۰۱ نانو تسلا برخوردارند، انجام گرفته است.

۶-۳-۲- پردازش داده‌های مغناطیسی

پس از طراحی و برداشت داده‌های مغناطیسی، نوبت به پردازش این داده‌ها می‌رسد. در واقع منظور از پردازش داده‌های ژئوفیزیک، انجام کلیه مراحل است که داده‌ها را برای مرحله تحلیل آماده می‌سازد. پردازش داده‌ها شامل همه اصلاحات و جمع‌آوری‌های لازم برای آماده کردن پروفیل‌ها و نقشه‌های آنومالی مغناطیسی برای تفسیر مغناطیسی و زمین‌شناسی است.

به دست آوردن اطلاعات در مورد حضور و یا عدم حضور ماده معدنی و شناسایی ویژگی‌های ماده معدنی از روی آنومالی‌های مغناطیسی تعبیر و تفسیر نامیده می‌شود. در مرحله تعبیر و تفسیر از تکنیک‌های تخصصی استفاده می‌شود که برای اعمال این تکنیک‌ها عمدتاً از نرم افزارهای تخصصی بهره گرفته می‌شود. در این پروژه از نرم‌افزار Geosoft و Model Vision Pro استفاده شده است.

یکی از روش‌های تعبیر و تفسیر اعمال تبدیل به قطب یا RTP می‌باشد. با اجرای این روش اثر زاویه میل مغناطیسی زمین از داده‌های برداشت شده حذف می‌گردد و می‌توان تصور نمود که داده‌های حاصله در قطب مغناطیسی زمین برداشت شده‌اند؛ که به این ترتیب اثر ماهیت دو قطبی بردار میدان زمین از داده‌ها حذف می‌شود و از روی موقعیت آنومالی‌ها محل واقعی توده‌های سبب شونده آنومالی‌ها بهتر قابل شناسایی خواهد بود. اعمال فیلترهای مشتق (مشتق قائم، مشتق افقی، مشتق کل و ...) و نیز فیلترهای سیگنال تحلیلی به برجسته شدن آنومالی‌های ناشی از توده‌های نزدیک سطح زمین و تعیین مرز توده‌های مولد آنومالی‌ها کمک مؤثری می‌نماید. یکی از روش‌های موثر در حذف اثرات توده‌های سطحی و تقویت اثرات توده‌های عمیق و نیز بررسی گسترش عمقی توده‌ها، روش گسترش رو به بالا یا ادامه فراسو می‌باشد. با اعمال این شیوه بر روی داده‌های اندازه‌گیری شده

مغناطیس‌سنجی می‌توان میدان مغناطیسی زمین در هر ارتفاعی نسبت به سطح اندازه‌گیری را محاسبه و نقشه تغییرات آن را ترسیم نمود. با افزایش ارتفاع سطح اندازه‌گیری می‌توان اطلاعات مناسبی در مورد قسمت‌های عمقی تر توده‌های معدنی در محدوده تحت مطالعه به دست آورد. علاوه بر روش‌هایی که در مرحله تعبیر و تفسیر اطلاعات مغناطیس‌سنجی برای تعیین حد و مرز ماده معدنی به کار می‌روند؛ شیوه‌هایی نیز برای تعیین عمق توده‌ها وجود دارند و معمولاً در مطالعات ژئوفیزیکی از آن‌ها استفاده می‌شود. آنچه در روش مغناطیس‌سنجی اندازه‌گیری می‌شود، شدت کل میدان مغناطیسی است. شدت کل میدان مغناطیسی جمع جبری شدت میدان مغناطیسی هسته زمین، میدان مغناطیسی خارجی زمین و میدان مغناطیسی ناشی از مغناطیس سنگ‌های پوسته زمین است. آنچه اهمیت دارد شدت میدان مغناطیسی ناشی از مغناطیس سنگ‌های پوسته زمین است که آنومالی مغناطیسی نامیده می‌شود. برای رسیدن به این هدف بر روی داده‌های برداشت شده باید یک سری تصحیحات اعمال شود. محصول نهایی پردازش داده‌ها، پروفیل‌ها و نقشه‌های کانتوری است که تغییرات آنومالی‌های شدت میدان کل را نشان می‌دهند.

پیاده‌سازی مختصات برداشت داده‌های مغناطیسی

آنچه به طور معمول در اولین مرحله پردازش پس از طراحی عملیات برداشت‌های زمینی ژئوفیزیک صورت می‌گیرد، پیاده‌سازی شبکه نقاط بر روی منطقه مورد مطالعه است. در برداشت‌های با شبکه‌بندی‌های چگال و فاصله نقاط کوچک این مرحله توسط گروه نقشه‌برداری انجام می‌گیرد. بدین معنا که نقشه بردارها به کمک دوربین‌های نقشه‌برداری مختصات‌های از پیش تعیین شده را روی زمین پیاده‌سازی و علامت‌گذاری می‌کنند. البته در مواردی که شبکه آنقدر دارای چگالی کمتری بوده و فاصله نقاط در حدی است که خطای GPS دستی خللی در آن ایجاد نمی‌کند، می‌توان پیاده‌سازی شبکه را به کمک GPS دستی انجام داد.

تصحیح تغییرات روزانه میدان

تغییراتی با دوره تناوب حدود یک روز را تغییرات روزانه می‌گویند. این تغییرات دارای بیشینه دامنه ۴۰ نانو تسلا بر ساعت هستند و قابل پیش‌بینی نمی‌باشند. برای اینکه این تغییرات باعث ایجاد آنومالی کاذب نگردد، باید آن‌ها را در طول زمان برداشت ثبت کرد و داده‌ها را به نحو مقتضی تصحیح نمود.

در این مطالعه با توجه به مشخص بودن وضعیت آنومالی‌ها جهت انجام تصحیح روزانه از روش تکرار استفاده شد. بدین ترتیب در هر بازه نیم ساعته در یک نقطه خاص به طور مکرر در طول برداشت این کار انجام شد تا تغییرات روزانه میدان در طول روز مشخص گردد. البته از این کار هدف دیگری نیز دنبال می‌شد و آن اطمینان از نبودن طوفان‌های مغناطیسی در زمان برداشت داده‌ها بود. طبق استانداردهای موجود چنانچه نرخ تغییرات میدان مغناطیسی از ۲ نانتوسلا بر دقیقه فراتر برود، می‌بایست برداشت داده متوقف گردد [Geosoft, 2006].

در این عملیات اکتشافی به دلیل آنکه هدف یافتن آنومالی آهن بود و با توجه به داده‌های مغناطیسی ثبت شده (مرتبه نزدیک هزار نانتوسلا)، عملاً مرتبه تغییرات روزانه در حدی هستند که حذف آن‌ها باعث حذف یا برجسته شدن آنومالی‌های دلخواه نخواهند شد. از آنجا که دامنه آنومالی قابل تفسیر در این کار بیشتر است، تغییرات زمانی میدان مغناطیسی مشاهده شده در حد نوفه است.

شبکه‌بندی داده‌های برداشت شده

شبکه‌بندی داده‌ها فرایندی است که داده‌های برداشتی (موقعیت و آنومالی میدان مغناطیسی) را به عنوان ورودی گرفته و مقادیر میدان در نقاط گره را درون‌یابی می‌کند. با این کار داده‌های برداشت شده بر روی شبکه‌ای با فواصل منظم منتقل می‌شوند. به داده‌های منتج از این مرحله، شبکه گفته می‌شود. شبکه‌بندی داده‌ها را می‌توان به عنوان آخرین گام از پیش پردازش داده‌های برداشت شده برشمرد و خروجی این قسمت به عنوان ورودی و اساس کار در مراحل بعدی مورد استفاده قرار خواهد

گرفت، بنابراین، انتخاب پارامترهای این مرحله و تهیه یک شبکه با کیفیت از ملزومات کار پردازش و تفسیر به حساب می‌آید. اندازه سلول‌های شبکه باید بین $1/8$ تا $1/4$ فاصله بین خطوط برداشت باشد. اگر این طول بزرگ‌تر از $1/4$ فاصله بین خطوط انتخاب شود داده‌های شبکه مورد نظر فاقد دقت لازم و چنانچه کوچک‌تر از $1/8$ فاصله میان خطوط انتخاب شوند؛ فاصله میان دو نقطه شبکه پر نشده باقی خواهد ماند. برای شبکه‌بندی داده‌ها در این عملیات پارامتر طول سلول برای کل منطقه $1/8$ فاصله بین خطوط انتخاب شده تا شبکه‌ای با نهایت دقت و جزئیات به دست آید. شبکه‌ها با نرم افزار ژئوسافت ساخته شده و الگوریتم استفاده شده برای شبکه بندی داده‌ها، الگوریتم کمینه انحنا بوده است.

با توجه به این که هر چه این سلول کوچکتر باشد؛ کیفیت داده‌های شبکه‌بندی نهایی مطلوب‌تر خواهد بود، بنابراین پارامتر طول سلول برای کل منطقه برابر $2/5$ منظور شد؛ تا بهترین کیفیت حاصل آید [Geosoft, 2006].

