



دانشکده مهندسی معدن ، نفت و ژئوفیزیک
پایان نامه کارشناسی ارشد ژئومغناطیس

مطالعه و تعیین هندسه آنومالی فلزی در منطقه ماهیرود با استفاده

از تجزیه و تحلیل داده‌های ژئومغناطیسی

نگارنده: محمدحسین رمضانی

اساتید راهنما

دکترحمید آقاجانی

دکترغلامرضا نوروزی

شهریور ۱۳۹۶



تقدیم به مهربان فرشتگانی که:

لحظات ناب باوربودن، لذت و غرور دانستن، جسارت خواستن، عظمت رسیدن و تمام تجربه‌های
یکتا و زیبای زندگیم، مدیون حضور سبز آنها است.

تقدیم به خانواده عزیزم

تشکر و قدردانی:

سپاس و ستایش خداوندی را که، علم و دانش را به انسان ارزانی داشت، تا طبیعت را به تسخیر خود درآورده، و از نعمت‌های طبیعی درراه رفاه، آسایش، و بهتریستن، بهره گیرد.

ستایش خدایی را که دانشمندان و فرهیختگان را واسطه‌ای برای خلق دانش، گسترش علم و انتقال آن به دیگران قرار داد.

بدین وسیله بر خود لازم می‌دانم که از زحمات بی‌دریغ ریاست محترم دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک و کادر اجرایی این دانشکده، اساتید راهنمای ارجمند، آقایان دکتر حمید آقاجانی و دکتر غلامرضا نوروزی، اساتید محترم داور، آقایان دکتر علیرضا عرب امیری و دکتر علی نجاتی‌کلاته، مدیر گروه محترم گروه ژئوفیزیک آقای دکتر ابوالقاسم کامکارروحانی و تمام عزیزانی که به هرنحو دلسوزانه مرا در مراحل مختلف نگارش این پایان‌نامه و به ثمر رساندن این نوشتار همراهی نموده‌اند صمیمانه تشکر و سپاسگذاری نمایم. و با توجه به اینکه عامل اصلی موفقیت‌م در این زمینه را مدیون زحمات، صبر، حوصله، تحمل‌دوری، سختی‌ها و ناملایمات از سوی خانواده‌ام می‌دانم و آنها نیز با تحمل تمامی مشکلات، در این خصوص نقش بسزایی داشته و اینجانب را در راستای به نتیجه رساندن این نوشتار یاری رسانده‌اند؛ لذا ضمن تشکر و قدردانی از زحمات آنها و نثار بوسه بر دستان پدرم، یاد و خاطر زنده‌یاد، مادرم را گرامی داشته، و به روح پاکش صلواتی را هدیه می‌کنم.

تعهد نامه

اینجانب محمد حسین رضانی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه: «مطالعه و تعیین هندسه آنومالی فلزی در منطقه ماهیرود با استفاده از تجزیه و تحلیل داده‌های ژئومغناطیسی تحت راهنمایی آقای دکتر حمید آقاجانی و آقای دکتر غلامرضا نوروزی... متعهد می شوم.

- 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 می باشد 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 بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- 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، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.

چکیده

روش‌های مغناطیس‌سنجی یکی از روش‌های ژئوفیزیک محسوب می‌شود و برای مطالعه کانسارهایی که خاصیت مغناطیسی دارند به کار می‌رود. ناحیه مورد مطالعه که داده‌های مغناطیسی در آن برداشت شده، در شرق کشور، در استان خراسان جنوبی، و در جنوب شرقی شهرستان سربیشه، منطقه ماهیرود قرار دارد. عملیات برداشت داده‌ها در این منطقه در ۴۰ پروفیل با جهت شمال شرقی - جنوب غربی و در ۱۰۰۰ ایستگاه انجام شده است.

در این پایان‌نامه، برای مشخص نمودن مرز آنومالی و تخمین عمق کانسار مورد مطالعه، مدل‌سازی صورت گرفته است. به این منظور پس از انجام پیش پردازش‌های لازم، نقشه‌های میدان کل مغناطیسی، برگردان به قطب، ادامه فراسو، سیگنال تحلیلی و مشتق قائم تهیه گردیده، و از روش سیگنال تحلیلی و مشتق قائم برای تعیین مرز آنومالی‌های احتمالی استفاده شده است. در ادامه از مدل‌سازی به روش اویلر دوبعدی و روش تلفیقی سیگنال تحلیلی و معادله اویلر برای تخمین عمق کانسار استفاده شده و در نهایت با استفاده از نرم افزار Mag2dc مدل دوبعدی کانی‌سازی تهیه شد.

با توجه به نتایج به دست آمده، منطقه مورد مطالعه دارای چهار آنومالی مغناطیسی احتمالی است که عمق آن‌ها به طور متوسط ۳۵ متر می‌باشد.

کلیدواژه‌ها : ماهیرود، داده‌های مغناطیسی، روش واهمامیخت اویلر، سیگنال تحلیلی، مدل‌سازی

فهرست مطالب

فصل اول - کلیات.....	۱
۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- مروری بر مطالعات گذشته.....	۲
۳-۱- ضرورت تحقیق.....	۳
۴-۱- هدف تحقیق.....	۳
۵-۱- ساختار پایان نامه.....	۴
فصل دوم - مغناطیس سنجی، روش های تفسیر و تخمین عمق (اصول و روش کار).....	۵
۱-۲- مقدمه.....	۶
۲-۲- میدان مغناطیسی زمین.....	۶
۳-۲- مولفه های میدان مغناطیسی زمین و موقعیت جغرافیایی قطب های مغناطیسی.....	۷
۴-۲- مغناطیسی شدن سنگ ها.....	۸
۵-۲- انواع مواد مغناطیسی در طبیعت.....	۹
۵-۲-۱- مواد فرو مغناطیس.....	۹
۵-۲-۲- مواد دیامغناطیس.....	۱۰
۵-۲-۳- مواد پارامغناطیس.....	۱۰
۶-۲- خواص مغناطیسی سنگ ها.....	۱۱
۷-۲- انواع مغناطیس سنج ها.....	۱۱
۷-۲-۱- مغناطیس سنج فلاکس گیت.....	۱۱
۷-۲-۲- مغناطیس سنج پروتون.....	۱۲
۸-۲- برداشت های مغناطیسی.....	۱۳
۹-۲- پردازش ها و تفسیرهای مغناطیسی.....	۱۵
۹-۲-۲- میدان کل مغناطیسی.....	۱۷
۹-۲-۳- برگردان به قطب.....	۱۷
۹-۲-۴- ادامه فراسو و فروسو.....	۱۹
۹-۲-۵- محاسبه مشتق های میدان مغناطیسی.....	۱۹

۲۱.....	۶-۹-۲- سیگنال تحلیلی
۲۴.....	۱۰-۲- روش اویلر
۲۵.....	۱۰-۲-۱- تئوری و نحوه اجرای واهمامیخت اویلر
۲۶.....	۱۱-۲- مهمترین کاربردهای تفسیر مغناطیسی
۲۶.....	۱۱-۲-۱- استفاده از یافته‌های مغناطیسی در تکمیل نقشه‌های زمین‌شناسی
۲۷.....	۱۱-۲-۲- اکتشاف مغناطیسی برای کانسنگ آهن
۲۷.....	۱۱-۲-۳- اکتشاف مغناطیسی برای کانی‌های غیر مغناطیسی
۲۸.....	۱۱-۲-۴- اکتشاف مغناطیسی برای مواد هیدروکربنی
۲۹.....	فصل سوم- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه
۳۰.....	۳-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی
۳۲.....	۳-۲- آب و هوا
۳۲.....	۳-۳- زمین ریخت‌شناسی
۳۲.....	۳-۴- پیشینه مطالعات زمین‌شناسی و بهره‌برداری از محدوده مورد مطالعه
۳۴.....	۳-۵- زمین‌شناسی عمومی
۳۴.....	۳-۵-۱- سنگ‌های رسوبی
۳۴.....	۳-۵-۲- واحدهای سنگی نیمه عمیق
۳۴.....	۳-۵-۳- واحدهای سنگی دگرگونی (مجاورتی)
۳۵.....	۳-۵-۴- منطقه کانه‌دار (Mz)
۳۷.....	فصل چهارم- طراحی شبکه، برداشت و تصحیح داده‌های میدان مغناطیسی
۳۸.....	۴-۱- مقدمه
۴۰.....	۴-۲-۲- فاصله بین نقاط برداشت
۴۰.....	۴-۲-۳- اندازه گیری شدت میدان کل
۴۱.....	۴-۳- پیشپردازش داده‌های خام
۴۱.....	۴-۳-۲- تصحیح تغییرات روزانه میدان
۴۴.....	۴-۳-۶- پارامترهای میدان مغناطیسی و آنومالی شدت کل میدان مغناطیسی در محدوده مورد مطالعه
۴۶.....	۴-۳-۷- داده‌های شبکه بندی شده در این پایان نامه

فصل پنجم- پردازش، تفسیر و مدل سازی داده ها	۴۷
۱-۵- مقدمه	۴۸
۲-۵- نقشه آنومالی میدان مغناطیسی کل	۴۸
۳-۵- تبدیل برگردان به قطب	۴۹
شکل ۲-۵: نقشه برگردان به قطب میدان مغناطیسی	۵۰
۴-۵- نقشه های ادامه فراسو	۵۰
۵-۵- نقشه روند سطحی	۵۴
۶-۵- اعمال فیلتر مشتق قائم روی داده ها	۵۶
۷-۵- اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی روی داده ها	۵۷
۸-۵- تخمین عمق و موقعیت کانسار با روش آنالیز پروفیل اوایلر	۵۸
۵-۸-۱- آماده سازی داده ها و شبکه ها	۵۸
۵-۸-۲- انتخاب اندازه پنجره	۵۹
۵-۸-۳- انتخاب شاخص ساختار	۵۹
۵-۸-۴- تخمین عمق و مکان کانسار با روش آنالیز پروفیل اوایلر	۶۰
۵-۸-۵- تخمین عمق و مکان کانسار با روش واهمامیخت اوایلر سه بعدی	۶۶
۵-۸-۶- استفاده از شبکه سیگنال تحلیلی و روش واهمامیخت اوایلر	۶۷
۹-۵- مدل سازی دوبعدی کانسار اصلی	۶۸
فصل ششم - نتیجه گیری و پیشنهادات	۷۱
۶-۱- نتیجه گیری	۷۲
۶-۲- پیشنهادات	۷۳
منابع	۷۷

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۲: مولفه‌های میدان مغناطیسی زمین ۸
- شکل ۲-۲: نمای شماتیک از برگردان به قطب ۱۸
- شکل ۱-۳: موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه در نقشه ۳۰
- شکل ۲-۳: مختصات جغرافیایی چهارگوش محدوده اکتشافی روی نقشه گوگل ارث ۳۱
- شکل ۳-۳: نمایی از رخنمون ماده معدنی مس در منطق ۳۳
- شکل ۴-۳: آثار معدن‌کاری قدیمی در منطقه مورد مطالعه ۳۳
- شکل ۵-۳: نمایی دیگر از رخنمون ماده معدنی مس در منطقه ۳۳
- شکل ۶-۳: نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۰۰۰ محدوده مورد مطالعه ۳۶
- شکل ۱-۴: موقعیت ایستگاه‌های برداشت ژئومغناطیس ۳۹
- شکل ۲-۴: نقشه شدت میدان کل مغناطیسی در محدوده ماهیرود ۴۵
- شکل ۱-۵: نقشه شدت میدان کل مغناطیسی در محدوده ماهیرود ۴۹
- شکل ۲-۵: نقشه برگردان به قطب میدان مغناطیسی ۵۰
- شکل ۳-۵: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود با ادامه فراسو به میزان ۱۰ متر ۵۱
- شکل ۴-۵: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود با ادامه فراسو به میزان ۲۰ متر ۵۱
- شکل ۵-۵: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود با ادامه فراسو به میزان ۳۰ متر ۵۲
- شکل ۶-۵: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود با ادامه فراسو به میزان ۵۰ متر ۵۲
- شکل ۷-۵: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود با ادامه فراسو به میزان ۷۰ متر ۵۳
- شکل ۸-۵: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود با ادامه فراسو به میزان ۸۰ متر ۵۳
- شکل ۹-۵: آنومالی باقی‌مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۱ بر روی داده‌های محدوده ۵۴
- شکل ۱۰-۵: آنومالی باقی‌مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۲ بر روی داده‌های محدوده ۵۵
- شکل ۱۱-۵: آنومالی باقی‌مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۳ بر روی داده‌های محدوده ۵۵
- شکل ۱۲-۵: نقشه مشتق قائم میدان مغناطیسی ۵۷
- شکل ۱۳-۵: نقشه سیگنال تحلیلی در محدوده ماهیرود ۵۸
- شکل ۱۴-۵: موقعیت مکانی پروفیل‌های مورد بررسی به روش اویلر دوبعدی بر روی نقشه میدان مغناطیسی کل ۶۱

- شکل ۵-۱۵: پاسخ روش اویلر برای سه پروفیل در موقعیت آنومالی A ۶۲
- شکل ۵-۱۶: پاسخ روش اویلر برای دو پروفیل در موقعیت آنومالی B ۶۳
- شکل ۵-۱۷: پاسخ روش اویلر برای سه پروفیل در موقعیت آنومالی C ۶۴
- شکل ۵-۱۸: پاسخ روش اویلر برای سه پروفیل در موقعیت آنومالی D ۶۵
- شکل ۵-۱۹: تخمین عمق کانسار با روش واهمامیخت اویلر سه بعدی ۶۶
- شکل ۵-۲۰: نقشه تخمین عمق کانسار با روش اویلر سه بعدی با در نظر گرفتن نقشه سیگنال تحلیلی ۶۸
- شکل ۵-۲۱: موقعیت مقاطع مورد نظر در مدل سازی دو بعدی ۶۹
- شکل ۵-۲۲: مدل دو بعدی کانی سازی در زیر پروفیل PP' (آنومالی C) ۷۰
- شکل ۵-۲۳: مدل دو بعدی کانی سازی در زیر پروفیل SS' (آنومالی D) ۷۰

جدول ۱-۲: عملگرهای مشتق‌های قائم و افقی در دامنه فوریه	۲۱
جدول ۱-۳: مختصات جغرافیایی محدوده مورد مطالعه	۳۱
جدول ۱-۴: بخشی از داده‌های تصحیح شده محدوده مورد مطالعه.....	۴۲
جدول ۲-۴: پارامترهای میدان مغناطیسی زمین در محدوده مورد مطالعه.....	۴۵
جدول ۱-۵: شاخص ساختار برای مدل‌های زمین‌شناسی مختلف.....	۶۰
جدول ۱-۶: مختصات نقاط حفاری پیشنهادی.....	۷۶

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

استان خراسان جنوبی دارای پتانسیل مواد معدنی شامل کانی‌های فلزی آهنی و غیرآهنی، سنگ‌های ساختمانی و صنعتی می‌باشد که کانسارهای مس، آهن و گرانیت مهمترین آنها هستند. پیدایش این حوزه فلشی نتیجه یک کافت درون قاره‌ای میان دو بلوک لوت، در باختر و بلوک هیلمند در خاور می‌باشد که در کرتاسه پیشین شکل گرفته و محلی شایسته برای جای‌گیری گوشته اقیانوسی، انباشت نهشته‌های فلش‌گونه بوده است. ولی با سرانجام‌گرفتن اشتقاق خاورایران، پوسته اقیانوسی به زیرپوسته قاره‌ای بلوک لوت فروران شده و آمیزه‌های افیولیتی - فلشی خاور ایران بوجود آمده است که به طور عموم با تشکیل عناصری نظیر آهن، مس، منیزیت، بنتونیت و کرومیت همراه بوده است. کانسار ماهیرود به همراه کانسارهای کنیف، پنج سر و سولابست بخشی از زون فلشی شرق ایران محسوب می‌گردد که از نظر مواد معدنی و بررسی‌های زمین‌شناسی مورد توجه بسیاری از پژوهشگران بوده است (آقاباتی ۱۳۸۵).

این پایان‌نامه با هدف مطالعه کانسار ماهیرود با تکنیک‌های مختلف تفسیر داده‌های مغناطیسی، از جمله واهمامیخت اوایلر دوبعدی، تنظیم شده است. یادآوری می‌شود که روشهای مختلفی برای تفسیر داده‌های میدان پتانسیل وجود دارد.

۱-۲- مروری بر مطالعات گذشته

از دهه ۱۹۷۰ روش‌های متعددی جهت برآورد مکان، عمق و هندسه چشمه‌های میدان پتانسیل بوجود آمده که اکثر آنها بین روشهای گرانی و مغناطیس مشترک است. اسپکتور و گرنت روش طیفی را جهت محاسبه میانگین عمق مجموعه‌ای از چشمه‌های میدان پتانسیل ابداع نمودند (Cordell et al., 1982) روشی برای مکان افقی منابع مغناطیسی از بیشینه گرادیان افقی گرانی کاذب که از آنومالی‌های مغناطیسی محاسبه می‌شوند را ارائه نمودند. این روش توسط (Blakely & Simpson, 1986) به اجرا درآمد و بر آنومالی‌های رسوبات ایزواستاتیک آمریکا اعمال شد

(Nabighian, 1972, 1974, 1984) به طور گسترده اصول روش سیگنال تحلیلی را برای مکان‌یابی دوبعدی توصیف نمود (Roest et al., 1992). کاربرد روش سیگنال تحلیلی را برای مکان‌یابی سه بعدی تعمیم دادند. یکی از ویژگی‌های مهم روش سیگنال تحلیلی این است که مکان چشمه‌های مغناطیسی فقط با استفاده از فرضیات محدودی حاصل می‌شوند و برای یک جسم دو بعدی باریک، (مانند دایک) دامنه سیگنال تحلیلی مستقل از جهت بردار میدان مغناطیسی القایی است که منحنی متقارن به شکل زنگوله دارد و بطور مستقیم در بالای چشمه واقع می‌شود.

۱-۳- ضرورت تحقیق

در محدوده مطالعاتی تیغ‌نوب که در استان خراسان جنوبی و ۹۰ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان سربیشه قرار دارد در مورد آنومالی‌های فلزی، مطالعات متعددی انجام شده که این مطالعات نتایج متفاوتی نیز، به همراه داشته است. از جمله ابهامات موجود در رابطه با این محدوده، وجود آنومالی‌های آهن و هندسه این آنومالی‌ها می‌باشد. که در این تحقیق به بررسی امکان وجود آنومالی‌های آهن در محدوده اکتشافی پرداخته شده، و از روش تفسیر داده‌های مغناطیسی برای تعیین مکان، عمق و هندسه چشمه‌های مغناطیسی استفاده شده است لذا مطالعه و بررسی پارامترهای چشمه مغناطیسی با روش‌های واهمامیخت اوپلر دوبعدی و سه‌بعدی و سیگنال تحلیلی از ابزارهای مفید و کاربردی برای مطالعات کمی داده‌های مغناطیسی در این تحقیق می‌باشد.

۱-۴- هدف تحقیق

در این تحقیق، جهت نشان دادن کارایی روش اوپلر، ابتدا این روش بر روی داده‌های مغناطیسی برداشت شده از کانسار ماهیرود اعمال، و سپس به تفسیر و مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی برداشت شده از این محدوده پرداخته شده است که هدف از این مطالعات، بررسی و تعیین محل آنومالی، گسترش، تخمین مرز و عمق توده مولد آنومالی و مدل‌سازی آن می‌باشد.

۱-۵- ساختار پایان نامه

این نوشتار که به عنوان پایان نامه کارشناسی ارشد در رشته ژئوفیزیک گرایش ژئومغناطیس تدوین شده است، در بر گیرنده مراحل مختلف تحقیق ، شرح نتایج و یافته های آن می باشد. فصل اول این پایان نامه به شرح کلیات کانسار ماهیرود اختصاص داده شده، در فصل دوم به مبانی و اصول روش مغناطیسی پرداخته شده، در فصل سوم محدوده مورد مطالعه معرفی شده، در فصل چهارم در مورد برداشت داده های مغناطیسی منطقه و پیش پردازش آن ها توضیح داده شده، در فصل پنجم به تفسیر و مدل سازی داده ها پرداخته شده و در فصل آخر، نتایج و پیشنهادات ارائه شده است.

فصل دوم

مغناطیس سنجی، روشهای تفسیر و تعیین
عمق (اصول و روش کار)

۲-۱- مقدمه

زمین مانند یک آهنربای بزرگ و نسبتاً نا منظم عمل می‌کند. ویژگی‌های مغناطیسی زمین برای بیش از سه قرن مورد مطالعه قرار گرفته است. اما در سال ۱۸۴۳ بود که وان ورده^۱ پیشنهاد کرد از تغییرات در میدان مغناطیسی زمین می‌توان برای تعیین مکان توده‌های مغناطیسی استفاده کرد. انتشار آزمایش تالن^۲ بر روی کانسارهای آهن با اندازه‌گیری‌های مغناطیسی در سال ۱۸۷۹ را می‌توان تولد ژئوفیزیک کاربردی نامید (Eve & keys, 1982). از آن زمان تا کنون مطالعات زیادی در زمینه تئوری و تکنیک‌ها انجام شده است. این روش‌ها برای تعیین مکان توده‌های مغناطیسی به وجود آمدند.

جهت و شدت میدان مغناطیسی زمین از نقطه‌ای به نقطه دیگر تغییر می‌کند. بنابراین نقاطی در سطح زمین وجود دارند که شدت میدان مغناطیسی آن‌ها با نقاط اطراف آن‌ها متفاوت است. این نقاط را آنومالی‌های مغناطیسی می‌نامند و می‌توانند ناشی از عوارض مختلف مصنوعی و طبیعی باشند و حاوی اطلاعات با ارزشی در مورد وجود و محل مخازن و سنگ‌های مغناطیسی است.

۲-۲- میدان مغناطیسی زمین

برای تفکیک آنومالی‌های مغناطیسی کم عمق و از نظر اقتصادی ارزشمند، از آنومالی‌های وسیعی که فاقد ارزشند، لازم است تغییرات میدان مغناطیسی زمین را به خوبی بدانیم. تغییرات میدان مغناطیسی زمین بر خلاف تغییرات میدان ثقل آن تابع ساده‌ای از طول و عرض جغرافیایی نیست بلکه تغییرات آن کم و بیش نامنظم بوده و علاوه بر آن در طول زمان نیز دارای تغییراتی است. لذا تفسیر اطلاعات جمع‌آوری شده از طریق مغناطیس‌سنجی مستلزم شناسایی دقیق چگونگی تغییرات میدان مغناطیسی زمین نسبت به عوامل مختلف است.

1 Von Wrede

2 Thalen

۲-۳- مولفه‌های میدان مغناطیسی زمین و موقعیت جغرافیایی قطب‌های مغناطیسی

هرگاه یک عقربه مغناطیسی را روی پایه بدون اصطکاکی قرار دهیم پس از نوسانات متعدد در امتدادی خواهد ایستاد که آن را امتداد شمال جنوب مغناطیسی می‌گویند. این امتداد با امتداد شمال-جنوب مغناطیسی منطبق نیست بلکه با آن زاویه‌ای می‌سازد که به نام زاویه انحراف مغناطیسی^۱ خوانده می‌شود. همچنین عقربه مزبور معمولاً افقی نیست بلکه با افق زاویه‌ای می‌سازد که زاویه میل-مغناطیسی^۲ نام دارد. پس بردار کلی مغناطیس زمین را می‌توان به دو مولفه به شرح زیر تجزیه کرد:

۱- مولفه افقی H که مقدارش همواره مثبت است و می‌توان آن را به دو مولفه شمالی X و شرقی Y تجزیه کرد.

۲- مولفه قائم Z که اگر به سمت پایین باشد مثبت و در غیر این صورت با علامت منفی در نظر گرفته می‌شود.

شکل ۱-۲ نمای شماتیک مولفه‌های میدان مغناطیسی زمین را نشان می‌دهد. هفت پارامتر F, H, Z, X, Y, I, D را اجزای مغناطیسی زمین گویند و روابط آن به صورت زیر است:

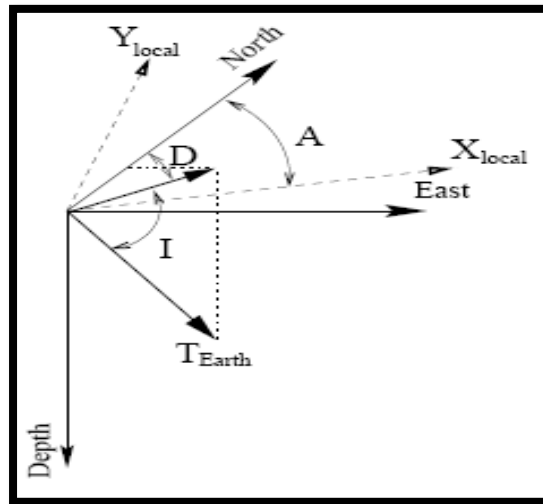
$$F^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \quad (1-2)$$

به طوری که

$$\cos D = \frac{X}{H} \quad \sin D = \frac{Y}{H} \quad F = \frac{H}{\cos I} = \frac{Z}{\sin I}$$

¹ Declination

² Inclination



شکل ۲-۱: مولفه‌های میدان مغناطیسی زمین (Telford et al, 1991)

به صفحه قائمی که بردارهای F, H, Z را در بر می‌گیرد اصطلاحاً نصف النهار مغناطیسی محلی زمین گویند. هر ترکیب سه تایی از این اجزاء برای مشخص کردن میدان مغناطیسی زمین کافی است و امروزه انواع دستگاههای ژئوفیزیکی برای اندازه گیری یک یا چند تا از این اجزاء ساخته شده است.

۲-۴- مغناطیسی شدن سنگ‌ها

سنگ‌های مغناطیسی تقریباً همیشه خاصیت مغناطیسی خود را از میدان مغناطیسی زمین به دست می‌آورند ولی در بعضی موارد نادر مغناطیسی شدن ممکن است حاصل رعد و برق باشد ولی اغلب پلاریزاسیون مغناطیسی سنگ‌ها از نوع القائی و جهت و مقدار آن به وسیله جهت میدان مغناطیسی وقت زمین تعیین می‌شود و موقعی که میدان مغناطیسی زمین تغییر نماید این نوع مغناطیسی شدن نیز تغییر می‌کند. بعضی دیگر از سنگ‌ها از خود مغناطیس باقیمانده نشان می‌دهند که مربوط به میدان فعلی زمین نیست بلکه مربوط به دوران گذشته زمین است و اگر این سنگ‌ها آذرین باشند جهت مغناطیسی شدن همان میدان مغناطیسی وقت زمین خواهد بود و کانی‌های فرومگنتیت در این سنگ‌ها هنگام سرد شدن ماگما یا گدازه در دمای پایین تر از نقطه کوری گشتاور القایی خود را در جهت میدان مغناطیسی وقت زمین قرار می‌دهند و اگر جهت میدان زمین تغییر نماید جهت گشتاور-مغناطیسی باقی‌مانده همواره در همان جهت اولیه باقی می‌ماند که به آن مغناطیس باقی‌مانده حرارتی

می‌گویند.