۳-۳-۶- تفسیر داده‌های مغناطیس زمینی منطقه پیشنهادی

همان طور که گفته شد روش مغناطیس‌سنجی یکی از روش‌های ژئوفیزیکی است که از آن به طور موثر در پی‌جویی و اکتشاف کانسارهای سنگ آهن استفاده می‌شود. این روش به ویژه هنگامی که سنگ آهن حاوی کانی مگنتیت باشد، کارایی بسیار مطلوبی دارد. اساس کار در این روش اندازه‌گیری شدت میدان مغناطیسی زمین و بررسی تغییرات آن در نقاط مختلف منطقه برداشت می‌باشد.

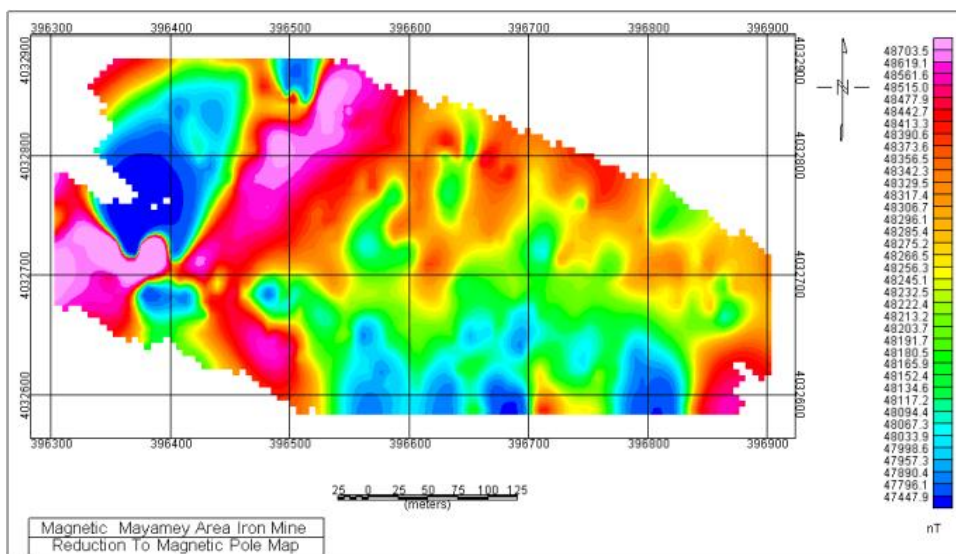
در شکل ۶-۱ موقعیت نقاط برداشت و همچنین نقشه شدت کل میدان مغناطیسی داده‌های خام و پردازش نشده آورده شده است. معمولاً نقشه مغناطیس کل از نظر روندهای کلی و ناحیه‌ای حاکم بر محدوده مورد مطالعه بررسی می‌شوند. در نقشه مغناطیس کل این محدوده در جنوب یک زون با شدت نسبی کمینه قابل مشاهده است. در بالای این زون و به طرف شمال، زون مغناطیسی با شدت نسبی متوسط (رنگ سبز) قرار دارد. در نهایت در شمالی‌ترین قسمت منطقه برداشت زون مغناطیسی

با شدت نسبی بالا قرار دارد؛ که شدت مغناطیسی کل ثبت شده در آن نسبت به سایر نواحی بیشتر است.

در پردازش داده‌ها، فیلترهای گوناگونی روی نقشه یا داده‌های میدان کل مغناطیسی منطقه پیشنهادی اعمال شد. پس از اعمال این فیلترها روند، شکل، مرز و عمق توده‌ها و ساختارهای منطقه را می‌توان بهتر تشخیص داد. مهم‌ترین کاربرد فیلترها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل شامل جداسازی آنومالی ناحیه‌ای و باقی مانده (فیلترهای ادامه فراسو و مشتق قائم)، جانمایی دقیق محل آنومالی‌ها بر روی منابع مولد آنومالی (فیلتر برگردان به قطب)، تخمین مرز منابع مولد آنومالی بر روی نقشه‌های هم مقدار مغناطیسی (سیگنال تحلیلی) و همچنین کاهش نوفه‌های موجود در نقشه‌ها و تصاویر میدان پتانسیل است. این فیلترها روش‌های ریاضی شناخته‌شده‌ای هستند که نتایج اعمال آن‌ها روی داده‌های مغناطیس منطقه در ادامه نمایش داده شده و به طور خلاصه توضیح داده می‌شود. لازم به ذکر است که داده‌های مغناطیسی بعد از اعمال فیلتر برگردان به قطب، دیگر فیلترها بروی آن‌ها اعمال شده است.

برگردان به قطب

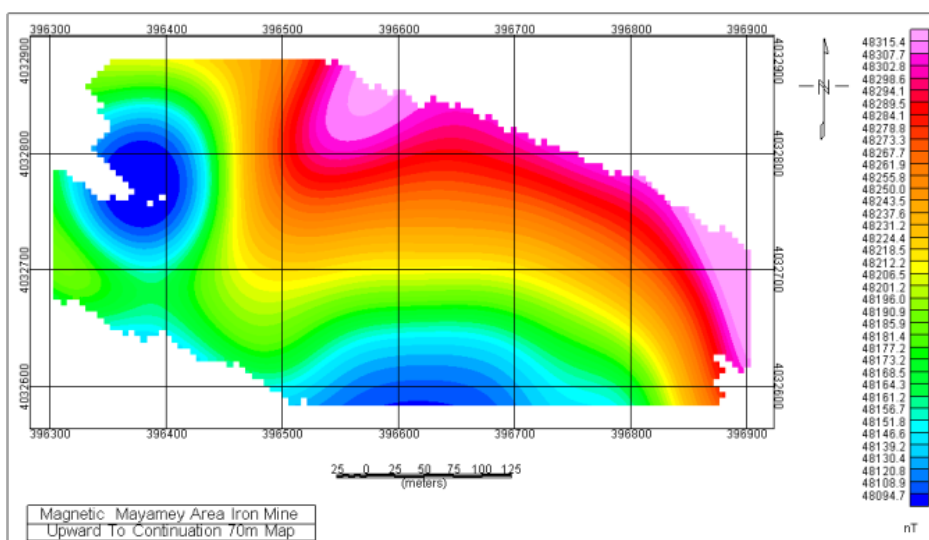
همان‌طور که پیشتر گفته شد، برگردان به قطب، شکل نامتقارن آنومالی مغناطیسی را به شکلی متقارن تبدیل می‌کند. با اعمال فیلتر برگردان به قطب روی داده‌ها، نقشه برگردان به قطب که در آن داده‌های مغناطیسی با استفاده از زاویه میل و زاویه انحراف مغناطیسی به قطب منتقل شده‌اند، به دست می‌آید. همان‌طور که در شکل ۶-۲ دیده می‌شود، توده‌های مغناطیسی شدت بالا معمولاً در بخش‌های بالایی (شمال مرکزی)، غرب و قسمت‌هایی از جنوب شرق مشاهده می‌شود. در بخش مرکزی و جنوب نقشه شدت مغناطیسی به نسبت پایینی نسبت به شمال منطقه دارد.



شکل ۶-۲- نقشه حاصل از اعمال فیلتر برگردان به قطب

تبدیل گسترش میدان

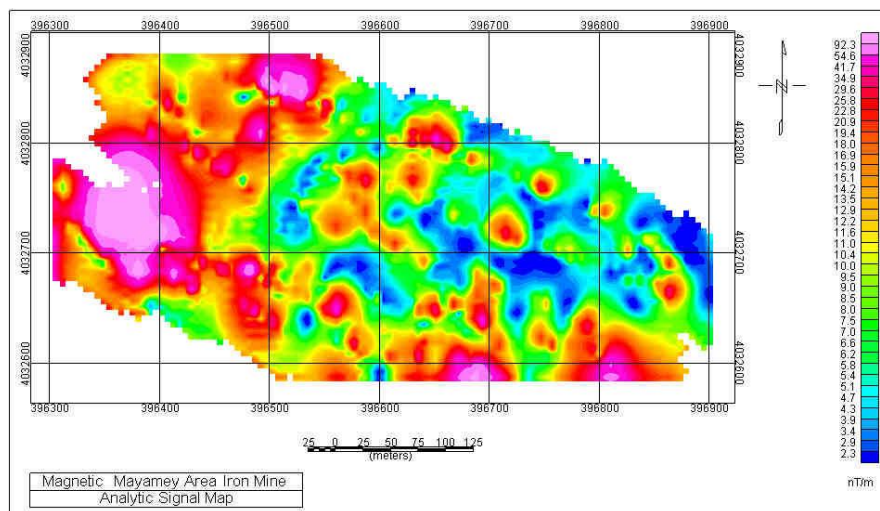
به دلیل ماهیت ناپایدار گسترش رو به پایین، نوفه زیادی به داده‌ها منتقل می‌شود از این رو از این روش استفاده نشد. نقشه عرضه شده در شکل ۶-۳ گسترش رو به بالا در عمق ۷۰ متری را نشان می‌دهد که اثر توده‌های عمیق‌تر نسبت به توده‌های سطحی تقویت می‌شود. چنانچه در این نقشه می‌توان دید توده مغناطیسی با شدت میدان مغناطیسی زیاد در شمال مرکزی و شرق وجود دارد که منشأ عمیق دارد و در سایر قسمت‌های منطقه اثری از بی‌هنجاری مغناطیسی عمیق قابل مشاهده نیست.



شکل ۶-۳- نقشه حاصل از اعمال فیلتر گسترش رو به بالا (با ارتفاع ۷۰ متر)

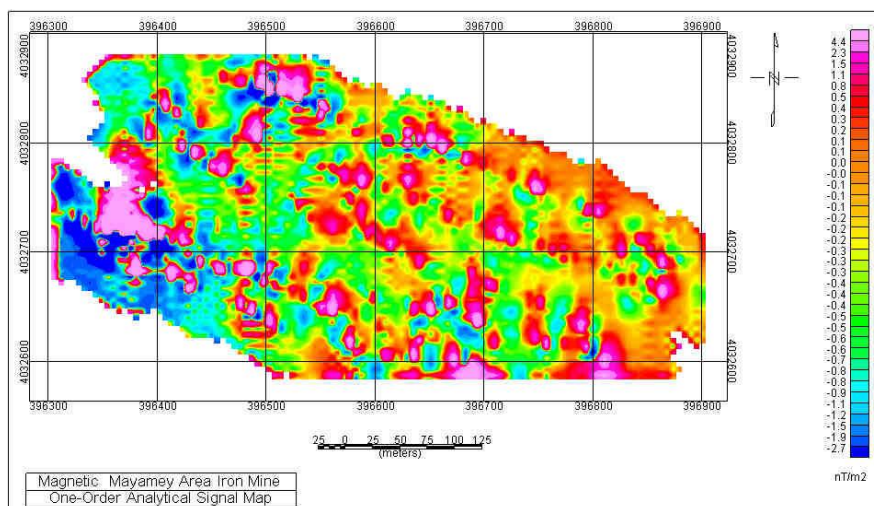
سیگنال تحلیلی

ماکزیمم مقدار سیگنال تحلیلی بر روی لبه‌های توده قرار می‌گیرد. مزیت استفاده از این روش عدم وابستگی اندازه سیگنال تحلیلی به بردار مغناطیس‌شدگی توده و همچنین بردار مغناطیس زمین است. شکل ۴-۶ حاکی از وجود توده‌ها یا بی‌هنجاری‌های متعدد مغناطیسی است و نشان‌دهنده موقعیت تقریبی لبه‌های توده‌های مغناطیسی در منطقه مربوطه می‌باشد.

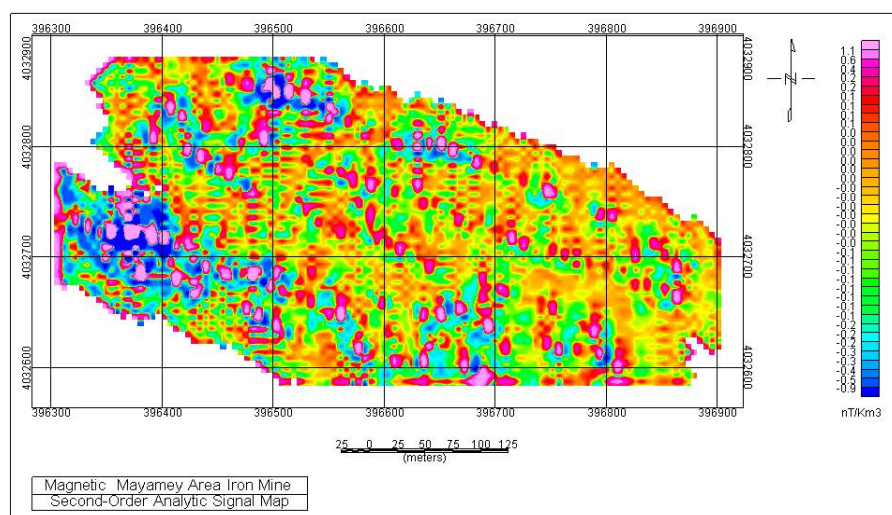


شکل ۴-۶- نقشه حاصل از اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی ساده

چنانچه در شکل مشخص است بیشترین مقدار مغناطیس بر روی لبه‌ها در بخش‌های غرب، شمال غربی و قسمت‌های جنوبی منطقه (قسمت‌های صورتی رنگ) است که توانسته به خوبی مرز توده مغناطیسی را مشخص کند. به ترتیب نقشه مشتق مرتبه اول و مرتبه دوم سیگنال تحلیلی آمده است (شکل ۵-۶ و ۶-۶)، همان طور که مشاهده می‌شود با افزایش مرتبه مشتق قائم تفکیک بین توده‌های مغناطیسی با دقت بالاتری صورت پذیرفته است.



شکل ۵-۶- نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق مرتبه اول سیگنال تحلیلی

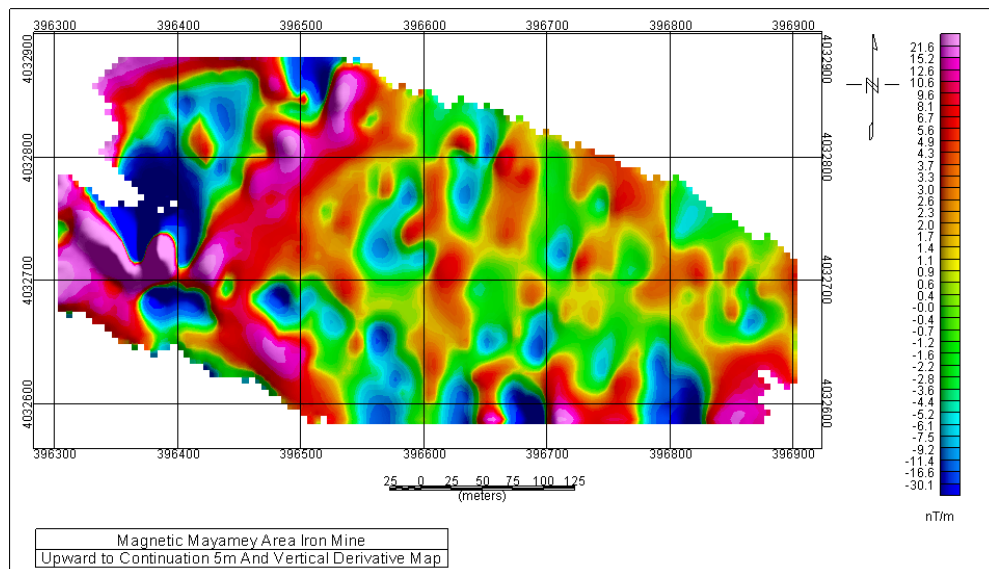


شکل ۶-۶- نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق مرتبه دوم سیگنال تحلیلی

مشتق قائم

فیلتر مشتق قائم عرض آنومالی‌ها را باریک‌تر و در نتیجه موقعیت توده‌ها را با دقت بیشتری مشخص می‌کند [Grant, 1965]. با افزایش مرتبه مشتق قائم، آنومالی‌ها برجسته‌تر می‌شوند اما از آنجایی که این فیلتر از نوع فیلتر بالا گذر است لذا به طور ناخواسته هم زمان با سیگنال‌های موجود در تصویر، نوفه‌ها نیز برجسته می‌شوند. این امر به ویژه در مشتقات قائم مرتبه بالاتر ظاهر خواهد شد. به طور معمول استفاده از این فیلتر فقط به مرتبه‌های اول و دوم محدود می‌شود. برای حل این مشکل ابتدا داده‌های مغناطیسی از طریق فیلتر گسترش رو به بالا به ارتفاع ۵ متری انتقال یافت؛ از

این طریق حداقل سیگنال و حداکثر نوفه حذف شد و بعد از آن فیلتر مشتق قائم اعمال شد؛ و در نهایت آنومالی باقی مانده به دست آمد (شکل ۶-۷).



شکل ۶-۷- نقشه حاصل از اعمال فیلتر گسترش رو به بالا تا ارتفاع ۵ متری و بعد از آن اعمال مشتق قائم

اندازه مشتق قائم روی لبه‌ها کمینه است و در شکل به خوبی مرز توده مغناطیسی قابل تشخیص است. در این نقشه چون اثر بی‌هنجاری‌های کوچک‌تر و کم‌عمق از بین رفته است، در نتیجه تجزیه توده‌ها یا بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را می‌توان در این نقشه کاملاً مشاهده کرد به طوری که بی‌هنجاری‌های اصلی موجود در منطقه به صورت قطعه قطعه درآمده و در پاره‌ای از قسمت‌های منطقه نیز بی‌هنجاری‌های کوچک و محلی به خوبی نمایان است.