بعضی مواقع در محیط‌های رسوبی آرام دانه‌های مغناطیسی مثل مگنتیت و ایلمنیت در هنگام رسوب گذاری خود را در جهت گشتاور وقت زمین قرار می‌دهند و به همان صورت در داخل رسوب باقی می‌مانند و بعد از تغییر جهت میدان زمین گشتاورهای باقی‌مانده آن‌ها همان جهت اولیه میدان زمین را در هنگام سرد شدن را نشان خواهد داد که در این حالت به آن مغناطیس باقی‌مانده حاصله از رسوب گذاری می‌گویند.

مغناطیسی شدن ثانویه در اثر دیاژنز، دگرگونی و یا تبلور مجدد بلور حاصل می‌شود و جهت مغناطیسی جدیدی برای خود اختیار می‌کنند که همان جهت میدان وقت زمین است که در این حالت به آن مغناطیس باقی‌مانده شیمیایی می‌گویند. وجود مغناطیس باقی‌مانده در داخل سنگ‌ها به دانشمندان کمک می‌کند تا بتوانند در باره میدان مغناطیسی گذشته زمین بیشتر مطالعه نمایند و در نتیجه بتوانند درک صحیح‌تری درباره تاریخ زمین شناسی و تحولات زمین‌ساختی کره زمین به دست آورند. این گونه مطالعات را پالئومگنتیزم می‌گویند و بر اساس آن توانسته اند شواهدی دال بر حرکات لیتوسفری در روی آستونسفر، گسترش کف اقیانوسها و همچنین تعویض قطب های زمین به دست آورند.

۲-۵- انواع مواد مغناطیسی در طبیعت

۲-۵-۱- مواد فرو مغناطیس

مواد فرومغناطیس^۱ دسته‌ای از مواد مغناطیسی هستند که دارای دو قطبی‌های مغناطیسی همسو شده هستند. این مواد در مجاورت میدان مغناطیسی خارجی تبدیل به آهنربا می‌شوند. در برخی از مواد مغناطیسی دوقطبی‌های مغناطیسی کوچک بطور خودبه‌خود با دوقطبی‌های مجاور هم خط می‌شوند، اینگونه مواد پارامغناطیس نامیده می‌شوند. همه بخشهای مغناطیسی در یک ماده

1 Ferromagnetism

فرومغناطیس در یک راستا قرار ندارند، بلکه این مواد از بخش‌های بسیار کوچکی با ابعاد کوچکتر از میلی‌متر تشکیل شده‌اند، طوری که دوقطبی‌های مغناطیسی هر بخش هم خط هستند، ولی سمت‌گیری دوقطبی‌های مغناطیسی هر بخش با بخش مجاور متفاوت است. این بخش‌های کوچک حوزه مغناطیسی نامیده می‌شوند (Parasnis, 1997).

۲-۵-۲- مواد دیامغناطیس

در مجاورت میدان مغناطیسی خارجی، در مواد دیامغناطیس^۱، گشتاور دوقطبی القا می‌شود که مخالف میدان خارجی است. لذا این مواد باعث تضعیف میدان مغناطیسی می‌شوند. در واقع همه مواد در میدان مغناطیسی از خود خاصیت دیامغناطیس نشان می‌دهند، ولی این خاصیت در مواد فرومغناطیس و پارامغناطیس نامحسوس است.

مواد دیامغناطیس باعث تضعیف شار مغناطیسی می‌گردند. به بیان دیگر، جهت جریانهای بنیادی در دیامغناطیس واقع در میدان مغناطیسی خارجی چنان است که میدان مغناطیسی آنها مخالف میدان خارجی است. در نتیجه اثر میدان مغناطیسی خارجی روی دیامغناطیس‌ها مخالف اثر آنها روی مواد فرومغناطیس و پارامغناطیس است، یعنی مواد دیامغناطیسی با آهنربا دفع می‌شوند (Parasnis, 1997).

۲-۵-۳- مواد پارامغناطیس

پارامغناطیس شکل وضعی از خاصیت مغناطیسی است. اتم‌های مواد پارامغناطیس^۲ گشتاور دوقطبی مغناطیسی دائمی دارند که در میدان مغناطیسی خارجی دوقطبی‌ها را با یکدیگر همسو کرده و میدان را تا اندازه‌ای تقویت می‌کنند. ماده پارامغناطیس در میدان مغناطیسی غیریکنواخت، به طرف ناحیه قوی‌تر کشیده می‌شود.

مواد پارامغناطیس گروهی از مواد هستند که موجب تقویت جزئی میدان مغناطیسی می‌شوند، یعنی اگر در داخل سیم‌پیچی ماده‌ای از جنس پارامغناطیس قرار دهیم، در این صورت میدان مغناطیسی

1 Diamagnetism
2 Paramagnetism

تقویت می‌شود، هر چند این تقویت به اندازه مواد فرومغناطیس نیست، اما قابل توجه است. در مورد مواد پارامغناطیس، تراوایی مغناطیسی، مقداری مثبت است. بنابر این در حضور این ماده، میدان تقویت می‌شود، هر چند این تقویت به اندازه مواد فرومغناطیسی نخواهد بود (Parasnis, 1997).

۲-۶- خواص مغناطیسی سنگ‌ها

می‌دانیم که سنگ‌ها از مجموعه کانی‌های مختلف تشکیل شده‌اند و بر حسب منشأ، آن‌ها را به سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی تقسیم می‌کنند. اغلب اجزاء تشکیل دهنده سنگ‌ها دارای خاصیت مغناطیسی کم و یا خیلی کم، به عنوان نمونه کوارتز، تعدادی از سیلیکات‌ها، آهک و آرژیل از تشکیل دهنده‌هایی هستند که دارای خاصیت مغناطیسی بسیار ضعیف‌اند. به همین ترتیب سنگ‌هایی مانند ژئپس، آهک و ماسه‌های خالص، دارای خواص دیامغناطیسی ضعیفی هستند. تعداد دیگری از کانی‌های نسبتاً فراوان و سنگ‌های رسوبی و بلوری، به طور کلی در دسته اجسام پارامغناطیس قرار می‌گیرند. آرژیل و کانی‌های سنگ‌های بازیک مانند اوژیت، هورنبلند، اولیوین و سرپانتین از این دسته هستند. هماتیت و لیمونیت به طور ضعیفی دارای خاصیت مغناطیسی‌اند. نهایتاً مهمترین این سنگ‌ها آن‌هایی هستند که دارای درصد کم و بیش زیادی از مواد فرومغناطیس نظیر مانیتیت، ایلمنیت و پیروتین هستند.

۲-۷- انواع مغناطیس‌سنگ‌ها

۲-۷-۱- مغناطیس‌سنگ فلاکس‌گیت^۱

مغناطیس‌سنگ فلاکس‌گیت ابتدا در شروع جنگ جهانی دوم برای یافتن محل زیر دریایی‌های دشمن به وسیله هواپیما مورد استفاده قرار گرفت، ولی بعدها به خدمت کارهای اکتشافی درآمد و به وسیله این مغناطیس‌سنگ برای اولین بار امکان برداشت هوایی نیز به وجود آمد. این وسیله دارای دو مغزه فرومغناطیس کاملاً مشابه و با قابلیت نفوذپذیری مغناطیسی بالا است که به طور موازی با هم قرار

1 Flux gate

دارند. دو سری سیم‌پیچ (اولیه و ثانویه) اطراف این مغزه‌ها را گرفته‌اند. جهت سیم‌پیچ اولیه در یک مغزه عکس دیگری می‌باشد و از داخل سیم‌پیچ اولیه جریان متناوبی عبور می‌کند و میدان حاصله از آن می‌تواند مغزه‌ها را تا حد اشباع به طور نوسانی، مغناطیسی نماید، اما چون پیچش سیم‌ها در هر مغزه در جهت عکس دیگری می‌باشد جریان‌های الکتریکی القایی در سیم‌پیچ‌های ثانویه برابر ولی به صورت مخالف یکدیگر است، در نتیجه گالوانومتر اختلاف پتانسیلی را نشان نخواهد داد. مؤلفه قائم میدان زمین در هر لحظه از زمان سبب می‌شود که میدان مغناطیسی در یکی از مغزه‌ها تقویت و در دیگری تضعیف گردد و این تغییرات نوسانی میدان مغناطیسی سبب می‌شود که مقدار جریان القایی در دو سیم‌پیچ ثانویه برابر نشود و در نتیجه گالوانومتر اختلاف پتانسیلی را نشان می‌دهد، که مقدار آن متناسب با مؤلفه قائم شدت میدان زمین خواهد بود. مغناطیس‌سنج‌های فلاکس‌گیت طوری طراحی شده‌اند که سبک و قابل حمل و نقل هستند و کار با آن‌ها سریع است. دقت آن‌ها 0.6% تا 12.5% گاما است (Parasnis, 1997).

۲-۷-۲- مغناطیس‌سنج پروتون

اساس کار این دستگاه به این صورت است که برخی از هسته‌ها دارای گشتاور مغناطیسی هستند و این هسته‌ها را می‌توان به صورت مغناطیس‌های کوچک کروی شکل که به دور محور مغناطیسی خود می‌چرخند، در نظر گرفت. این کره‌ها تمایل دارند خود را به طور موازی در جهت موافق یا مخالف میدان خارجی قرار دهند، پس هسته‌هایی که به طور غیر منظم قرار گرفته‌اند وقتی میدان خارجی به کار برده شود به دو گروه موازی در جهت میدان و موازی در خلاف جهت میدان تقسیم می‌شوند. ساده‌ترین هسته‌ای که این خاصیت را دارد پروتون هیدروژن است و چون اکسیژن دارای خاصیت مغناطیسی نیست از این رو آب می‌تواند وسیله خوبی برای این کار باشد. فرض می‌شود که یک بطری آب فقط به وسیله میدان زمین پلاریزه شده است و اگر ناگهان میدان بزرگ‌تری در جهت عمود بر میدان مغناطیسی زمین به کار برده شود، جهت گشتاور پروتون‌ها تغییر خواهد کرد تا این که در جهت برآیند دو میدان قرار گیرد. اگر میدان خارجی 100 مرتبه یا بیشتر، از میدان زمین بزرگ‌تر

باشد میدان برآیند تقریباً در همان جهت میدان خارجی قرار می‌گیرد و جهت گشتاور پروتون‌ها در جهت گشتاور میدان قرار می‌گیرد. بدیهی است که پروتون‌ها به طور آنی وضع جدید را به خود نخواهند گرفت، بلکه پس از گذشت چند ثانیه به وضع جدید در خواهند آمد. وقتی میدان خارجی قطع شد گشتاور مغناطیسی به مقدار اولیه خود در امتداد زمین بر می‌گردد. در موقع برگشت پروتون با سرعت زاویه‌ای $w = \gamma p.H$ چرخش می‌کند که γp ضریب ژیراسیون پروتون و مقدار ثابتی برابر $23/486$ است. مکانیسم چرخش شبیه یک ژيروسکوپ است. فرکانس چرخش حدود 2000 دور بر ثانیه است.

نوسان چرخش یک پتانسیل الکتریکی، در سیم‌پیچ اطراف بطری، آب القاء می‌کند. برای تعیین میدان اصلی مغناطیسی زمین فقط لازم است که فرکانس این ولتاژ القاء شده را با دقت اندازه گرفت. شدت میدان مغناطیسی زمین از رابطه زیر به دست می‌آید $H_e = 2 * \pi f / \gamma p$ که در آن f بر حسب دور در ثانیه و H_e بر حسب گاما است.

۲-۸- برداشت‌های مغناطیسی

ملاحظات هندسی دخیل در محاسبه احتمال کشف نهشته‌های کانساری توسط برداشت‌های ژئوفیزیک عبارتند از :

(الف) هندسه نهشته کانساری

(ب) وضعیت نهشته کانساری نسبت به گیرنده دستگاه

(ج) هندسه شبکه برداشت

(د) وضعیت نهشته کانساری نسبت به شبکه برداشت

در تمامی عملیات اکتشافی زمینی یا هوایی که به منظور مشخص کردن محل توده کانسار و گسترش آن صورت می‌گیرد از پیمایش‌های شبکه‌ای استفاده می‌شود. یکی از نیازهای اساسی در این گونه

پیمایش‌ها تعیین محل دقیق خطوط برداشت و ایستگاه‌های اندازه‌گیری است. برداشت‌های هوابرد در طول خطوط پرواز که قبلاً روی عکس‌های هوایی مشخص شده توسط هواپیما صورت می‌گیرد در حالی که برداشت‌های زمینی در محل تلاقی خطوط واقعی هم فاصله انجام می‌شود. برای شبکه برداشت در مطالعات ژئوفیزیکی سه پارامتر را می‌توان در نظر گرفت:

(۱) نوع یا شکل شبکه

(۲) فاصله خطوط برداشت

(۳) فاصله ایستگاهی

شبکه بر دو نوع است:

الف) شبکه با خطوط برداشت موازی که به طور عمده در برداشت‌های پیوسته هوابرد مورد استفاده قرار می‌گیرد.

ب) شبکه با خطوط عمود بر هم (مربع و مستطیلی) که بیشتر برای برداشت‌های زمینی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

در مورد اثر فاصله قائم بین گیرنده و منبع آنومالی می‌توان گفت: به طور کلی افزایش فاصله گیرنده از یک کانسار دارای دو اثر عمده روی آنومالی حاصل از یک کانسار مورد مطالعه می‌باشد.

الف) کاسته شدن از شدت پارامتر فیزیکی مورد اندازه‌گیری که این کاهش بر اساس شکل کانسار و نوع اندازه‌گیری به نسبت عکس توان‌های فاصله صورت می‌گیرد.

ب) افزایش سطح گسترش آنومالی منفرد و در نتیجه در هم رفتن اثر منابع آنومالی‌هایی که در فواصل نزدیک به یکدیگر قرار دارند.

۲-۹- پردازش‌ها و تفسیرهای مغناطیسی

۲-۹-۱- جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای از محلی

یک آنومالی مغناطیسی می‌تواند ترکیبی از چند قسمت مختلف باشد. عناصر ساختاری با مقیاس بزرگ که باعث ایجاد آنومالی‌های با طول موج بلند شده آنومالی ناحیه‌ای نامیده می‌شود. در کنار این آنومالی‌ها تغییرات محلی کوچکی که آنومالی باقیمانده نامیده می‌شود و حاصل ساختارها یا توده‌های با مقیاس کوچک‌تر و اغلب هدف‌های اکتشافی را تشکیل می‌دهند وجود دارد. در کنار این دو آنومالی می‌تواند طول‌موج‌های کوتاه‌تر ناشی از نوفه نیز وجود داشته باشد. تفکیک آنومالی ناحیه‌ای و محلی تا اندازه‌ای سلیقه‌ای است اما اجزای ناحیه‌ای پاسخ توده‌های بزرگ و یا عمیق با توجه به محدوده مورد مطالعه تفسیر می‌شوند. بنابراین، به آسانی در محدوده مورد مطالعه قابل تفسیر نیستند.

انتخاب طول‌موج آستانه‌ای می‌تواند بر اساس آنالیز طیفی انجام شود. بسته به مورد روش‌های دیگری نیز برای جداسازی آنومالی ناحیه‌ای از محلی وجود دارد. جداسازی این آنومالی‌ها یکی از مراحل مهم در تفسیر داده‌های مغناطیسی در اکتشاف معدن است. این عملیات یا با استفاده از روش‌های گرافیکی ساده (انتخاب دستی نقاط داده‌ها برای نمایش میدان ناحیه‌ای هموار) یا با استفاده از روش‌های ریاضی انجام می‌شود. نبی‌قیان و دیگران به طور گسترده روش‌هایی را برای داده‌های گرانی پیشنهاد کردند که از آن‌ها در بررسی‌های مغناطیسی نیز استفاده می‌شود.

روش‌های گرافیکی ابتدا محدود به تحلیل پروفیل داده‌ها و تا اندازه کمتری داده‌های شبکه‌ای بود. در جدیدترین روش غیر گرافیکی آنومالی ناحیه‌ای در یک نقطه، حاصل میانگین مقادیر اندازه‌گیری شده در داخل دایره‌ای به مرکز نقطه مورد نظر بود. و آنومالی باقی‌مانده حاصل تفاضل آنومالی ناحیه‌ای از داده‌های اصلی بود (گریفین^۱، ۱۹۴۹). هندرسون^۲ و زیتز^۳ نشان دادند که این روش به یک فاکتور ثابت

1 Griffin
2 Henderson
3 Zietz

معادل با محاسبه مشتق دوم قائم است. آگوس^۱ ۱۹۵۱ روش حداقل مربعات برازش چند جمله‌ای‌ها بر روی داده‌ها را پیشنهاد داد ولی به دلیل این که در این روش آنومالی‌ها بر روی آنومالی ناحیه‌ای تأثیر می‌گذارند مورد انتقاد اسکیل^۲ قرار گرفت. زورفلو^۳ در سال ۱۹۶۷ استفاده از فیلترهای طول موجی خطی دو بعدی همراه با طول موج‌های حد آستانه را پیشنهاد کرد. این روش بعداً به وسیله آگاروال^۴ و کاناسویچ^۵ توسعه داده شد. آن‌ها به منظور به دست آوردن جهت روند از تابع همبستگی متقاطع^۶ استفاده کردند.

سیبرگ^۷ ۱۹۷۲ از روش فیلتر تطبیقی^۸ برای جداسازی آنومالی ناحیه‌ای و باقی‌مانده استفاده کرد. از روش فیلترینگ وینر^۹ که توسط پولوسکی^{۱۰} و هنس^{۱۱} برای داده‌های گرانی پیشنهاد شده نیز می‌توان برای داده‌های مغناطیسی استفاده کرد. فیلترهای تطبیقی و وینر شبیه فیلترهای میان گذر خطی^{۱۲} هستند با این تفاوت که این فیلترها برای گروهی از مدل‌های زمین شناسی بهینه شده‌اند. براساس تجربه به دست آمده به نظر می‌رسد که مدل‌های زمین‌شناسی آماری نتایج بهتری نسبت به روش‌های فیلترهای میان‌گذر به همراه دارند.

لی^{۱۳} و الدنبرگ^{۱۴} ۱۹۹۸ به منظور ساخت یک توزیع ضریب خودپذیری، از یک الگوریتم معکوس‌سازی سه بعدی مغناطیسی برای معکوس کردن داده‌های یک منطقه بزرگ که میدان ناحیه‌ای قابل محاسبه باشد، استفاده کرد. اسپکتر^{۱۵} و گرانت^{۱۶} ۱۹۷۰ شکل طیف توانی محاسبه شده از داده‌ها را مورد تحلیل

-
- 1 Agocs
 - 2 Skeels
 - 3 Zurflueh
 - 4 Agarwal
 - 5 Kanasewich
 - 6 Crosscorrelation function
 - 7 Syberg
 - 8 Matchedfilter
 - 9 Wiener filtering
 - 10 Pawlowski
 - 11 Hansen
 - 12 Linear Bandpass
 - 13 Li
 - 14 Oldenburg
 - 15 Spector
 - 16 Grant

قرار دادند. از تغییر ناگهانی بین فرکانس‌های بالا و پایین برای طراحی فیلترهای میان‌گذر و تطبیقی استفاده می‌شود. از این روش بیشتر در اکتشافات مغناطیسی مربوط به اکتشاف نفت استفاده می‌شود. وجود روش‌های مختلف جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای و محلی نشان دهنده نقص کنونی روش‌های موجود است.

۲-۹-۲- میدان کل مغناطیسی

امروزه بیشتر یافته‌های مغناطیسی توسط مغناطیس‌سنج‌هایی که میدان کل را اندازه می‌گیرند، بدست می‌آید. بعد از پردازش داده‌ها، تهیه نقشه‌های کانتوری مغناطیسی و یا پروفیل‌های مغناطیسی یک منطقه، باید آنومالی‌های بدست آمده را به توده‌های مغناطیسی زیرسطحی ربط داد. از آنجا که این آنومالی‌ها یکتا نیستند، باید توسط اطلاعات زمین‌شناسی بدست آمده از منطقه ابهامات موجود را به حداقل رساند (جهان تیغ و همکاران، ۱۳۸۹).

۲-۹-۳- برگردان به قطب^۱

اولین تصحیح در پردازش داده‌های مغناطیسی، انتقال داده‌ها به قطب شمال مغناطیسی ($I = 90^\circ$) است که پس از تصحیح تغییرات زمانی اعمال می‌شود. این تصحیح که برگردان به قطب نامیده می‌شود، اثر زاویه انحراف و میل میدان مغناطیسی زمین را حذف می‌کند. در واقع این فیلتر برای ساده کردن تفسیر، بدنه مغناطیسی را به قطب شمال مغناطیسی انتقال می‌دهد (MacLeod et al., 1993). رابطه ۲-۲ بیان کننده این فیلتر است.

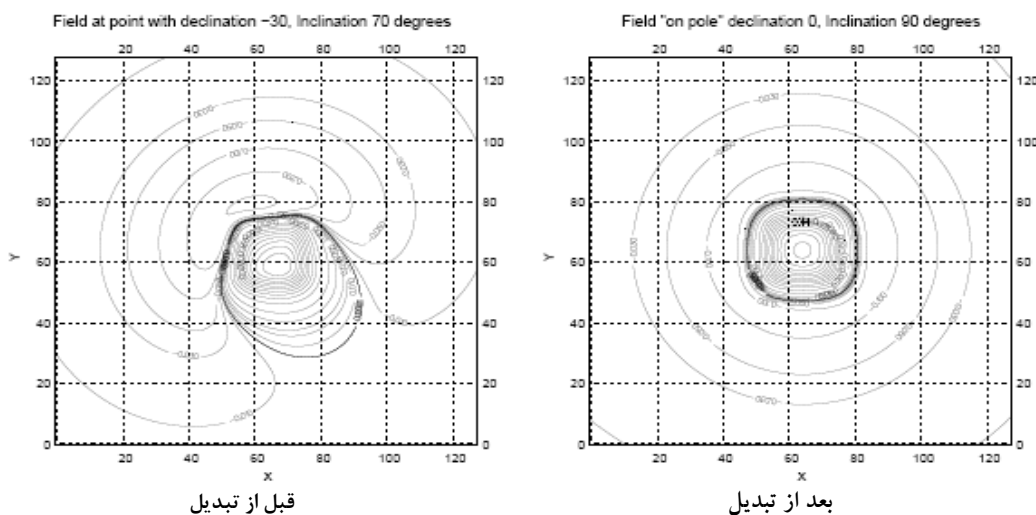
$$(\theta) = \frac{1}{[\sin(I) + i\sin(I)\cos(D - \theta)]^2} \quad (2-2)$$

که I زاویه میل مغناطیسی، D زاویه انحراف و θ جهت مغناطیس شدگی است. از آنجا که بخشی از تغییرات دامنه و شکل آنومالی مغناطیسی در ارتباط با تغییرات زاویه انحراف و میل است، برای جداسازی این پارامتر و رسیدن به پاسخ‌های وابسته به کانی‌سازی مربوط به آنومالی، برگردان به قطب

1 Reduction To Pole

انجام می‌شود. انتقال آنومالی‌های مغناطیسی به قطب (نقشه برگردان به قطب) مانند نقشه حاصل از همان منبع مغناطیسی است که در قطب یا نواحی نزدیک به قطب واقع شده‌اند.

تفسیر آنومالی‌های میدان مغناطیس به علت دوقطبی بودن میدان و تغییرات زاویه میل و انحراف بردار میدان در عرض‌های جغرافیایی مختلف مشکل و پیچیده است، با روش برگردان به قطب به دلیل انتقال محل آنومالی به قطب مغناطیسی، جایی که میدان مغناطیسی زمین به حالت قائم در می‌آید، اثر موقعیت جغرافیائی محل برداشت یعنی زاویه‌های میل و انحراف حذف می‌شود. این پردازش محل آنومالی مغناطیسی نسبت به محل کانی‌سازی را تصحیح می‌کند و در واقع آنومالی مغناطیسی در بالای محل کانسار قرار می‌گیرد.



شکل ۲-۲: نمای شماتیک از برگردان به قطب (Tchernychev, 2007)

با توجه به زاویه میل و انحراف میدان مغناطیسی زمین در منطقه مورد مطالعه با تهیه نقشه برگردان به قطب اثر موقعیت جغرافیایی روی آنومالی‌ها حذف شده و محل دقیق کانسار با توجه به آنومالی‌ها مشخص شده است. در قطب‌ها به علت حذف اثر تغییرات امتداد میدان مغناطیسی، بیشینه آنومالی‌های مشاهده شده، بر مرکز منبع مغناطیسی منطبق بوده و در نتیجه دستیابی به شکل و موقعیت این توده‌ها و انتخاب محل‌های مناسب حفاری آسان‌تر می‌شود.

۲-۹-۴- ادامه فراسو و فروسو^۱

مقادیر مغناطیسی و گراویتی را به شرط آن که بین آنها منبع مغناطیسی یا گراویتی دیگری وجود نداشته باشد را می‌توان در ارتفاعات مختلف در بالا و یا در بعضی موارد در پایین سطح اولیه اندازه گیری و محاسبه نمود. به این روش ادامه فراسو (به طرف بالا) و فروسو (به طرف پایین) میدان - مغناطیسی گویند. به طور کلی این پردازش روش موثری در عملیات فیلترینگ داده‌ها می‌باشد و این امکان را فراهم می‌نماید تا مقادیر را تعدیل و آنومالی‌های محلی را حذف نماییم. روش ادامه فراسو با کم کردن این مقادیر از مقادیر اصلی اثر عناصر عمیق پدیدار می‌گردد یعنی با کاهش اثر مقادیر ناحیه‌ای می‌توان عناصر مغناطیسی کم عمق را شدت بخشید. از نظر تئوری ادامه فراسو را می‌توان تا ارتفاعی که از منبع مغناطیسی دیگری عبور نکرده باشد ادامه داد. با این حال به دلیل آنکه باعث افزایش غیر واقعی نوفه‌ها می‌شود روش پایداری نمی‌باشد. برای مواجهه با این مشکل می‌توان تا اندازه‌ای کم از تعدیل سازی بهره گرفت (Tchernychev, 2007).

$$F(u, v) = s(u, v) \times f(u, v) \Rightarrow F(u, v) = \frac{s(u, v)}{1 + \alpha s(u, v)^2} \times f(u, v) \quad (3-2)$$

در معادله فوق $f(u, v)$ بخش مورد نظر برای تغییر می‌باشد و $F(u, v)$ بخش تغییر یافته است. $s(u, v)$ طیف تغییرات و α ضریب تعدیل سازی است که به صورت سعی و خطا تعیین می‌شود. u و v نیز مولفه‌های افقی عدد موج در جهات x و y هستند.

۲-۹-۵- محاسبه مشتق‌های میدان مغناطیسی

یکی از مشکلات اصلی در کارهای اکتشافی جدا کردن آنومالی‌های عمیق از نقشه‌های آنومالی میدان کل به منظور آشکارسازی آنومالی‌های سطحی است. روش مشتق یک ابزار قدرتمند برای آشکارسازی مؤلفه‌های با عدد موج بلندتر از میدان آنومالی می‌باشد. در نقشه‌های مشتق، آنومالی‌های ناحیه‌ای و عمیق به دلیل خطی بودن آن ضعیف بوده و یا از بین می‌روند. بنابراین آنومالی‌های سطحی به صورت

1 Upward and downward continuation

واضح‌تری نشان داده خواهد شد. روش مشتق شکل تقریبی منبع آنومالی را نشان می‌دهد و دامنه آنومالی را از بین می‌برد. این روش نویز را افزایش می‌دهد و بنابراین آنومالی‌های کاذب بدون ارتباط با زمین‌شناسی را نشان خواهد داد و همچنین باعث افزایش گرادیان‌ها در طول لبه‌های منابع مغناطیسی کم‌عمق می‌شود. لذا اغلب برای مکان‌یابی لبه‌های کانسارهای مغناطیسی و آشکارسازی منابع کم‌عمق مورد استفاده قرار می‌گیرد (Blakely & Simpson., 1986). گرادیان قائم یکی از مهمترین ابزارها در تعیین لبه‌های آنومالی و مرز زون‌های زمین‌شناسی است. زیرا در مرز آنومالی‌ها، تغییرات دامنه آنومالی مغناطیسی خیلی زیاد است و از این‌رو در تمامی مراحل تفسیر کیفی و تعیین مرز زون‌های زمین‌شناسی، نقشه گرادیان قائم می‌تواند بسیار مفید باشد (Gunn, 1972).

مشتق‌های افقی در دامنه مکان به صورت تقسیم اختلاف دو قرائت نزدیک به هم در نقاط X_1 , X_2 به Δx و به صورت زیر به دست می‌آید (Telford et al, 1991).

$$\frac{dg(X_{1.5})}{dX} = \frac{g(X_2) - g(X_1)}{\Delta X} \quad (4-2)$$

و مشتق دوم نیز از اختلاف بین مشتق‌های اول و به صورت زیر به دست می‌آید.

همچنین با توجه به آن که میدان گرانی و مغناطیسی از معادله لاپلاس پیروی می‌کند، می‌توان مشتقات قائم را از مشتق‌های افقی به صورت زیر به دست آورد.

$$\frac{d^2g(X_2)}{dX^2} = \frac{g(X_1) - 2g(X_2) + g(X_3)}{\Delta X^2} \quad (5-2)$$

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 g}{\partial X^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right) \quad (6-2)$$

در دامنه فرکانس، مقادیر مشتق‌ها با استفاده از ضرب اپراتورهای مشتق همان درجه در طیف فرکانسی داده‌ها به دست می‌آید. روند انجام آن به صورت زیر است.

- انجام تبدیل فوریه بر روی داده

- ضرب عملگر مشتق مربوطه بر روی مقادیر به دست آمده از تبدیل فوریه

- تبدیل عکس فوریه

عملگرهای مشتق در دامنه فوریه در جدول ۱-۲ آمده است.

جدول ۱-۲: عملگرهای مشتقهای قائم و افقی در دامنه فوریه

$\hat{K}(\omega) = (i\omega)^\alpha$	مشتقهای افقی
$\hat{\mathcal{K}}(\omega) = \omega ^\alpha$	مشتقهای قائم

در جدول ۱-۲، ω فرکانس و α درجه مشتق است.

مشتق قائم فیلتری است که طول موجهای بلند را حذف می‌کند. این عملیات شناسایی آنومالی‌های نزدیک به هم و روی هم قرار گرفته را تسهیل می‌کند. همچنین این عملیات نوفه‌های موجود در سیگنال را تقویت کرده و امکان استفاده از آن برای محاسبه مشتقهای بالاتر را ناممکن می‌سازد. چون مقدار مشتق قائم بر روی کنتاکت‌های قائم صفر است از این روش برای شناسایی کنتاکت‌ها در مقیاس‌های مختلف نیز استفاده می‌شود (Hood, 1965).

مشتق قائم تغییرات ویژگی‌های مغناطیسی در سنگ‌های پیوسته زمین را برجسته می‌کند و این نشانه‌ای از ترکیب تغییر شکل‌ها و تاریخچه دگرگونی سنگ‌های زیرین است. در مقایسه با شدت میدان کل، مشتق قائم بازتاب دهنده منابع نزدیک به سطح است. مقادیر زیاد در ارتباط با سنگ‌های با مغناطیس بالا مانند سنگ‌های آتشفشانی غنی از آهن و مقادیر کم در ارتباط با سنگ‌های غیرمغناطیسی مانند گرانیت‌ها است.

۲-۹-۶- سیگنال تحلیلی

به طور گسترده روش سیگنال تحلیلی جهت مکان‌یابی دو بعدی توصیف می‌شود. روست روش سیگنال تحلیلی را برای مکان‌یابی منابع سه بعدی تعمیم داد (Roest et al, 1992). برخلاف گرانی که در آن آنومالی‌ها در بالای چشمه‌ای که آن‌ها را تولید می‌کنند جای می‌گیرند، آنومالی‌های مغناطیسی

مشاهده شده در مناطقی با عرض جغرافیایی پایین یا متوسط، قطبیتی را نشان می‌دهد که تفسیر آن‌ها را پیچیده‌تر می‌کند. چنین شکل‌های آنومالی مغناطیسی به وسیله شیب بردار میدان - مغناطیسی القایی یا بردار مغناطیدگی استفاده می‌شود. برای پاسخ به این کج‌شدگی آنومالی‌های مغناطیسی، از تبدیلی به نام برگردان به قطب^۱ استفاده می‌شود. این تبدیل باعث تمرکز آنومالی‌های مغناطیسی در بالای چشمه مغناطیسی می‌شوند (Baranov et al, 1964). این روش نیز مثل بیشتر تکنیک‌های تحلیل، نیازمند دانستن زوایای شیب و انحراف بردار میدان مغناطیسی القایی و بردار مغناطش است. یکی از ویژگی‌های مهم روش سیگنال تحلیلی این است که برای یک جسم دو بعدی باریک (مانند دایک) دامنه سیگنال تحلیلی مستقل از جهت بردار میدان مغناطیسی القایی است که منحنی مقارنی به شکل زنگوله دارد و درست در بالای چشمه مغناطیسی واقع شده است. مشکل سیگنال تحلیلی این است که برای یک جسم ضخیم موقعی که ابعاد افقی جسم از عمق بالایی توده بیشتر می‌شود، طرح کلی تعیین کرانه‌های چشمه مغناطیسی از بیشینه دامنه سیگنال تحلیلی به دلیل اثرهای تداخلی به طور کافی دقیق نیست (Roest et al, 1992). برای حل این مشکل هس و همکاران سیگنال تحلیلی تقویت شده که به مشتق قائم مرتبه دوم آنومالی‌های میدان پتانسیل اعمال می‌شود را ارائه نمود. این تکنیک تجسم بهتری از نمای کلی بدنه‌های چشمه مغناطیسی کم عمق را نشان می‌دهد. اما مشکل اصلی کاربرد مشتق مرتبه دوم این است که نوفه‌های فرکانس بالا را تقویت می‌کند. سیگنال تحلیلی در تکنیک‌های تفسیر به کار رفته در این پایان نامه نقش مهمی دارد و به همین خاطر قبل از توضیح تکنیک‌های تفسیر عمق آورده شده است. سیگنال تحلیلی در تکنیک واهمامیخت اوایلر فقط برای مکان‌یابی آنومالی‌ها بکار می‌رود. یعنی با محاسبه و وارد کردن شبکه سیگنال تحلیلی در فرآیند وارون سازی و یافتن مکان پیک‌های آنومالی‌ها در شبکه سیگنال تحلیلی، فقط محل این پیک‌ها در فرآیند وارون سازی معادله اوایلر بکار گرفته می‌شوند (شبکه سیگنال تحلیلی مستقیماً در حل معادله اوایلر به کار نمی‌رود). در روش تلفیقی سیگنال تحلیلی و معادله اوایلر، سیگنال

¹ Reduction to pole

تحلیلی نقش محوری دارد. اساس این روش، جای‌گذاری مشتقات معادله اوپلر در معادله سیگنال تحلیلی است.

سیگنال تحلیلی براساس میدان مغناطیسی کل و تبدیل هیلبرت آن و یا براساس مشتقات عمودی و افقی میدان کل تعریف می‌شود. سیگنال تحلیلی مختلط براساس مشتق‌های افقی و عمودی میدان کل به صورت زیر است.

$$AS(x, y) = \frac{\partial T}{\partial x} x + \frac{\partial T}{\partial y} y + i \frac{\partial T}{\partial z} z \quad (7-2)$$

که در آن x, y و z بردارهای واحد در جهت x, y, z و i عدد موهومی، T میدان کل مشاهده در مکان $\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}$ مشتقات افقی و $\frac{\partial T}{\partial z}$ مشتق عمودی میدان کل است. روست نشان داد که دامنه سیگنال تحلیلی سه بعدی در مکان (x, y) به آسانی می‌تواند از گرادیان‌های عمود بر هم میدان مغناطیسی کل یا آنومالی میدان کل بدست آید. دامنه سیگنال تحلیلی توسط روست به صورت زیر تعریف شده است (Naghibian, 1972).

$$|AAS(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (8-2)$$

که در این رابطه $|AAS(x, y)|$ دامنه سیگنال تحلیلی در مکان (x, y) است.

دامنه مشتق n ام سیگنال تحلیلی را به صورت زیر تعریف شده است:

$$|AAS_n(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T_n^2}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T_n^2}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T_n^2}{\partial z}\right)^2} \quad (9-2)$$

که در این معادله شاخص n نشان دهنده مرتبه مشتق است.

سیگنال تحلیلی از ترکیب گرادیان‌های افقی در جهت‌های x و y و گرادیان قائم در جهت z بدست می‌آید. برای برجسته‌کردن آنومالی‌های سطحی در برابر آنومالی‌های عمیق و مکان‌یابی چشمه آنومالی‌ها،

که در محل بیشینه دامنه سیگنال تحلیلی واقع خواهد شد، از تبدیل سیگنال تحلیلی استفاده می-شود. با پیچش میدان در جهات مختلف و گرفتن مشتق در سه جهت، آنومالی‌های غیر مرتبط با کانسار و همچنین اثر روند منطقه‌ای از نوع درجه اول در سه جهت حذف شده است. مشکل روش سیگنال تحلیلی این است که اثر آنومالی‌های مرتبط با چشمه‌های عمیق در نقشه سیگنال تحلیلی تضعیف و یا از بین می‌روند (Hsu, 1996).

۲-۱۰- روش اویلر

روش‌های سیگنال تحلیلی و واهمامیخت اویلر به نحوی گسترده در برآورد پارامترهای توده‌های زیرسطحی مولد آنومالی‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی به کار رفته‌اند (Naghbian, 1972). مزیت اصلی استفاده از این دو تابع این است که می‌توان مرزهای توده‌های زمین‌شناسی به همراه عمق تا بالای آن‌ها را بدون نیاز به اطلاع از پارامترهای بردار مغناطیس محل برداشت، برآورد کرد. با این حال در روش واهمامیخت اویلر متداول لازم است تا قبل از اجرای روش، یک شاخص ساختاری که بیانگر هندسه توده است انتخاب شود (Thompson, 1982). متأسفانه نوع هندسه منابع مغناطیسی زیرسطحی پارامتری است که زمین‌شناس یا ژئوفیزیک‌دان درصدد برآورد آن است و نمی‌تواند قبل از برآورد عمق، مشخص باشد. به علاوه اینکه تعیین دقیق سطح مبنای آنومالی‌های مغناطیس‌سنجی (منظور سطحی افقی است که توده مولد زیر آن قرار می‌گیرد و آنومالی در بالای آن برداشت می‌شود) که در روش واهمامیخت اویلر از آن استفاده می‌شود نیز دشوار است. این مطلب بیانگر آن است که شاخص ساختاری به سطح مبنا نیز بستگی دارد. انتخاب غیرصحیح شاخص ساختاری، منجر به تولید جواب‌های پراکنده خواهد شد (Thompson, 1982). سالم و راوات (۲۰۰۳) روش ترکیبی (AN-EU) را براساس معادلات اویلر و سیگنال تحلیلی پایه نهادند. روش آنها مستقل از سطح مبنای مغناطیس-سنجی است اما این روش فقط قادر به تعیین موقعیت و هندسه توده‌ها خواهد بود. ماشایاندبو و همکاران (۲۰۰۱) با استفاده هم‌زمان از تابع‌های اویلر و سیگنال تحلیلی توانستند پارامترهای مغناطیسی توده‌های دوبعدی مانند مدل کنتاکت و صفحه نازک را برآورد کنند. با این حال نتایج روش

آن‌ها هنوز از سطح مبنای غیردقیق متأثر است و باید نوع ساختار زیرسطحی قبل از کاربرد آن انتخاب شود. هسو (۲۰۰۲) با استفاده از مشتقات آنومالی‌های مغناطیسی، روش معکوس‌سازی ترکیبی را برای شاخص ساختاری و موقعیت توده از روی معادله اوایلر پیشنهاد کرد.

۲-۱۰-۱- تئوری و نحوه اجرای واهمامیخت اوایلر

تابع $f(v)$ که تابعی از متغیرهای $V = (v_1, v_2, v_3)$ است، تابع همگن از درجه n است هرگاه داشته باشیم:

$$F(tv) = t^n f(v) \quad (۱۰-۲)$$

که t یک عدد حقیقی است. اگر تابع f نسبت به v دارای مشتق باشد آن گاه رابطه ۲-۱۱ را معادله همگن اوایلر می‌نامند:

$$v \nabla f_v(v) = n f(v) \quad (۱۱-۲)$$

حال اگر متغیرهای تابع f را متشکل از (x, y, z) در نظر بگیریم، می‌توانیم روابط ۲-۱۲ و ۲-۱۳ را به ترتیب به صورت زیر بنویسیم:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (۱۲-۲)$$

$$x \frac{\partial f(x, y, z)}{\partial x} + y \frac{\partial f(x, y, z)}{\partial y} + z \frac{\partial f(x, y, z)}{\partial z} = n f(x, y, z) \quad (۱۳-۲)$$

همانطور که می‌دانیم شدت میدان مغناطیسی با افزایش فاصله از یک آرایش قطب‌ها یا یک دوقطبی کاهش می‌یابد. میدان مغناطیسی با توجه به شکل هندسی چشمه (توزیع قطب‌های مغناطیسی) می‌تواند به صورت زیر نوشته شود:

$$\Delta T(r) = M/r^n \quad (۱۴-۲)$$

که در آن $r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2}$ فاصله چشمه مغناطیسی از نقطه مشاهده

M نسبت مغناطیدگی ΔT آنومالی مغناطیسی اندازه‌گیری شده در نقطه مشاهده شده (x, y, z) و η

شاخص ساختار (نشان دهنده آهنگ کاهش میدان مغناطیسی) است. که می‌تواند مقادیر بین صفر تا ۳ را اختیار کند. برای بسیاری از چشمه‌های مغناطیسی و گرانی رابطه ۲-۱۴ صادق است. برای یک میدان پتانسیل معادله اوایلر را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -\eta \Delta T \quad (15-2)$$

در رابطه ۲-۱۵ مکان چشمه مغناطیسی است میدان مغناطیسی کل (T)، مجموع میدان منطقه‌ای (B) و میدان آنومالی (ΔT) است.

$$T = \Delta T + B \quad (16-2)$$

اگر در معادله ۲-۱۵ به جای (ΔT)، با توجه به رابطه ۲-۱۶ مقدار T-B را قرار دهیم خواهیم داشت:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = -\eta (T - B) \quad (17-2)$$

با توجه به رابطه ۲-۱۷ ملاحظه می‌شود برای حل معادله اوایلر در یک پنجره احتیاج به گرادیان‌های افقی و قائم میدان کل داریم. برای داده‌های مغناطیسی مزیت مهم فرآیند وارون سازی معادله اوایلر آن است که زاویه شیب و انحراف مغناطیسی و مؤلفه بازماند مغناطیسی بر آن غیرحساس است (Thompson, 1982).

۲-۱۱- مهمترین کاربردهای تفسیر مغناطیسی

۲-۱۱-۱- استفاده از یافته‌های مغناطیسی در تکمیل نقشه‌های زمین‌شناسی

به وسیله نقشه‌های مغناطیسی می‌توان خط‌واره‌های ساختمانی را در روی نقشه‌های زمین‌شناسی معین نمود. در بعضی موارد اشکال خطوط میزان مغناطیسی، منعکس کننده امتداد اشکال طویل نفوذی و یا سطح گسل‌های بزرگ در سنگ‌های پی هستند. چنین اشکالی اغلب به واسطه پوشش رسوبی از معرض دید پنهان مانده و فقط به وسیله نقشه‌های مغناطیسی آشکار می‌گردند. در مواقعی

که کار زمین شناسی سطحی به واسطه غیر قابل دسترسی بودن پوشش گیاهی و یا پوشش رسوبی فقط به چندین برونزد پراکنده محدود می گردد، نقشه های مغناطیسی می توانند تسهیلاتی جهت ارتباط یافته های حاصله از برونزدهای پراکنده، فراهم نمایند (Telford et al., 1991).

در خیلی از مواقع شکل کلی آنومالی مغناطیسی، می تواند در تعیین شکل توده مغناطیسی زیرسطحی کمک نماید. اگر خطوط میزان نقشه مغناطیسی یک شکل دایره ای متقارن داشته باشد، جسم زیر سطحی ممکن است یک دودکش، گرادیان آتشفشان و یا گنبد نمکی از نوع نفوذی باشد. اگر خطوط میزان بسته مغناطیسی، به صورت کشیده و طویل باشند، منبع زیر سطحی ممکن است یک دایک باشد که در این صورت امتداد آن در جهت طویل شدگی خطوط میزان خواهد بود. اگر خطوط میزان به صورت یک منطقه طویل با گرادیان تیز و بدون بسته شدگی مشخص در روی نقشه مغناطیسی ظاهر شوند، نشان دهنده وجود یک گسل زیر سطحی است که سبب جابجایی سنگ های مغناطیسی شده است. در این حالت جهت طویل شدگی خطوط میزان در راستای امتداد سطح گسل خواهد بود.

۲-۱۱-۲- اکتشاف مغناطیسی برای کانسنگ آهن

تقریباً نود درصد آهن تولیدی جهان از ذخایر رسوبی که اصولاً از نظر منشأ آلئیک و یا سیلیسی هستند تامین می گردد. ده درصد ما بقی در ارتباط با سنگ های آذرین مافیک و اولترامافیک و یا اسکارنها می باشند و نسبت هماتیت به مگنتیت کانسنگ های آهن موجود در سنگ های آذرین بیشتر از انواع دیگر سنگ ها است در نتیجه به راحتی به وسیله روش مغناطیسی قابل اکتشاف هستند.

ذخایر هماتیتی، غیر مغناطیسی هستند ولی اغلب آن ها از نظر ژنتیکی در رابطه با مگنتیت هستند و از این نظر این نوع ذخایر (هماتیت) را می توان به طور غیر مستقیم، به وسیله روش مغناطیس سنجی پی جویی کرد.

۲-۱۱-۳- اکتشاف مغناطیسی برای کانی های غیر مغناطیسی

بیشتر کانی ها خاصیت مغناطیسی ندارند (مثل کانی های فلزات اساسی، طلا، الماس و غیره) ولی اغلب

در رابطه با کانی‌های مغناطیسی مثل مگنتیت و ایلمنیت و پیروتیت هستند و می‌توانند با روش‌های مغناطیسی کشف شوند.

روش مغناطیسی همچنین در خیلی از مناطق دنیا برای اکتشاف پایپ‌های کمبرلیتی که اغلب حاوی الماس هستند به کار رفته است. کمبرلیت یک سنگ اولترامافیک بوده که در خیلی از مناطق دنیا میزبان کانی الماس است. این سنگ همچنین حاوی مقداری مگنتیت و ایلمنیت به عنوان کانی‌های اولیه است. تا به حال اکتشاف مغناطیسی برای کمبرلیت در آمریکا، شوروی سابق، جنوب، شرق و غرب آفریقا صورت گرفته است.

۲-۱۱-۴- اکتشاف مغناطیسی برای مواد هیدروکربنی

کاربرد وسیع روش‌های مغناطیسی در اکتشاف نفت از جنگ جهانی دوم آغاز شده است و به وسیله این روش می‌توان وسعت محدوده و ضخامت حوضه‌های رسوبی را در مناطقی که هیچ کار اکتشافی قبلی انجام نگرفته، تعیین نمود. در مرحله شناسایی به وسیله یافته‌های مغناطیسی هوایی و یا دریایی، می‌توان عمق سنگ پی را به دست آورد. اغلب در کارهای دقیق، اختلاف بین عمق حاصله به وسیله حفاری و تخمین زده شده به وسیله روش مغناطیسی، بیشتر از پنج درصد نیست.

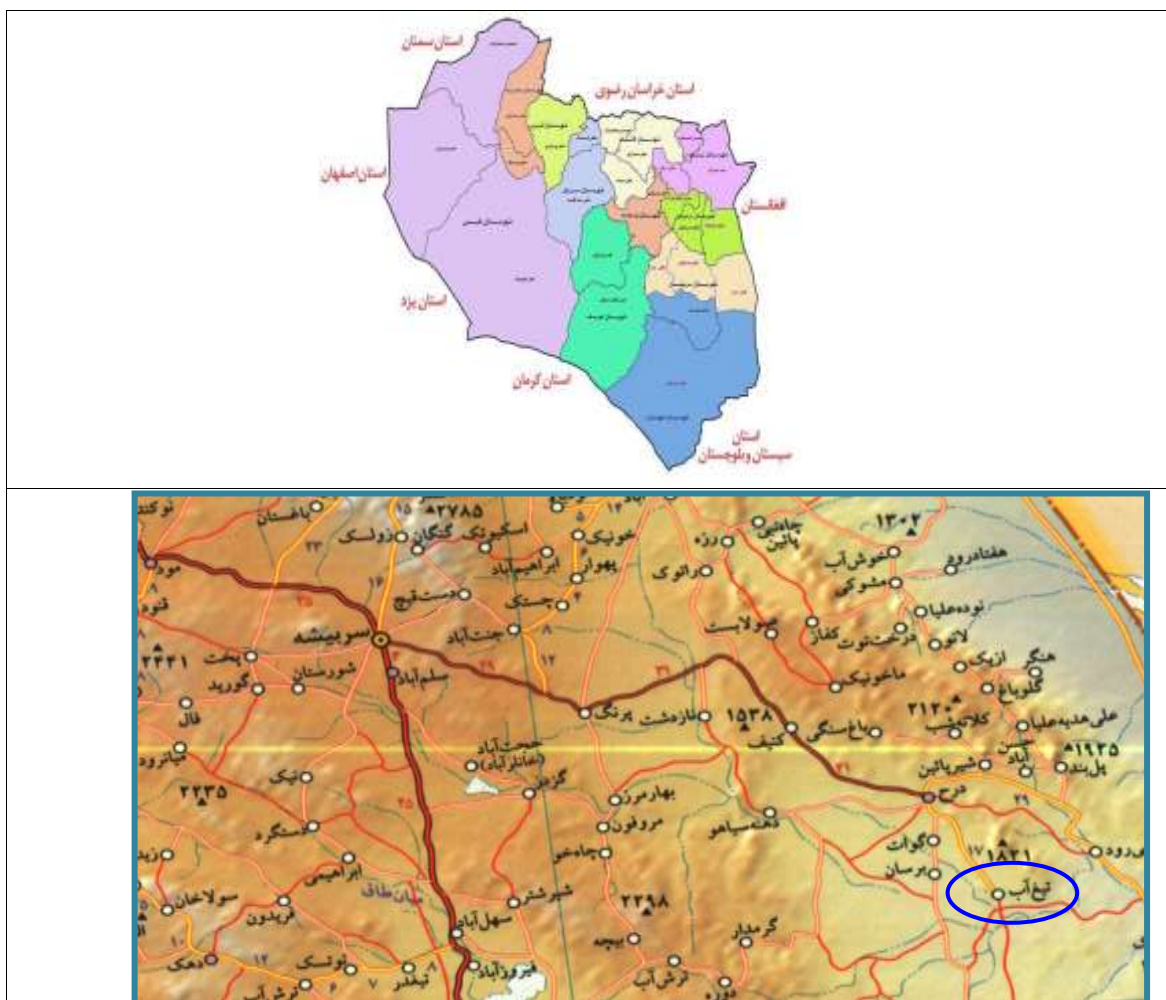
فصل سوم

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

محدوده مورد مطالعه

۳-۱- موقعیت جغرافیایی و راه های ارتباطی

محدوده تیغ نوآب در استان خراسان جنوبی، شهرستان سربیشه و از نظر زمین شناسی در برگه ۱: ۱۰۰۰۰۰ مایرود قرار دارد. این منطقه با وسعت تقریبی ۰/۲ کیلومتر مربع در ۹۰ کیلومتری جنوب شرق شهر سربیشه واقع شده است. محدوده مورد مطالعه از شمال به ارتفاعات بالحقاب و از جنوب به روستای تیغ نوآب محدود می شود. به منظور دسترسی به محدوده مورد مطالعه می توان از راه آسفalte سربیشه- درج و از درج در طول یک مسیر خاکی به سمت روستای تیغه نوآب (جنوب) استفاده نمود (شکل (۳-۱)).