همان‌طور که اشاره شد، استفاده از روش مغناطیسی نسبت به سایر روش‌های ژئوفیزیک در پی‌جویی و اکتشاف ذخایر معدنی در مناطق وسیع، مقرون به صرفه و مؤثرتر است. با پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی، می‌توان مناطق مساعد یا امیدبخش از نظر اکتشافی را مشخص کرد. در این مطالعه، ابتدا به منظور پی‌جویی ذخایر آهن در منطقه میامی، پردازش و اعمال فیلترهای گوناگونی همچون برگردان به قطب و گسترش میدان روی داده‌های مغناطیسی هوابرد صورت گرفت و در نهایت با بررسی‌های انجام شده در بحث زمین‌شناسی به منظور مطالعات تفضیلی از مغناطیسی زمینی

استفاده شد. با اعمال فیلترهای گوناگونی همچون برگردان به قطب، گسترش میدان، مشتق قائم و سیگنال تحلیلی روی داده‌ها، توده‌های سطحی، نیمه عمیق و عمیق از یکدیگر تفکیک و تشخیص داده شدند. همچنین با استفاده از فیلتر سیگنال تحلیلی، مرز توده‌های عمیق مشخص شد. همان طور که در شکل ۴-۶ مشخص است بیشینه مقدار (شدت مغناطیسی) که همان مرز توده‌هاست؛ در قسمت غرب نقشه نمایان است. اثر بی‌هنجاری‌های کوچک‌تر و کم‌عمق با اعمال همزمان فیلتر گسترش رو به بالا و مشتق از بین می‌رود. در نتیجه تجزیه بی‌هنجاری‌های مغناطیس عمیق (از کم عمق) را می‌توان مشاهده کرد؛ به طوری که بی‌هنجاری‌های اصلی موجود در منطقه مشخص است.

۴-۶- مطالعات زمین‌شناسی منطقه پیشنهادی

۴-۶-۱- موقعیت جغرافیایی و آب و هوایی منطقه پیشنهادی (زیدر)

همان طور که گفته شد منطقه زیدر در شهرستان شاهرود و در شمال شرق میامی واقع شده است. منطقه مورد مطالعه در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی قرار گرفته و در محدوده جغرافیایی با عرض شمالی $36^{\circ}25'47''$ - $36^{\circ}25'46''$ و طول شرقی $55^{\circ}50'59''$ - $55^{\circ}50'58''$ قرار دارد (شکل ۶-۸، لازم به ذکر است که مقیاس نقشه در این شکل کوچکتر از ۱:۱۰۰۰۰۰ بوده و منطبق با مقیاس خطی است).



شکل ۶-۸- برش قسمتی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی میامی در منطقه مورد مطالعه

۶-۴-۲- زمین‌شناسی منطقه‌ای

کانی‌سازی در منطقه مورد مطالعه در وسعت تقریبی ۲ کیلومتر مربع تشکیل شده و شامل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن، آهک ژوراسیک و توده نفوذی گرانودیوریت (ژوراسیک فوقانی) می‌باشد. کانی‌سازی آهن به صورت لایه‌ای و عدسی شکل بوده و تقریباً هم شیب با سنگ درونگیر است.

ضخامت لایه‌ها و عدسی‌ها به طور تقریبی تا ۳ متر و طول آن‌ها تا بیش از ۳۰ متر می‌باشند. لیتولوژی سنگ میزبان شامل آهک، شیل، مارن و گرانودیوریت می‌باشد که لیتولوژی رسوبی آن منحصر به سازند ژوراسیک است.

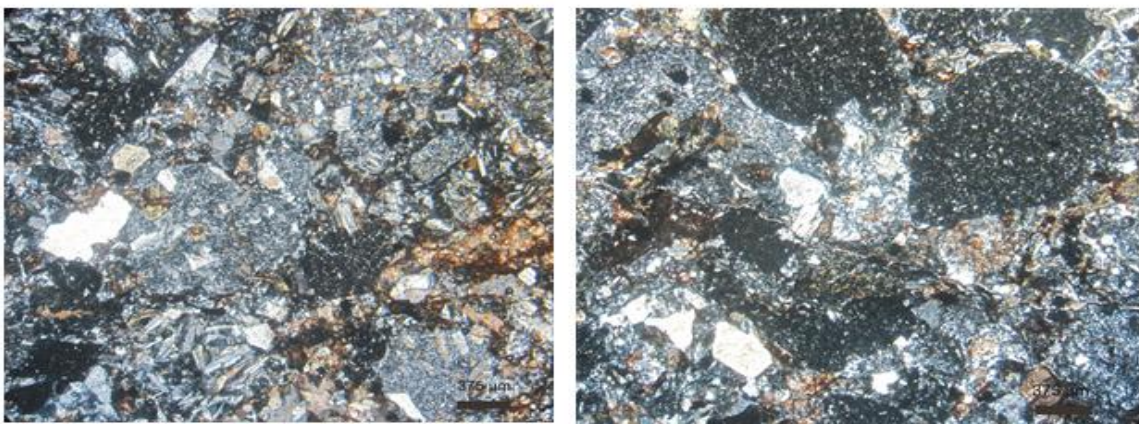
در این منطقه سازندهای مربوط به ائوسن که شامل جریان گدازه‌های آندزیتی، تراکیتی و آندزیت بازالت است نیز دیده می‌شود. واحدهای ائوسن بیشترین گسترش را در منطقه دارد و با یک امتداد شمال خاوری-جنوب باختری ارتفاعات نه چندان مرتفع را در آن می‌سازد. همچنین برون‌زدهایی از توده‌های نفوذی بیوتیت گرانیات خاکستری رنگ مربوط به ژوراسیک بالایی مشاهده شده که به شدت تکتونیزه و تجزیه شده‌اند.

۶-۴-۳- مطالعات کانی‌شناسی

به منظور انجام مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی سنگ میزبان در این منطقه بیش از ده مقطع نازک تهیه و مطالعه گردید. مقاطع نازک شامل واحدهای توده نفوذی گرانودیوریتی (ژوراسیک)، آندزیت (ائوسن) و آهک (ژوراسیک) می‌باشند.

واحد سنگی ولکانیک ائوسن، آندزیت و برش‌های ولکانیکی است (شکل ۶-۹). مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهد که پلاژیوکلاژها در اندازه‌های کوچک تا متوسط بوده و به شدت سریسیتی و کربناتی شده‌اند. کربنات به صورت رگچه‌های کربناتی و به صورت دانه‌های مجزا و گاهی حاصل تجزیه پلاژیوکلاژها است. دانه‌های کوارتز به صورت ثانویه و دانه‌های گرد شده دیده می‌شود؛ که احتمالاً

حاصل محلول هیدروترمال است. کلریت به رنگ سبز و گاهی آبی (از نوع پنین) مشاهده می‌شود که حاصل تجزیه پلاژیوکلازها و هورنبلند است. آمفیبول‌ها به شدت اکسید شده و به اکسید آهن تبدیل شده‌اند و در مواردی فقط قالب آن باقی مانده است و گاهی توسط کربنات‌ها پر شده‌اند. اغلب کانی‌های آهن‌دار به شدت دگرسان شده و آهن خود را از دست داده‌اند. کانی‌های اوپک یا تیره کمتر از ۵ درصد کل سنگ را تشکیل می‌دهند. آلکالی فلدسپار به مقدار کم دیده می‌شود که تجزیه شده است.

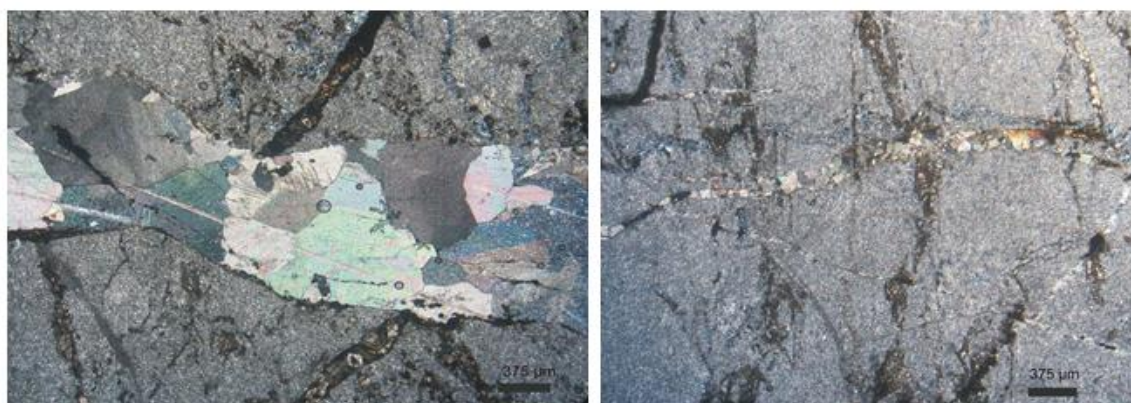


(ب)

(الف)

شکل ۶-۹-الف) واحد پیروکلاستیک که حاوی برش ولکانیکی می‌باشند و به کلریت و کربنات تجزیه شده‌اند، ب) آندزیت دگرسان شده که دگرسانی کلریتی و کربناتی را نشان می‌دهد.