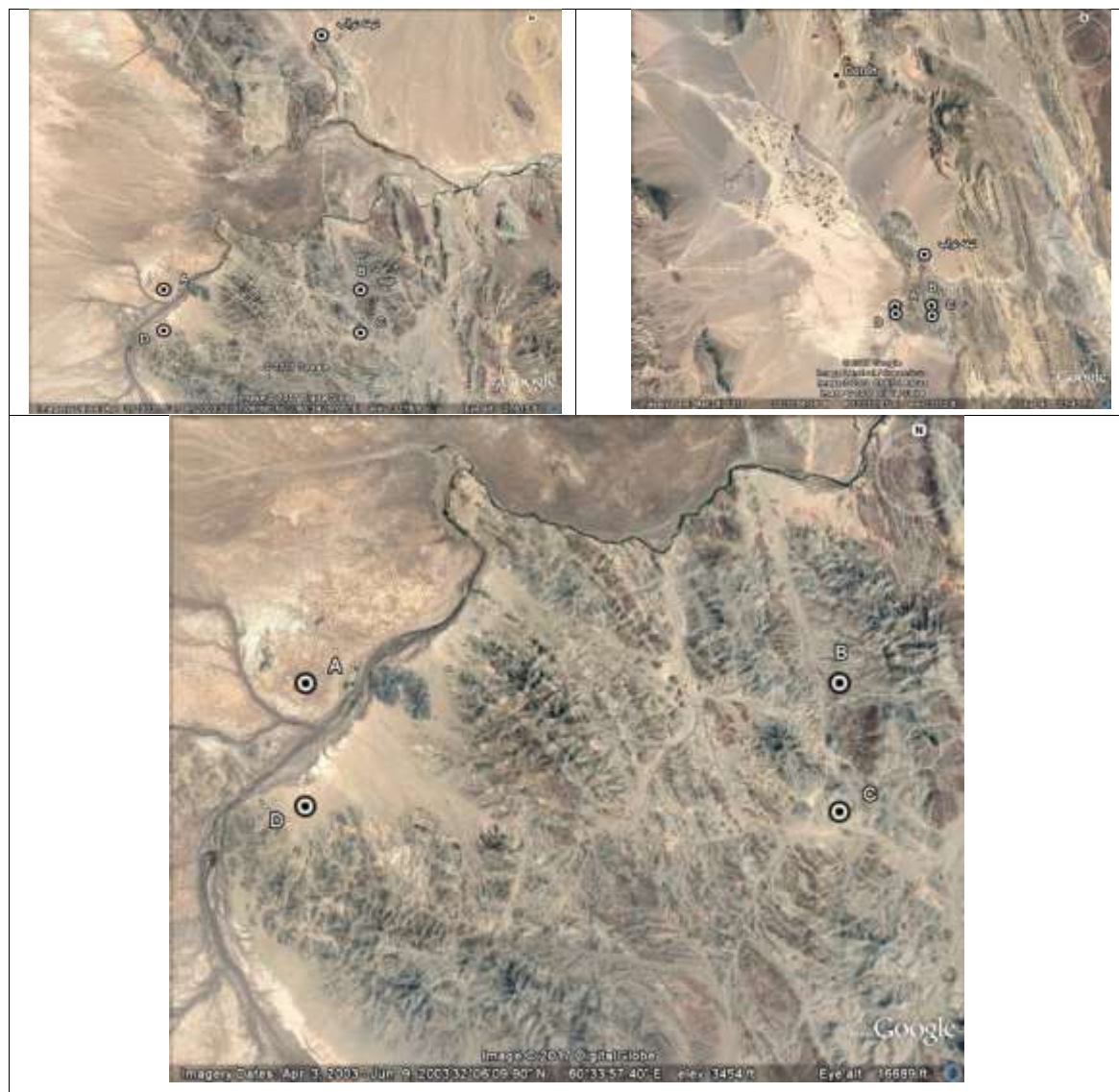
شکل ۳-۱: موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه در نقشه

مختصات جغرافیایی چهارگوش محدوده اکتشافی در جدول (۳-۱) و موقعیت آن روی نقشه

گوگل ارث در شکل (۲-۳) ارائه شده است.

جدول ۱-۳: مختصات جغرافیایی محدوده مورد مطالعه

چهار گوش	مختصات در سیستم UTM WGS 84 , Zone : 41		مختصات جغرافیایی	
	X	Y	عرض شمالی	طول شرقی
A	۲۶۸۷۲۳/۸	۳۵۵۴۷۷۸/۹۷۰	۳۲° ۶' ۲۲/۷۶	۶۰° ۳۲' ۵۸/۳۶
B	۲۷۱۹۲۴/۳۵۰	۳۵۵۴۷۷۸/۹۷۰	۳۲° ۶' ۲۲/۷۶	۶۰° ۳۴' ۵۸/۳۶
C	۲۷۱۹۲۴/۳۵۰	۳۵۵۲۲۷۸/۲	۳۲° ۵' ۵۹/۲۵	۶۰° ۳۴' ۵۸/۳۶
D	۲۶۸۷۲۳/۸	۳۵۵۲۲۷۸/۲	۳۲° ۵' ۵۹/۲۵	۶۰° ۳۲' ۵۸/۳۶



شکل ۲-۳: مختصات جغرافیایی چهار گوش محدوده اکتشافی روی نقشه گوگل ارث

۳-۲- آب وهوا

بطور کلی این منطقه دارای آب و هوایی خشک است. مجاورت با دشتهای لوت و جنوب غرب افغانستان موجب افزایش گرد و غبار و آلودگی هوای این منطقه شده است. پوشش گیاهی این منطقه را اغلب بوته زارها و مراتع کم تراکم تشکیل داده است. به دلیل خشکسالیهای پی در پی و بهره‌برداری بیش از حد از آبهای زیرزمینی این منطقه با افت شدید منابع آب نیز مواجه شده است.

۳-۳- زمین ریخت‌شناسی

ریخت منطقه عموماً تپه ماهوری با سطوح فرسایشی صاف و هموار و کمتر زبر و خشن می‌باشد. در ارتفاعات توده‌های نفوذی آذرین قابل مشاهده است که در برخی نواحی به قله‌های بلند و سطوح مضرس تبدیل می‌شود. دشتهای صاف و هموار و بعضاً رسی از دیگر ویژگی‌های زمین ریختی منطقه است.

۳-۴- پیشینه مطالعات زمین‌شناسی و بهره‌برداری از محدوده مورد

مطالعه

این محدوده در واقع بخش بسیار کوچکی از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ گزیک و ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود است. (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور) وجود سرباره‌های ذوب در این ناحیه حکایت از رونق معدن‌کاری در زمان‌های گذشته دارد که گودال‌های قدیمی و دخمه‌های شدادی دلیلی بر این ادعا است. بنا به اظهارات اهالی منطقه حدود پنجاه سال پیش نیز عملیات اکتشافی در این ناحیه صورت پذیرفته و از بخش‌های سطحی، ماده معدنی آهن مورد برداشت قرار گرفته است. علاوه بر این در محدوده برداشت داده‌های ژئومغناطیس، در چند رخنمون ماده معدنی مس و آثار قدیمی دیده شده است (شکل‌های ۳-۳ تا ۳-۵).



شکل ۳-۳: آثار معدن کاری قدیمی در منطقه مورد مطالعه



شکل ۳-۴: نمایی از رخنمون ماده معدنی مس در منطقه



شکل ۳-۵: نمایی دیگر از رخنمون ماده معدنی مس در منطقه

۳-۵- زمین‌شناسی عمومی

بر اساس اطلاعات حاشیه‌ای نقشه زمین‌شناسی ماهیرود و گزیک و نیز گزارش اطلاعات زمین‌شناسی ماهیرود و گزیک این بخش تنظیم شده است که در ادامه به طور خلاصه تعدادی از واحدهای سنگی محدوده توضیح داده می‌شود.

۳-۵-۱- سنگ‌های رسوبی

در حاشیه محدوده بیشتر سنگ‌های رسوبی نظیر شیل، ماسه‌سنگ و بعضاً سنگ‌های آهکی نازک لایه وجود دارد. واحد Ers شامل سنگ‌های ماسه‌ای نازک لایه تا میان لایه با دانه‌بندی ریز تا درشت است. در پاره‌ای موارد به واحد سنگ ماسه‌ای لایه‌هایی از شیل به رنگ خاکستری افزوده می‌گردد که با علامت Esh روی نقشه نشان داده شده است. همین واحد را در برخی نقاط منطقه نازک لایه‌هایی از آهک همراهی می‌نماید که با علامت Eshl روی نقشه قابل مشاهده است (شکل ۳-۶).

۳-۵-۲- واحدهای سنگی نیمه عمیق

این مجموعه شامل سنگ‌های نیمه عمیق با ترکیب کوارتز دیوریت (Qd) تا میکرو کوارتز دیوریت (MQd) است. تأثیر آن بر سنگ‌های منطقه با پدیده اسکارن و هورنفلس آشکار می‌گردد که بیشتر آن را به ترتیب در بخش‌های کربناتی و تخریبی می‌توان مشاهده نمود. این واحد سنگی در پاره‌ای نواحی ریزدانه شده و با ساختار میکروکوارتز دیوریتی (MQd) ظاهر می‌گردد. که به سن پرین و ماگماتیسیم آن برمی‌گردد.

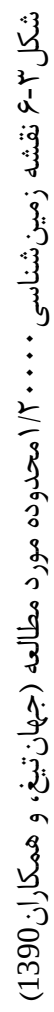
۳-۵-۳- واحدهای سنگی دگرگونی (مجاورتی)

تزریق توده نفوذی نیم‌ژرف کوارتز دیوریتی در سنگ‌های میزبان با ترکیب کربناتی و ماسه‌ای با دگرگونی مجاورتی همراه است که با تشکیل رخساره اسکارن در آهک‌ها، و هورنفلس در رسوبات تخریبی همراه است. در منطقه کانی‌زایی شده (Mz) مجموعه‌ای از آهک‌ها که در نتیجه تزریق توده گرم، حاصل گردیده و نشانه آن تشکیل کانی‌های گارنت و اپیدوت به صورت آشکار است. در برخی

نقاط توده نفوذی نیمه عمیق با مجموعه‌ای از هورنفلس که در نتیجه دگرگونی سنگهای ماسه‌ای ریز دانه است، همراه می‌باشند و در نقشه با علامت (H+qd) نشان داده شده است. در حالی که در نواحی که سنگ‌های هورنفلسی شده به تنهایی قابل تفکیک می‌باشند با علامت (H) روی نقشه جانمایی شده است. سنگ‌های هورنفلسی معمولاً با یک سیمای تیره رنگ که معرف تأثیر گرمای زیاد توده بوده و در آن کلریت که از کانیهای ثانوی شاخص بحساب می‌آید بخوبی قابل مشاهده است. آنچه که در منطقه و به ویژه در محدوده کانه‌دار قابل توجه است، پدیده اسکارن شدن و تشکیل هورنفلس است. نفوذ توده آذرین نفوذی در سنگ‌های آهکی و ماسه‌سنگی منجر به تشکیل مرمر، دولومیت و هورنفلس شده است. در نتیجه دگرگونی مجاورتی کانی‌های منیتیت و کالکوپیریت به همراه کانی‌های کالک سیلیکاته همچون گارنت، اپیدوت، اکتینولیت که از کانی‌های شاخص اسکارن می‌باشند به وجود آمده‌اند. از آنجا که مشاهده گارنت تیره‌رنگ و قهوه‌ای سوخته و دولومیت نشان دهنده این موضوع است که فرسایش ضعیف عمل کرده و میزان کمی از اسکارن در منطقه در اثر عملکرد فرسایش از بین رفته است می‌توان نتیجه گرفت که با توجه به رخداد تکتونیکی جوان در منطقه میزان کمی از کانسار فرسوده شده است و به عبارت دیگر بخش بالایی کانسار در دسترس است.

۳-۵-۴- منطقه کانه‌دار (Mz)

خواستگاه کانی‌سازی در منطقه تیپ اسکارن و کانی‌های شاخص آن منیتیت همراه با ترکیبات مس اکسیده شامل مالاکیت و آزوریت و بعضاً سولفور همراه پیریت و کالکوپیریت است. این مورد حتی در نواحی مجاورتی توده با سنگ میزبان آشکارتر است. به نظر می‌رسد پدیده تکتونو ماگمایی نیز به نوعی در کنترل کانی‌سازی دخالت داشته و به عبارت دیگر به هنگام تزریق توده در سنگ میزبان تکتونیک فعال بوده به طوری که شاهد تمرکز کانی‌سازی در بخش‌های پر تحرک و گسل خورده را می‌توان مشاهده نمود. در شکل (۳-۶) نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۰۰۰۰ محدوده مورد مطالعه نشان داده شده است.



فصل چهارم

طراحی شبکه ، برداشت و تصحیح
داده های مغناطیسی

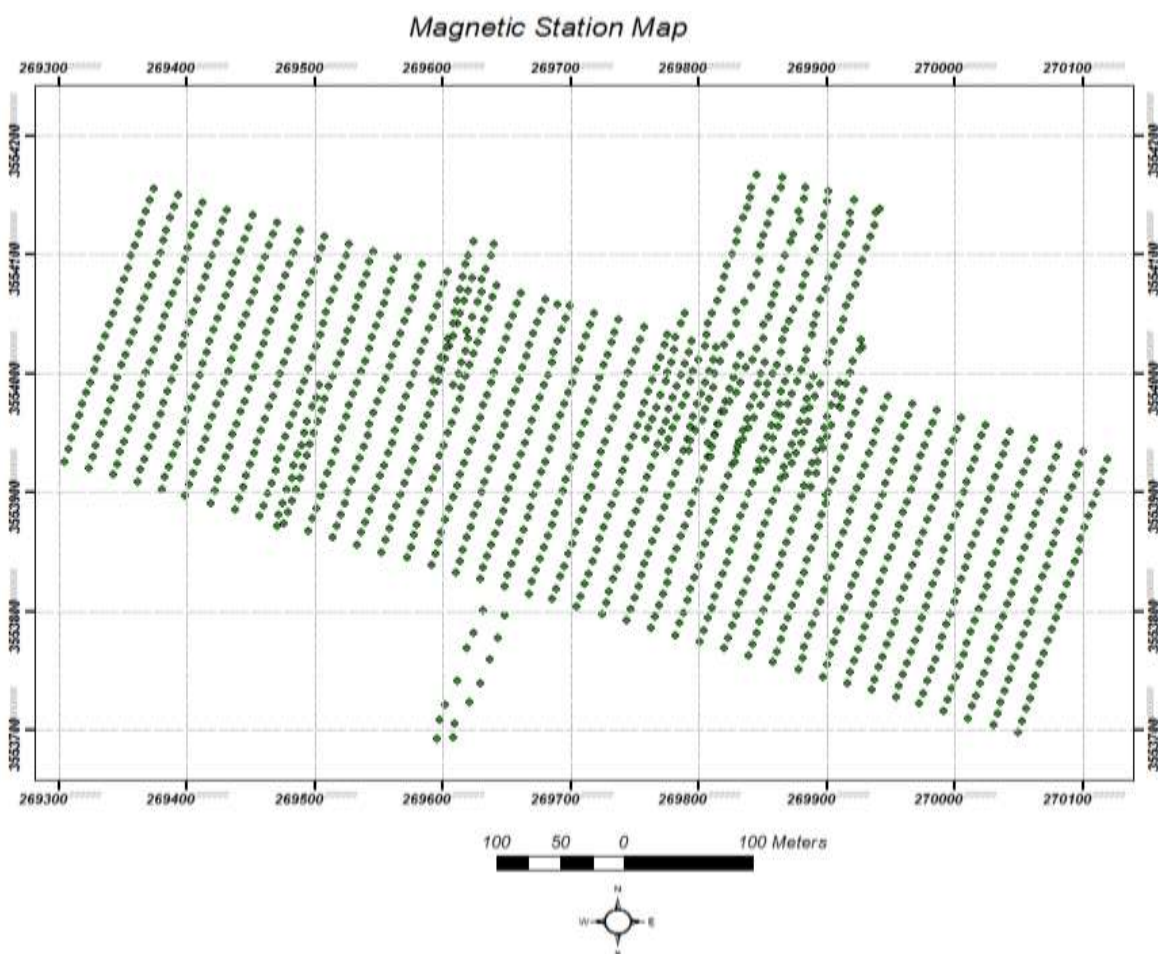
۴-۱- مقدمه

شدت مغناطیدگی یک سنگ، تابع خودپذیری مغناطیسی و مغناطیس شدن دایمی می‌باشد که هم دارای مقدار و هم دارای جهت است. مغناطیس‌سنجی یکی از روش‌های اصلی و قدیمی ژئوفیزیک در اکتشاف منابع معدنی است که از میدان مغناطیسی طبیعی زمین استفاده می‌کند. سنگ معدن آهن دارای دو کانی مهم مگنتیت و هماتیت است که از این دو کانی، مگنتیت دارای خاصیت مغناطیسی قابل توجهی است. وجود مگنتیت به دلیل داشتن قابلیت مغناطیدگی بالا، آنومالی مغناطیسی ایجاد می‌کند و بدین وسیله اکتشاف مگنتیت به روش مغناطیس‌سنجی میسر می‌شود. در حال حاضر روش مگنتومتري یکی از معمول‌ترین روش‌های اکتشاف آهن است که در سطح وسیعی در دنیا مورد استفاده قرار می‌گیرد (Reid et al, 1990). در این فصل به تشریح عملیات صحرایی برداشت داده‌ها و انجام پردازش‌های اولیه پرداخته شده است.

۴-۲- شبکه برداشت داده‌ها

در این مرحله، شبکه بر اساس نوع برداشت و مشخصات منطقه، فواصل خطوط، ارتفاع اندازه‌گیری و نوع وسیله اندازه‌گیری و غیره تعیین و طراحی می‌شود. پس از طراحی شبکه برداشت، داده‌ها براساس دقت مورد نظر اندازه‌گیری و ثبت می‌شوند. در طراحی شبکه برداشت حتما باید به این نکته توجه شود که چه داده‌ای با چه دقتی مورد نیاز است و چه پارامترهای جانبی از این داده برای پژوهشگر مطلوب خواهد بود. فاصله بین خطوط برداشت بستگی به مرحله اکتشاف دارد. هر چقدر در مرحله تفصیلی‌تری از اکتشاف باشیم باید خطوط برداشت به هم نزدیک‌تر طراحی شوند. فاصله خطوط برداشت تضمین‌کننده جزییات نقشه مغناطیسی است. از طرف دیگر کاهش فاصله خطوط برداشت مستلزم افزایش هزینه پروژه و زمان برداشت داده‌هاست. بنابراین با توجه به اهداف پروژه و اطلاعات مورد نیاز، فاصله بین خطوط برداشت تعیین می‌گردد. در این مطالعه با توجه به نتایج تحقیقات و عملیات زمین‌شناسی صحرایی، شبکه برداشت برای محدوده‌ای به اندازه 250×800 متر مربع و با پیاده کردن حدود ۴۰ پروفیل طراحی شده است.

منطقه مورد مطالعه در امتداد ۴۰ مسیر پیمایش^۱ مورد برداشت مغناطیسی قرار گرفته است. در اکثر موارد سعی شده که فاصله خطوط در حدود ۲۰ متر باشد. در بعضی از مناطق دارای آنومالی قابل ملاحظه، برداشت مجدداً انجام شده است. خطوط برداشت میدان مغناطیسی در این عملیات در شکل (۱-۴) نشان داده شده است.



شکل ۱-۴: موقعیت ایستگاه‌های برداشت ژئومغناطیس در محدوده مورد مطالعه

۴-۲-۱- جهت خطوط برداشت

برداشت‌های مغناطیسی معمولاً در امتداد خطوط موازی با فواصل یکسان برداشت می‌شود. جهت

^۱Line path

خطوط برداشت معمولاً عمود بر ساختارهای زمین‌شناسی از جمله ساختارهای تکتونیکی مانند گسل‌ها و درزه‌ها، و یا ساختارهای لیتولوژی و همچنین روند کانی‌سازی در نظر گرفته می‌شود تا بیشترین عوارض توسط خطوط برداشت قطع شود. پس از انجام بازدیدهای صحرایی و مطالعه زمین‌شناسی منطقه، روند کانی‌زایی و شیب قائم رگه‌های حاوی آهن در محدوده اکتشافی و به منظور پوشش کل منطقه و مشاهده نحوه گسترش روند کانی‌زایی در عمق، راستای پروفیل‌های برداشت مغناطیس-سنجی به صورت شمال شرق-جنوب غرب (شکل ۴-۱) در نظر گرفته شده است (جهان‌تبیغ و همکاران - ۱۳۹۰).

۴-۲-۲- فاصله بین نقاط برداشت

فاصله بین نقاط با توجه به اهداف برداشت و ساختارهای زمین‌شناسی منطقه مورد اکتشاف، تعیین می‌گردد. به عنوان مثال اگر هدف اکتشاف یک توده بزرگ سولفیدی یا یک توده آهنی باشد می‌توان فاصله بین نقاط را بیشتر در نظر گرفت و یا اگر هدف اکتشاف کانسارهای رگه‌ای است باید تا حد امکان فاصله نقاط را کمتر در نظر گرفت تا این کانسارهای باریک آشکارسازی شوند. در این منطقه به علت رگه‌ای بودن کانسار فاصله بین نقاط در حدود ۱۰ متر منظور شده است. به این ترتیب در یک شبکه ای به فاصله ۲۰×۱۰ متری به تعداد ۱۰۰۰ نقطه اندازه‌گیری شده است.

۴-۲-۳- اندازه‌گیری شدت میدان کل

عملیات مغناطیس‌سنجی با دو دستگاه مغناطیس‌سنج پروتون ساخت کشور کانادا و با دقت ۰/۱ نانوتسلا انجام شده است. در این اندازه‌گیری جهت ثبت تغییرات روزانه میدان مغناطیسی یک دستگاه به صورت ثابت در محل مناسبی قرار گرفته و عملیات مغناطیس‌سنجی با دستگاه دوم و با قرار گرفتن در موقعیت نقاط از پیش تعیین شده انجام شده است. جهت کنترل کیفیت داده‌ها، قرائت‌های تکراری از هر نقطه انجام شده و پس از حصول اطمینان از صحت و تکرار پذیری قابل قبول اندازه‌گیری، مقدار اندازه‌گیری شده و مقدار خطای اندازه‌گیری در دستگاه ثبت و همچنین در فرم‌های مخصوص یادداشت شده است. برای اندازه‌گیری شدت میدان کل در تمام نقاط برداشتی، ارتفاع

سنسور دستگاه مغناطیس‌سنج پروتون از سطح زمین ۲ متر در نظر گرفته شده است.

۴-۳- پیش‌پردازش داده‌های خام

این مرحله شامل تمامی اصلاحات و اقدامات لازم برای آماده کردن پروفیل‌ها و نقشه‌های آنومالی مغناطیسی جهت تفسیر مغناطیسی و زمین‌شناسی می‌باشد. شدت میدان مغناطیسی جمع جبری شدت میدان مغناطیسی دیناموی زمین، میدان مغناطیسی خارجی زمین و میدان مغناطیسی ناشی از مغناطیدگی سنگ‌های پوسته زمین است. شدت میدان مغناطیسی ناشی از مغناطیدگی سنگ‌های پوسته زمین، آنومالی مغناطیسی نامیده می‌شود و این همان چیزی است که هدف اکتشافات ژئومغناطیسی را تشکیل می‌دهد. برای رسیدن به این هدف بر روی داده‌های برداشتی باید یک سری تصحیحات اعمال شود (Telford et al, 1990).

۴-۳-۱- تصحیح داده‌های مغناطیسی

این تصحیحات که روی داده‌های برداشتی سر زمین اعمال می‌شود شامل تصحیح عرض جغرافیایی، روزانه، ارتفاع، توپوگرافی و... بوده، که اهمیت این تصحیحات در مطالعات مغناطیسی به اندازه گرانی نیست. علت این عمل آن است که مقدار این تصحیحات نسبت به آنومالی‌های مغناطیسی اغلب از مقدار کم و گاه بسیار کمی برخوردار می‌باشند، درحالی که در مورد داده‌های گرانی این چنین نیست.

۴-۳-۲- تصحیح تغییرات روزانه میدان

میدان مغناطیسی زمین در طی روز دستخوش تغییراتی قرار می‌گیرد که به طور معمول از چند ده نانو تسلا بیشتر نمی‌شود (روزهای آرام). تغییرات شدید و نامنظم میدان مغناطیسی زمین که در زمان‌های کوتاه رخ می‌دهد توفان‌های مغناطیسی نام دارد (روزهای ناآرام). در برداشت‌های صحرایی برای تصحیحات میدان در روزهای آرام می‌توان از یک ایستگاه مبنا استفاده کرد که در آن اندازه‌گیری

میدان مغناطیسی زمین در طول برداشت‌ها در زمان‌های مختلف تکرار می‌شود (نوروزی، 1388). با استفاده از این داده‌ها روند زمانی تغییرات روزانه را در محل مورد مطالعه بدست آورده و از داده‌های برداشت شده اصلی حذف می‌شود. در این مطالعه یک مغناطیس سنج در محل ثابتی در محدوده برداشت نصب شده تا در بازه‌های زمانی ثابتی میدان مغناطیسی را ثبت کند. به طور کلی این تغییرات تأثیر بسزایی در مرحله تفسیر عملیات اکتشافی نمی‌گذارند. البته با این کار هدف دیگری نیز دنبال می‌شود و آن اطمینان از نبودن طوفان‌های مغناطیسی در زمان برداشت داده‌هاست. طبق استانداردهای موجود چنانچه نرخ تغییرات میدان مغناطیسی از ۲ نانوتسلا بر دقیقه فراتر رود، باید عملیات برداشت داده‌ها متوقف گردد (Luyendyk, 1997).

در جدول (۴-۱) بخشی از داده‌های برداشتی که تصحیح تغییر روزانه روی آن انجام شده است، دیده می‌شود.

جدول ۴-۱ - بخشی از داده‌های تصحیح شده محدوده مورد مطالعه

X	Y	Z	Average	Long	Lat	D	I	IGRF	Final	RTP
269845	3554167	1016	47039/67	60/56101	32/10039	2/174717	49/08924	47044/91	-5/24097	-966/044
269841	3554157	1016	46697	60/56097	32/1003	2/174697	49/08911	47044/86	-347/861	-915/875
269866	3554165	1017	47131	60/56123	32/10037	2/174698	49/08921	47044/9	86/09715	-752/89
269864	3554157	1017	46965/67	60/56121	32/1003	2/174681	49/08911	47044/87	-79/2008	-877/953
269884	3554157	1019	47035/67	60/56142	32/1003	2/174666	49/08911	47044/84	-9/1783	-718/004
269902	3554154	1019	46980	60/56161	32/10028	2/174647	49/08907	47044/86	-64/8566	-717/999
269374	3554156	1009	47336/33	60/55602	32/10019	2/175006	49/08904	47044/41	291/9257	74/2908
269371	3554146	1009	47420	60/55599	32/1001	2/174985	49/08891	47044/36	375/6373	84/746
269368	3554137	1009	47405	60/55596	32/10002	2/174967	49/0888	47044/32	360/6781	24/31627
269393	3554150	1010	47365	60/55623	32/10014	2/174979	49/08896	47044/38	320/6162	56/73238
269390	3554141	1010	47384/67	60/5562	32/10006	2/17496	49/08885	47044/34	340/3237	40/0231
269387	3554131	1010	47385	60/55617	32/09997	2/17494	49/08872	47044/3	340/7019	-3/22037
269412	3554144	1008	47328/33	60/55643	32/10009	2/174955	49/08889	47044/43	283/8997	-1/20317
269409	3554135	1008	47333/67	60/5564	32/10001	2/174936	49/08878	47044/39	289/2738	-5/62515

۴-۳-۳- تصحیح عرض جغرافیایی

میدان مغناطیسی اصلی زمین بر حسب طول و عرض تغییر می‌کند که در این بین تغییرات بر حسب طول جغرافیایی بسیار کم است و در این مطالعات از آن صرف‌نظر می‌شود. میدان مغناطیسی زمین از ۲۵۰۰۰ نانوتسلا در استوا تا حدود ۶۹۰۰۰ نانوتسلا در قطب‌ها متغیر است، که بدین ترتیب تغییرات میدان زمین بر حسب عرض جغرافیایی به ویژه زمانی که منطقه مورد مطالعه گسترش زیادی داشته باشد (مانند مطالعات هوابرد)، قابل توجه خواهد بود.