آهک ژوراسیک: مطالعات پتروگرافی سنگ آهک نشان می‌دهد سنگ اولیه از آهک‌های ریز بلور تشکیل شده که توسط سیال هیدروترمال تحت تأثیر تبلور مجدد قرار گرفته و در امتداد شکستگی‌ها، کربنات‌های درشت‌تر متبلور شده‌اند (شکل ۶-۱۰). نمونه مذکور حاوی رگچه‌های اکسید آهن است که در مواردی رگچه‌های کربناتی را قطع کرده‌اند.

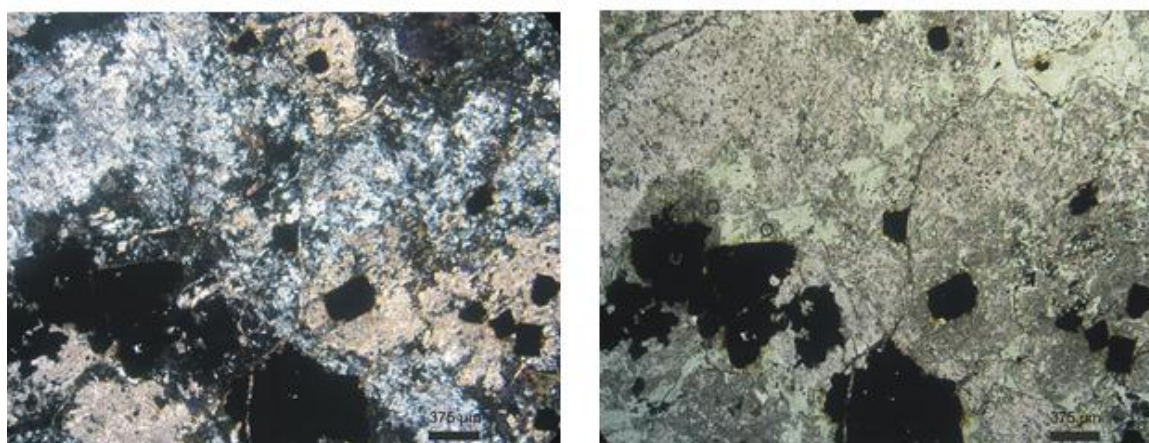


(ب)

(الف)

شکل ۶-۱۰-الف) نمونه کربنات و رگچه‌های اکسید آهن، ب) نمونه کربناتی که رگچه‌های آهن دار توسط رگچه‌های کلسیت درشت بلور قطع شده است.

توده نفوذی گرانودیوریت از پلاژیوکلاز و مقادیر کمتری کانی‌های تیره تشکیل شده که به سمت کانی‌سازی به شدت دگرسان شده است. این توده به شدت تحت تأثیر سیالات گرمایی قرار گرفته به طوری که از حاشیه به سمت کانی‌سازی میزان کانی‌های ثانویه مانند کلریت (گاهی پنین) و کربنات و همچنین میزان کانی‌های اکسید آهن افزایش یافته است که حاکی از عملکرد سیال کانی‌سازی می‌باشد. کانی‌های کوارتز نیز به صورت ثانویه تشکیل شده‌اند (شکل ۶-۱۱).



(ب)

(الف)

شکل ۶-۱۱- نمونه سنگ گرانودیوریت که به شدت دگرسان شده و به کلریت و کربنات تبدیل شده است (شکل الف نمونه را در نور XPL و شکل ب نمونه را در نور PPL نشان می‌دهد).

۴-۴-۶- مطالعات مینرالوگرافی

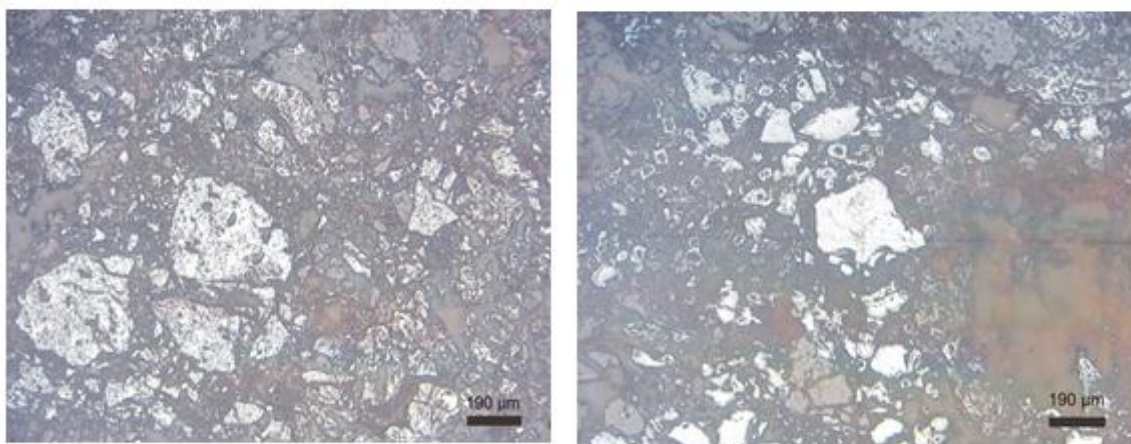
جهت مطالعه و شناسایی کانی‌های تشکیل‌دهنده ماده معدنی، بافت و نحوه ارتباط کانی‌ها، چهار نمونه از قسمت‌های مختلف کانسار برداشت گردید و مقطع صیقلی تهیه شده آن‌ها مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج این مطالعات به شرح زیر می‌باشد.

مگنتیت: به صورت بی وجه تا نیمه وجه دار و در ابعاد ریز تا متوسط دیده می‌شود که بیش از ۸۰ درصد کل مقاطع را تشکیل می‌دهد و در مواردی به هماتیت تبدیل شده است و بافت اصلی آن به صورت افشان می‌باشد (شکل ۶-۱۲).

هماتیت: اغلب به صورت ثانویه و حاصل تبدیل شدگی مگنتیت است، و در بعضی موارد به صورت ذرات ریز کلونیدی قابل مشاهده است.

پیریت: به صورت ذرات ریز و مجزا و گاهی به صورت انکلوژیون در مگنتیت دیده می‌شود و فراوانی آن کمتر از یک درصد است. به نظر می‌رسد یک فاز سولفیدی قبل از مگنتیت باعث تشکیل پیریت شده و مگنتیت کانی‌های پیریت را در بر گرفته است.

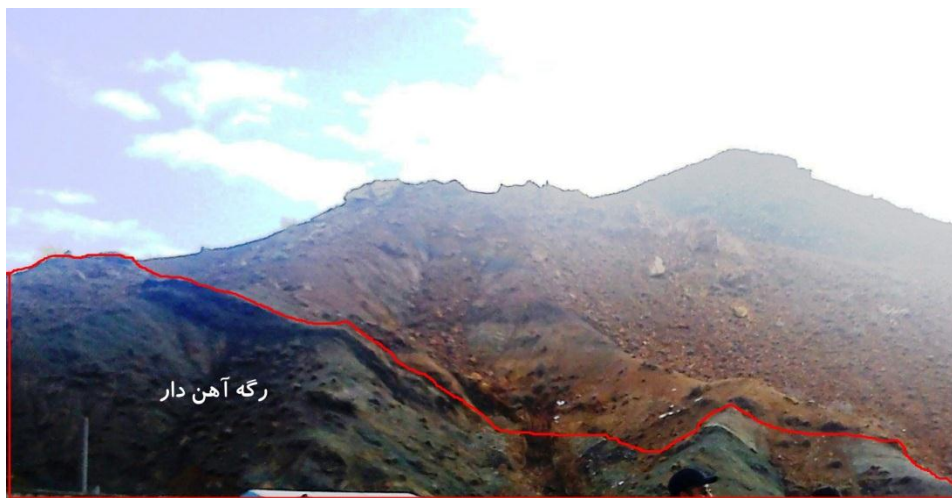
اکسیدهای ثانویه آبدار: بیشتر از نوع گوتیت و به مقدار کمتر لیمونیت است و در اثر فرآیند دگرسانی از اکسیدهای آهن تشکیل شده‌اند.



شکل ۶-۱۲- کانی مگنتیت که به صورت پراکنده و افشان مشاهده می‌شود.

۶-۴-۵- ژئوشیمی سنگ میزبان

به منظور کمک به تعیین نوع کانی‌سازی، مطالعات ژئوشیمیایی در منطقه انجام گرفت. به این منظور، یکی از آنومالی‌ها جهت نمونه‌برداری سیستماتیک و تغییرات مقادیر اکسید آهن انتخاب گردید (شکل ۶-۱۳). این آنومالی به صورت هم‌شیب و لایه‌ای، بین توده گرانودیوریت و لایه آهکی واقع شده است.



شکل ۶-۱۳- لایه آهن‌دار که توده نفوذی گرانیتی در پایین و آهک ژوراسیک در بالای آن واقع شده است. نمونه‌برداری سیستماتیک از این لایه صورت گرفته است.

نمونه‌برداری به صورت عمود بر لایه‌بندی انجام شد و در نهایت پنج نمونه جهت آنالیز XRF (آنالیز عناصر اصلی به صورت اکسیدی) و ICP (تعیین میزان عناصر کمیاب) انتخاب گردید (جدول ۶-۱ و ۶-۲).