تصحیح عرض جغرافیایی هر ایستگاه با تفریق میدان مغناطیس هسته زمین از مقدار اندازه‌گیری شده بدست می‌آید. مقدار میدان زمین از طریق نرم‌افزار IGRF بر اساس طول و عرض جغرافیایی ایستگاه محاسبه می‌شود. تعیین میدان مغناطیسی اصلی زمین از طریق IGRF برای مناطقی که نزدیک به پایگاه‌های ژئومغناطیس ثابت هستند، از دقت بالایی برخوردار است.

۴-۳-۴- تصحیح ارتفاع

تغییرات میدان مغناطیسی زمین بر حسب ارتفاع (گرادیان قائم) در قطب‌ها برابر 0.3 - نانوتسلا بر متر و در استوا 0.15 - نانوتسلا بر متر است. بدین ترتیب یک تغییر ارتفاع 100 متری در قطب باعث تنها 3 - نانوتسلا تغییر میدان می‌شود، که در نقاط دیگر این مقدار کمتر است. بنابراین تصحیح ارتفاع در مطالعات مغناطیسی به هیچ وجه قابل توجه نبوده و از آن می‌توان به راحتی صرف‌نظر کرد (نوروزی، ۱۳۸۸).

۴-۳-۵- تصحیح توپوگرافی

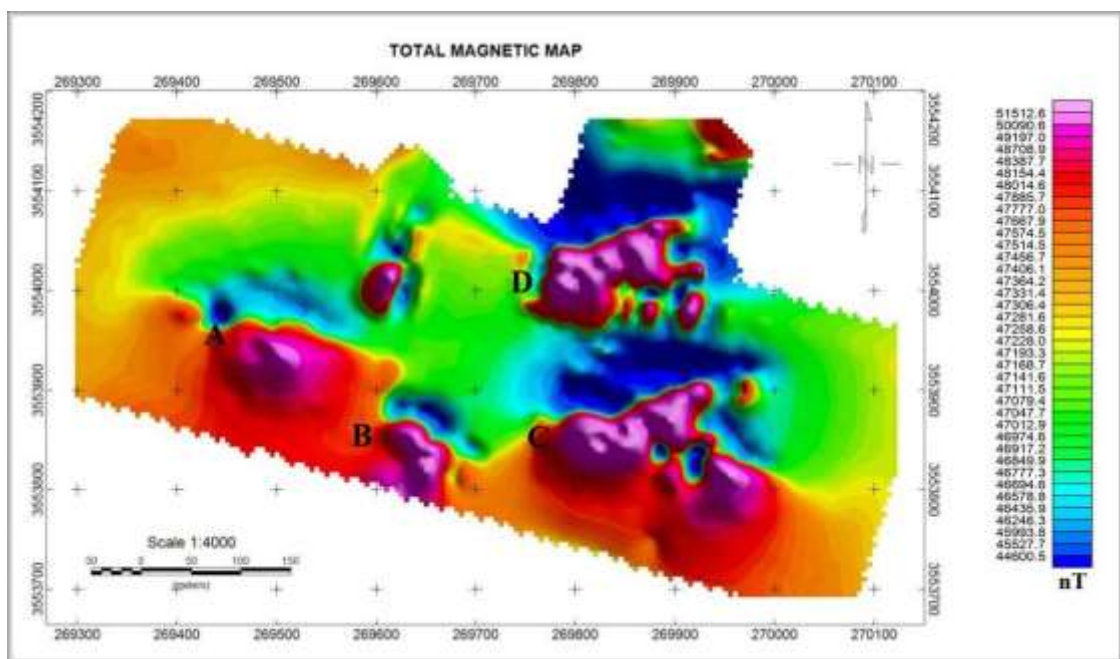
در بسیاری موارد به دلیل خاصیت مغناطیسی کم سنگ‌های سطحی، اثر آنها روی مقدار میدان

مغناطیسی ایستگاه‌های اندازه‌گیری قابل چشم پوشی است. اما حالت‌هایی نیز وجود دارد که سنگ‌های سطحی از خاصیت مغناطیسی نسبتاً بالایی برخوردارند (به عنوان مثال سنگ‌های فوق-بازیک) که در این صورت وجود توپوگرافی در یک چنین سنگ‌هایی می‌تواند اندازه‌گیری‌ها را تحت تاثیر قرار دهد. به علاوه، در ارتباط با سنگ‌های سطحی بدون خاصیت مغناطیسی نیز، زمانی که ایستگاه‌های اندازه‌گیری در یک دره تنگ با دیواره‌های سنگی مرتفع، در اطراف آن واقع می‌شود، امکان اثر توپوگرافی وجود دارد. در چنین حالت‌هایی ممکن است نوعی تصحیح توپوگرافی (زمینه‌گان) مورد نیاز باشد. در مطالعات مغناطیسی برای این تصحیح می‌توان از نوعی هموارسازی داده‌ها که در واقع انتقال داده‌ها روی یک سطح افقی است، استفاده کرد. (نوروزی، 1388).

۴-۳-۶ پارامترهای میدان مغناطیسی و آنومالی شدت کل میدان مغناطیسی در محدوده مورد مطالعه

مؤلفه میدان مغناطیسی داخلی زمین دارای پریود تغییرات بلند مدت از مرتبه چندین سال است. ایستگاه‌های ثابتی برای اندازه‌گیری تغییرات این مؤلفه از میدان مغناطیسی زمین در سراسر جهان ایجاد شده‌اند، که این مراکز به طور دائم تغییرات مؤلفه‌های میدان مغناطیسی زمین را اندازه‌گیری و ثبت می‌کنند. سازمان جهانی ژئومغناطیس و آیرومن (IAGA)¹ از این مشاهدات یک مدل ریاضی به نام میدان مرجع ژئومغناطیس بین‌المللی¹، منتشر می‌کند که این مدل هر ۵ سال به روز می‌گردد. (Blakely, 1996) به کمک این مدل ریاضی و داشتن پارامترهای طول، عرض و ارتفاع جغرافیایی محل و زمان برداشت، می‌توان شدت و جهت بردار (زاویه شیب و انحراف) میدان مغناطیسی هسته زمین را در محل دلخواه محاسبه کرد. با توجه به پارامترهای منطقه مورد مطالعه، نتایج جدول (۴-۲) از مدل میدان IGRF بدست آمد. بر این اساس با حذف مؤلفه میدان داخلی زمین مقدار آنومالی میدان مغناطیسی در هر نقطه نزدیک، محاسبه و نقشه آنومالی میدان مغناطیسی کل تهیه گردید (شکل ۴-۲).

¹ International Geomagnetic reference Field (IGRF)



شکل ۴-۲: نقشه شدت میدان کل مغناطیسی در محدوده ماهیرود

جدول ۴-۲: پارامترهای میدان مغناطیسی زمین در محدوده مورد مطالعه (مقادیر شدت و مؤلفه‌های میدان بر حسب نانوتسلا و مقادیر زوایا بر حسب درجه می‌باشد).

مؤلفه میدان در جهت افق	مؤلفه میدان به سمت داخل	مؤلفه میدان در جهت شرق	مؤلفه میدان در جهت شمال	زاویه انحراف	زاویه میل	شدت میدان مغناطیسی
۳۰۲۹۱	۳۶۵۷۹	۱۴۳۵	۳۰۲۵۷	۲٫۷	۵۰	۴۷۴۹۳

مغناطیس‌سنج پروتون شدت میدان مغناطیسی کل را بدون توجه به جهت برداری آن اندازه‌گیری می‌کند. با توجه به حذف میدان منطقه‌ای (IGRF) از داده‌های شدت کل اندازه‌گیری شده، آنومالی شدت میدان کل بدست می‌آید. یعنی اگر T نشان دهنده میدان کل در هر نقطه و F نیز میدان منطقه‌ای باشد، در این صورت آنومالی میدان کل به صورت رابطه (۴-۱) قابل محاسبه بوده است که در نقشه (۴-۲) ارائه شده است.

$$\Delta T = |T| - |F| \quad (۴-۱)$$

پس از محاسبه مقادیر میدان کل مغناطیسی روی نقاط برداشتی ، برای تجزیه و تحلیل داده‌ها و پردازش آنها از روش های مختلف جهت شبکه بندی و تهیه نقشه استفاده شده است. به این منظور با استفاده از نرم افزار ژئوسافت و روش های شبکه بندی موجود ، درونیابی بین داده انجام و نقشه آنومالی مغناطیسی کل تهیه گردید.

۴-۳-۷- داده های شبکه بندی شده در این پایان نامه

داده های مورد استفاده در این تحقیق داده های مغناطیسی محدوده کانسار سنگ آهن ماهیرود با فاصله خطوط ۲۰ متر و فاصله بین نقاط ۱۰ متر و عمود بر روند ساختارهای زمین شناسی منطقه یعنی راستای شمال شرق - جنوب غرب برداشت شده است. به این ترتیب با توجه به این که اندازه سلول های شبکه باید بین $1/8$ تا $1/4$ فاصله بین خطوط برداشت باشد ، بنا بر این پارامتر طول سلول برابر ۵ متر منظور شد تا مناسب ترین کیفیت تصویری حاصل آید.

فصل پنجم

پردازش، و مدل سازی داده ها

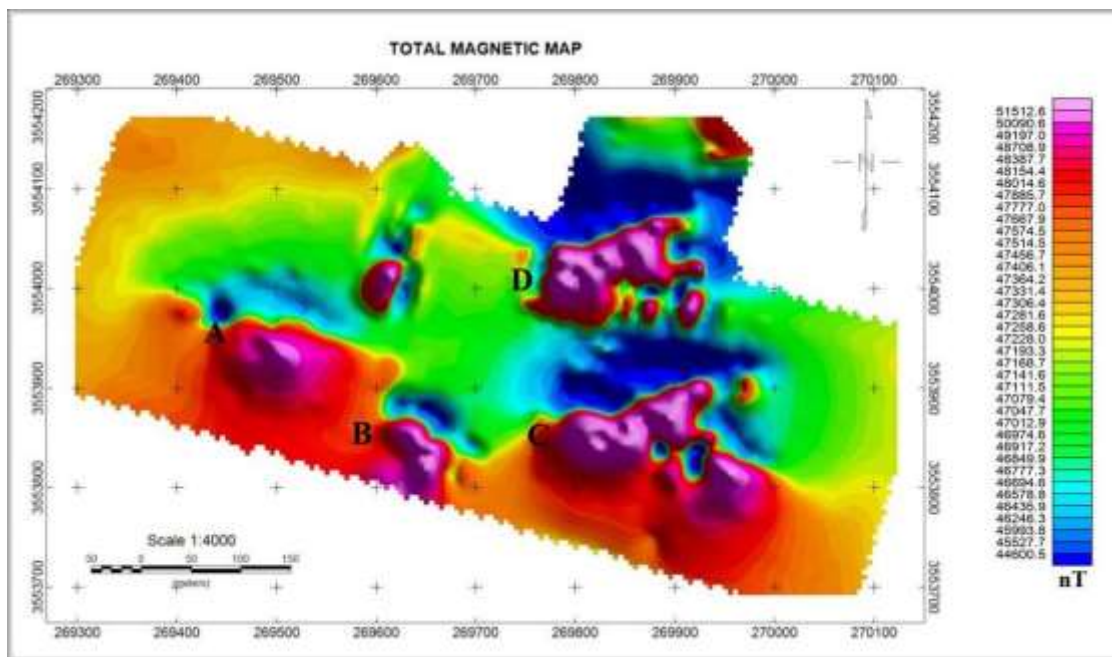
۵-۱- مقدمه

یکی از مباحث عمده در تحلیل داده‌های مغناطیسی، استفاده از روش‌ها، تبدیلات و یا ابزارهای جدید است که کمک در پردازش داده‌های میدان پتانسیل و به تبع آن تفسیر و مدل‌سازی داده‌ها است. هرچند بکارگیری این روش‌ها، معمولاً منجر به تعیین دقیق نحوه توزیع منبع آنومالی‌های مشاهده‌ای نمی‌شود، اما بدون تردید در شناخت کلی و عمومی این منابع نقش موثر و بسزایی دارند (ابراهیمی، ۱۳۹۰). به منظور بررسی آنومالی‌های محدوده و تخمین عمق آنها و برای تفسیر بهتر داده‌های برداشتی و شناخت کلی از روند آنومالی‌های موجود، از تبدیلات و فیلترهای معمول در ژئومغناطیس مانند تبدیلات برگردان به قطب، مشتق قائم، سیگنال تحلیلی، ادامه فراسو، ادامه فروسو، روندسطحی، و روشهای اویلر استفاده شده است که نتایج در ادامه ارائه شده است.

۵-۲- نقشه آنومالی میدان مغناطیسی کل

امروزه بیشتر یافته‌های مغناطیسی با استفاده از مغناطیس‌سنج‌هایی که میدان کل را اندازه می‌گیرند، بدست می‌آید. بعد از پردازش داده‌ها و تهیه نقشه کنتوری آنومالی مغناطیسی و یا پروفیل‌های مغناطیسی یک منطقه، باید آنومالی‌های به دست آمده را با توده‌های مغناطیسی زیر سطحی ربط داد. از آنجایی که این آنومالی‌ها یکتا نیستند باید با اطلاعات زمین‌شناسی به دست آمده از منطقه، ابهامات موجود را به حداقل رساند.

همان گونه که گفته شد، کلیه داده‌های مغناطیسی برداشت شده از کانسار ماهیروود بعد از اعمال تصحیح IGRF و حذف داده‌های تکینه، با سلول‌های ۵ متری با استفاده از نرم افزار ژئوسافت شبکه بندی شدند شکل (۵-۱). در این نقشه با توجه به دوقطبی‌های موجود می‌توان چهار آنومالی مغناطیسی را مشاهده نمود که در شکل با حروف A تا D نامگذاری شده است.

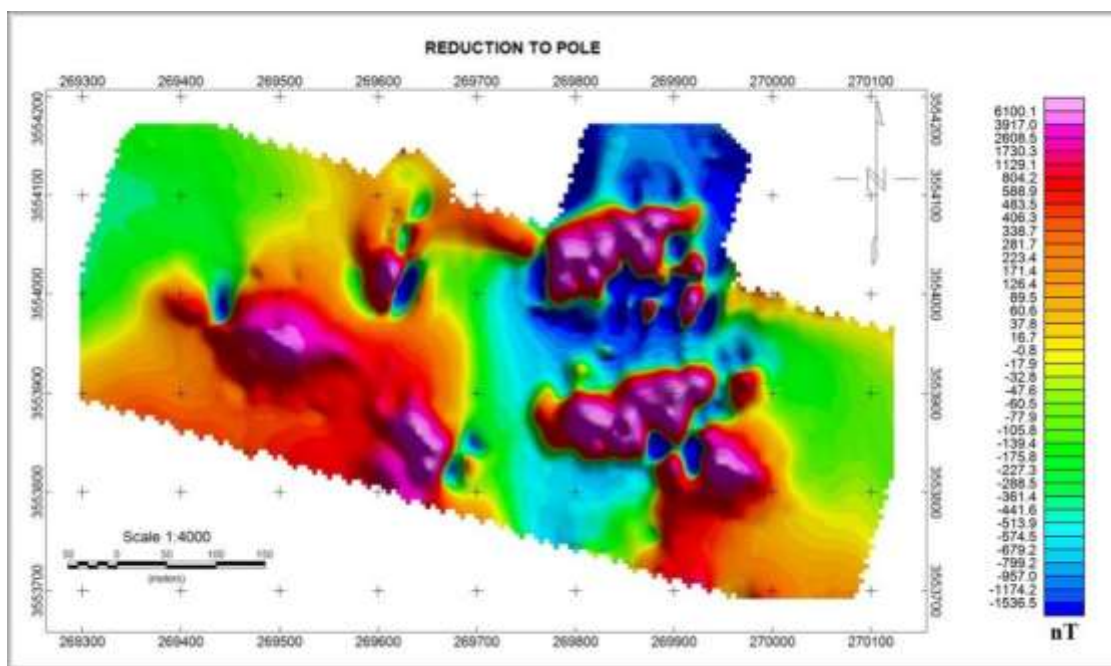


شکل ۵-۱: نقشه شدت میدان کل مغناطیسی در محدوده ماهیرود

۵-۳- تبدیل برگردان به قطب

در روش تبدیل به قطب، به دلیل انتقال محل آنومالی به قطب مغناطیسی، جایی که میدان مغناطیسی زمین به حالت قائم در می‌آید، اثر موقعیت جغرافیائی محل برداشت یعنی زاویه‌های میل و انحراف حذف می‌گردد. این پردازش باعث می‌شود که محل آنومالی مغناطیسی نسبت به محل کانی‌سازی تصحیح شود و در واقع آنومالی مغناطیسی در بالای محل کانسار قرار گیرد (آقاجانی، ۱۳۸۸).

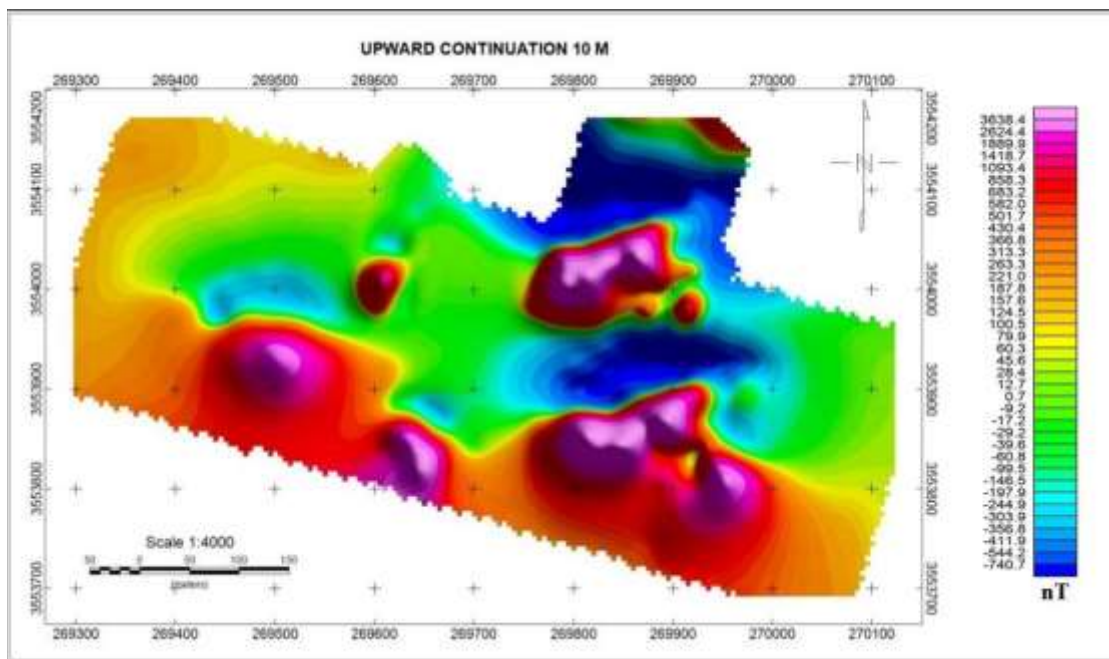
شکل (۵-۲) نقشه مغناطیسی آنومالی میدان کل را بعد از اعمال تبدیل برگردان به قطب برای کانسار ماهیرود نشان می‌دهد نتایج حاصل از نقشه برگردان به قطب با واقعیت‌های مغناطیسی و زمین-شناسی موجود در منطقه، سازگاری خوبی دارد. به این دلیل در تفسیرهای بعدی از نقشه میدان کل با تبدیل برگردان به قطب استفاده شده است.



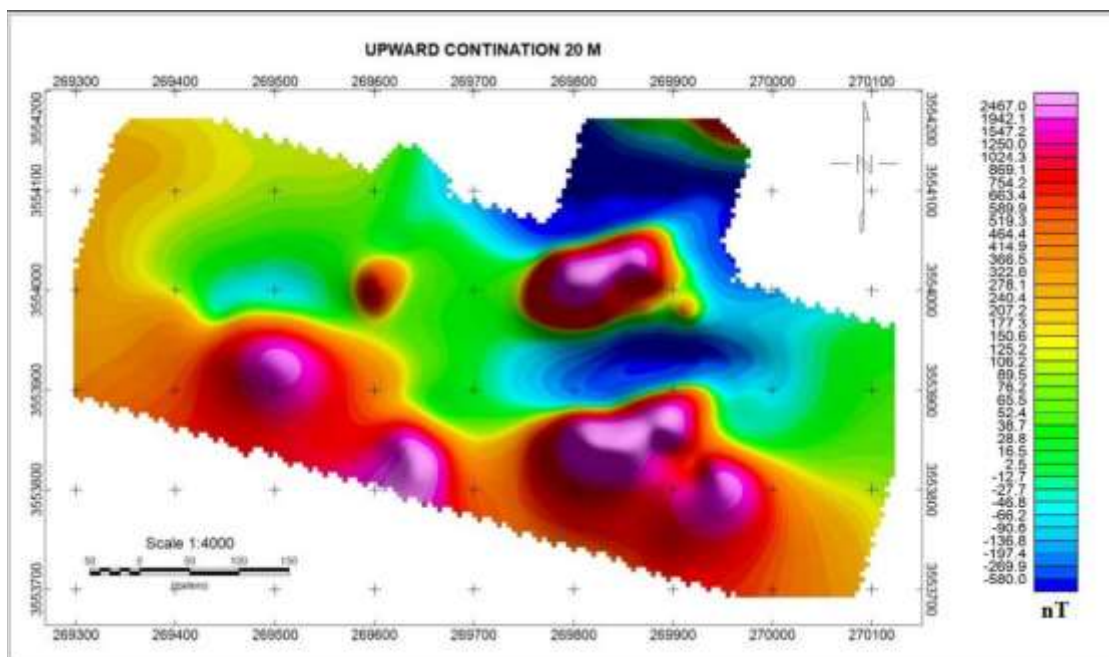
شکل ۵-۲: نقشه برگردان به قطب میدان مغناطیسی

۵-۴- نقشه‌های ادامه فراسو

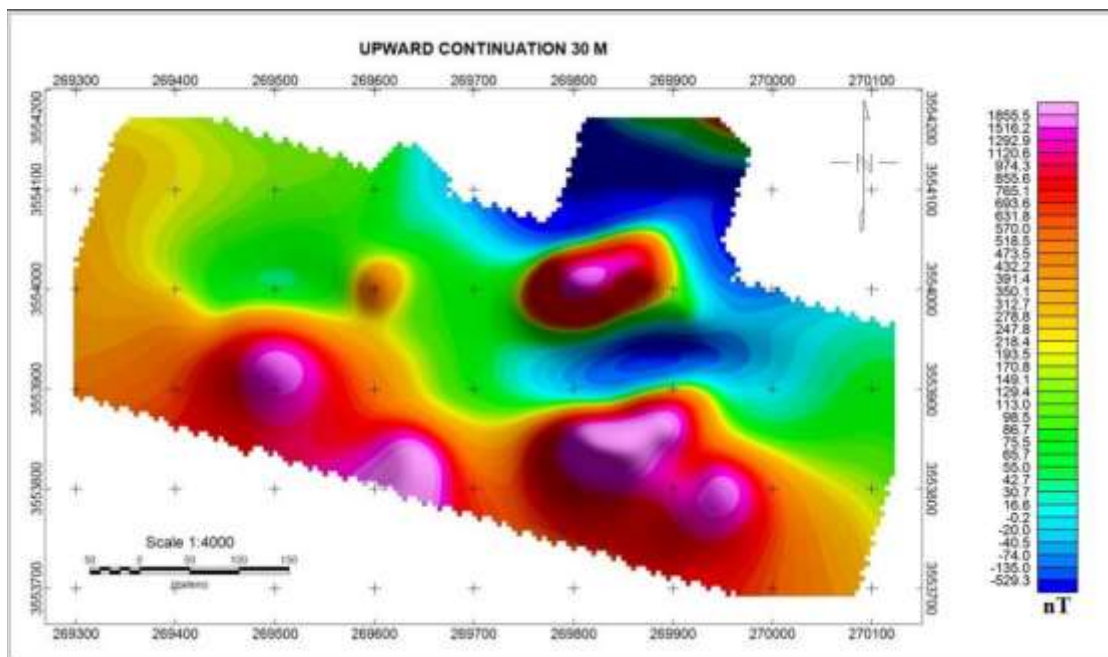
در تبدیل ادامه فراسو داده‌های میدان پتانسیل از سطح مشاهده، به طریق ریاضی بر روی سطوح تراز در بالای سطح مبنای اصلی تصویر می‌شوند، درست است که این روش نمی‌تواند اطلاعات مستقیمی از منشأ آنومالی‌ها در اختیار قرار دهد، اما به هر حال می‌تواند راهنمای بسیار خوبی برای نیل به یک شناخت عمومی از مسئله باشد. به صورت کلی فرآیند ادامه فراسو باعث تضعیف آنومالی با منشأهای سطحی در مقابل آنومالی‌های عمیق تر می‌شود به همین دلیل است که گاهی از این فرآیند به عنوان یک فیلتر پایین گذر که اصولاً بسیار نرم و پایدار نیز عمل می‌کند، یاد می‌کنند. میزان تأثیری که این تبدیل روی آنومالی‌ها می‌گذارد به صورت معکوس با طول موج آنومالی متناسب است. بدین معنا که هر چه طول موج کوچکتر باشد، تضعیف آن بیشتر خواهد شد (Zeng et al., 2007). در شکل‌های (۵-۳) تا (۵-۷) نتایج حاصل از اعمال این تبدیل روی نقشه آنومالی مغناطیسی میدان کل در ارتفاع‌های مختلف ارائه شده است. این نقشه‌ها به ترتیب برای ادامه فراسو با تغییر ارتفاع ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۵۰، ۷۰ و ۸۰ متر از سطح برداشت می‌باشد.



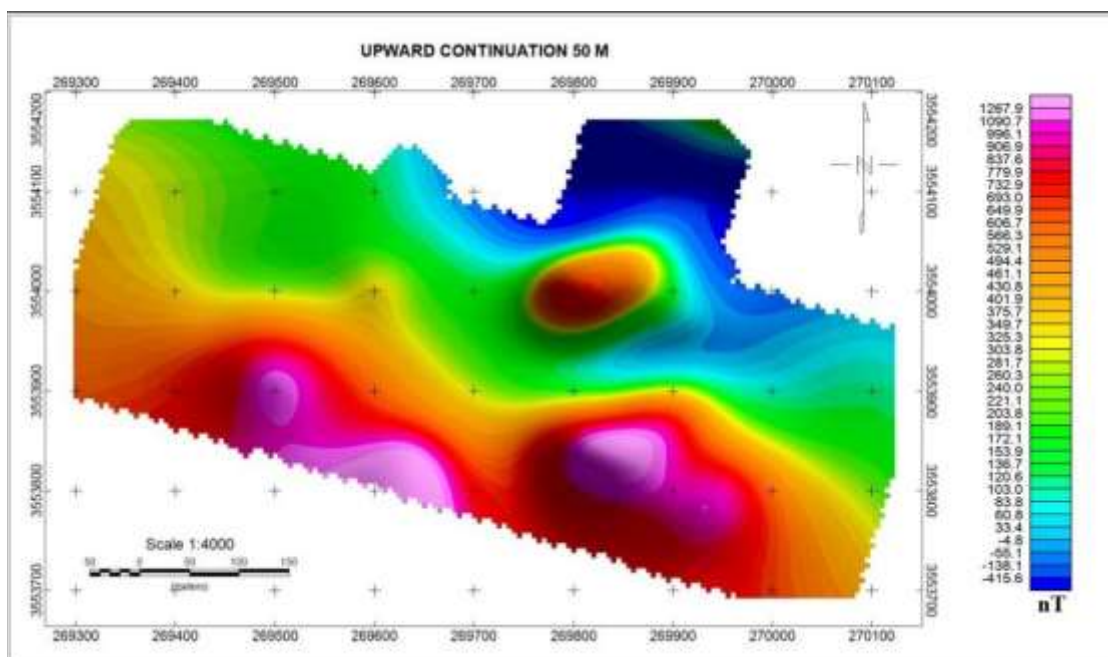
شکل ۵-۳: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود با ادامه فراسو به میزان ۱۰ متر



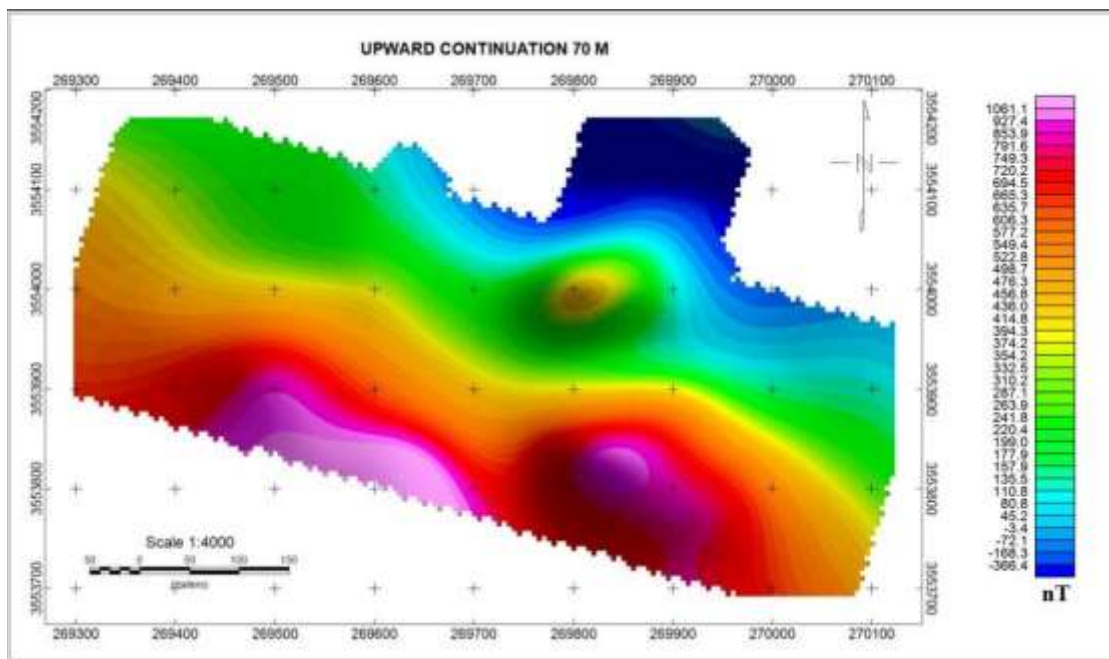
شکل ۵-۴: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود با ادامه فراسو به میزان ۲۰ متر



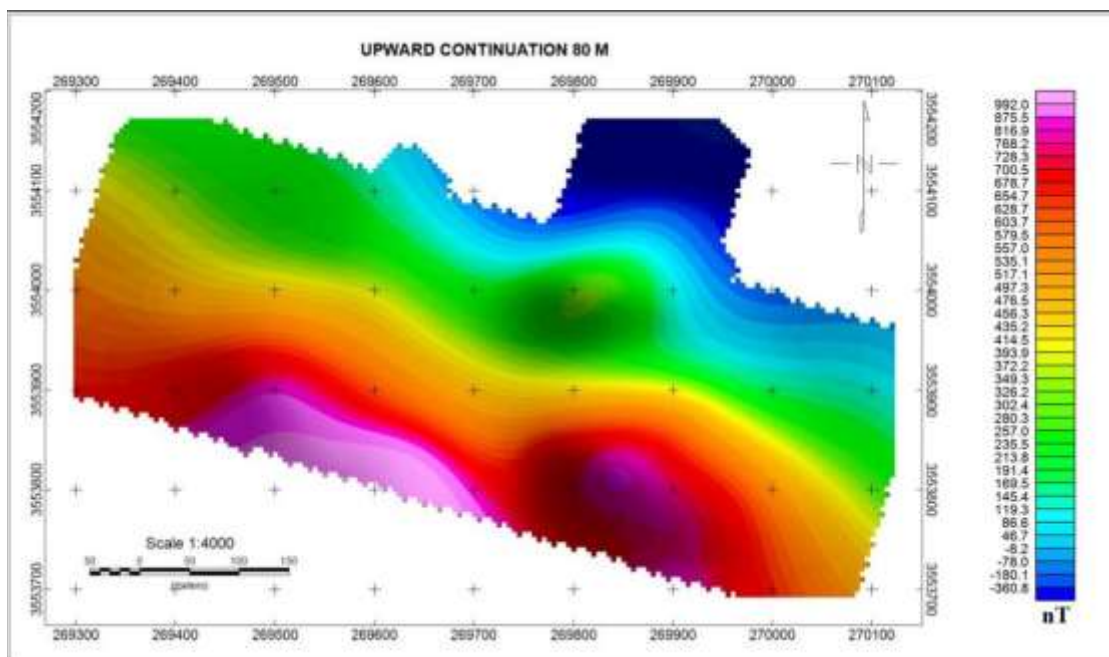
شکل ۵-۵: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود ادامه با فرا سو به میزان ۳۰ متر



شکل ۵-۶: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود ادامه با فرا سو به میزان ۵۰ متر



شکل ۵-۷: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود ادامه با فرا سو به میزان ۷۰ متر



شکل ۵-۸: نقشه میدان مغناطیسی در محدوده ماهیرود ادامه با فرا سو به میزان ۸۰ متر

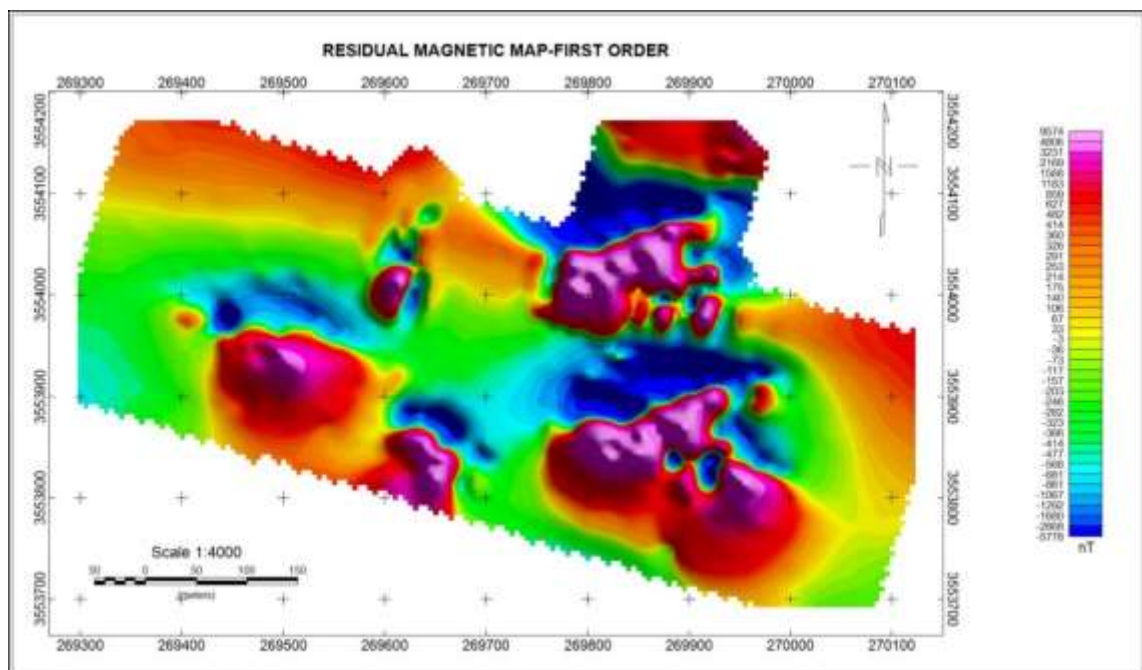
مطابق این نقشه‌ها آنومالی‌های اصلی تا ارتفاع ۵۰ متری ارزش مشخصی دارند و حتی یک آنومالی تا ارتفاع گسترش ۷۰ متری هم قابل پیگیری است. در ادامه فرآیند گسترش میدان آنومالی‌های محلی تقریباً از بین رفته و روند منطقه‌ای با روند جنوب غرب به شمال شرق قابل رویت است. این نتیجه

نشان می‌دهد که آنومالی‌های محلی از ریشه و عمق بالایی برخوردار نبوده و عمدتاً سطحی می‌باشد.

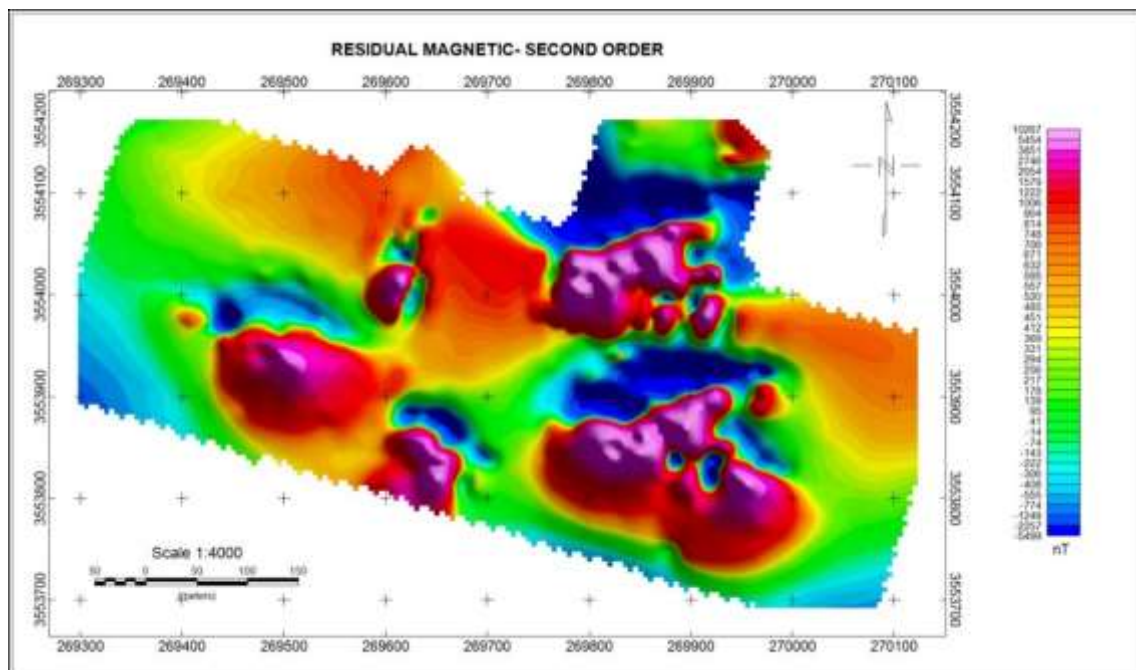
۵-۵- نقشه روند سطحی

از انعطاف پذیرترین و کاربردی ترین روش‌های تحلیلی برای تعیین اثرات ناحیه‌ای، روش روند سطحی است. در این روش، میدان ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده‌ای به وسیله روش کمترین مربعات تقریب زده می‌شود. این روش بر اساس محاسبه سطحی با یک معادله چند جمله‌ای (به روش ریاضی) استوار است، که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده‌ای داشته باشد (حسینی، ۱۳۹۱).

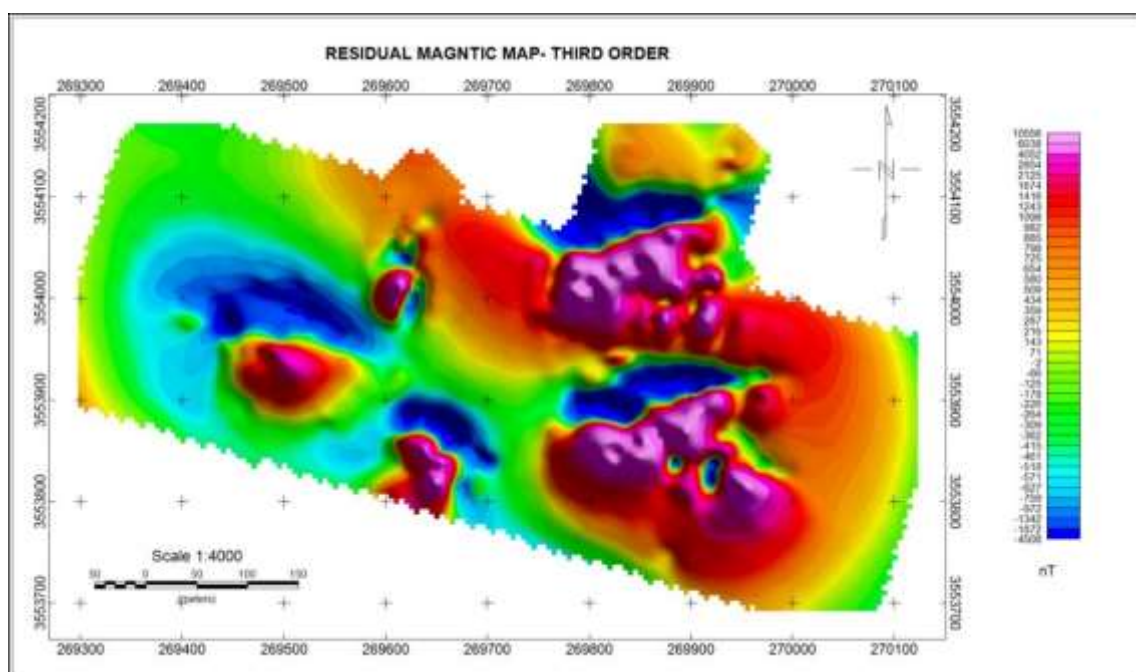
برای تفکیک آنومالی‌ها با روش حذف روند از نرم افزار ژئوسافت استفاده شد. به این صورت که با توجه به عملکرد نرم افزار ژئوسافت فقط روند سطحی مرتبه اول تا سوم روی داده‌ها بررسی و نتیجه به نقشه درآمد (شکل‌های ۵-۹ تا ۵-۱۱).



شکل ۵-۹: آنومالی باقی‌مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۱ (آنومالی یا آنومالی منطقه‌ای) بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



شکل ۵-۱۰: آنومالی باقی‌مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۲ (آنومالی‌های منطقه‌ای) بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



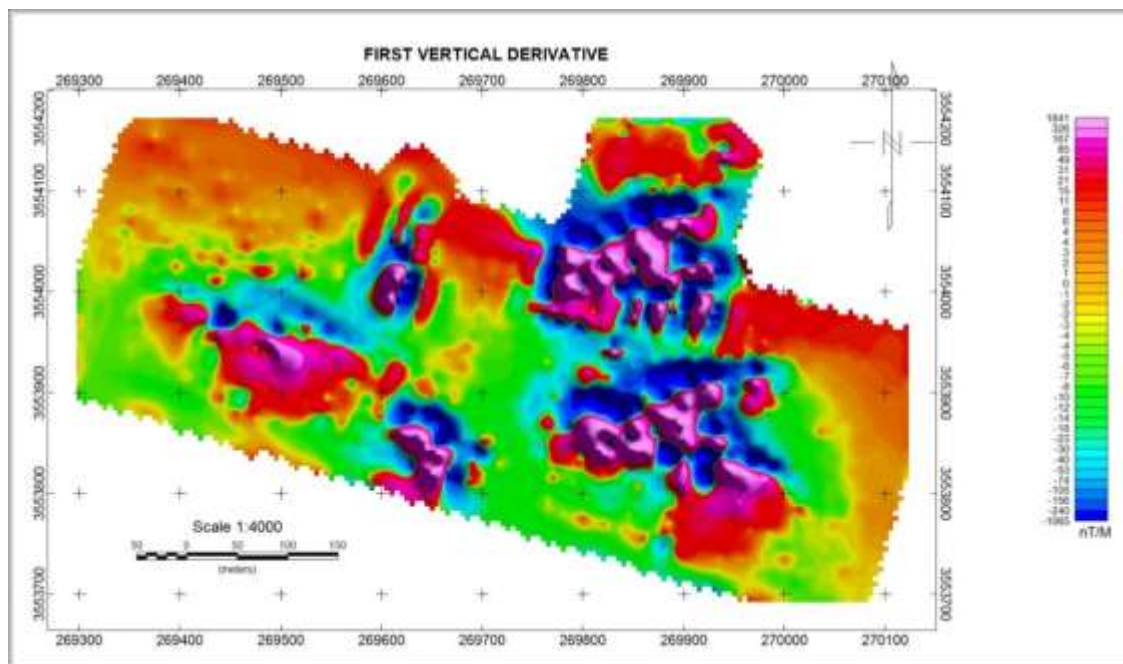
شکل ۵-۱۱: آنومالی باقی‌مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۳ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

مطابق نتیجه عملکرد فیلتر روند سطحی، به نظر می‌رسد آنومالی‌های اصلی موجود در محدوده که روی نقشه آنومالی میدان مغناطیسی دیده شده، واضح‌تر و بهتر دیده شده است.

۵-۶- اعمال فیلتر مشتق قائم روی داده‌ها

یکی از مشکلات اصلی در کارهای اکتشافی حذف آنومالی‌های عمیق از نقشه‌های آنومالی میدان کل به منظور آشکارسازی آنومالی‌های سطحی است. تبدیل مشتق قائم باعث می‌شود تا آنومالی‌های سطحی در مقابل آنومالی‌های ناحیه‌ای و عمیق تقویت و برجسته شوند. بنا براین در نقشه‌های مشتق قائم، آنومالی‌های ناحیه‌ای و منابع عمیق به دلیل خطی بودن خیلی ضعیف بوده و یا از بین می‌روند و در مقابل آنومالی‌های مربوط به منابع سطحی برجسته‌تر می‌شوند. در نتیجه، این فرکانس بالا، باعث افزایش خطای شبکه بندی خواهد گردید و بنا براین آنومالی‌های کاذب، بدون ارتباط با منابع زمین‌شناسی نشان داده خواهد شد. از طرفی مشتق قائم باعث افزایش مشتق‌ها در لبه‌های منبع مغناطیسی کم عمق می‌شود لذا اغلب برای مکان‌یابی کانسارهای مغناطیسی و آشکارسازی منابع کم عمق مورد استفاده قرار می‌گیرد (Klingele et al., 1991).

مشتق قائم یکی از مهمترین ابزارها در تعیین لبه‌های آنومالی و مرز زون‌های زمین‌شناسی است زیرا در مرز آنومالی‌ها، تغییرات دامنه آنومالی مغناطیسی خیلی زیاد است (Gunn, 1972) و از این رو در تمامی مراحل تفسیر کیفی، به خصوص تعیین بافت آنومالی‌ها و تعیین مرز زون‌های زمین‌شناسی، نقشه مشتق قائم می‌تواند بسیار مفید باشد شکل (۵-۱۲) نقشه مشتق قائم مرتبه اول داده‌های مغناطیسی محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

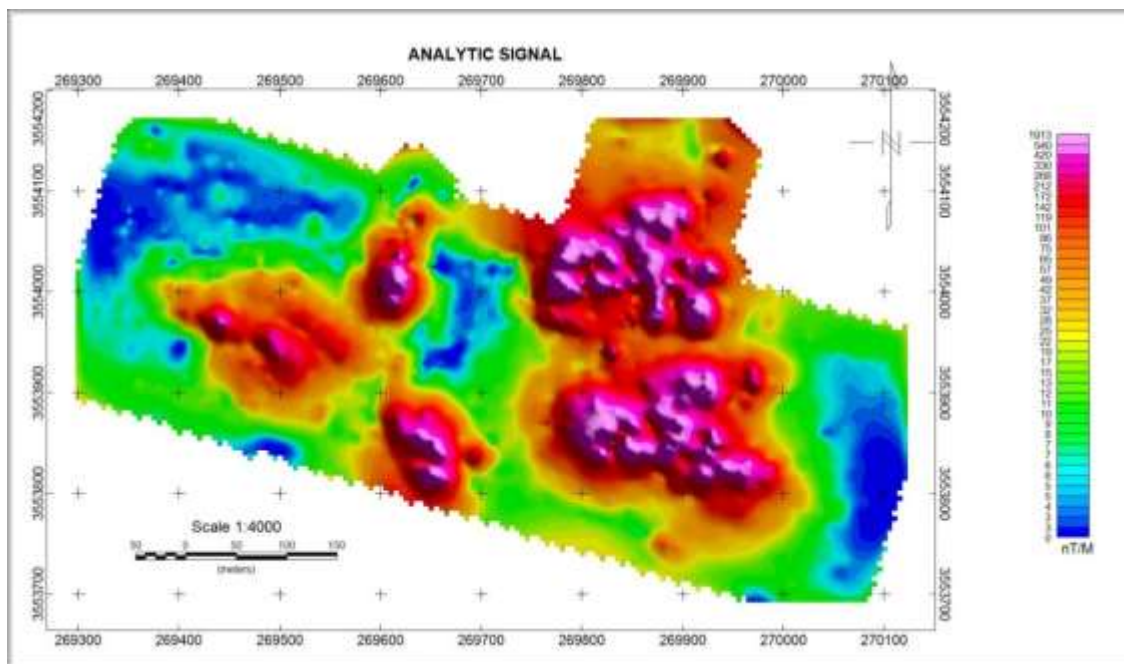


شکل ۵-۱۲: نقشه مشتق قائم میدان مغناطیسی

۵-۷- اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی روی داده‌ها

سیگنال تحلیلی از ترکیب گرادیان‌های افقی درجهت‌های X و Y و مشتق قائم در جهت Z بدست می‌آید. یکی از ویژگی‌های اصلی سیگنال تحلیلی این است، که برای یک جسم دو بعدی باریک (مانند دایک)، دامنه سیگنال تحلیلی مستقل از جهت بردار میدان مغناطیسی القایی است که منحنی متفاوتی به شکل زنگوله دارد و درست در بالای چشمه مغناطیسی واقع می‌شود.

برای برجسته کردن آنومالی‌های سطحی در مقابل آنومالی‌های عمیق و مکان‌یابی چشمه آنومالی‌ها در محل بیشینه دامنه سیگنال تحلیلی، از تبدیل سیگنال تحلیلی استفاده می‌شود. شکل (۵-۱۳) نقشه سیگنال تحلیلی را برای منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. با پیچش میدان در جهات مختلف و گرفتن مشتق در سه جهت، آنومالی‌های غیر مرتبط با کانسار و اثر روند منطقه‌ای از نوع درجه اول در سه جهت حذف شده است. مشکل تکنیک سیگنال تحلیلی این است که اثر آنومالی‌های مرتبط با چشمه‌های عمیق در نقشه سیگنال تحلیلی تضعیف شده و یا از بین می‌روند.



شکل ۵-۱۳: نقشه سیگنال تحلیلی در محدوده ماهیرود

۵-۸- تخمین عمق و موقعیت کانسار با روش آنالیز پروفیل اوایلر

۵-۸-۱- آماده سازی داده ها و شبکه ها

فرآیند وارون سازی معادله اوایلر بر روی داده های شبکه ای اعمال می شود. کیفیت نتایج بدست آمده مستقیماً به کیفیت داده های برداشتی و شبکه بندی شده وابسته است و به همین خاطر قبل از شروع فرآیند وارون سازی شبکه داده های اولیه باید دقیقاً ارزیابی شوند (Reid, 1997). داده های شبکه ای حاوی اطلاعاتی با حداکثر دقت قابل محاسبه از رابطه فرکانس ناپکوئیست (نصف اندازه سلول شبکه) می باشند. داده های عملیاتی واقعی دارای جزئیاتی با بیشینه عدد موج برابر نصف فاصله نمونه برداری هستند. فاصله بین نقاط در جهت های مختلف متفاوت است و فاصله انتخاب شده همچنین به عمق منابع زمین شناسی وابسته است. چون پدیده هموارسازی، خطاهای مکانی و نوفه اغلب بر روی طول موج های کوتاه تر تأثیر می گذارد، کیفیت داده ها را می توان با یک فیلتر پایین گذر به صورت محتاطانه تصحیح کرد. مؤثرترین راه برای انجام این کار اعمال تبدیل ادامه فراسوی مناسب به شبکه میدان کل قبل از محاسبه گرادیان های متعامد است. در هر حال چنین فیلتری در صورتی که ضروری باشد باید اعمال شود و فاصله ادامه فراسو باید تا حد امکان کم باشد تا فقط نویز را حذف کند (Thompson, 1982)

۵-۸-۲- انتخاب اندازه پنجره

اندازه پنجره، مساحت استفاده شده در سلول‌های شبکه برای محاسبه جواب‌های معادله اویلر می‌باشد. تمامی نقاط داده در درون پنجره برای محاسبه مکان چشمه مغناطیسی مورد استفاده قرار می‌گیرد. فرآیند واهم‌آمیخت اویلر زمانی بهتر عمل می‌کند که پنجره جستجوگر به اندازه کافی بزرگ باشد که کل آنومالی در حال تحلیل را شامل شود، اما نه خیلی بزرگ که آنومالی‌های مجاور را در بر بگیرد. یک نقشه مغناطیسی شامل آنومالی‌هایی با اندازه متفاوت است که در این صورت ضروری است تا فرآیند وارون‌سازی با پنجره‌هایی با اندازه متفاوت اجرا شود. ممکن است آنومالی‌های ناشی از منابع مختلف به قدری به هم نزدیک باشند که در یک پنجره جا بگیرند، توجه به این نکته الزامی است که در آن واحد نباید بیش از یک آنومالی در یک پنجره قرار گیرد، زیرا روش اویلر بر این فرض استوار است که در یک پنجره داده‌های مربوط به یک آنومالی وجود دارد. در این صورت جواب‌های بدست آمده کاملاً غیرقابل قبول خواهد بود. بنابراین کوچک نگه داشتن اندازه پنجره تا حد ممکن منطقی است. به عبارت دیگر، آنومالی‌های ناشی از منابع عمیق در یک پنجره کوچک به صورت ضعیفی ارائه می‌شوند و محاسبات غیر قابل اعتماد از عمق و مکان منبع محتمل است. بهتر است برای منابع عمیق اندازه سلول شبکه افزایش داده شود تا اینکه تعداد سلول‌های موجود در پنجره جستجو افزوده شود؛ در غیر این صورت ممکن است عمل وارون‌سازی توسط تعداد زیادی از منابع کوچک در داخل پنجره جستجوگر آشفته شود (اسدی صدر، ۱۳۹۵).