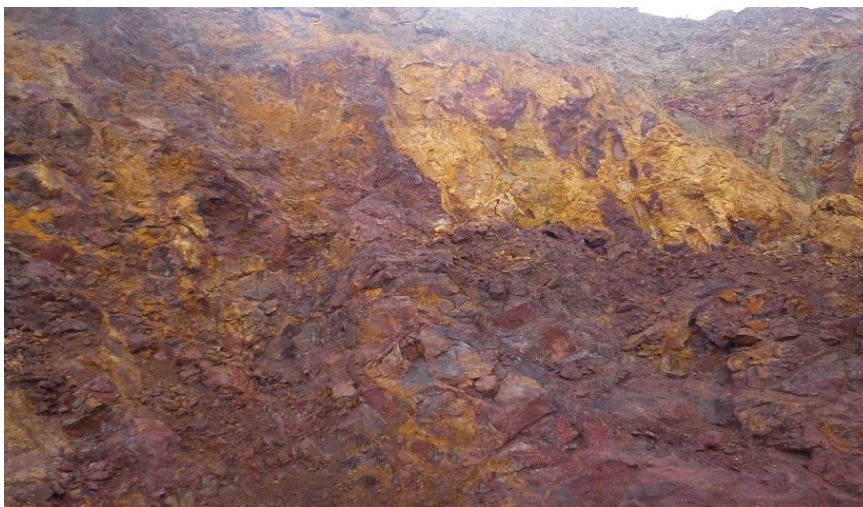
جدول ۶-۱- نتایج آنالیز شیمیایی XRF (بر حسب درصد) نمونه‌های زمین‌شناسی برداشت شده

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	BaO	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	TiO ₂	LOI
M-2	۵۲/۱۹	۱۵/۲۲	۰/۰۲	۴/۸۲	۶/۷۳	۱/۵	۴/۴۳	۰/۱۲	۶/۰۱	۰/۱۶	۰/۰۶	۰/۶۳	۷/۹۴
M-8	۱۴/۲۸	۲/۸	۰/۶۵	۱۴/۰۹	۴۸/۲۵	۰/۴۵	۱/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۰۷	۰/۷۴	۰/۱۶	۱۶/۷۱
M-16	۴۳/۹۶	۱۲/۴۵	۰/۰۱	۱۱/۶۱	۴/۵۹	۱/۷۶	۴/۸۹	۰/۳	۳/۸۶	۰/۰۴	۰/۲۱	۰/۴۴	۱۵/۸۸
M-17	۳۸/۱۹	۹/۹۷	۰	۱۲/۳۱	۱۶/۲۸	۱/۱۱	۶/۶۴	۰/۱۷	۰/۰۷	۰/۶۶	۰/۰۵	۰/۴۸	۱۴
M-18	۷/۵۸	۱/۱۱	۰	۱۰/۳۸	۶۲/۷۴	۰/۰۱	۴/۶۸	۰/۲۸	۰/۰۳	۰	۰/۱۲	۰/۱	۱۲/۹۲

جدول ۶-۲- نتایج آنالیز شیمیایی ICP (بر حسب ppm) نمونه‌های زمین‌شناسی برداشت شده

Sample	Ag	As	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	La	Li	Mn	Mo	Ni	P	Pb
M-2	۰/۴	۴	۰/۲۵	۳۶	۱۹	۲۰۳	۵۵	۱۲	۴۲	۸۱۰	۰/۹۵	۳۲	۶۶۱	۶
M-8	۰/۴۹	۱۵۱/۹	۰/۲۸	۲۲	۶۵	۲۳	۵۰	۱۲	۲	۱۷۶۷	۷/۶	۷۷	۳۵۴	۱۸
M-16	۰/۴۱	۲/۳	۰/۲۵	۵۸	۶	۳۹	۱۲	۲۰	۶	۲۱۲۸	۰/۹۸	۱۳	۲۱۵	۶
M-17	۰/۴۳	۵/۴	۰/۲۵	۴۸	۳۷	۴۲۰	۱۳	۲۱	۳۵	۱۰۸۸	۱/۰۴	۱۰۴	۲۵۴۹	۸
M-18	۰/۴۶	۶/۷	۰/۲۱	۱۶	۵۴	۲۴	۵	۱۳	۳	۱۶۹۹	۹/۱	۱۳	۶۱	۲۲

نتایج آنالیزهای شیمیایی XRF روند افزایشی اکسید آهن را در این واحدها نشان می‌دهد، به طوری که مقادیر آهن موجود در گرانیت در فاصله ۱۰ متری از لایه آهن‌دار ۴ درصد، در فاصله ۵ متری به ۱۶ درصد افزایش یافته و آهن موجود در لایه آهن‌دار به ۶۲ درصد می‌رسد. شکل ۶-۱۴ نمایی از ماده معدنی هماتیت، لیمونیت و مگنتیت را نشان می‌دهد.



شکل ۶-۱۴- نمایی از ماده معدنی هماتیت، لیمونیت و مگنتیت

اگر چه فرآیندهای ژئوشیمیایی که رفتار طبیعی عناصر کمیاب در مواد معدنی را کنترل می‌کند؛ به خوبی مشخص و قابل درک نیست؛ اما می‌توان از بسیاری از عناصر کمیاب به عنوان شاخص ژنتیکی برای طیف گسترده‌ای از ذخایر معدنی استفاده نمود [McIntire, 1963; Loftus-Hills and Solomon 1967]. نسبت عناصر کمیاب، به ویژه نسبت Co/Ni در پیریت و مگنتیت می‌تواند دلیلی

برای تشخیص و تمایز بین منشأ ماگمایی، زیردریایی و رسوبات با منشأ فلزات در ذخایر معدنی باشد

[Bralia et al, 1979; Campbell and Ethier, 1984].

نتایج آنالیز ICP مقدار Co (54ppm)، Ni (13ppm) و به طور میانگین نسبت Co/Ni (۱/۲۸) را نشان می‌دهد. نسبت Co/Ni در ذخایر آهن با منشأ هیدروترمال در دامنه (۰/۲ تا ۷) قرار دارد [رجب زاده و همکاران، ۲۰۱۱]. این نسبت در کانسار زیدر بین ۰/۳۵ تا ۴/۱ قرار گرفته و تأییدی بر هیدروترمال بودن منشأ کانسار است.

فصل هفتم

نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۷-۱- نتیجه گیری

نتایج حاصل از این پژوهش را می توان به صورت زیر خلاصه نمود:

- تعیین کارشناسانه مقادیر بردار وزن نقش مهمی در تلفیق و ارائه نقشه اکتشافی نهایی ایفا می کند. هدف اکتشافی، برداشت های اکتشافی انجام شده، میزان اعتماد به داده ها و تخمین سطح نوفه، پارامترهای مهم در تعیین مقادیر بردار وزن می باشد. تعیین مقادیر بردار وزن در این پژوهش با مشورت و هم فکری گروهی از اساتید و کارشناس خبره در امر اکتشاف انجام گرفته است.
- روش فازی بسط داده شده که در این پژوهش به عنوان روش نوینی در امتیازدهی کلاس های هر یک از نقشه های اکتشافی پیشنهاد و مورد استفاده قرار گرفته است؛ که نتایج قابل قبولی ارائه داده و با توجه به قابلیت، انعطاف و تطابقی که با ماهیت اکتشافی دارد می تواند به عنوان روشی موثر در بهینه کردن نقشه های اکتشافی و کاهش خطای تفکیک سازی مورد استفاده واقع شود.
- مدل سازی به روش منطق فازی علاوه بر تأیید مدل سازی هم پوشانی شاخص، مناطق کوچک تری برای محدوده های امیدبخش معرفی نمود به این علت که قوانین ترکیب در روش منطق فازی نسبت به روش هم پوشانی شاخص انعطاف پذیرتر می باشد. همچنین مشکل ماهیت افزایشی و خطی مدل هم پوشانی در این روش اصلاح شده است.
- مناطق امیدبخش معرفی شده از نقشه های نهایی تلفیق به روش فازی (با استفاده از عملگر فازی گاما) و فازی بسط داده شده تقریباً محدوده یکسانی را پوشش می دهند.
- مناطق دارای دگرسانی اکسید آهن با توجه به تلفیق دو ترکیب نسبت بانندی $RGB:5/7,5/4,3/1$ و $RGB:7/4,4/3,5/7$ به خوبی به تصویر در آمده است.
- مطالعات تفصیلی صورت گرفته در یکی از مناطق پیشنهادی (یعنی منطقه زیدر) تأیید کننده نتایج نقشه های اکتشافی نهایی تلفیق با استفاده از روش های هم پوشانی شاخص، فازی و فازی بسط داده شده است. بررسی های مغناطیس سنجی زمینی وجود توده مغناطیسی در منطقه را نشان می دهد.

با اعمال فیلتر گسترش رو به بالا توده‌های سطحی، نیمه عمیق و عمیق از هم تفکیک شدند. همچنین با اعمال فیلترهای سیگنال تحلیلی و مشتق قائم مرز توده‌های عمیق مغناطیسی تشخیص داده شدند.

- مطالعات تفضیلی زمین‌شناسی و آنالیزهای صورت گرفته و همچنین تهیه مقاطع صیقلی و نازک از نمونه‌های برداشت شده منطقه حاکی از وجود مقادیر آهن با عیار بالا (حداکثر ۶۲ درصد) است. از طرفی موقعیت نمونه‌های زمین‌شناسی برداشت شده در نقشه میدان کل مغناطیس در محدوده شدت مغناطیسی بالا واقع شده که نشان‌دهنده‌ی تطابق نتایج زمین‌شناسی و مغناطیس‌سنجی است.

- حضور دگرسانی کلریتی در حاشیه سنگ میزبان و رگچه‌های کربناتی و کلریتی (در مقاطع نازک و صیقلی)، روند افزایش مقادیر آهن از سمت سنگ میزبان به سمت کانی سازی را نشان می‌دهد. مقادیر و نسبت‌های عناصر نیکل و کبالت و همچنین حضور رگچه‌های آهن‌دار در سنگ‌های گرانیتی و آهک (در پایین و بالای لایه معدنی)، تأییدی بر هیدروترمال بودن کانسار آهن زیدر می‌باشد.

۲-۷- پیشنهادها

- از آنجایی که تنها بر روی یکی از مناطق امید بخش معرفی شده مطالعات تفضیلی انجام شد پیشنهاد می‌گردد بررسی سایر مناطق پیشنهادی در مطالعات بعدی انجام شود.
- علاوه بر روش‌های فازی پیشنهاد می‌گردد که روش‌های دیگری نظیر روش شبکه عصبی و عصبی-فازی برای پتانسیل‌یابی منطقه مورد استفاده قرار گیرند.
- پیشنهاد می‌شود که با تهیه نقشه زمینی بزرگ مقیاس در منطقه مطالعاتی، تلفیق محلی به منظور بالا بردن دقت کار انجام شود.
- با توجه به حجم بالای کار لازم است که مدل‌سازی توده مغناطیسی در مطالعات بعدی در دستور کار صورت قرار گیرد.
- همان‌طور که در متن (فصل چهارم) نیز اشاره شد در نقشه دگرسانی اکسید آهن، مناطق کشت شده کشاورزی در نقشه از دگرسانی اکسید آهن قابل تفکیک نیست. به همین منظور لازم است در مطالعه‌ای مشخص شود دگرسانی نشان داده شده از نوع گونه گیاه کشت شده است یا دگرسانی از نوع اکسید آهن.
- به نظر می‌رسد اعمال شاخص‌های بیشتر برای لایه اطلاعاتی زمین‌شناسی بتواند مناطق امیدبخش با پراکندگی و گستردگی بیشتری را معرفی کند.
- با توجه به محدودیت‌های پیش‌رو (هزینه و زمان) پیشنهاد می‌گردد تعداد نمونه زمین‌شناسی بیشتری برداشت شود تا بتوان از این طریق، مطالعات را با دقت بالاتری ارائه داد.
- جهت به دست آوردن نتایج دقیق از روش‌های مدل‌سازی داده محور، به اطلاعات صحیح و نسبتاً کامل اکتشافی از اندیس‌های معدنی موجود در منطقه نیاز است؛ لذا پیشنهاد می‌گردد که در این مدل‌سازی‌ها از داده‌های مشکوک جهت مدل‌سازی و تهیه نقشه‌های امیدبخش معدنی استفاده نگردد. لازم به ذکر است که روش‌های مدل‌سازی دانش محور نیز نیازمند داده‌های صحیح است ولی در

صورت تکمیل نبودن داده‌های اکتشافی، معمولاً روش‌های مدل‌سازی دانش محور جواب دقیق‌تری نسبت به روش‌های داده محور فراهم می‌نمایند.

منابع

منابع فارسی

- امینی م، قلمقاش ج و مهرپر تو م، شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی.
- آگاه آ، (۱۳۸۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مدل‌سازی و تفسیر داده‌های گرانی و مغناطیس ناحیه طبس"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بونهام کارتر گ، (۱۳۷۹)، "سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی برای دانش پژوهان علوم زمین"، ترجمه گروه اطلاعات زمین مرجع، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، صفحه ۵۶۴.
- درویش زاده ع، (۱۳۷۰)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات امیرکبیر، تهران، صفحه ۱۸۲.
- شاهی ح، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مدل تلفیق داده‌های ژئوشیمیایی و ژئوفیزیک اکتشافی ذخایر طلای لیستونیتی هنگران در جنوب بیرجند"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- طبسی س، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مقایسه مدل‌سازی داده‌های گرانی-سنجی ناحیه دهنو به روش نمودارهای احتمال و روش‌های متداول تفکیک آنومالی در شناسایی ساختارهای تاقدیسی"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- علمدار ک، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "تجزیه و تحلیل داده‌های میدان پتانسیل در بعد فرکانس در تعیین ویژگی‌های توده‌های معدنی"، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد.
- علوی پناه ک، (۱۳۸۲)، "کاربرد سنجش از دور ر علوم زمین"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران.
- فرزامیان م، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "تفسیر داده‌های مقاومت ویژه، قطبش القایی، مغناطیس‌سنجی، و تلفیق آن با نتایج داده‌های ژئوشیمیایی اکتشافی برای اکتشاف ذخایر سرب و روی محدوده شمالی چیچکلو (شرق تکاب) در محیط GIS"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- کریم‌پور م ح، ملک‌زاده آ، حیدریان م، (۱۳۸۴)، "اکتشاف ذخایر معدنی، مدل‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ماهواره‌ای و ژئوفیزیکی"، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران.
- کلاگری ع، (۱۳۷۱)، "اصول اکتشاف ژئوفیزیکی"، چاپ اول، انتشارات علی اصغر کلاگری، تهران.

لگ ک (۱۳۸۲)، "سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی"، ترجمه مرف، هاشمی تنگستانی م، مرکز نشر دانشگاهی تهران، تهران.

یوسفی م، کامکار روحانی ا، (۱۳۸۹)، "اصول روش‌های مدل‌سازی پتانسیل معدنی"، جلد اول، چاپ اول، انتشارات جهاد دانشگاهی واحد صنعتی امیرکبیر، تهران.

منابع لاتین

Amera S.A., (2007), M.Sc. thesis, "Spectral remote sensing of hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulphide deposits, Gorob Hope area, Namibia", **International institute for geo information science and earth observation**, Delft, The Netherlands.

An, P., Moon, W.M. and Renncz, A. N. can. (1991), "Application of fuzzy theory for integration of geological, geophysical and remotely sensed data Exploration Geophysics", Vol. 27, No. 1, p.1-11.

Andrada de palomera R.P., (2004), M.Sc. thesis, "Application of remote sensing and geographic information system for mineral predictive mapping, deseado massif, southern Argentina", International institute for geo information science and earth observation, Delft, The Netherlands.

Baranov, V. (2003), "Edge detection using statistical methods: pseudo-gravimetric anomalies", **Geophysics**, 22 (2), pp.359-383.

Beck, A.E., (1981), "Physical principles of exploration methods", Macmillan press, London, 73.p.

Bergon, C. J., Morris, T. L., and Ioup, J.W. (1990), "Upward and Downward continuation Of Airborne Electromagnetic data", **SEG 60th Annual International meeting**, pp.696-699.

Billa , M., Cassard, D., Lips, A.L.W., Bouchot, V., Tourlirer, B., Stein, G., Guillou-Frottier, L. (2004), "Predicting gold-rich epithermal and porphyry system in the central Andes with a continental-scale metallogenic GIS", **Ore Geology Reviews** 25(1-2), pp.39-67.

Blakely J.R. (1996), "Potential theory in gravity and magnetic applications" Cambridge University Press, pp.441.

Bonham-Carter G.F. (1994), "Geographic Information System for Geoscientists: Modeling with GIS", Pergamon, Ontario.

Brodie, R.C. (2002), "Airborn and ground magnetics", **Geophysical and Remote sensing Methods for Regolith Exploration**, CRCLEME open file report 144, pp 33-45.

Brown, W.M., Gedeon, T.D., Groves, D.I. and Barnes, R. G. (2000), "Artificial neural network: a new method for mineral prospectivity mapping", **Aust. Earth Sciences**, Vol. 47, No. 4, pp.757-770.

Carranza, E.J.M. (2008), "**Geochemical Anomaly and Mineral Prospectivity Mapping in GIS**", Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry, Vol. 11, Elsevier, Amsterdam.

Chica-Olmo M, Abarca F, Rigol, j.P. (2002), "Development of a decision support system based on remote sensing and GIS techniques for gold-rich area identification in SE Spain", **International Journal of Remote Sensing** 23(22), pp.4801-4814.

Chung, C. F. and Agterberg, F. P., (1980), "Regression models for estimating mineral resources from geological map data", *Math. Geology*, Vol. 12, No. 5, pp.437-488.

Crosta, A., Moore, M. (1989), "**Enhancement of landsat Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minais Gerais State, Brazil**".