۵-۸-۳- انتخاب شاخص ساختار

هدف از پردازش واهم‌آمیخت اویلر سه‌بعدی بدست آوردن مکان افقی (x,y) و عمق چشمه‌های میدان مغناطیسی است. نوع چشمه مغناطیسی و شاخص ساختار حائز اهمیت است و باید در شروع فرآیند وارون‌سازی شکل هندسی منبع مغناطیسی حدس زده شود. شکل هندسی حدس زده شده به صورت عددی و با عنوان شاخص ساختاری نشان داده می‌شود. به عنوان مثال در اکتشاف کیمبرلیت لوله‌های قائم هدف اکتشاف است، بنابراین اینجا شاخص ساختار ۲ برای داده‌های مغناطیسی بسیار مناسب

است. فرآیند واهمامخیت اوایلر هیچ مدل زمین‌شناسی خاصی را در نظر نمی‌گیرد، بنابراین واهمامیخت اوایلر را می‌توان به جای تکنیک‌های مرسوم وابسته به مدل، در وضعیت‌های زمین‌شناسی بسیار متنوع و وسیع‌تری بکار برد. شاخص ساختار با توجه به هندسه چشمه تعیین می‌شود انتخاب شاخص ساختار مناسب در تخمین عمق خیلی مناسب است. جدول (۵-۱) شاخص ساختاری را برای مدل‌های ساده زمین‌شناسی برای میدان مغناطیسی و میدان گرانشی نشان می‌دهد (اسدی صدر، 1395 Reid et al).

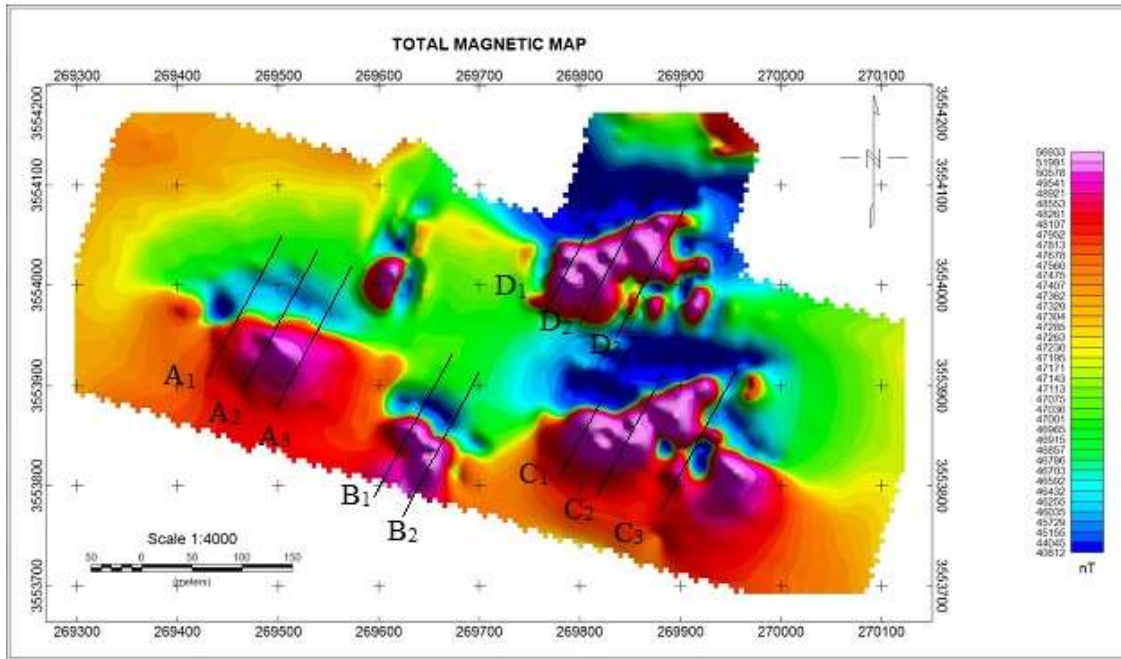
جدول ۵-۱: شاخص ساختار برای مدل‌های زمین‌شناسی مختلف

میدان گرانشی	میدان مغناطیسی	شاخص ساختار
دایک و سیل	کنتاکت	۰/۰
استوانه قائم و افقی	دایک و سیل	۱/۰
کره یا دوقطبی	استوانه قائم و افقی	۲/۰
-----	کره یا دوقطبی	۳/۰

۵-۸-۴- تخمین عمق و مکان کانسار با روش آنالیز پروفیل اوایلر

در نقشه مغناطیسی محدوده مورد مطالعه چند آنومالی مغناطیسی مشاهده می‌شود که برای تخمین عمق در هر آنومالی سه پروفیل برداشتی که هریک از این آنومالی‌ها را قطع کند مورد بررسی قرار گرفته است. برای اجرای واهمامیخت اوایلر از میدان باقی‌مانده مغناطیسی استفاده شده است. در این راستا برای کاهش نوفه عملیات فراسو به میزان ۵ متر بر روی داده‌ها انجام شده است روش ادامه فراسو آنومالی‌های با طول موج کوتاه را حذف نموده و نویز را کاهش می‌دهد. با در نظر گرفتن فاصله ایستگاه‌های برداشت میدان که ۱۰ متر می باشد اندازه پنجره ۵ تعیین شده است. بعد از مشخص شدن پهنای پنجره، شاخص ساختار انتخاب می‌شود. در مشاهدات صحرایی و مطالعات انجام گرفته از روش‌های زمین‌آماري توسط خزاعي و همکاران (1394) مشخص شد که هندسه کانسار به ندرت به

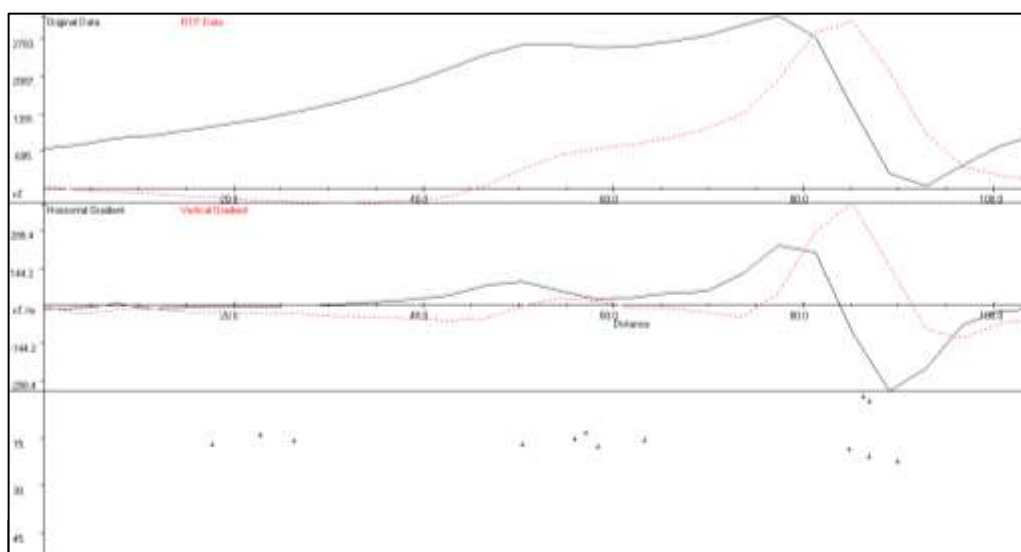
شکل رگه‌ای و اغلب به صورت عدسی و لنز مانند تشکیل شده است پس می‌توان شاخص ساختار آن‌ها را در حدود ۲ فرض کرد. روی چهار آنومالی موجود، موقعیت مکانی پروفیل‌های بررسی شده در شکل (۵-۱۴) مشخص شده است.



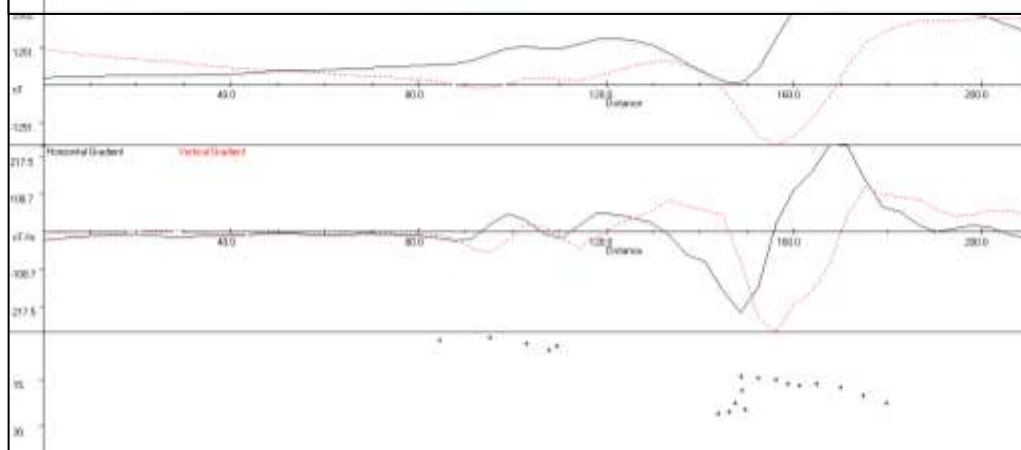
شکل ۵-۱۴: موقعیت مکانی پروفیل‌های مورد بررسی به روش اویلر دوبعدی بر روی نقشه میدان مغناطیسی کل

برای تخمین عمق به روش اویلر روی آنومالی‌های چهارگانه، پروفیل‌های مختلفی روی آنها تهیه و روش اویلر روی آنها اجرا شد. پاسخ تخمین عمق به روش اویلر برای کلیه پروفیل‌های انتخابی در محل آنومالی‌های چهارگانه A تا D در شکل‌های (۵-۱۴) تا (۵-۱۷) ارائه شده است. در هریک از پروفیل‌های تهیه شده چهار نمودار تغییرات میدان کل مغناطیسی، تبدیل به قطب یافته میدان مشتق قائم اول و مشتق افقی در راستای پروفیل مربوطه و تخمین عمق آنومالی به روش اویلر مشاهده می‌شود. تخمین عمق اندیس‌های ساختاری (+) در زیر هر یک از پروفیل‌ها مشخص شده که براین اساس به طور کلی تغییرات عمقی این منطقه از سطح تا حدود ۴۴ متر می‌باشد.

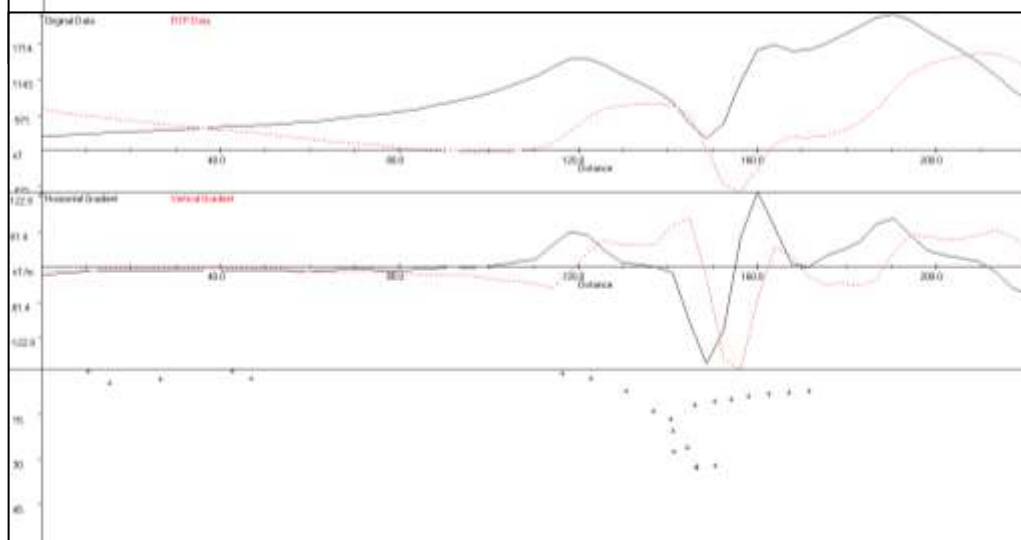
A₁



A_r

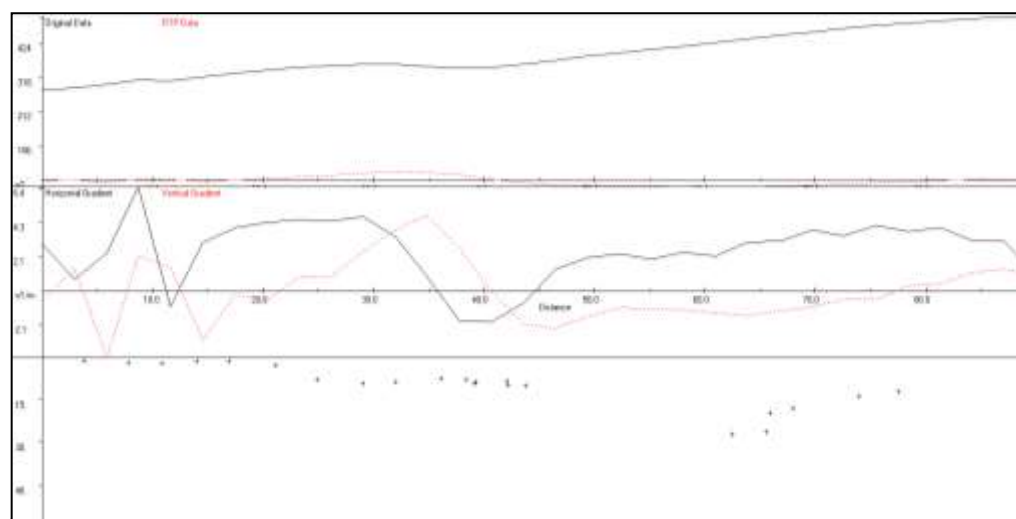


A_r

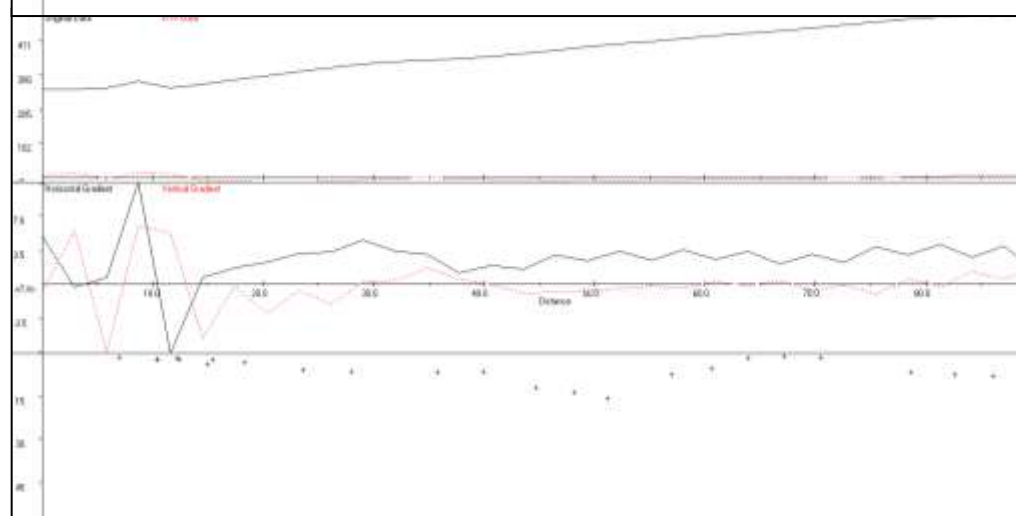


شکل ۵-۱۵: پاسخ روش اویلر برای سه پروفیل در موقعیت آنومالی A

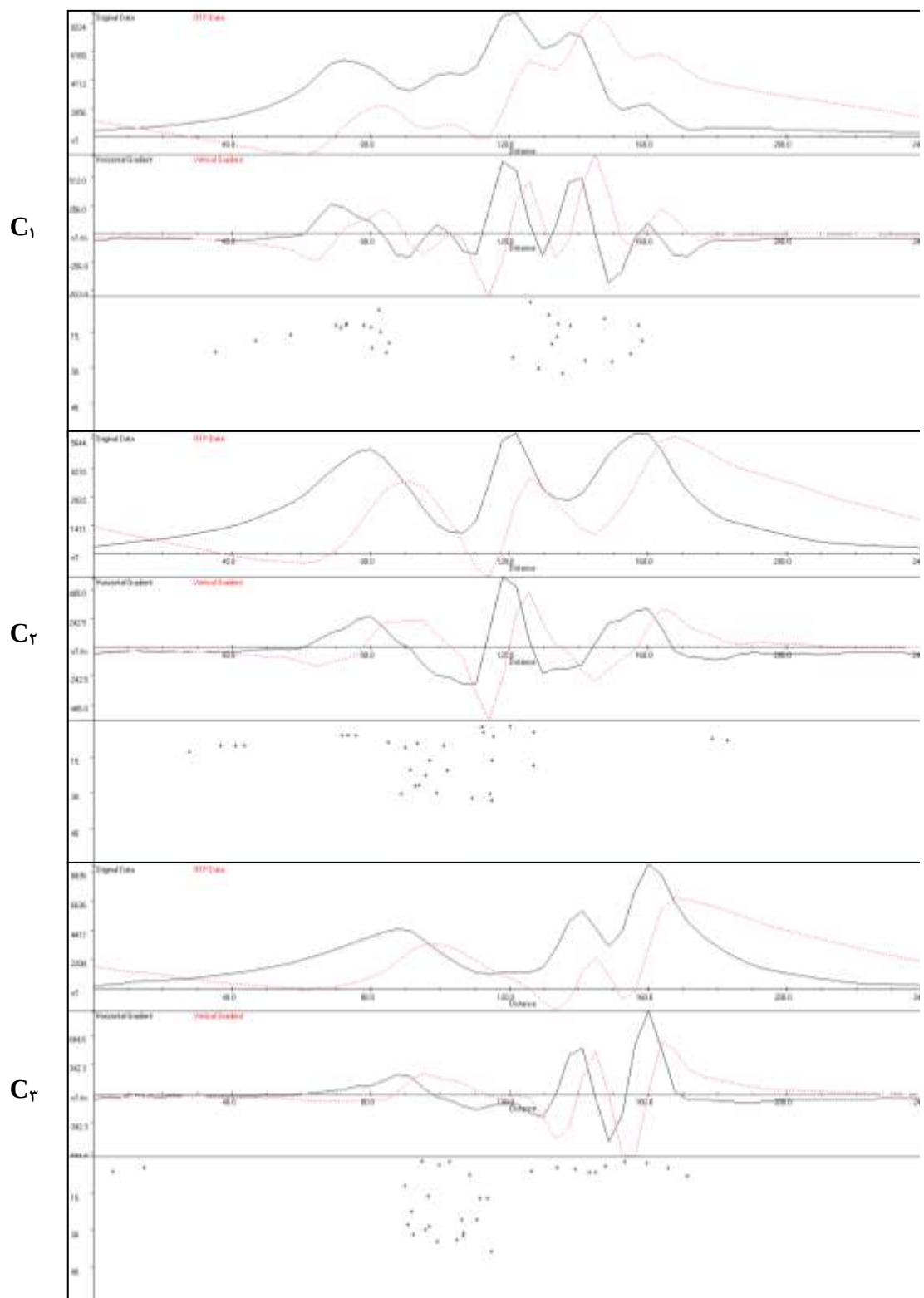
B_۱



B_۲

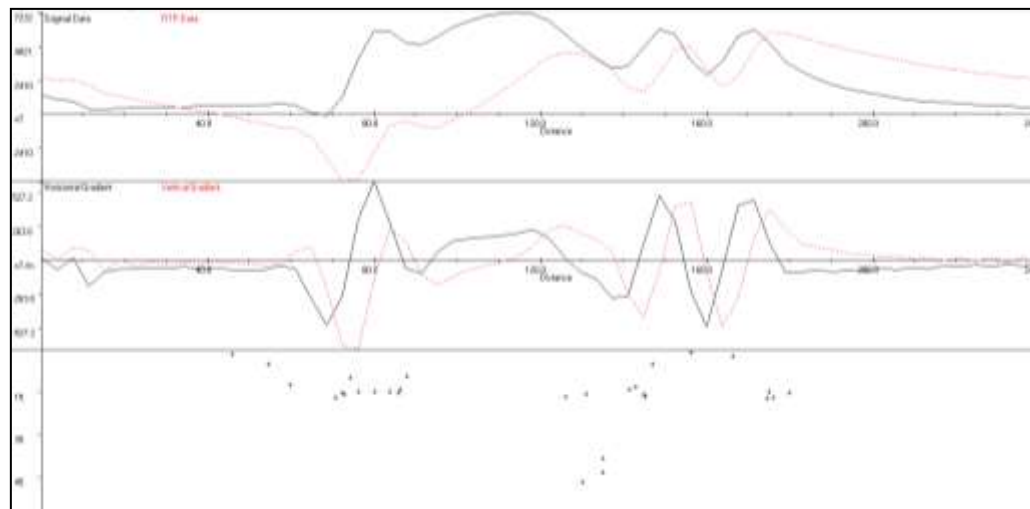


شکل ۵-۱۶: پاسخ روش اویلر برای دو پروفیل در موقعیت آنومالی B

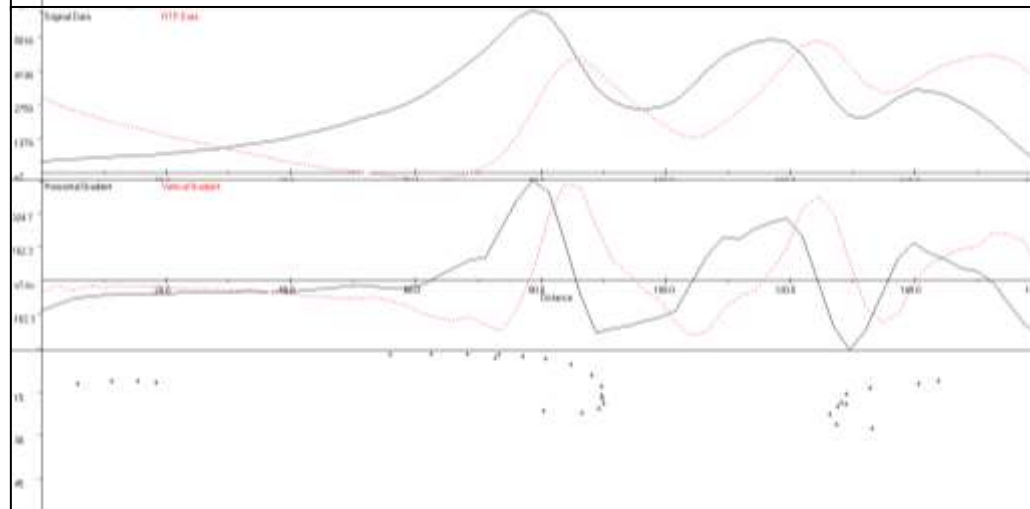


شکل ۵-۱۷: پاسخ روش اویلر برای سه پروفیل در موقعیت آنومالی C

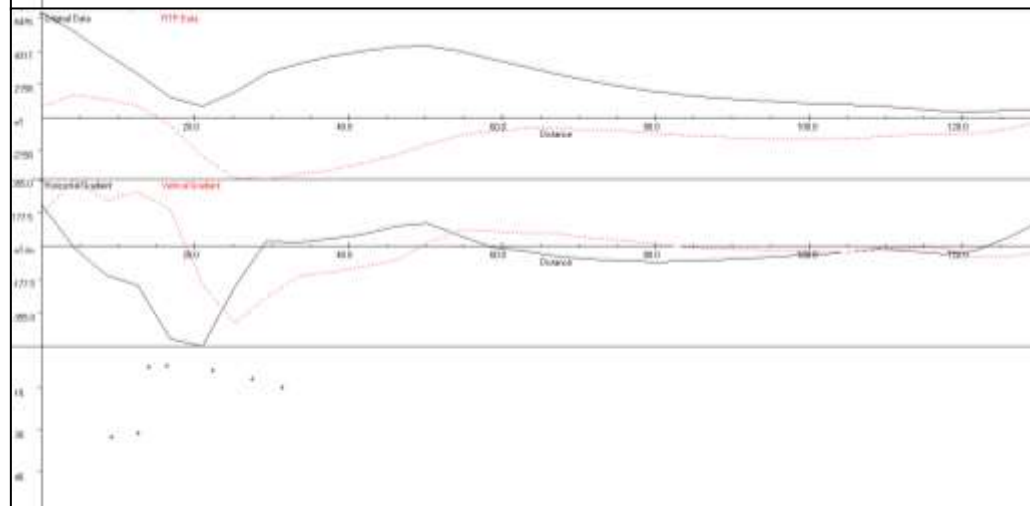
D_1



D_2



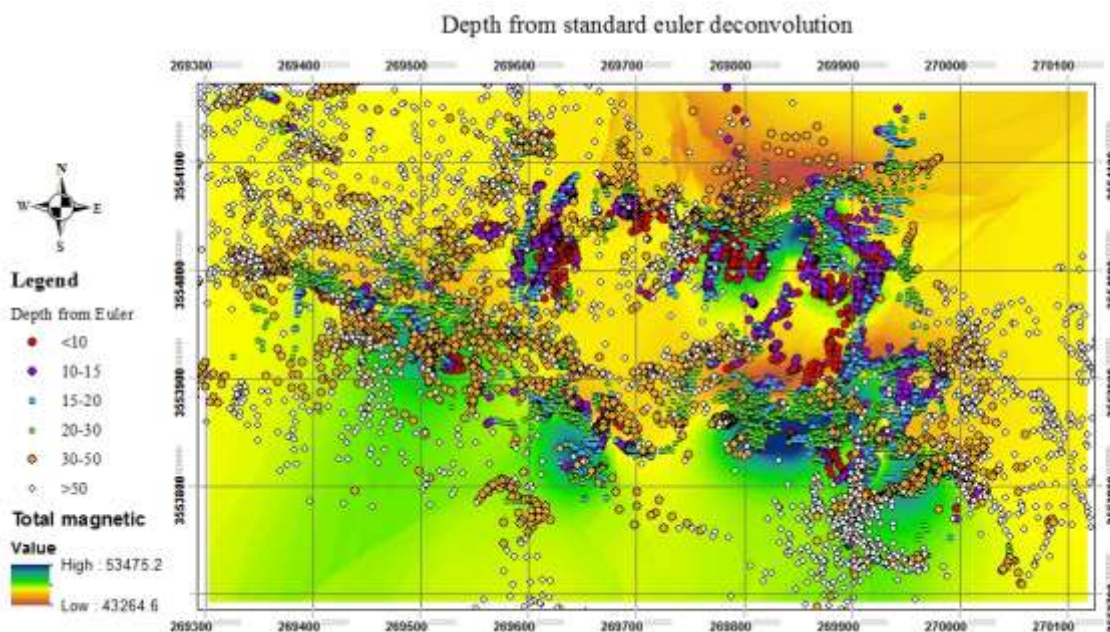
D_3



شکل ۵-۱۸: پاسخ روش اویلر برای سه پروفیل در موقعیت آنومالی D

۵-۸-۵- تخمین عمق و مکان کانسار با روش واهمامیخت اویلر سه بعدی

قبلاً گفته شد که وارون سازی معادله اویلر بر روی داده های شبکه ای اجرا می شود. کیفیت نتایج مستقیماً به کیفیت داده های برداشتی و شبکه بندی شده، وابسته است و به این دلیل قبل از شروع فرآیند وارون سازی، شبکه داده های اولیه دقیقاً ارزیابی شده اند، با آماده سازی داده ها و شبکه داده میدان کل، مرحله بعدی در وارون سازی معادله اویلر، بدست آوردن مشتقات افقی و قائم میدان کل است. برای تضعیف و یا از بین بردن نوفه های فرکانس بالا و خطاهای حاصل از شبکه بندی، ادامه فراسویی به ارتفاع ۵ متر بر روی شبکه داده ها قبل از بدست آوردن مشتقات متعامد اعمال شده است. ادامه فراسو بدون تغییر دادن اهمیت فیزیکی داده ها به طور مؤثری نوفه و خطاهای شبکه بندی را کاهش می دهد. بعد از آماده سازی شبکه داده ها و مشتقات متعامد، برای تخمین عمق و مکان زون های حاوی آهن تکنیک واهمامیخت اویلر بر روی داده ها اعمال شده است. شکل (۵-۱۹) تخمین عمق کانسار با روش واهم آمیخت اویلر سه بعدی در کل محدوده مورد مطالعه را نشان می دهد.



شکل ۵-۱۹: تخمین عمق کانسار با روش واهمامیخت اویلر سه بعدی

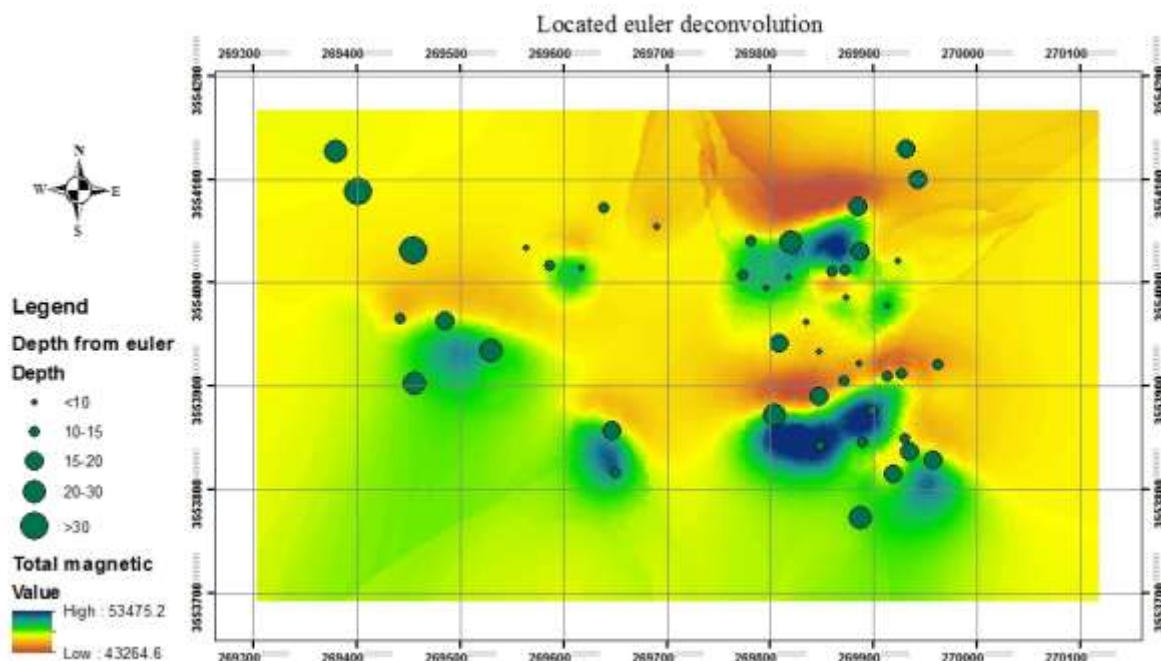
مطابق شکل (۵-۱۹) عمده آنومالی‌های محدوده اکتشافی تا حدود ۵۰ متر عمق دارند. به منظور تفکیک مناسب‌تر و تخمین عمق بهتر از روش سیگنال تحلیلی نیز استفاده شد.

۵-۸-۶- استفاده از شبکه سیگنال تحلیلی و روش واهمامیخت اولیر

روش واهمامیخت اولیر جواب‌ها را با وارون کردن معادله اولیر در یک پنجره از داده در هر نقطه از شبکه بدست می‌آورد. در نتیجه جواب‌ها می‌توانند در مناطقی که عاری از آنومالی‌اند یا در لبه‌های آنومالی که مناسب نیستند ایجاد شوند. همچنین این روش اندازه پنجره ثابتی دارد و برای آنومالی با پهنای مختلف با مشکل مواجه می‌شود و در نتیجه جواب‌های غیرقابل اعتمادی را بدست می‌دهد. در این روش جواب‌های زیادی وجود دارد و به تعداد سلول‌های شبکه نزدیک است. به عنوان مثال برای یک شبکه داده‌ای هزاردرهزار، تقریباً یک میلیون جواب ایجاد می‌شود و سپس براساس تخمین خطاها و دیگر معیارها جواب نهایی انتخاب می‌شود. برای رفع این مشکل می‌توان از شبکه سیگنال تحلیلی در فرآیند وارون‌سازی و یافتن مکان پیک‌های آنومالی‌ها در شبکه سیگنال تحلیلی استفاده کرد. در این صورت، فقط محل این پیک‌ها در فرآیند وارون‌سازی بکار گرفته می‌شوند. شبکه‌های سیگنال تحلیلی از شبکه‌های مشتقات متعامد محاسبه می‌شوند. در این فرآیند ابتدا مکان پیک‌های آنومالی مشخص شده و اندازه پنجره جستجوگر با توجه به پهنای آنومالی‌ها تخمین زده می‌شوند. در این روش تعداد جواب‌های کمتری ایجاد می‌شود، زیرا فقط تعداد کمتری از سلول‌های شبکه (مراکز پیک‌ها) در داده‌ها وجود دارد. از مزیت‌های مهم استفاده از شبکه سیگنال تحلیلی در فرآیند وارون‌سازی این است که جواب‌های تخمین عمق فقط از روی آنومالی‌های انتخاب شده بدست آمده است و اندازه پنجره بر طبق اندازه آنومالی تعیین شده و لذا به تعداد کمتری جواب نهایی دست می‌یابیم.

در شکل (۵-۲۰) تخمین عمق کانسار با محاسبه و در نظر گرفتن سیگنال تحلیلی و اجرای واهمامیخت اولیر در کل محدوده مورد مطالعه ارائه شده است. مطابق این شکل تخمین عمق روی تعدادی از نقاط

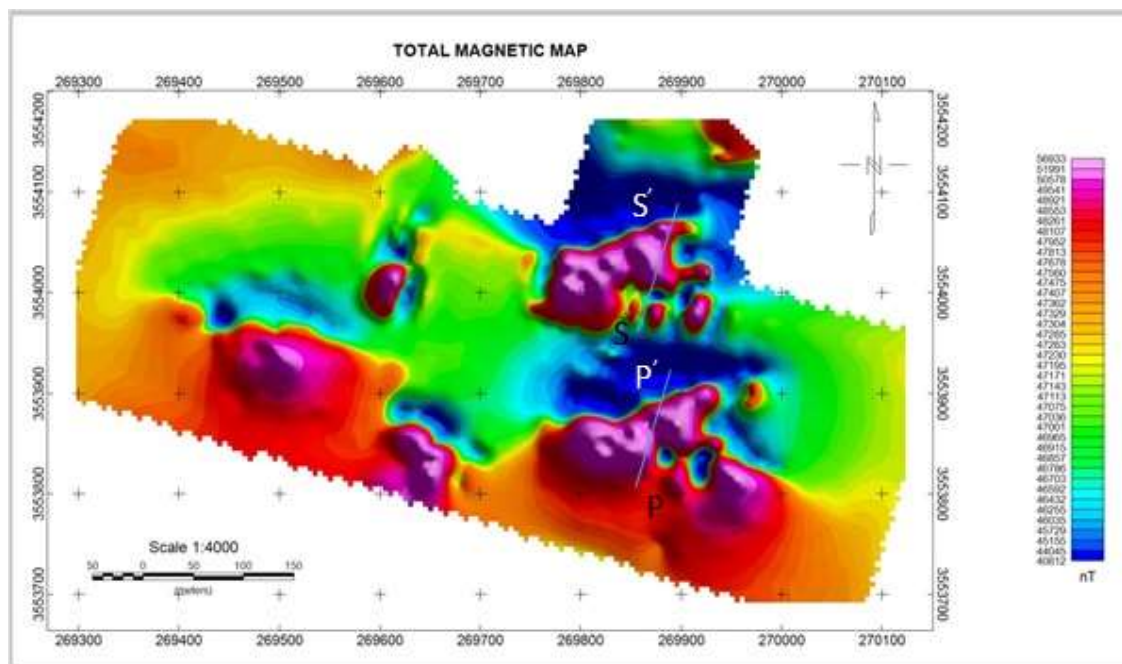
به دست آمده است که برخی از آنها به دلیل دور بودن از آنومالی، قابل قبول نیستند ولی مواردی که مورد قبول هستند تخمینی تا حد ۳۰ متری را ارائه دادند.



شکل ۵-۲۰: نقشه تخمین عمق کانسار با روش اویلر سه بعدی با در نظر گرفتن نقشه سیگنال تحلیلی محدوده مورد مطالعه

۵-۹- مدل سازی دوبعدی کانسار اصلی

با توجه به این که آنومالی‌های A و B از اهمیت کمتری برخوردار هستند لذا در این بخش بر روی نقشه میدان کل مغناطیسی دو مقطع PP' روی آنومالی C و مقطع SS' روی آنومالی D زده شده و سپس با نرم افزار Mag2dc به صورت دوبعدی مدل سازی انجام شد.



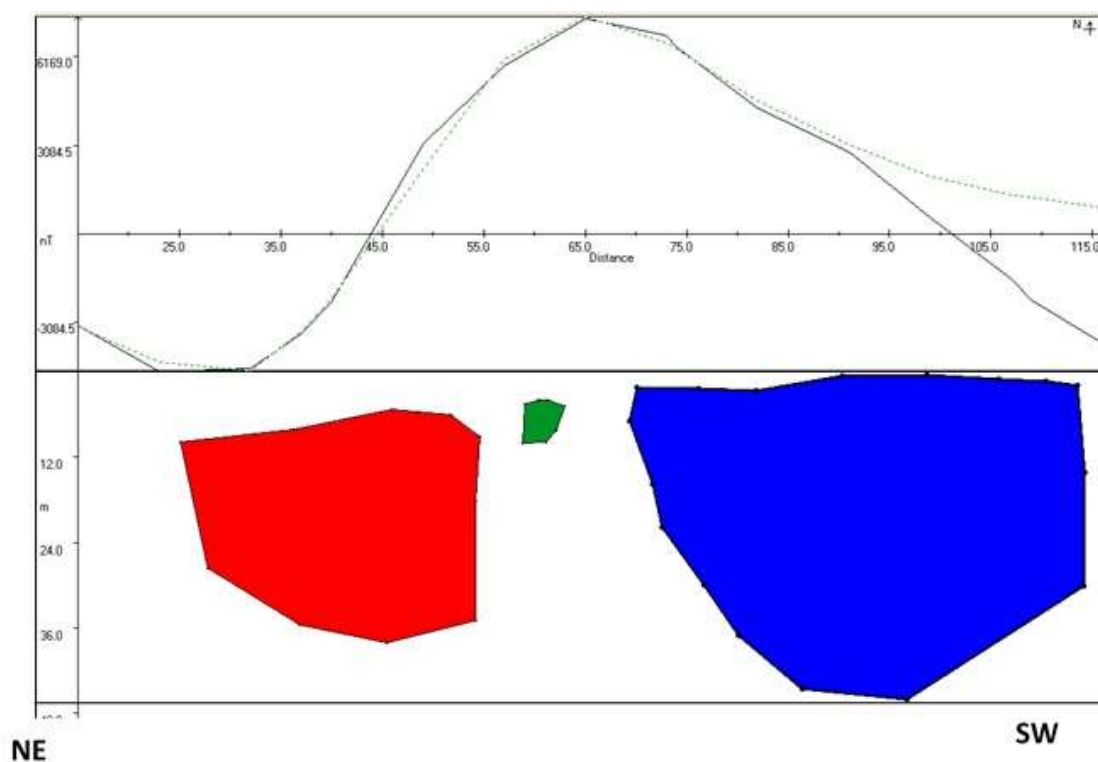
شکل ۵-۲۱: موقعیت مقاطع مورد نظر در مدل سازی دوبعدی

نرم افزار Mag2dc بر اساس تعریف اولیه پارامترهای خودپذیری مغناطیسی و عمق بیشینه کانسار، و مشخصات میدان مغناطیسی زمین در محل مورد مطالعه ساخت مدل را آغاز می کند و با تغییر پارامتر خودپذیری، عمق و ضخامت (گسترش عمقی) کانی سازی جهت بهترین تطابق مدل با داده های مغناطیسی مدل نهائی را ارائه می دهد.

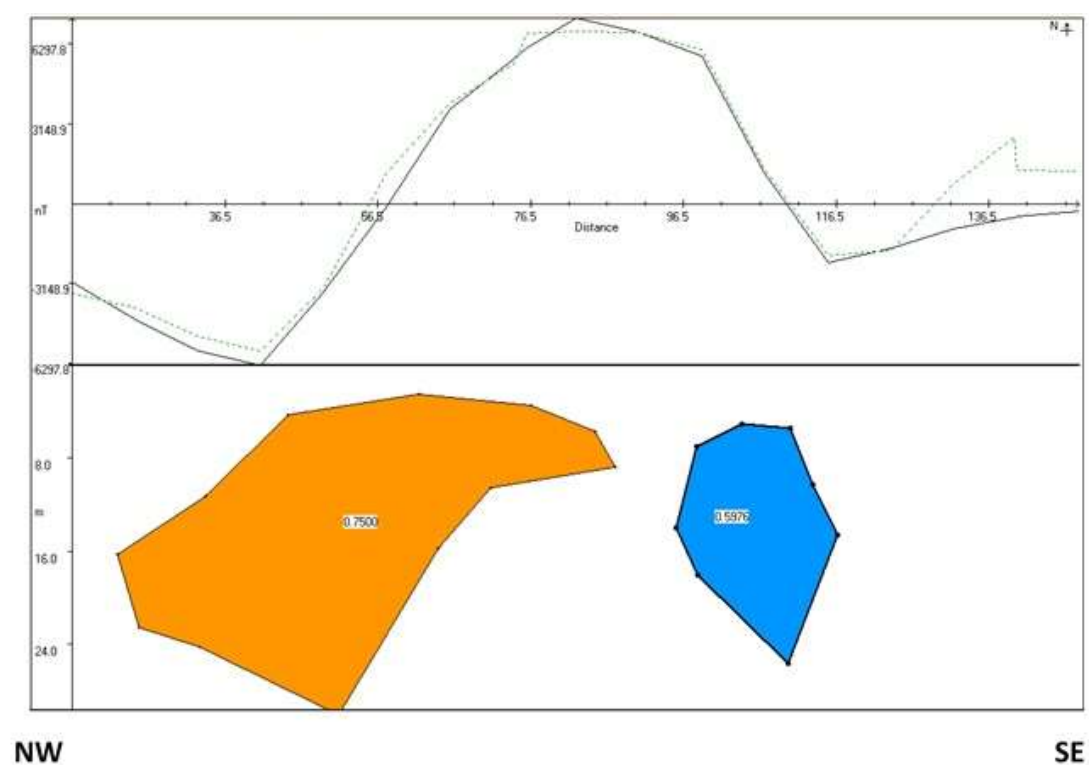
نتیجه مدل سازی کانی سازی آنومالی C در راستای پروفیل PP' در شکل (۵-۲۲) ارائه شده است. همان طور که روی این شکل دیده می شود، کانسار از عمق حدود ۸ متر در سمت شمال شرقی شروع می شود و این عمق تا حدود ۲ متر در سمت جنوب غربی کاهش پیدا می کند. گسترش عمقی کانسار حداکثر تا ۴۵ متر می رسد که با تخمین عمق که قبلاً روی نقشه های ادامه فراسو بدست آمده (۴۰ متر) تفاوت چندانی ندارد. با توجه به این مدل شیب کانسار زیاد است که پیش از این نیز روی نقشه کاهش در قطب چنین شیبی پیش بینی شده بود.

نتیجه مدل سازی دوبعدی کانسار روی آنومالی D در راستای پروفیل SS' در شکل (۵-۲۳) نشان داده شده است. همان طور که دیده می شود، کانسار از عمق حدود ۳ متر شروع می شود و با یک شیب تند

حداکثر تا عمق حدود ۳۰ متر گسترش پیدا می کند.



شکل ۲۲-۵: مدل دوبعدی کانی سازی در راستای پروفیل PP' (آنومالی C)



شکل ۲۳-۵: مدل دوبعدی کانی سازی در راستای پروفیل SS' (آنومالی D)

فصل ششم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱-۶- نتیجه گیری

محدوده مورد مطالعه در این تحقیق بخشی از ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی ماهیرود، محدوده تیغ نوآب، بوده که به لحاظ زمین شناسی دارای واحدهای سنگی آذری نفوذی (گرانودیوریت تا مونودیوریت)، دگرگونی (اسکارنی - هورنفلسی)، سنگهای آذرآواری و نیز رسوبات دوره کواترنری است.

در بازدیدهای صحرایی وجود مگنتیت گزارش شده است. لذا برای اکتشاف ماده معدنی سنگ آهن مطالعات مغناطیس سنجی در یک شبکه منظم در محدوده انجام شده است. پس از انجام تصحیحات مورد نیاز و پردازش و مدل سازی کانسار، نتایج به صورت زیر ارائه می شود:

- در این محدوده بر اساس نقشه آنومالی های مغناطیسی چهار آنومالی D,C,B,A شناسایی شد.
- با استفاده از روش های پردازش کیفی و کمی مشخص شد که عمق کانسار حدود ۳۰ الی ۴۰ مترگسترش دارد که در برخی نقاط رخنمون و در بعضی مکان ها ، عمق بالای کانسار در حد ۳ الی ۴ مترمی باشد.
- تخمین عمق کانسار به روش های اویلر دوبعدی و سه بعدی و مدل سازی به روش نرم افزار Mag2DC تا حد زیادی هم خوانی دارند.
- با هم پوشانی نقشه آنومالی مغناطیسی روی نقشه به مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ محدوده مورد مطالعاتی، محدوده های آنومالی های A تا D روی محدوده ای که به زون کانی زایی مشخص شده، قرار گرفته است.

۲-۶- پیشنهادات

به منظور کنترل نتایج به دست آمده از مطالعات مغناطیسی، پیشنهاد می شود در نقاطی به شرح جدول (۱-۶) حفاری به روش گمانه اکتشافی صورت گیرد.

جدول ۱-۶ : مختصات نقاط حفاری پیشنهادی به منظور کنترل نتایج مطالعات مغناطیسی

سیستم UTM زون 41-WGS84		مختصات جغرافیایی		نقاط
Y	X	عرض	طول	
۳۵۵۳۸۷۰	۲۶۹۸۷۵	۳۲ °۵' ۵۱"	۶۰ °۳۳' ۴۱"	A-۱
۳۵۵۳۸۵۰	۲۶۹۸۰۰	۳۲ °۵' ۵۱"	۶۰ °۳۳' ۳۸"	B-۲
۳۵۵۳۸۰۰	۲۶۹۶۵۰	۳۲ °۵' ۴۹"	۶۰ °۳۳' ۳۳"	C-۳
۳۶۵۴۰۵۰	۲۶۹۸۵۰	۳۲ °۰' ۰۲"	۶۰ °۳۲' ۱۲"	D-۴

در این مطالعه، شدت میدان کل در تمام نقاط برداشت در دو ارتفاع متفاوت، ۲ و ۱ متری از سطح زمین اندازه گیری شده است لذا پیشنهاد می شود مطالعات گرادیان سنجی بر روی این داده های برداشت شده، انجام شود.

- همچنین با توجه به پردازش های جدید و ترکیبی پیشنهاد می شود روش واهمامیخت
اویلر به کمک تبدیل هیلبرت نیز روی داده ها اعمال شود و نتایج با روش های دیگر
مقایسه گردد.

منابع

- آقانباتی، س، ع، زمین‌شناسی ایران، ناشر زمین‌شناسی کشور، ۱۳۸۵.
- جهان‌تیغ، م، نوروزی، غ، آریافرا، و ژولیده سر، ف، ۱۳۹۰، بررسی ویژگیهای هندسی کانسار درح با اعمال فیلترهای مختلف مغناطیسی، اولین همایش ملی مس، کرمان، پژوهشکده صنایع معدنی دانشگاه شهید باهنر کرمان
- جهان‌تیغ، م، نوروزی، غ، ژولیده سر، ف، ۱۳۹۸، بررسی آنومالی مغناطیسی منطقه درح با روش گسترش و کاهش به قطب، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خزاعی‌خلف، ا، ۱۳۹۴، تجزیه و تحلیل داده های ژئومغناطیس با استفاده از روش‌های زمین آماری بمنظور شناسایی آنومالی های مغناطیسی، پایان نامه کارشناسی ارشد رشته مهندسی معدن، دانشگاه بیرجند،
- ابراهیمی، س، کامکار روحانی، ا. و عرب امیری، ع، ۱۳۹۰، گزارش طرح پژوهشی "پردازش و تحلیل داده‌های مغناطیسی اندیس سنگ آهن خلجی-بخش میامی"، دانشگاه صنعتی شاهرود
- آقاجانی، ح، (۱۳۸۸)، رساله دکتری "بررسی قابلیت روش گرادیان کل نرمال داده‌های گرانی در تعیین پتانسیل هیدروکربوری تله‌های نفتی"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود
- آگاه، آ، (۱۳۸۳) پایان نامه کارشناسی ارشد: "مدل سازی و تفسیر داده‌های گرانی و مغناطیس ناحیه طبس"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود
- حسینی، س، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی، دورسنجی

وزمین شناسی به منظوراكتشاف ذخایر آهن در شمال شرق میامی"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و

ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

اسدی صدر، ر.، (۱۳۹۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "تخمین عمق ناهنجاری های مغناطیسی به

روش های اویلر و طیف توان" (مطالعه موردی سنگ آهن میامی)، دانشکده مهندسی معدن، نفت و

ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

نوروزی، غ.، ۱۳۸۸، ژئوفیزیک اکتشافی، دانشگاه تهران

Baranov, V., & Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29(1), 67-79.

Bhattacharyya, B. K. (1969). Bicubic spline interpolation as a method for treatment of potential field data. *Geophysics*, 34(3), 402-423.

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

Blakely, R. J., & Simpson, R. W. (1986). Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51(7), 1494-1498.

Briggs, I. C. (1974). Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39(1), 39-48.

Cordell, L., & Grauch, V. J. S. (1982). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1982* (pp. 246-247). Society of Exploration Geophysicists.

Eve, A.S., keys; D.A., (1982): *Applied geophysics: introduction to geophysical prospecting*, McGill university.

Gunn, P. J. (1972). Application of Wiener filters to transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 20(4), 860-871.

Hood, P. (1965). Gradient measurements in aeromagnetic surveying. *Geophysics*, 30(5), 891-902

- Hsu, S. K., Sibuet, J. C., & Shyu, C. T. (1996). High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. *Geophysics*, 61(2), 373-386.
- Klingele, E. E., Marson, I., & KAHLE, H. G. (1991). Automatic interpretation of gravity gradiometric data in two dimensions: vertical gradient. *Geophysical Prospecting*, 39(3), 407-434.
- Luyendyk, A. P. J. (1997). Processing of airborne magnetic data. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 31-38.
- MacLeod, I. N., Jones, K., & Dai, T. F. (1993). 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. *Exploration Geophysics*, 24(3/4), 679-688.
- 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), 507-517.
- Nabighian, M. N. (1974). Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39(1), 85-92.
- Nabighian, M. N. (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49(6), 780-786.
- Parasnis, D. S., (1997): *Principles of Applied Geophysics*. Chapman. & Hall, London, 5th edn., 429 pp, ISBN 0-412-64 080-5.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. T., & Somerton, I. W. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1), 80-91
- Roest, W. R., Verhoef, J., & Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1), 116-125.
- Tchernychev, M. (2007). *MAGPICK-magnetic map&profile processing User Guide*.
- Telford, W., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., (1991): *Applied Geophysics*, 2nd edn, Cambridge University Press,.

Thompson, D. T. (1982). EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47(1), 31-37.

Whitehead, N., & Musselman, C. (2008). Montaj Grav/Mag Interpretation: Processing, Analysis and Visualization System for 3D Inversion of Potential Field Data for Oasis montaj v6. 3, Geosoft Incorporated, 85 Richmond St. W., Toronto, Ontario, M5H 2C9, Canada.

Zeng, H., Xu, D., & Tan, H. (2007). A model study for estimating optimum upward-continuation height for gravity separation with application to a Bouguer gravity anomaly over a mineral deposit, Jilin province, northeast China. *Geophysics*, 72(4), I45-I50.

Abstract

Magnetic method is one of geophysical methods and used for studying deposits with magnetic characteristics. The area under study located in Mahirood area, south eastern Sarbishe, southern Khorasan province. The survey was done in 40 profiles and 1000 stations with Northeastern- southwestern trend. In this thesis, to delineate anomaly's borders and to estimate deposit's depth, modeling has been done. After necessary pre-processing, Total magnetic, reduction to pole, upward continuation, analytic signal and vertical derivative maps were provided. Analytic signal and vertical derivative and methods were applied to delineate anomalies' borders. Then, using two dimensional Euler and analytic signal, deposit's depth was estimated. Finally, applying software Mag2dc two dimensional model was provided.

According to the results, the area under study contains four probable magnetic anomalies which their average depth is 35 meters.

Key words: Mahirood, Magnetic data, Euler deconvolution, Analytic signal, Modelling



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

M.Sc thesis in Magnetism

Geometrical study and prospecting of Mahirud Metalic Anomalous using Geomagnetic data analysis

Mohamad Hossin Ramazani

Supervisor

Hamid Aghajani

Gholamreza Norozi

September 2017