De Araujo, C.C., Macedo, A.B., (2002), "Multicriteria geologic data analysis for mineral favorability mapping: application to a metal sulphide mineralized area", *Riberia Valley metallogenic province, Brazil. Natural Resources Research* 11(1), pp.29-43.

Dobrin, M.B. and Savit, C.H. (1988), "**Introduction to geophysical prospecting**", McGraw Hill Book Company, 867.p.

Fedi, M., Rapollam, A., and Russo, G. (1999), "Upward continuation of scattered potential field data", **Geophysics**, 64, 443-451.

Floyd Sabin, J. R., (2007), "Remote sensing: Principles and Interpretation", Waveland Pr Inc, pp.512.

Grant, F.S., and G.F. West , (1965), "Interpretation Theory in Applied Geophysics", New York, Mc Graw – Hill, , Sually enhancing airborne geophysical data. *Exploration Geophysics* 28, pp.220-224.

Gunn, P.J, Fitz Gerald, D., Yassi, N. and Dart, P. (1997), "New algorithms for visually enhancing airborne geophysical data", **Exploration Geophysics**, 28 (1), pp.220-224.

Harris, J.R., (1989), "Data integration for gold exploration in eastern NovaScotia using a GIS", *proc. Remote sensing for Exploration Geology (Galgary, Alberta)*, pp. 233-249.

Hsu, S. K., Sibuet, J. C., and Shyu C.T., (1996), "High-resolution detection of geologic boundaries from potential field anomalies: An enhanced analytic signal Technique Geophysics", 36 (6), pp.891-918.

Legge, C.A., (1997), "Remote sensing and Geographic Information System", Published in Association with PRAXIS PUBLISHING.

Lewis, A., (2000), "Australian geomagnetic reference field", 2000 revision. Preview 85: 24.

Lilley, F.E.M., (1982), "Geomagnetic field fluctuations over Australia in relation of magnetic surveys", Bulletin of the Australia Society of Exploration Geophysics 13: pp.68-78.

Luyenyk, A. P. J. (1997), "Processing of airborne magnetic data: AGSO", **J. Aust. Geol. Geophys.**, 17, pp.31-38.

Milligan, P. R., and Gunn, P. J. (1997), "Enhancement and presentation of airborne geophysical data", **J., AGSO Aust. Geol. Geophys.**, 17, pp. 63-75.

Milligan, P.R.M.,(1995), "Short-period geomagnetic variations recorded concurrently with an aeromagnetic survey across the Bendogo area", Victoria. Exploration Geophysics 26: pp.527-534.

Minty, B. R. S. (1991), "Simple microlevelling for aeromagnetic data", Exploration **Geophysics**, 22 (3), pp.591-592.

Nabighian, M. N. (1984), "Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations", **Geophysics**, 49, pp.780-786.

Nabighian, M.N. (1972), "The analytic signal of two- dimensional magnetic bodies with polygonal cross- section: Its properties and use for automated anomaly interpretation", **Geophysics**, 37 (3), pp.507- 517.

Nelson, J. B. (1994), "Leveling total-field aeromagnetic data with measured horizontal gradients" **Geophysics**, 59(7), pp.1166-1170.

Porwal, A., (2006), Ph.D. Thesis, "Mineral Potential Mapping with Mathematical Geological Models", University of Utrecht, The Netherlands, ITC, Publication No. 130, Enschede, 289 p.

Prost, G.L., (2001), "Remote sensing for geologist, A guide to image interpretation", Second edition, Gordon and Breach, Switzerland, 374 p.

Quadros TELMO F. P. de, Koppe Jair C, Costa Joao F. C. L. (2006), “**Mineral Potential Mapping: A Comparison of Weights of Evidence and Fuzzy Methods**”, *Natural Resources Research*, Vol. 15, No. 1, pp. 49-66.

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 volcanic sedimentary belt”, *Journal of Asian Earth Sciences*, No. 24, pp.237-243.

Reddy, R. K. T. and Bonham-Carter, G. F. (1991), “A decision-tree approach to mineral potential mapping in Snow Lake area§, Manitob. Can. **Remote Sensing**, Vol. 17, No. 2, pp. 191-200.

Robinson, E., and Coruh, C., (1988), “Basic exploration Geophysics”, John Wiley & Sons, 562.p.

Sabins, F. F. (1999), “Remote sensing for mineral exploration”, *Ore Geology Reviews*: Vol. 14: pp.157-183.

Salem, A., and Ravat, D. (2003), “A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data”, *Geophysics*, 68 (4), pp.1952-1961.

Silva, J.C.B. (1986), “Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low latitude anomalies”, *Geophysics*, 51(2), pp.369-382.

Suarez R.A., (2003), Ms.C thesis, “Predictive mapping of massive sulphid potential in the western part of the Escmbarry Terrain,Cuba”, International institute for Geo information science and earth observation Enschede, the Netherlands, pp.24 - 32.

Telford, W. M., Geldart, L. P., and Sheriff, R. E., (1990), “**Applied geophysics**”, 2nd Edition, Cambridge press, 800.p.

Tutorial for usre Geosoft, (2006), version 6.4.1.

Venkataraman, G, Babu Madhavan B, Ratha, D. S, Antony Joju P, Goyal R.S, Banglani S, Sinha Roy S. (2000), “**Spatial Modeling for Base Metal Mineral Exploration through Integration of Geological Data Sets**”, *Natural Resources Research*, Vol. 9, No. 1, pp. 27-43.

Vincent, R.K., (1997). “Fundamentals of Geological and Environmental Remote Sensing”, Prentice Hall, 370.p.

Yetkin, E., (2003), M. Sc. Thesis, “Alteration Mapping by Remote Sensing:Application to Hasandağ-Melendiz Volcanic Complex”, Middle East Technical University, Ankara, Turkey,.97.p.

Zadeh , L.A., (1965), “Fuzzy sets”, IEEE Information and Control 8(3): pp.338-353.

Zurflueh, E. G. (1967), “Applications of two-dimensional linear wavelength filtering”, **Geophysics**, 32, pp.1015–1035.

Abstract:

Geographic information system (GIS), has been used since 1980, as a new tool for decision making and management in many branches of the earth sciences, including discoveries of mineral deposits at local and regional scales. This system cannot be used for solving mineral exploration problems, but it is a tool for the qualitative and quantitative analyses of data, storing and updating the data for exploratory models. GIS models and combines the results obtained from classical or conventional methods with maximum precision, speed and the least time and cost.

Due to the limitations of conventional methods, an attempt was made in this research work to use GIS with a new and improved exploration strategy.

In this research, after investigating and processing geophysical, remote sensing, geological and structural geological data of Northeast of Mayamey, suitable exploration maps to prospect and explore iron deposits in this area were extracted.

To process the satellite images, the ENVI 4.5 software, and for qualitative interpretation of magnetic survey data, the Geosoft and the Model vision Pro software, was used. Considering the type and nature of existing data, the knowledge-driven methods of index overlay and fuzzy logic were used to integrate the data. The reason for not using the data-driven methods for integration of the data in the area is that the methods need some exploration evidences and considering the lack of such evidences, the above-mentioned knowledge-driven methods were used to integrate the data.

Modeling, interpreting and expertise integration of exploration data can have an important role to improve the selection of drilling locations. Therefore, for combination of exploration layers, the maps were scored by the expert. Finally the GIS maps have been combined with index overlay method, gamma fuzzy operator and a new proposed method of extended fuzzy. Investigation of the obtained final GIS maps indicates that the most identified promising zones are located in an area.

As ground magnetic surveys, requested by the employer, have only been carried out in one of the promising areas, named Zeydar area, thus, detailed investigations have been made by field visit, taking geological samples and applying various processing filters on the ground magnetic data to determine the limits of the anomalies area.

In order to separate anomalies, various methods of anomalies separation including reduction to the pole, upward continuation, vertical derivative, simple analytic signal, and also, first and second order analytical signal methods were used. These studies indicate the existence of a magnetic anomaly in the area.

In addition, detailed geological studies in Zeydar area such as taking geological samples, preparing polished and thin sections of the samples, and also, analyzing the samples by XRF and ICP methods were made. The analysis results of the XRF samples show relative high amounts of iron oxide in the samples so that the iron oxide content of the iron deposit even reaches to 62%.

Furthermore, the positions of the taken geological samples have been coincided with high magnetic intensity zones in the total magnetic map of the area that implies a good agreement between the results of geological studies and magnetic surveys. These detailed studies,

carried out in Zeydar area, confirm the results of the final exploration maps, obtained from the integration of the data using the index overlay, fuzzy and extended fuzzy methods.

Keywords:

Magnetic surveys, Fuzzy method, Remote sensing, Geographic Information System (GIS), Knowledge-driven methods, Integration of exploration layers



Shahrood University of Technology
Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics
Department of Exploration

Thesis for Master's degree

**Processing and interpretation of magnetic, remote sensing and
geological data for exploration of iron ore deposits in northeast of
Mayamey**

Samire Hosseini

Supervisors:

Dr. A. Kamkar-Rouhani

Dr. A. Arabamiri

Advisor:

Dr. S. Ebrahimi

Feb. 2013